



**СТРАТИГРАФИЯ
МЕЗОЗОЙСКИХ
ОТЛОЖЕНИЙ
МОНГОЛИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМЭРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

GEOLOGICAL
INSTITUTE



МОНГОЛ ОРНЫ ДУНДТӨРМӨЛИЙН ХУРДАСЫН ДАВХАРГАЗУЙ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Бутээл, цуврал 13

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ

*Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч-гишуун Б. Лувсанданзан,
Г. Г. Мартинсон (хариуцлагатай эрхлэгч), академич В. В. Меннер,
Т. Г. Павлова, академич А. В. Пейве, П. П. Тимофеев,
О. Төмөртогоо, академич А. Л. Яншин*

1975

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
ЛЕНИНГРАД ДАХЬ САЛБАР
ЛЕНИНГРАД

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 13

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. С. Зайцев, член-корреспондент АН МНР *Б. Луvsанданзан*,
Г. Г. Мартинсон (ответственный редактор), академик *В. В. Меннер*,
Т. Г. Павлова, академик *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*,
О. Томуртоого, академик *А. Л. Яншин*

1975

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ЛЕНИНГРАД

STRATIGRAPHY OF MEZOZOIC DEPOSITS OF MONGOLIA

THE JOINT SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 13

Editorial Board:

N. S. Zaitsev, Correspondent member of the MPR Academy of Sciences
B. Luwsandansan, *G. G. Martinson* (responsible editor), Academician
V. V. Menner, *T. G. Pavlova*, Academician *A. V. Peive*, *P. P. Timofeev*,
O. Tumortogoo, Academician *A. L. Yanshin*

Коллектив авторов:

В. Ф. Шувалов, *А. В. Сочава*, *Г. Г. Мартинсон*, *Е. В. Десяткин*, *Л. П. Зоненшайн*,
М. С. Нагибина, *В. Ф. Гусева*, *П. Хосбаяр*, *Л. Жамъяндамба*, *Ж. Бадамгаров*

Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1975, 238 с.

Монография содержит новейший материал по стратиграфии мезозойских отложений Западной, Центральной, Южной и Северо-Восточной Монголии, полученный за последние годы в результате широких исследований совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Помещенный в монографии материал существенно меняет представление о стратиграфии и корреляции триасовых, юрских и меловых осадочных, эффузивно-осадочных и эффузивных образований Монголии. Приводится новая схема стратиграфии мезозоя, основанная на геологических, литологических и биостратиграфических данных. Монография представляет большой интерес для широкого круга исследователей, занимающихся геологией, стратиграфией, палеогеографией и палеонтологией континентальных мезозойских образований обширного Азиатского материка. Табл. — 9, илл. — 63, библи. — 113 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая монография является одним из выпусков серии трудов совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Академий наук СССР и МНР. Она посвящена стратиграфии мезозойских, преимущественно континентальных, отложений западных, центральных, южных и северо-восточных регионов Монгольской Народной Республики.

Континентальные мезозойские отложения Монголии до последнего времени оставались наиболее слабо изученными, совершенно отсутствовала их унификация, не были установлены стратотипические разрезы, неразработанной оказалась биостратиграфическая основа при расчленении осадочных и эффузивно-осадочных толщ. Предложенная в свое время В. Г. Васильевым, В. С. Волхониным и другими исследователями (1959) стратиграфическая схема по мезозою в значительной степени устарела и требовала существенной переработки и дополнений.

С 1967 по 1972 г. участники Советско-Монгольской геологической экспедиции провели достаточно детальные исследования на обширных площадях Западной, Центральной, Юго-Восточной, Заалтайской Монголии и некоторых районов Хангая и Хэнтея. Значительная часть собранного материала использована при составлении данного сводного труда.

В изучении стратиграфии юрских и меловых континентальных образований Монголии принимали участие В. Ф. Шувалов, А. В. Сочава, Г. Г. Мартинсон, Е. В. Девяткин, Р. Барсболд и П. Хосбаяр. Стратиграфией нижнего мезозоя Орхон-Селенгинского прогиба занимались А. А. Моссаковский и О. Томуртоого. Мезозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Северо-Восточной Монголии исследовали Л. П. Зоненшайн, Л. Жемьяндамба и М. С. Нагибина.

Многочисленные органические остатки, собранные в период экспедиционных работ, определялись различными специалистами.

Моллюски были изучены Г. Г. Мартинсоном и Р. Барсболдом, ostracodes — И. Ю. Неуструевой, Е. С. Станкевич и Ё. Ханд, конхостраки — И. В. Степановым и Е. К. Трусовой, остатки рыб — В. Н. Яковлевым, насекомые — Ю. А. Поповым, харовые водоросли — Н. П. Ромашкиной, онколиты и строматолиты — А. В. Сочавой. Остатки позвоночных животных были переданы на определение А. К. Рождественскому, Л. И. Хозацкому, Б. А. Трофимову и др.

Ископаемую древесину изучала И. А. Шилкина, отпечатки листьев — В. А. Вахрамеев и Е. М. Маркович. Ископаемые яйца динозавров, обнаруженные нами в различных районах Гоби, подверглись А. В. Сочавой и Ч. М. Колесниковым детальному микроструктурному, минералогическому и палеобиохимическому анализу. При монографическом изучении фауны и флоры была проведена ревизия старых определений, на которые ссылались предшествующие авторы.

Монография по стратиграфии мезозоя Монголии включает в себя пять глав. Первая глава, составленная Г. Г. Мартинсоном, содержит результаты разработки новых принципов стратиграфии и корреляции юрских и меловых континентальных образований Монголии. Автор выделяет региональные свиты и коррелятивные горизонты.

Во второй главе приводятся новейшие сведения по стратиграфии мезозойских отложений Западной Монголии. Глава составлена авторским коллективом — Е. В. Девяткиным, Г. Г. Мартинсоном, В. Ф. Шуваловым и П. Хосбаяром.

Третья глава, написанная В. Ф. Шуваловым, достаточно полно освещает вопросы стратиграфии мезозоя Центральной Монголии, включая в данный регион Гобийский Алтай, южные склоны Хангая, Долину Озер и Северную Гоби.

Обширная четвертая глава, составленная А. В. Сочавой, посвящена стратиграфии и литологии верхнемеловых отложений южных районов республики. В ней делается попытка решить также некоторые вопросы тафономии и палеогеографии.

Глава пятая, авторами которой являются Л. П. Зоненшайн, Л. Жемьяндамба, М. С. Нагибина и Ж. Бадамгаров, содержит данные по стратиграфии вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований ранне- и позднемезозойского времени некоторых районов Северо-Восточной Монголии. В отличие от деления мезозойских толщ других районов на свиты М. С. Нагибина подразделяет позднемезозойские образования Северо-Восточной Монголии на две крупные серии, что связано со сложностью расчленения вулканогенных толщ и с недостаточной изученностью данного региона.

В монографии наиболее обстоятельно разработаны стратиграфические схемы по западному, центральному и гобийскому регионам. По северо-восточному региону почти не затронут вопрос о развитии нижне-среднеюрских угленосных и вулканогенно-осадочных образований.

Предлагаемый сводный труд не претендует на окончательное решение всех вопросов стратиграфии мезозоя Монголии, но освещает целый ряд проблем с новых позиций с использованием большого количества нового фактического материала, полученного за последние годы. В некоторых главах стратиграфия мезозойских толщ отражает концепцию составителей этих разделов и носит иногда несколько спорный характер.

Коллектив авторов монографии считает своим приятным долгом поблагодарить академика А. Л. Яншина и Н. С. Зайцева за ценные советы, полученные при подготовке рукописи к печати, и выражает глубокую признательность всем специалистам, определившим собранный палеонтологический материал.

К ВОПРОСУ О ПРИНЦИПАХ СТРАТИГРАФИИ И КОРРЕЛЯЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ МОНГОЛИИ

Проблема расчленения и сопоставления осадочных образований континентального генезиса является одной из наиболее сложных в геологии. Разобщенность полей осадконакопления, значительная фациальная изменчивость и отсутствие четко выраженных маркирующих горизонтов сильно усложняют составление сводных стратиграфических схем в пределах обширных площадей развития континентальных толщ.

Наиболее остро проблема стратиграфии этих отложений возникла при широком изучении осадочного покрова южных, центральных и западных районов Монгольской Народной Республики, на территории которой континентальный режим господствовал в течение всего мезозоя. Лишь на самом северо-востоке республики установлено наличие морских отложений триасового и раннеюрского времени.

Мезозойские континентальные образования покрывают значительные площади Гобийского и Монгольского Алтая, всю погруженную часть Восточной, Заалтайской и Северной Гоби. Распространяются они и на более западные, северные и северо-восточные районы Монголии.

Юрские и меловые толщи, представленные на территории республики осадочными и вулканогенными породами, залегают в различных по величине и времени заложения впадинах, не покрывая сплошным покровом обширные площади.

Первые сведения об отложениях, выполняющих гобийские впадины, содержатся в трудах Н. М. Пржевальского, М. В. Певцова, Г. Н. Потанина, Р. Помпелли, Ф. Рихтгофена и других исследователей Азии второй половины прошлого века, связавших эти осадочные толщи с внутриазиатским морем Хан-Хай.

В 1893 г. В. А. Обручев впервые доказал их континентальное происхождение и выделил в «гобийскую серию» третичного времени. В 20-х годах нынешнего столетия Центральноазиатская экспедиция Американского музея естественной истории при изучении целого ряда местонахождений динозавровой фауны в Монголии установила меловой возраст этих отложений. Ч. Берки и Ф. Моррис (Berkey, Morris, 1927) расчленили гобийские осадочные толщи на ряд формаций ранне- и поздне мелового времени. По аналогии с осадочными толщами Северного Китая условно был выделен юрский возраст этих отложений (серия цэцэнван). Важнейшие структурные границы они проводили между юрой и мелом. Все мезозойские образования совместно с юрскими они относили к складчатому фундаменту, меловые и кайнозойские — к «поздним осадкам», слабо затронутым процессами складчатости и метаморфизма.

Формации, выделенные американскими учеными, характеризовали по существу отдельные разрезы в различных точках пустыни Гоби, и сопоставление их носило весьма условный характер.

Ввиду отсутствия в 20-х годах каких-либо иных стратиграфических построений для мезозоя Монголии выделенные формации Оши, Ондай-

Сайр, Джадохта, Сайрим и другие получили достаточно широкое применение в научной литературе того времени.

В 1946—1949 гг. работы Советской палеонтологической экспедиции Академии наук СССР под руководством И. А. Ефремова несколько уточнили возрастную датировку отдельных динозавровых местонахождений. Были выделены разновозрастные меловые костеносные горизонты (Ефремов, 1954), которые сопоставлялись между собой, но не было предложено какой-либо общей стратиграфической схемы.

В 50-х годах на территории Монголии начались широкие геолого-разведочные работы, проводимые большой группой советских геологов. Н. А. Маринов (1957), И. Е. Турищев (1954, 1956), В. Г. Васильев и сотр. (1959), а также многие другие исследователи расчленили мезозойские образования на ряд свит. Эта стратиграфическая схема была составлена преимущественно по материалам из Восточной Гоби, но в дальнейшем распространена на всю территорию Монголии.

Мезозойские отложения МНР В. Г. Васильев и сотр. (1959) отнесли к категории «остаточно-геосинклинальных» в отличие от геосинклинальных образований домезозойского фундамента и платформенных кайнозойских.

В 1957 г. при исследовании результатов Гоби-Алтайского землетрясения группа геологов в составе А. П. Булмасова, Л. М. Балакиной, Ч. Дувжир и др. (1963) изучила мезозойские и кайнозойские образования Гобийского Алтая и установила новые местные свиты, сопоставляя их с восточногобийскими.

В начале 60-х годов обширные районы распространения юрских и меловых отложений были изучены В. Ф. Шуваловым, Т. В. Николаевой и другими геологами в Юго-Восточном Хангае, Северной Гоби и на юго-востоке Монгольского Алтая (Николаева, Шувалов, 1966; Шувалов, 1968). Наконец, с 1967 г. начались широкие планомерные исследования континентального мезозоя Монголии участниками совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР в составе Г. Г. Мартинсона, М. С. Нагибиной, В. Ф. Шувалова, А. В. Сочава, Р. Барсболда и П. Хосбаяра (рис. 1). Основная цель этих исследований заключалась в разработке достаточно обоснованной стратиграфической шкалы континентального мезозоя Монголии, изучении вещественного состава пород, мезозойских структур и выделении биостратиграфических комплексов. Кроме того, необходимо было собрать и монографически обработать все органические остатки из мезозойских отложений.

В результате детальных исследований мезозойских образований Монголии появилось очень много новых данных, требующих значительного пересмотра уже существующих схем.

Как уже отмечалось выше, группой геологов (Н. А. Маринов, И. Е. Турищев, В. Г. Васильев и др.) была выдвинута стратиграфическая схема для мезозойских континентальных отложений. Были установлены следующие свиты: хоирмотская (J_{1-2}), хамархубуринская (J_{1-2}), свита кислых и основных эффузивов (J_3), шарилинская (K_1), цаганцабская (K_1^{-2}), дзунбаинская (K_1^{2-5}), саиншандинская (K_2) и баинширэинская (K_2).

По Гобийскому Алтаю существует схема А. П. Булмасова, Н. А. Логачева, Н. А. Флоренсова и др. (1963), которая включает следующие свиты: Цэлийн (J_{1-2}), Тормхон (K_1), Тэвш (K_1), Холботу (K_1), кислых эффузивов (K_2) и Буйлясун (K_2). При этом свита Цэлийн сопоставлялась с хоирмотской и хамархубуринской свитами Восточной Гоби, свита Тормхон — с шарилинской, свита Тэвш — с цаганцабской, свита Холботу — с дзунбаинской свитой. Эти выдвинутые по Гобийскому Алтаю

региональные свиты не получили широкого распространения в отличие от восточногобийских.

Несомненно, что применение единой стратиграфической шкалы для всей территории Монголии весьма удобно, но она не соответствует международным правилам геологической номенклатуры, по которым понятие «свита» предусматривает наличие единого геологического тела с характерным литологическим составом и идентичным фаунистическим комплексом.

Известно, что юрские и нижнемеловые континентальные образования не покрывают всю обширную территорию МНР единым плащом, но залегают в виде крупных разрозненных пятен во впадинах различного масштаба, т. е. выделяемые здесь свиты не являются единым геологическим телом. Вместе с тем в различных крупных регионах Монголии наблюдается известная специфика пород, характерная лишь для определенных литолого-фациальных зон. Так, например, осадочные толщи юры и нижнего мела Западной Монголии, наиболее полно представленные в Ихэснурской впадине, существенно отличаются от одновозрастных образований Центральной Монголии и Восточной Гоби. Юрские и юрско-нижнемеловые континентальные образования Северо-Восточной Монголии, сложенные преимущественно эффузивным и эффузивно-осадочным материалом, не отождествляются с одновозрастными толщами Восточной Гоби, Центральной и Западной Монголии. Невольно возникала необходимость в разработке принципов стратиграфического расчленения и корреляции этих разнотипных, но одновозрастных образований.

В своих работах по тектонике мезозоя Монголии М. С. Нагибина (1970) делит всю обширную территорию республики на две крупные структурно-фациальные зоны: зону активации и зону ревивации. При выделении этих зон автор в качестве основного принципа брала степень проявления вулканических процессов, но они никак не могли быть использованы для стратиграфических построений, так как в пределах каждой из указанных структурных зон развитие континентальных толщ носило далеко не однородный характер. Достаточно сравнить разрезы мезозойских образований Восточной Гоби, Шараингольского угольного месторождения и района Барун-Мандал-Обо (около Ундурхана), чтобы убедиться в их существенном различии.

Таким образом, в основу выделения региональных свит может быть положен принцип литолого-фациальных изменений, т. е. специфики континентальных образований, характерной для различных крупных регионов Монголии. Конкретное описание разрезов мезозоя разных регионов и их специфика даны в последующих главах.

В настоящее время мы выделяем несколько условно такие регионы: 1) Восточно-Гобийский (Юго-Восточная Монголия), 2) Гоби-Алтайский (Центральная Монголия), 3) Монголо-Алтайский (Западная Монголия), 4) Хангай-Хантейский (Северо-Восточная Монголия). Чтобы сопоставить одновозрастные, но разнофациальные образования Монголии, мы выделяем единые для всей страны коррелятивные горизонты, характеризующиеся соответствующими комплексами органических остатков. При выделении таких горизонтов мы пытались сохранить ряд названий стратиграфических подразделений, прочно вошедших в геологическую литературу по Монголии.

Для юрских и нижнемеловых толщ предлагаются следующие горизонты (снизу вверх): хамархубуринский, шарилинский, цаганцабский, шинхудукский и хухтыкский.

Используя новые стратиграфические данные, приведенные в работах В. Ф. Шувалова (1970а) и П. Хосбаяра (1972, 1973), названия свит мы даем по соответствующим регионам.

В пределах Восточного Гоби-Алтайского региона могут быть приняты хамархубуринская свита (J_{1-2}), шарилинская (J_3), цаганцабская ($J_3-K_1^1$), шинхударская (K_1^{2-3}), хухтыкская (K_1^{4-5}).

В отличие от старой схемы В. Г. Васильева и др. (1959) мы объединили хоирмотскую и хамархубуринскую свиты, так как первая, несомненно, представляет собой базальную часть вышележащей хамархубуринской свиты, постепенно и без каких-либо нарушений переходящая в угленосную часть среднеюрских отложений. В грубых терригенных осадках хоирмотской свиты не было обнаружено органических остатков, позволяющих уверенно выделить эти отложения в самостоятельное нижнеюрское подразделение. Кроме того, мы делим дзунбаинскую свиту с ее двумя подсвитами на две самостоятельные свиты — шинхударскую и хухтыкскую. Такое деление необходимо, так как верхнедзунбаинская подсвита существенно отличается как по литологическому составу, так и по фаунистическим комплексам от отложений нижнедзунбаинской подсвиты. Для последней характерны тонкокластические породы — аргиллиты, алевролиты и разнообразные сланцы (включая битуминозные), тогда как для верхнедзунбаинской подсвиты типичны массивные песчаники и известняки с прослоями глинистых пород. Такое деление стало возможным благодаря описанию новых стратотипов в Восточной Гоби (Мартинсон, Шувалов, 1973).

В Гоби-Алтайском регионе В. Ф. Шувалов (1970а) выделил бахарскую свиту (J_{1-2}), нурачинскую (J_2^2), тормхонскую (J_3), ундурухинскую ($J_3-K_1^1$), андахударскую (K_1^{2-3}), хулсынгольскую (K_1^{4-5}).

В отличие от местных свит, выделенных для узкой полосы Гобийского Алтая А. П. Булмасовым, Н. А. Логачевым и др. (1963), В. Ф. Шувалов, изучив более обширную территорию Центральной Монголии, предложил новую стратиграфическую схему и выделил вышеназванные свиты. Лишь свита Тормхон оказалась достаточно выдержанной по всей площади региона и поэтому сохранила свое первоначальное название в схеме В. Ф. Шувалова (табл. 1).

По Монголо-Алтайскому региону (преимущественно Котловина Больших Озер) П. Хосбаяр (1973) впервые предложил следующие свиты: жаргалантскую (J_{1-2}), дарбискую (J_{2-3}), ихэснурскую (J_3), гурванэрэнскую ($J_3-K_1^{1-3}$), зэрэгскую (K_1^{4-5}).

Вопрос о выделении региональных свит в Хангай-Хэнтийском регионе пока что остается открытым ввиду недостаточного количества материала и слабой изученности этого региона. Следует только отметить, что, несмотря на общность органических остатков, отложения данной области существенно отличаются по фациальному составу от осадочных толщ иных регионов. Например, верхнеюрские отложения Эгийн-Гола, Шарыин-Гола, Налайхи, возраст которых определен флорой, моллюсками и остатками рыб, представлены не красноцветными молассоидами шарилинского типа, а сероцветными аргиллитами, алевролитами, углистыми сланцами, песчаниками и свидетельствуют о гумидном климате в северных районах МНР.

Значительное различие наблюдается и в характере нижнемеловых отложений востока и запада. Установлено, что вдоль Монгольского Алтая осадочные толщи этого времени отличаются своей пестроцветностью и красноцветностью, тогда как в восточных, центральных и северных районах они обычно сероцветны и лишь на некоторых участках приобретают красноватый оттенок. Характерной чертой северо-востока является интенсивное развитие эффузивных и интрузивных пород, что совершенно несвойственно западным районам республики, где проявления вулканизма не наблюдается.

Таблица 1

Схема стратиграфии юрских и меловых отложений МНР

система	отдел	ярус	горизонты	Предлагаемая схема				Схема В. Г. Васильева и др. (1959)			
				свиты				свиты	ярус	отдел	система
				Юго-Восточная Монголия	Юго-Западная Монголия	Центральная Монголия	Западная Монголия				
Меловая	Поздний мел	Маастрихт	—	Нэмэгэтинская		—	—	Баинширэнская	Турон—сеноман	Поздний мел	Меловая
		Кампан—верхний сантон	—	Барунгойотская (джибхалантская?)		—	—				
		Нижний сантон—верхний сеноман	—	Баинширэнская		—	—				
		Нижний сеноман	—	Саиншандинская		—	—	Саиншандинская	Сеноман		
	Ранний мел	альб—апт	Хухтыкский	Хухтыкская	Душинская	Хулсынгольская	Зэрэгская	Дзунбаинская: верхняя подсвита	Альб—апт	Ранний мел	
		Баррем—готерив	Шинху-дукский	Шинху-дукская	—	Андаху-дукская	Гурван-эрэнская	нижняя подсвита	Баррем—готерив		
		Баланжин—верхний титон	Цаганцабский	Цаганцабская	—	Ундур-ухинская		Цаганцабская	Готерив—валанжин		
Юрская	Поздняя юра	Нижний титон—келловей	Шарилинский	Шарилинская	—	Тормхонская	Ихэснурская	Шарилинская	Баланжин	Юра	Юрская
							Дарбисская				
	Средняя и ранняя юра	Бат—геттинг	Хамархубуринский	Хамархубуринская	—	Нурачинская Бахарская	Жаргалантская	Кислых и основных эффузивов	Титон—киммеридж		
								Хамархубуринская	Бат—байос		
								Хоирмотская	Аален		

Верхнеюрские образования северо-восточной части Монголии в свое время В. Г. Васильев и сотр. (1959) относили к свите кислых и основных эффузивов, что имело достаточное основание, ибо толщи данного возраста сложены преимущественно вулканическими породами. Но обозначение свиты по составу слагающих ее пород не было удачным.

В настоящее время М. С. Нагибина, изучившая геологию Северо-Восточной Монголии, предложила, несколько условно, выделить нерасчлененную чойбалсанскую серию, в которую включаются все эффузивные и эффузивно-осадочные породы верхов средней и всей верхней юры, а также валанжина. Понятно, что такое объединение разновозрастных толщ в одну единую серию можно считать лишь предварительным и требует своей дальнейшей разработки.

Занимаясь изучением стратиграфии юрских и меловых континентальных толщ Монголии, нельзя не заметить существенной разницы в характере залегания и распространении юрско-нижнемеловых и верхнемеловых образований. Первые формировались в виде разрозненных пятен в межгорных впадинах в условиях интенсивной тектонической деятельности, в результате чего они сильно дислоцированы; вторые залегают почти горизонтально, покрывают значительные площади и достигают сравнительно небольшой мощности, что свидетельствует об их платформенном типе. По литолого-фациальным особенностям верхнемеловые отложения также сильно отличаются от юрско-нижнемеловых.

Выделенные В. Г. Васильевым и сотр. (1959) сайншандинская и байнширэинская свиты для верхнего мела в настоящее время не могут быть приняты в том объеме, в котором они описывались. Совершенно отсутствовали четкие границы между указанными свитами. Благодаря этому авторы часто отождествляли разновозрастные отложения верхнего мела и объединяли их в единую свиту.

Новые обильные сборы разнообразной фауны и детальные исследования позднемеловых осадочных толщ позволили более обоснованно расчленить эти образования и уточнить их геологический возраст. На подробном расчленении позднемеловых отложений мы остановимся ниже; отметим лишь, что в настоящее время большинство исследователей выделяют для всей Монголии четыре единые свиты по верхнему мелу: сайншандинскую, байнширэинскую, барунгойотскую и нэмэгэтинскую.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЮРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ОБОСНОВАНИЕ ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВОЗРАСТА

Нижняя и средняя юра. В основании мощной серии мезозойских континентальных осадков залегает очень характерная по литологическому составу толща речного, пролювиального и озерного генезиса. Она, как правило, залегает с резким размывом и угловым несогласием на породах доюрского возраста и сложена сероцветными конгломератами, реже конгломерато-брекчиями и брекчиями, содержащими прослой гравелитов и песчаников, которые выше по разрезу покрываются серо-бурыми разнотекстурными плитчатыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В верхней части разреза встречаются линзы и слои каменного и бурого угля. В некоторых юго-восточных и центральных районах Монголии наряду с осадочными породами встречаются эффузивы среднего и кислого состава и их туфы. Мощность этих нижне-среднеюрских образований варьирует от 700—1000 до 3000—3500 м, достигая максимальной величины в юго-восточном Хангае и Гобийском Алтае. Вся эта толща выделяется на юго-востоке в хамархубуринскую свиту, в Гоби-Алтайском регионе она представлена бахарской свитой, а на западе, в Котловине Больших Озер, — жаргалантской свитой. В Гоби-Алтайском регионе

В. Ф. Шувалов (1970а) относит к средней юре еще нурачинскую свиту, возраст которой не вполне ясен, так как в ней органических остатков не было найдено.

В Восточной Гоби, Центральной Монголии и на западе страны нижне-среднеюрские отложения весьма однотипны, лишь состав конгломератов существенно меняется в зависимости от состава пород источников сноса.

В средней и верхней частях разреза, в осадочных образованиях того времени, представленных отложениями озерного генезиса, местами встречаются скопления раковин пресноводных пелеципод, конхострак, остракод, целые стволы и пни окремнелых деревьев, листовые отпечатки, споры и пыльца. Комплексы фауны и флоры достаточно достоверно свидетельствуют о нижне-среднеюрском возрасте этих толщ.

Данный комплекс органических остатков, характеризующий хамархубуринский горизонт, представлен следующими формами — пелециподы (по Г. Г. Мартинсону): *Ferganoconcha sibirica* Tschern., *F. curta* Tschern., *F. subcentralis* Tschern., *F. cf. anadontoides* Tschern., *F. tomiensis* Rag., *Pseudocardinia longa* Kol. et Spassk., *P. sibirica* Martins., *P. cf. angulata* Kol. et Spassk., *P. cf. jeniseica ungrensis* Martins., *Sibireconcha lancoviensis* Leb., *Tutuella cf. crassa* Rag., *T. sibirica* Leb., *Unio* sp.; остракоды (по И. Ю. Неуструевой): *Darwinula dubia* Zhong, *D. guanganensis* Hou, *D. aff. sarytirmensis* Sharap., *Darwinula* sp. Конхостраки (по Е. К. Трусковой): *Sphaerostheria Shimamura* (Kob.), *Brachystheria cf. heckeri* (Tschern.), *Lioestheria convexula* Truss., *L. saichanica* Truss., *Glyptoasmussia khinganensis* (Kob.), *Palaeolyncus changaica* Truss.; листовые отпечатки (по В. А. Вакрамееву и Е. М. Маркович): *Neocalamites pinitoides* (Chachlov) Pryn., *Equisetites ferganensis* Sen., *Coniopteris* ex gr. *spectabilis* Brick., *C. hymenophylloides* (Br. Sew.), *Coniopteris burejensis* Lal., *Klukia exilis* (Khill.), *Cladophlebis* ex. gr. *haiburnensis* L. et H., *C. argutum* (Heer) Font., *C. spectabilis* (Heer) Font., *Sphaenopteris* sp., *Heilungia* sp., *Ginkgo digitata* Brogn., *G. sibirica* Heer, *Czecanowskia rigida* Heer, *Podozamites* ex gr. *lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* Heer, *Carpolites heeri* Tur.-Ket., *C. cinctus* Nath.; спорово-пыльцевой комплекс (по Г. А. Балуевой): *Selaginellites jurassicus* Nikit., *S. vulgaris* Nikit., *Coniferae*.

Как видно из перечисленных списков органических остатков, в хамархубуринское время большое развитие получила разнообразная флора, местами обитали пресноводные пелециподы. В значительно меньшем количестве присутствовали остракоды и конхостраки.

Вся фауна и флора была обнаружена в плотных аргиллитах и плитчатых песчаниках, в средних и верхних частях разреза, отличаясь хорошей сохранностью. Остатки листовой флоры встречались почти во всех точках распространения нижне-среднеюрских отложений. Фауна была обнаружена в районах Хамар-Хубурина, Тушилгэ, Сайхан-Обо, Гобийском Алтае и на западе, в районах Хиргис-Нура, Жаргаланта и Ихэснурской впадины. Раковины ферганоконых найдены также в угольном месторождении Эгийн-Гола (Северная Монголия).

Очень существенно, что аналогичная фауна известна из континентальных отложений Азии, переслаивающихся с морскими, что значительно уточняет геологический возраст вмещающих пород. Так, например, двустворчатые ферганоконы известны из якутской свиты Ленского бассейна, из нижне-среднеюрских отложений Ферганы и Тургая, встречаются они в тугнуйском горизонте Забайкалья. Двустворчатые *Pseudocardinia*, *Tutuella* и *Sibireconcha* также характерны только для нижне-среднеюрских отложений азиатского материка. Менее конкретные результаты получены по остракодам, что, видимо, объясняется слабой изученностью юрских представителей этой группы.

Выделять нижнюю юру в самостоятельное подразделение пока не представляется возможным, так как в отложениях этого возраста не было найдено органических остатков. Сложенная очень грубым терригенным материалом эта толща является началом процесса седиментогенеза нижне-среднеюрского времени, ее базальной частью. В связи с этим мы и не сочли возможным выделить самостоятельную хойрмотскую свиту, как это было сделано Н. А. Мариновым (1957), В. Г. Васильевым и др. (1959), а включили ее как базальный горизонт в хамархубуринскую свиту.

Верхняя юра. Верхнеюрские отложения, представленные шарилинским горизонтом, существенно отличаются от нижележащих среднеюрских. В Восточной Гоби (гора Тушилгэ), Гобийском Алтае (Холботу-Сайре) и во многих других районах они с резким несогласием покрывают более ранние осадочные толщи и знаменуют начало нового седиментационного цикла.

Верхнеюрская толща сложена, как правило, в нижней части красноцветными конглобрекциями, плохо отсортированными конгломератами, гравелитами с прослоями песчаников и глин пролювиального и аллювиально-пролювиального генезиса. В верхней части толщи встречаются обычно переслаивающиеся пестроцветные и зеленовато-серые песчаники, конгломераты и глины речного и озерного происхождения.

В некоторых районах Монголии с этим возрастом связаны эффузивы кислого, среднего и субщелочного состава, а также их туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты. В верхах позднеюрских отложений Гобийского Алтая, Восточной Гоби и других мест встречаются маломощные покровы основных эффузивов (базальтов).

Интенсивная вулканическая деятельность в верхнеюрское время способствовала выделению в Северо-Восточной Монголии самостоятельной свиты кислых и основных эффузивов (Маринов, 1957; Васильев, 1959). Однако выделение свиты по наличию эффузивов не является оправданным, так как вулканический материал часто встречается весьма локально и может быть различного возраста.

Достаточно точно установлено, что разнообразные эффузивы местами замещаются красноцветными или сероцветными конгломератами и характеризуют вулканическую деятельность лишь в определенных районах. Так, например, в Котловине Больших Озер в мезозое совершенно отсутствуют эффузивы, и верхнеюрские отложения представлены исключительно осадочными образованиями. Учитывая найденные органические остатки и расположение в разрезе этих континентальных образований, независимо от генезиса мы выделяем их в шарилинский горизонт с обозначением соответствующих свит по различным регионам. К этому времени относится образование шарилинской, тормхонской и ихэснурской свит. Правда, П. Хосбаяр (1972) в низах верхней юры в Монгольском Алтае выделил еще красноцветную дарбискую свиту, которая подстилает отложения типичного шарилинского горизонта, но по составу обнаруженной в ней фауны она скорее относится к верхам средней юры, чем к верхней.

Отложения шарилинского горизонта в Юго-Восточной, Центральной и Западной Монголии обычно разделяются на две толщи: нижнюю щебенисто-гравелитистую и верхнюю глинисто-песчаную. Флора, обнаруженная в этих отложениях, представлена лишь несколькими видами *Sphaenobaiera cf. longifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Ginkgo ex gr. sibirica* Heer. Формы эти, имеющие, по мнению В. А. Вахрамеева и Е. М. Маркович, очень широкий возрастной диапазон (от верхнего триаса до раннего мела), не противоречат позднеюрскому возрасту.

Более конкретные результаты дают определения харофитов, конхострак и остракод. Харовые водоросли представлены, по определению

Н. П. Ромашкиной, *Aclistochara jonesi* Peck, *Stellatochara obovata* (Peck), широко распространенными в сходных красноцветных кимеридж-титонских отложениях формации Моррисон Северной Америки и в Евразии.

Среди конхострак встречаются *Pseudograptia andrewsi* (Jones) и *P. murchisoniae* (Jones), характерные, по данным И. В. Степанова, для конца верхней юры. Аналогичные формы известны из пурбекских слоев Западной Европы. Среди остракод наибольший интерес представляют виды *Cypridea trita* Lub., *C. tuberculisperga* Gal. Первый из них, по мнению И. Ю. Неуструевой, сходен с *Cypridea sowerbyi* Martins, известным из верхнеюрских, пурбекских отложений ГДР и ФРГ, а второй — с *Cypridea tuberculata* (Sow.) var. *adjuncta* Jones из пурбека Англии. Менее показательны собранные пелециподы, представленные новым видом *Limnocyrena holbotuensis* sp. nov., близким к верхнеюрскому *Limnocyrena recta* Ch. Kol. из Западного Забайкалья. В верхнеюрских отложениях Западной Монголии, в Сангин-Далайской впадине, обнаружены пелециподы рода *Arguniella*: *A. ovalis* Kol., *A. compacta* Kol., известные из верхних слоев нижней юры и начала нижнего мела Азии. Мощность осадочных толщ шарилинского времени колеблется в пределах от 1000 до 2500 м, а местами и больше.

Нижний мел. Нижнемеловые отложения Монголии Н. А. Маринов (1957), И. Е. Турищев (1956), В. Г. Васильев и др. (1959) выделили в цаганцабскую и дзунбаинскую свиты. Первая представлена двумя толщами: нижней — эффузивно-осадочной и верхней — туфогенной.

По наблюдениям вышеназванных авторов и в результате наших исследований было установлено, что в юго-восточных и центральных районах МНР эффузивно-осадочная толща ложится своим щебенистым горизонтом на слабодислоцированные отложения шарилинского времени. Выше этого базального горизонта залегают косослоистые конгломераты, гравелиты, переслаивающиеся с туфами, базальтами, андезитами, туфопесчаниками и туфоглинами. Мощность этой толщи достигает местами 800 м. Вышележащая туфогенная толща включает в себя три пачки (снизу вверх): сланцеватую, туфопесчаную (желтовато-белую, а выше зеленоватую) и глинисто-песчаную (голубовато-серую).

В большинстве районов Восточной Гоби (Тушилгэ, Цаган-Цаб, Цаган-Субурга, Табун-Хира-Обо и др.) пачки плотных плитчатых и тонколистоватых сланцев состоят из чередующихся туфоглин, белых гейзеритов и вулканических кислых стекол. Местами встречаются конгломераты, белые туфопесчаники, желтовато-серые песчаники, гравелиты и глинистые песчаники с отпечатками рыб, конхострак, моллюсков, остракод и насекомых. Флора обычно представлена редкими фрагментами трудноопределимых листьев.

Туфопесчаниковая пачка в нижней части сложена горизонтами молочно-белых и желтоватых средне- и мелкозернистых опоковидных туфопесчаников. Выше залегают зеленовато-серые глины с линзами и прослоями доломитовых мергелей. Встречаются горизонты аргиллитов с прослоями листоватых глинистых сланцев, глинистых туфопесчаников. Сланцы, аргиллиты и зеленовато-серые глины изобилуют отпечатками рыб, моллюсков, конхострак и остракод.

Глинисто-песчаная пачка завершает туфогенную толщу цаганцабского времени. В основании ее залегают аргиллиты и сланцеватые серые глины с отпечатками различных беспозвоночных. Выше по разрезу эти породы сменяются темно-, голубовато- и зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями карбонатных пород, песчаников и гравелитов.

Весьма существенно, что отложения цаганцабского времени в юго-восточных и восточных районах хорошо отличимы от подстилающих и

покрывающих пород светлой окраской, присутствием туфогенного и эффузивного материала. В Центральной и Западной Монголии состав пород цаганцабского времени меняется.

В Центральной Монголии отложения этого возраста отнесены В. Ф. Шуваловым (1970а) к ундурухинской свите, где они представлены, помимо осадочных пород, покровами основных эффузивов (базальтами, долеритами), достигающих местами суммарной мощности более 500 м, а также карбонатными хемогенными образованиями.

Мощность цаганцабской свиты варьирует от 200—300 до 800—1000 м, достигая максимальной величины в Гобийском Алтае.

В Западной Монголии эффузивы и туфы совершенно отсутствуют, и отложения цаганцабского времени сложены здесь переслаиванием глинистых сланцев, плитчатых мергелей, глин и песчаников. Встречаются горизонты гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Эти осадочные образования характеризуются светло-серой, желтоватой и буроватой окраской и мало чем отличаются по своему литологическому составу от отложений шинхудукского времени, которые содержат лишь большее количество слоев листоватых сланцев, образующих выдержанные по мощности пачки.

В таких западных районах, как в Ихэснурской и Зэрэгской впадинах, мы практически не имеем возможности отделить отложения цаганцабского времени от осадочных толщ шинхудукского времени. Здесь имеется единый цикл седиментации, который, по схеме Н. Хосбаяра (1973), выделяется в одну единую гурванэрэнскую свиту.

В возрастном отношении отложения данного времени хотя и включены в данной главе в раздел по раннему мелу, но захватывают и горизонты титона. Фауна и флора представлены переходными элементами от верхней юры к валанжину.

Систематический состав органических остатков цаганцабского горизонта следующий — пелециподы: *Arguniella ovalis* Kol., *A. asiatica* Kol., *A. quadrata* (Martins.), *Limnocyrena waugshihensis* (Grab.), *L. kweichowensis* (Grab.), *L. shantungensis* (Grab.), *L. recta* Kol., *L. marginata* Kol., *Lamproscapha tugrigensis* Martins., *L. murtoica* Martins., *Unio elongatus* Martins., *Unio* sp.; гастроподы: *Probaicalia elongata* Martins., *P. vitimensis* Martins., *P. rammelmeyeri* Martins., *Bithynia leachioides* Martins., *Valvata* cf. *menguinensis* Grab.; конхостраки (по И. В. Степанову): *Bairdestheria boronurensis* sp. nov., *B. ihesnurensis* sp. nov., *B. jeholensis* (Kob. et Kus.), *B. longissimiformis* sp. nov., *B. orientalis* (Eichw.), *B. pseudobernsteini* sp. nov., *Liograptia lata* (Kob. et Kus.), *L. subquadrata* Novoj., *Paleoleptestheria wolchonini* Novoj., *P. legiminiformis* Kras., *P. dahurica* Kras., *Pseudestheria erdeniulaica* sp. nov., *P. undaensis* Kras., *Pseudograptia cupa* Kras., *Lioestheria imperfecta* Novoj., *Loxopolygrapta magnifica* Novoj., *Opsipolygrapta kuengaica* Kras.; остракоды (по И. Ю. Неуструевой): *Cypridea zugustraica* Scoblo, *C. remota* Lüb., *C. concinna* Hou, *C. trita* Lüb., *C. consulta* Mandl., *C. sowerbyi* Martins., *C. kansuensis* Hou, *Cypridea* sp., *Mongolianella palmosa* Mandl., *Limnocypridea* sp., *Lycoperacypis infantilis* Lüb., *Iliocyprimorpha netschaevae* Su, *Rhinocypris* ex gr. *echinata* Mandl., *Kaitunia* sp., *Mantelliana* sp., *Theriosynecum* sp., *Timiriasevia costata* Gal., *Darwinula* ex gr. *barabinskensis* Mandl., *D. contracta* Mandl., *D. oblonga* (Roem), *D. ex gr. leguminella* (Forbes); рыбы (по Е. Н. Яковлеву): *Lycoperter a middendorffii* Reis.; харофиты (по П. П. Ромашкиной): *Aclistochara bransonii* Peck., *Kaskyella tsagantsabica* sp. nov., *Praechara* cf. *voluta* (Peck.).

Остатки листовой флоры в этих отложениях не были найдены.

Вся вышеуказанная фауна и флора, по мнению Г. Г. Мартинсона, И. В. Степанова, И. Ю. Неуструевой, В. Н. Яковлева и Н. П. Ромашкиной, свидетельствует о переходном возрасте от верхней юры к валан-

жину. Аналогичные формы известны из Китая, Забайкалья, Ленского бассейна, Америки и Европы.

Выше по разрезу согласно на отложениях цаганцабского времени залегает толща глин, глинистых и битуминозных листоватых сланцев с прослоями мергелей и доломитов, а также горизонты песчаников (дзунбаинская свита). Н. А. Маринов (1957), В. Г. Васильев и сотр. (1959) делили дзунбаинскую свиту на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. И. Е. Турищев (1954, 1956) выделяет даже три пачки в объеме дзунбаинской свиты: нижнюю пачку битуминозных пород, среднюю глинистую темно-серую и верхнюю песчано-глинистую пачки.

По нашим наблюдениям, отложения дзунбаинского времени включают в себя два разнотипных цикла осадконакопления. Более ранний, который может быть отнесен к шинхудукскому времени, и более поздний цикл, который мы относим к хухтыкскому времени. Эти две толщи существенно отличаются друг от друга как по своему литологическому составу, так и комплексом фауны. Битуминозная пачка шинхудукского горизонта залегает согласно на отложениях цаганцабского времени и представлена преимущественно тонкими листоватыми битуминозными сланцами бурой, темно- и буровато-серой окраски. Сланцеватые глины тонко переслаиваются с алевролитами, алевролитами и маломощными прослоями карбонатных пород в виде мергелей, доломитов и сидеритов. Глинистые сланцы содержат большое количество остатков рыб, насекомых, остракод, реже встречаются конхостраки и моллюски. Сланцеватые отложения переходят в глинисто-алевролитовые, которые представлены в основном темно-серыми глинами, аргиллитами с прослоями алевролитов, известняков, мергелей и доломитов. В отложениях этого времени подчиненное значение имеют песчанистые породы. Мощность отложений 400—450 м.

Глинистые и мергелистые породы богаты остракодами, гастроподами, пелециподами, конхостраками и остатками ликоптериевых рыб. Характерно, что отложения шинхудукского времени в Западной Монголии отличаются своей красноцветностью и пестроцветностью, тогда как в Центральной Монголии и юго-восточных районах страны они обычно серого цвета, хотя по литологическому составу очень близки. Правда, битуминозные сланцы, столь типичные для юго-востока, востока и центральной части Монголии, на западе замещаются глинистыми сланцами. Такое явление подтверждает наши наблюдения в Забайкалье, где «рыбные» сланцы представляют собой определенную фацию, которая во многих районах замещается глинисто-аргиллитовыми образованиями.

Все отложения шинхудукского времени отражают спокойный седиментационный цикл в озерных условиях, о чем свидетельствуют тонкий кластический материал и обилие озерной фауны. Для этого времени характерны следующие органические остатки — пелециподы: *Limnocyrena pusilla* Reis, *L. shantungensis* (Grab.), *L. mongolica* Martins., *L. altiformis* (Grab.), *L. sibirica* (Ramm.), *L. wangshinensis* (Grab.); гастроподы: *Liopanax parva* Ramm., *L. reissi* Ramm., *Bithynia leachioides* Martins., *B. dzunbaiensis* Martins.; конхостраки (по И. В. Степанову): *Bairdestheria argunica* Kras., *B. mattoxi* Kras., *B. areolata* sp. nov., *B. shinchudukensis* sp. nov., *Brachygrapta borsiaensis* Oleyн., *Liograptus elongata* sp. nov., *L. magna* sp. nov., *Paleoleptestheria undensis* Oleyн., *Pseudograptus khalfini* Kras., *P. ovoida* Kras., *P. porrecta* Kras., *P. smirnovi* Kras.; остракоды (по И. Ю. Неструевой): *Cypridea faveolata* (Egger), *C. oriformis* Hou, *C. osodoevi* Scoblo, *C. kansuensis* Hou, *C. concinna* Hou, *C. aragangensis* Scoblo, *C. aff. grandiformis* Scoblo, *C. trapezoides* Gal., *C. ex gr. depressa* Hou, *C. ex gr. magna* Hou, *Rhinocypris tugurigenis* Lüb., *Limnocypridea* sp., *Lycocypris infantilis* Lüb., *Mongolianella ex gr. ordinata* Lüb., *M. palmosa* Mandl., *M. khamariniensis* Lüb., *Timiriasevia polymorpha* Mandl., *Darwinula cont-*

racta Mandl., *D. barabinskensis* Mandl., *D. ex gr. oblonga* (Roem.), *D. stagnina* Scoblo; рыбы (по В. Н. Яковлеву): *Lycoptera fragilis* Huss.; харофиты (по Н. П. Ромашкиной): *Praechara voluta* (Peck.).

Вся названная выше фауна и харофиты указывают на раннемеловой возраст отложений, характеризуя готерив-барремское время. Большинство видов известно из аналогичных толщ Сибири и Китая. Отложения шинхудукского времени выделяются в Восточногобийском регионе в шинхудукскую свиту, в Гоби-Алтайском — в андахудукскую, а в Западной Монголии — в гурванэрэнскую. Как уже было отмечено выше, в Западной Монголии шинхудукские отложения объединяются с цаганцабскими и представлены единой гурванэрэнской свитой.

Выделенные нами хухтыкские отложения, отнесенные ранее И. Е. Турощевым (1954, 1956) к глинисто-песчаной пачке дзунбаинской свиты или к верхнедзунбаинской подсвите (Васильев и др, 1959), залегают на разных уровнях подстилающих пород. Во многих районах они ложатся согласно на отложениях шинхудукского времени, но местами покрывают более древние мезозойские и домезозойские образования. За последнее время установлено весьма широкое развитие этих отложений как на юго-востоке, так и на западе республики, где они достигают значительной мощности.

Характерной чертой хухтыкских отложений является их более спокойное залегание, более грубый терригенный состав (развитие мощных пачек песчаника), а также иной комплекс органических остатков. В этих отложениях встречаются скопления большого количества окрепшей древесины и целые горизонты с онколитами и строматолитами.

В основании толщи обычно находится маломощный слой базального конгломерата, выше которого залегают пласты глин зеленовато-серого и желтоватого цветов. В глинистой толще встречаются прослои тонкозернистых глинистых песчаников, доломитовых и сидеритовых мергелей, стяжения известковистых песчаников. Верхняя часть толщи сложена косослоистыми зеленовато-серыми песчанистыми глинами, неравномернозернистыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами и песчано-гравелито-глинистыми породами, в которых встречаются отдельные крупные кости динозавров, фрагменты черепов древних представителей *Dermatomyidae* (по Л. И. Хозацкому) и множество зубов и челюстей мелких рептилий.

В различных регионах отложения хухтыкского времени имеют свою специфику. Хотя общая их окраска обычно серовато-желтоватая, местами появляются красноцветные и пестроцветные горизонты.

Листовые отпечатки встречаются чрезвычайно редко. Фауна представлена двумя комплексами. Один комплекс характеризуется обилием лимноцирен, удлиненными унионидами типа *Protelliptio* и разнообразными гастроподами, среди которых встречены *Viviparidae*, *Probaicalia* и *Baicalia*.

Несколько иной комплекс обнаружен в районе Тушилинского массива, в Восточной Гоби и около гор Души-Ула и Онгон-Улан-Ула, в Заалтайской Гоби, т. е. в более южных районах. Здесь, помимо большого количества лимноцирен и мелких гастропод, найдены очень крупные ребристые и массивные раковины *Sainshandia* и *Plicatotrionioides*.

Существование двух комплексов не совсем понятно. Имеем ли мы дело с двумя различными зоогеографическими провинциями или с отложениями разного возраста? Не исключена возможность, что одни отложения типичны для апта, другие — для альба. Общий состав фауны из отложений хухтыкского горизонта следующий — остракоды (по Е. С. Станкевич): *Cypridea unicostata* Gal., *C. dzunbajanica* Stank., *C. rostrata* Gal., *C. prognata* Lüb., *LycopteroCypris* sp., *Rhinocypris* aff. *panosa* Lüb., *Darwinula contracta* Mandl., *Darwinula* sp.; конхостраки (по И. В. Степанову): *Bairdest-*

heria harausunurensis sp. nov., *B. mjangadensis* sp. nov., *Sinoestheria delunensis* sp. nov., *Estherites nostras* Kras., *E. shanchoensis* Chang, *Liograptus hosbajari* sp. nov., *Estherites orthothemoides* Chang, *Sinoestheria tushilgensis* sp. nov.; пелециподы (по Г. Г. Мартинсону): *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *L. submarginata* Martins., *L. cf. altiformis* (Grab.), *L. elliptiformis* Jak., *Protoelliptio hamili* (McLearn), *P. mongolensis* sp. nov., *P. priscoides* sp. nov., *Sainshandia tushlegica* Martins., *S. dushiulensa* sp. nov., *S. mongolica* Martins., *Plicatotrigonioides* sp.; гастроподы: *Gyraulus urgalsensis* Jak., *Probaicalia vitimensis* Martins., *P. gerassimovi* (Reis), *Micromelania* cf. *katoensis* Suz., *Baicalia gobiensis* Martins., *B. hulsyniana* Martins., *Viviparus onogoensis* Kob. et Suz., *Campeloma clavilithiformis conradiformis* Suz., *Melanoides* sp.; харофиты (по Н. П. Ромашкиной) представлены *Praechara* sp.

Вышеуказанная фауна существенно отличается от комплекса организмов, встречаемых в нижележащих осадочных толщах. Особенно характерны для хухтыкского времени из двустворчатых: *Protelliptio*, *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *L. elliptiformis* Jak., представители *Sainshandia* и *Plicatotrigonioides*. Из гастропод наиболее типичны байкалииды, кампеломы и крупные вивипарусы.

Комплекс фауны данного горизонта представлен в апт-альбских отложениях Зей-Буреинского района, Приморья и Северо-Восточного Китая, где она местами встречается в переслаивающихся морских и континентальных отложениях.

Осадочными толщами хухтыкского горизонта завершается крупный цикл юрско-нижнемеловой седиментации. Следует лишь отметить, что хухтыкское время является переходным этапом от раннего к позднему мелу. Несомненно, что корни многочисленной и своеобразной фауны позднего мела берут свое начало именно в альбское время. Характер осадкообразования, хотя и отличается от позднемелового, но вместе с тем имеет и отдельные общие черты. Это сказывается прежде всего в чередовании сравнительно грубого терригенного материала с более тонкими осадками, сильным развитием карбонатных стяжений и обилием окремненной древесины.

Верхний мел. Верхнемеловые отложения широко представлены в южных и юго-восточных районах Монголии, но значительно менее развиты в центральной части республики. На севере и западе они совершенно отсутствуют. В то время когда северные и западные территории Монголии воздымались, более южные испытывали постепенное погружение. Опущенные пространства Гоби превращались в обширные коллекторы континентального осадкообразования, в которых накапливались мощные толщи озерного, аллювиального и пролювиального генезиса.

Верхнемеловые осадочные толщи залегают почти горизонтально и покрывают значительные площади, что свидетельствует об их платформенном типе.

Благодаря их широкому распространению и значительной выдержанности разрезов выделяемые свиты могут быть приняты для всей Монголии и считаться едиными. Богатые сборы разновозрастной фауны свидетельствуют о полноте всего позднемелового разреза. Установлено, что процесс осадконакопления охватывает геологическое время от сеномана до маастрихта включительно.

Выделенные Н. А. Мариновым (1957), И. Ф. Турищевым (1956), В. Г. Васильевым и сотр. (1959) сайншандинская и байнширэинская свиты в настоящее время не могут быть приняты в том объеме, как они описывались. Помимо недостаточно правильной возрастной датировки верхнемеловых толщ, совершенно отсутствовали четкие границы между указанными свитами. Авторы часто отождествляли разновозрастные отло-

жения. Так, например, маастрихтские отложения Южной Гоби (Нэмэгэту-Ула, Алтан-Ула, Цаган-Хушу) авторы относили к баинширэинской свите, которая датируется турон — сантоном.

Новые сборы фауны и детальное исследование фациальных особенностей поздне меловых отложений позволили более четко и обоснованно расчлениить эти платформенные образования, уточнить их геологический возраст. Заключение о возрасте выделяемых подразделений верхнего мела мы делаем на основании сопоставления остатков ископаемой фауны Монголии и других регионов мира, в первую очередь востока Средней Азии, Северо-Восточного Китая и Северной Америки. В упомянутых регионах континентальные образования мела местами переслаиваются с морскими и лагунными отложениями, что позволяет привязать комплексы континентальной фауны к ярусному делению Международной стратиграфической шкалы.

В качестве стратотипического разреза верхнего мела Восточной Гоби мы рассматривали разрез на территории возвышенностей Хара-Хутул-Ула, Унэгэту-Ула и Джиб-Халанту-Ула. Верхнемеловые отложения этого района разделяются на три толщи, существенно различающиеся по литологическому составу и характеру ископаемой фауны, что позволяет нам относить их к трем разновозрастным свитам: сайншандинской, баинширэинской и джибхалантской. Последняя является, по-видимому, аналогом барунгойотской свиты в Южной Гоби. Ниже приводится краткое описание стратотипического разреза верхнего мела Восточной Гоби, составленного А. В. Сочавой.

Сайншандинская свита, слагающая базальную часть верхнемеловых отложений, залегает в районе горы Хара-Хутул-Ула на серых песчаниках хухтыкской свиты нижнего мела. Нижняя часть сайншандинской свиты сложена серовато-коричневыми крупногалечными конгломератами, а верхняя — лиловато-серыми песчаниками с прослоями конгломератов и серых глин.

Эти две толщи разделяются покровом зеленовато-серых и черных базальтов мощностью 160 м. В стратотипическом разрезе сайншандинская свита не содержит остатков фауны, но западнее этого района, в окрестностях сомона Цогт-Обо и возле уступов Дзун-Баян, в аналогичных отложениях найдены многочисленные раковины остракод, гастропод и пелеципод. Среди гастропод встречены виды *Campeloma yihsiensis* (Grab.), *Bellamyia matsumotoi* Suz., известные также из альб-сеноманских отложений северо-востока Китая, где в провинции Гиринь родственная фауна известна из толщи переслаивания морских и континентальных отложений. Близкие формы найдены и в осадочных толщах Зей-Буреинской впадины альб-сеноманского возраста. Сайншандинскую свиту мы относим к верхнему альбу—сеноману. Общая мощность свиты 460 м.

По данным В. Г. Васильева и др. (1959), сайншандинская свита разделялась на две подсвиты: верхнюю и нижнюю, причем первая постепенно переходит в нижнюю пачку баинширэинской свиты без заметных разрывов и без существенных литологических изменений, что сильно усложняло разделение этих двух свит. В связи с этим мы не считали целесообразным относить эти две части, несомненно одной единой по своему составу толщи, к различным свитам. Таким образом, в объем нашей сайншандинской свиты мы включаем лишь нижнюю подсвиту ранее выделенной сайншандинской свиты. Верхнюю же подсвиту сайншандинской свиты мы включаем в баинширэинскую свиту, название которой сохраняем, но понимаем ее в ином объеме.

Баинширэинская свита залегает в районе Хара-Хутул-Ула на лиловатых и серых песчаниках и конгломератах сайншандинской свиты и представлена толщей светло-серых и желтовато-серых песков с прослоями

красно-коричневых глин и гравелитов. В районе горы Унэгэту-Ула, в средней части баинширэинской свиты, встречаются значительные прослой гипсов, загипсованных песчаников и глин.

Объем баинширэинской свиты, как уже указывалось, мы понимаем несколько иначе, чем предыдущие исследователи, которые разделяли данную свиту на три пачки. По нашим данным, отложения, отнесенные к бывшей верхней подсвите саяншандинской свиты, являются нижней частью баинширэинской и объединяются с нижней и средней пачками баинширэинской свиты (Васильев и др., 1959).

Отложения, отнесенные ранее к средней пачке баинширэинской свиты, покрываются толщей красных глин, песчаников и конгломератов, которые упомянутые авторы в районе Баин-Ширэ относили к той же баинширэинской свите в качестве ее верхней пачки, а вблизи горы Хара-Хутул-Ула, на возвышенности Джибхаланту-Ула, не включали в состав верхнего мела, а относили к кайнозою. Эта толща существенно отличается по своему литологическому составу от нижележащих отложений и выделяется нами (Мартинсон и др., 1969) в самостоятельное подразделение — джибхалантскую свиту, являющуюся, по-видимому, фациальным аналогом барунгойотской свиты Заалтайской Гоби.

Для баинширэинской свиты характерен очень богатый комплекс разнообразных остатков беспозвоночных и костей позвоночных. В самой нижней ее части обнаружены двустворки *Plicatotrignoioides multicostatus* Barsb., *P. ellipticus* Martins., *P. sp.*, *Sainshandia asiatica* sp. nov., *Cuneopsis* sp., близкие к сеноманским формам из токубайской свиты Ферганы. Последняя покрывается в Ферганской депрессии морскими отложениями верхнесеноман-туронского возраста с обильной фауной аммонитов, пелещипод, гастропод, морских ежей и др.

В более высоких горизонтах баинширэинской свиты встречаются разнообразные пресноводные двустворки: *Sainshandia robusta* Martins., *S. sculpturata* Martins., *Pseudohyria turistschewi* (Martins.), *P. tuberculata* (Martins.), *Lanceolaria angustata* Martins., известные из яловачской свиты Ферганы и бостобинской свиты Приаралья. Близкие формы встречаются также в сыфантайской свите Северо-Восточного Китая.

В Средней Азии и Казахстане данная фауна относится к коньяк-сантонскому времени, так как подстилающие горизонты с морской фауной определяются как верхнетуронские, а покрывающие датируются кампаном. В баинширэинской свите Советская палеонтологическая экспедиция обнаружила полный скелет анкилозабра. Возраст баинширэинской свиты в настоящее время определяется как верхнесеноман-сантонский. Общая мощность ее около 325 м.

Джибхалантские отложения, отождествляемые нами с барунгойотской свитой Южной и Заалтайской Гоби, являются ее восточной фацией и слагают возвышенность Джибхаланту-Ула к западу от Хара-Хутул-Ула. В нижней своей части толща представлена красноцветными глинами с карбонатными стяжениями, прослоями мелкогалечных конгломератов и серых песков, в которых встречаются редкие кости динозавров и крокодилов. Верхняя часть толщи сложена красно-коричневыми, плохо отсортированными песчаниками с карбонатными конкрециями и мелкогалечным конгломератом. Вся эта красноцветная толща залегает согласно на верхних горизонтах баинширэинской свиты. Кровли свиты в этом районе не наблюдается. Возраст ее несколько условно мы определяем как кампан (?). Видимая мощность достигает 50 м и более.

К сожалению, в этой красноцветной толще совершенно отсутствуют остатки беспозвоночных. Обнаруженные кости динозавров и крокодилов встречены в виде разрозненных фрагментов. Найденные когти крупных

хищных динозавров свидетельствуют лишь о явной принадлежности осадочных толщ к позднемеловому времени.

В 1972 г. В. Ф. Шувалов обнаружил в Восточной Гоби нэмэгэтинские отложения маастрихтского возраста с фауной мезоланистес и остатками динозавров в районе Байшин-Цаба (восточнее горы Хан-Богдо), которые согласно залегают на красноцветах джибхалантской фации барунгойотской свиты. Тем самым опровергается представление об отсутствии отложений нэмэгэтинского времени в Восточной Гоби и о сопоставлении джибхалантских толщ Восточной Гоби с нэмэгэтинскими осадками Заалтайской Гоби.

В качестве стратотипического разреза верхнемеловых отложений для районов Южной и Заалтайской Гоби нами принят разрез южнее хр. Нэмэгэту-Ула, где палеонтологической экспедицией АН СССР в 1946 г. было обнаружено одно из крупнейших местонахождений динозавровой фауны. Верхнемеловые отложения Нэмэгэту делятся на две свиты: барунгойотскую и нэмэгэтинскую (Мартинсон и др., 1969; Мартинсон, 1973). Следует отметить, что двухчленное деление нэмэгэтинских отложений отмечалось и предшествовавшими исследователями. Советские палеонтологи выделяли нижнюю немую озерную толщу и верхнюю костеносную. Польские геологи Р. Градзински, Е. Казмирчак и Е. Лефельд (Gradzinski, Kazmierczak, Lefeld, 1968) выделяли нижне- и верхненэмэгэтинскую толщ. Резкое отличие этих толщ как в литологическом, так и палеонтологическом отношении позволяет рассматривать их как две самостоятельные свиты.

Барунгойотская свита в большинстве случаев представлена однотипными мелкозернистыми красноцветными и бурыми песчаниками и алевролитами с подчиненными горизонтами глин и конгломератов. В этих отложениях встречается скорлупа яиц динозавров, а в 1970 г. польско-монгольская палеонтологическая экспедиция в Нэмэгэту-Ула обнаружила скелеты *Protoceratops andrewsi*, известных до сих пор только из буровых толщ Баин-Дзака. В указанном местонахождении, которое, по-видимому, сложено отложениями барунгойотской свиты, были найдены кости черепах, яйца динозавров и остатки мелких млекопитающих.

Возникает предположение, что барунгойотские отложения присутствуют в местонахождениях Алтан-Ула (ее восточной части) и в Бугин-Цабе. Если это подтвердится, то для данной свиты будут характерны и некоторые раковины *Bugina*, в частности *Bugina buginica* Barsb. и *B. elongata* Barsb.

В этих районах замечаются фациальные изменения, и, хотя сохраняется красноцветная окраска отложений, породы становятся более разнообразными по составу. Видимая мощность свит достигает 42—45 м.

По своей окраске и литологическому однообразию отложения барунгойотской свиты очень близки к джибхалантским отложениям Восточной Гоби. Аналогичные однотипные красноцветы встречены в местонахождении Хэрмин-Цабе в Заалтайской Гоби, расположенном в центральной части обширной впадины Ингэни-Хобур.

В Южной и Заалтайской Гоби нэмэгэтинская свита залегают согласно на красноцветной барунгойотской свите и представлена толщей переслаивающихся серых и желтых песчаников с прослоями коричневых и красных глин и внутрiformационных конгломератов. Кровля нэмэгэтинской свиты проводится в стратотипическом разрезе по горизонту двухметрового конгломерата, состоящего из катунов карбонатных пород.

В этой толще встречаются многочисленные остатки разнообразных динозавров (карнозауры, гадрозавры, зауроподы и т. д.), черепах и крокодилов. Имеются горизонты, переполненные раковинами пресноводных

моллюсков, остракод и конхострак. Обнаружены также оогонии харовых водорослей.

Состав ископаемой фауны беспозвоночных (по Г. Г. Мартинсону и Р. Барсболду) следующий — пелециподы: *Buginella buginica* Barsb., *B. elongata* Barsb., *Pseudohyria kozłowi* (Barsb.), *P. debelicosata* (Barsb.), *P. buginzabica* Martins; гастроподы: *Mesolanistes efremovi* (Martins.), *M. mongoliensis* (Martins.), *M. bajanchongorensis* Barsb., *Hydrobia nemegetica* Martins., *Valvata* sp., *Bithynia gobiensis* Martins; конхостраки (по И. В. Степанову): *Bairdestheria pokenliensis* Chang, *B. barsboldi* sp. nov., *B. tostuenensis* sp. nov., *B. trapeziformis* sp. nov., *Brachygrapta conveza* sp. nov., *Estherites buginzavensis* sp. nov., *E. shanchoensis* Chang, *Liograpta mongolica* Novoj., *Rhombograpta* sp.; остракоды (по Е. С. Станкевич): *Cypridea cavernosa* Gal., *C. fracta* Lüb., *C. distributa* Stank., *C. biformata* Szcz., *C. barsboldi* Stank., *C. szzechuri* Stank., *C. ectupa* Stank., *C. ex gr. punctilataeformis* Lüb., *Timiriasevia minuscula* Stank., *T. polymorpha* Mandl., *T. (?) transitoria* Stank., *Mongolianella cuspidigera* Stank., *M. ex gr. palmosa* Mandl., *M. ex gr. khamariniensis* Gal., *Lycocypris altanicus* Stank., *L. buginzavicus* Stank., *Rhinocypris ingenicus* Stank., *Theriosynecum* sp.; древесина (по И. А. Шилкиной): представители рода *Podocarpoxylon*; харовые водоросли (по Н. П. Ромашкиной): *Sphaerochara brewsterensis* (Groves), *Praechara altanulensis* Rom., *P. texensis* (Groves), *P. subcylindrica* Rom., *P. sphaerica* Rom., *P. mongolica* Rom., *P. stankevici* Rom., *Charites* sp.

Для возрастной датировки нэмэгэтинских отложений, помимо остатков крупных рептилий, большое значение имеют ископаемые беспозвоночные и водоросли. Среди гастропод наиболее важными в этом отношении оказались крупные левозакрученные раковины рода *Mesolanistes*, известные также из маастрихтских отложений Северной Америки и провинции Гири в Северо-Восточном Китае. В штатах Колорадо и Юта аналогичные гастроподы встречены в горизонтах переслаивания морских и континентальных отложений. Некоторые конхостраки, остракоды и харофиты также хорошо сопоставляются с китайскими и североамериканскими верхнесенонскими формами. Мощность нэмэгэтинской свиты немного превышает 50 м. Таким образом, гобийские поздне меловые отложения, считавшиеся ранее сеноман-туронскими, получили более конкретную и обоснованную датировку.

На верхнемеловые отложения нэмэгэтинской свиты с разрывом ложатся палеогеновые толщи, представленные однообразными светло-серыми глинистыми песчаниками, которые выше сменяются буро-красными песчаниками и гравелитами. Контакт верхнего мела и палеогена фиксируется в районах Баин-Дзага (Хашато) и Наран-Булака. Если верхние горизонты пестроцветных отложений мела заполнены карбонатными конкрециями, костями динозавров, водных черепах и большим количеством раковин двустворчатых и брюхоногих моллюсков, то однородные палеогеновые осадки бедны карбонатными конкрециями, исчезают остатки динозавров, водных черепах и моллюсков; на смену им появляются остатки многочисленных млекопитающих и сухопутных черепах, свидетельствующие о существенном изменении ландшафтной обстановки.

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

До последнего времени стратиграфия мезозойских отложений западных районов Монгольской Народной Республики, равно как и центральных ее регионов, изучалась значительно слабее, чем аналогичных отложений на юго-востоке и востоке страны. Немногочисленные данные по стратиграфии мезозоя Западной Монголии базировались главным образом на материалах З. А. Лебедевой (1926), М. Ф. Нейбург (1929), Е. Э. Разумовской (1946), Н. И. Новожилова (1953). Некоторые новые данные по мезозойским отложениям этой территории были получены при проведении здесь геологосъемочных работ в 50—60-х годах В. П. Ажица, К. Л. Волочковичем, В. Г. Дмитриевой, Б. Лувсанданзаном, Э. Рутковским, В. А. Федоровским и другими геологами. В сводных работах по стратиграфии и геологии МНР (Маринов, 1957, 1967; Васильев и др., 1959) в составе мезозоя были выделены лишь нижне-среднеюрские сероцветные угленосные отложения, развитые в хр. Хан-Хухэй, Джаргаланту и некоторых других местах. Нижнемеловые пестроцветные отложения, сопоставляемые с дзунбаинской свитой Восточной Гоби, были известны, по данным Н. И. Новожилова (1953) и А. К. Рождественского (1954), в районе Алтан-Тээли. В 1964—1965 гг. мезозойские отложения ряда районов Западной Монголии исследовались Е. В. Девяткиным. В 1967—1968 гг. их изучали участники Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и МНР Е. В. Девяткин, И. Г. Лискун, А. Г. Черняховский и П. Хосбаяр, а в 1970 г. — Г. Г. Мартинсон, В. Ф. Шувалов, А. В. Сочава и П. Хосбаяр. Полученные в результате этих исследований новые материалы и положены в основу настоящей главы.

Мезозойские отложения в Западной Монголии развиты ограниченно, их распространение контролируется домезозойским структурным планом. Они обычно выполняют тектонические впадины типа приразломных грабен, протягивающиеся вдоль зон сочленения разновозрастных домезозойских структур (Девяткин, 1967). Такая строгая локализация мезозойских осадков наиболее характерна для нижних частей разреза мезозоя (отложения нижней—средней и верхней юры); осадки нижнего мела в ряде мест имеют более широкое площадное распространение вне пределов приразломных грабен.

Выделяются три зоны мезозойских тектонических впадин (рис. 2).

1. Предалтайская зона протягивается в виде изогнутой (в плане) дуги с северо-запада на юго-восток, отделяя герцинские структуры Монгольского Алтая от каледонских структур Озерной зоны. Мезозойские отложения прослеживаются здесь от юго-западных подножий Шапшальского хребта (в пределах СССР) и Цаган-Шибэту (в пределах МНР) через перевал Улан-Даба, вдоль западного борта Котловины Больших Озер, в Дзергенскую впадину и далее Шаргаин-Гоби и Бэгэрнурскую впадины, где они соединяются с мезозойскими впадинами Гоби-Алтайской зоны. Предалтайская зона является наиболее крупной мезозойской структурой,

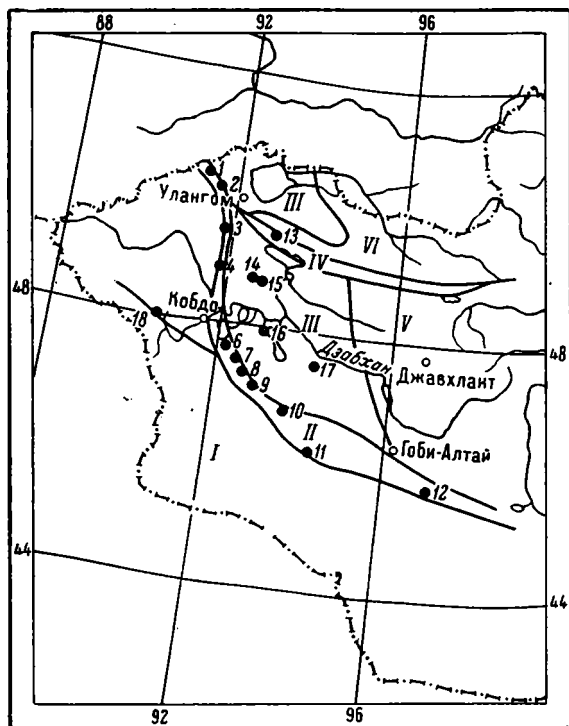


Рис. 2. Схема структурно-фациальных зон Западной Монголии (для мезозоя) с положением основных разрезов (I—18).

I — Алтайское поднятие; II — Предалтайская зона впадин; III — зона впадин Котловины Больших Озер; IV — Предханхухэйская зона впадин; V — Западно-Хангайское поднятие; VI — Хан-Хухэйское поднятие.

борта, выполнена конгломерато-песчаниковыми и угленосными отложениями нижней—средней юры общей мощностью 2000—2500 м.

3. Зона Котловины Больших Озер отходит от меридионального отрезка Предалтайской зоны мезозойских депрессий (у восточного склона хр. Хархира-Ула) к юго-востоку, пересекая по диагонали Котловину Больших Озер. Восточное продолжение зоны не прослежено. Мезозойские отложения здесь выполняют более широкие и удлиненные, но неглубокие впадины, не имеющие четких разломных ограничений своих бортов. Вдоль последних обычно прослеживается непосредственное несогласное залегание мезозойских отложений на палеозойских породах. Разрез мезозоя этой зоны представлен угленосными отложениями нижней—средней юры, красноцветными осадками верхней юры и пестроцветными осадками верхней юры—нижнего мела общей мощностью около 2500 м. Отмечаются определенные фациальные отличия разреза юрских отложений этой зоны от разреза юры двух других зон.

Несколько оторвано от описанных мезозойских структурных зон расположены небольшие выходы угленосной нижней—средней юры в Монгольском Алтае (Лувсанданзан, 1970). Они лежат в небольшом грабене в пределах поднятия Монгольского Алтая, в зоне Толбанурского разлома.

Разрез мезозойских отложений Западной Монголии состоит из трех последовательно сменяющих друг друга литолого-стратиграфических комплексов, характеризующихся достаточно четкими фациально-лито-

имеет четкие ограничения бортов грабенов, выполненных мезозойскими отложениями и трассирующих эту зону на всем ее протяжении. Разрез мезозоя Предалтайской зоны представлен с наибольшей полнотой, отличается повышенными мощностями. Здесь развиты угленосные отложения нижней—средней юры, красноцветные верхней юры и пестроцветные отложения верхней юры—нижнего мела суммарной мощностью до 4500 м.

2. Предханхухэйская зона протягивается вдоль южных подножий хр. Хан-Хухэй в широтном направлении от северных склонов хр. Хархира-Ула (где она соединяется с Предалтайской зоной) на восток в сторону Хангая. На ее восточном простирании находится ряд небольших мезозойских грабенов. Предханхухэйская зона имеет четкое ограничение по разломам своего северного

логическими и формациальными особенностями, составом фауны и флоры, что позволяет вполне уверенно проводить сопоставление этих комплексов в пределах выделенных зон запада Монголии и наметить их корреляцию с восточными районами страны.

Нижний комплекс (нижняя—средняя юра) представлен галечными и валунными конгломератами и грубыми песчаниками (в основании), песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами с отдельными прослоями бурых углей (в средней и верхней частях разреза). Породы этого комплекса отличаются полимиктовостью состава, преимущественно сероцветной (местами зеленовато-серой, реже бурой и красно-бурой) окраской, генетически относятся к аллювиальным и аллювиально-озерным образованиям. На подстилающих породах домезозойского основания (где имеются стратиграфические контакты) они залегают с резким несогласием, часто на коре выветривания, развитой по породам основания. Мощности этих отложений обычно составляют не менее 1000—1500 м, достигаая в Предалтайской и Предханхухэйской зонах 2000—2500 м.

Средний комплекс (верхняя юра) представлен обычно грубыми конгломерато-брекчиями, конгломератами и песчаниками. В некоторых районах Западной Монголии (район горы Баян-Обо и др.) осадки этого комплекса четко подразделяются на две пачки: нижнюю — преимущественно конгломерато-брекчиевую и верхнюю — глинисто-песчаниковую. Наиболее широко представлена нижняя пачка этого комплекса. Для данного стратиграфического подразделения в целом характерны ярко-красные цвета из-за насыщенности пород окислами железа. Отмечаются значительные фациальные изменения осадков этого комплекса по площади и в разрезе. Так, в Предалтайской зоне они представлены преимущественно пролювиальными, реже аллювиальными образованиями. В зоне Котловины Больших Озер развиты аллювиально-озерные отложения этого возраста. Мощность осадков комплекса изменяется от 500 до 1500 м.

Как было установлено в западной части впадины Шаргаин-Гоби, близ самона Дарби, отложения верхней юры залегают с разрывом и несогласием на осадках ниже-среднеюрского комплекса. В кровле последнего местами развит горизонт коры выветривания.

Верхний комплекс (верхи верхней юры—нижний мел) представлен алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, глинами, мергелями, содержащими отдельные прослои песчаников и конгломератов. Породы отличаются пестротцветностью — чередованием зеленовато-серых, красных тонов, общей повышенной карбонатностью пород. Генетически они представлены озерными реже аллювиальными образованиями. Общая мощность осадков этого комплекса достигает 1000—1500 м. С осадками верхнеюрского комплекса наблюдается согласный, но местами достаточно четкий контакт, подчеркиваемый резким изменением литологического состава пород. Иногда переход между ними постепенный (рис. 3, см. вклейку, стр. 32—33; 4).

Ниже дается описание основных стратиграфических разрезов выделенных комплексов мезозойских отложений по трем зонам.

КОМПЛЕКС ПОРОД НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ

В Предалтайской зоне, в ее самой северо-западной части, осадки нижней—средней юры выполняют Каргинскую впадину; они протягиваются вдоль юго-западного подножья хр. Цаган-Шибету от оз. Урюк-Нур (территория МНР) на северо-запад к оз. Ждуму-Куль (территория СССР). По данным Г. П. Александрова и В. С. Гуляева (Бапарина, 1968), Г. П. Александрова (1969), юрские отложения в районе пос. Мугур-Аксы залегают с несогласием на породах девона и кембрия. Их разрез представлен

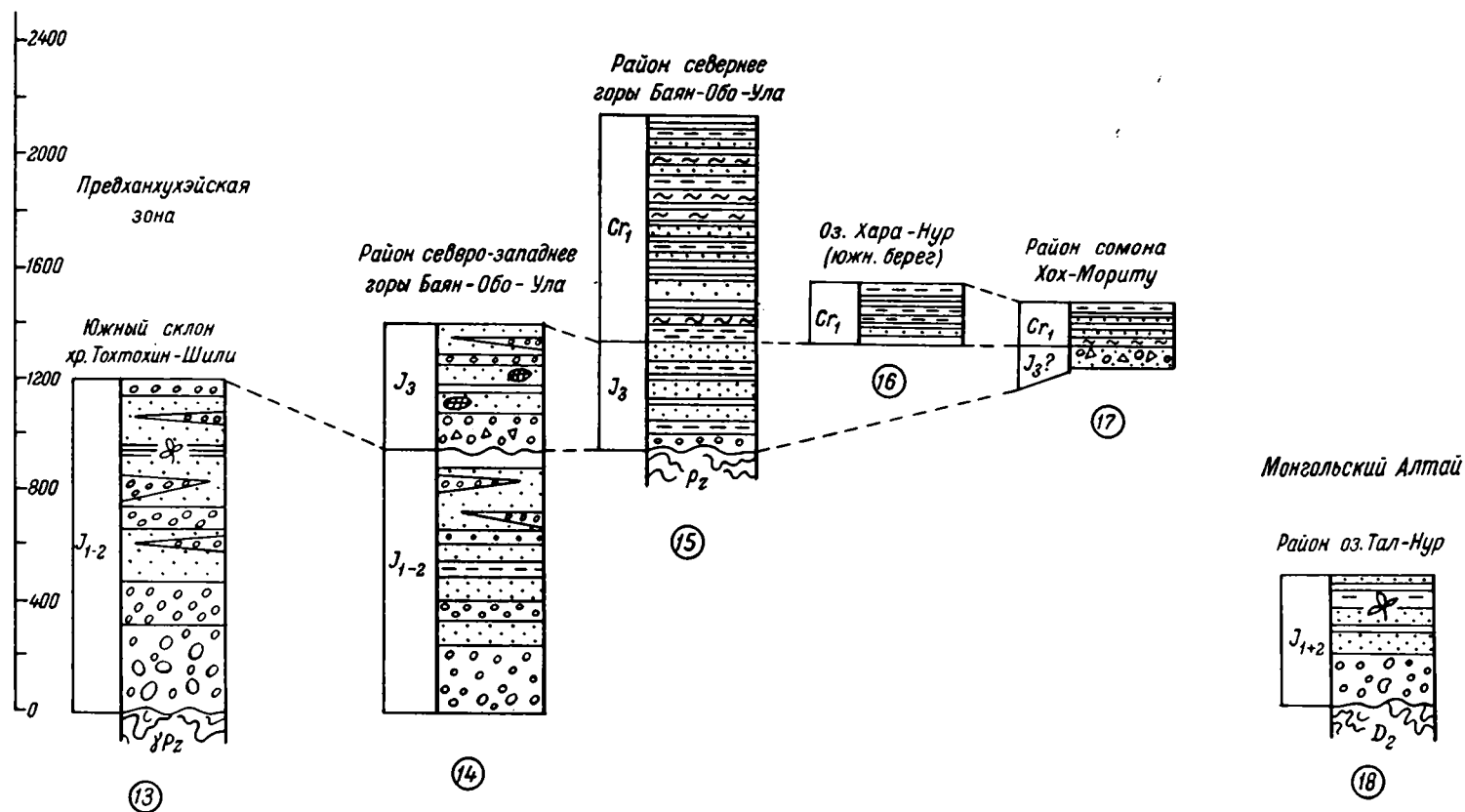


Рис. 4. Схема сопоставления мезозойских отложений Предханхуэйской зоны и зоны Котловины Больших Озер.

Обозначения см. на рис. 3.

двумя пачками: 1) серовато-зелеными разногалечными конгломератами (в основании), переслаивающимися выше по разрезу с серовато-зелеными и красновато-коричневыми песчаниками и алевролитами (700 м); 2) пачкой красновато-бурых, серых конгломератов с прослоями песчаников, гравелитов, линзами углистых сланцев (690 м). Отмечается резкая фациальная изменчивость юрских отложений.

В нижней части разреза юрских отложений была собрана флора, которую изучал В. П. Владимирович: *Neokoretrophyllites* sp., *Hausmannia* cf. *forchammeri* Bartholin, *Cladophlebis* sp., *Phoenikopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moeller, *P. nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Schizolepis akuminata* Tur.-Ket. В. П. Владимирович датирует эту флору ранним лейасом (возможно, рэт-лейасом).

В средней и верхней частях разреза юрских отложений обнаружены: *Czekanowskia rigida* Heer., *Pityophyllum longifolium* Nath., *Cladophlebis nebbensis* (Brong.) Halle, *C. delicatula* Yabe et Oshi, *C. distans* Heer, *C. cf. haiburnensis* (L. et H.) Sow., *C. sp.*, *Phoenikopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *P. longifolium* Nath., *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer, *P. cf. distans* (Presl.) Braun, *Equisetites sokolowskii* Eichw., *Phlebopteris* cf. *polipodioides* Brong., *Cladophlebis* cf. *magnifica* Brick., *C. stenolopha* Brick., *E. alexandrovii* Klad. sp. nov., *Ginkgoites sibirica* Heer, *G. digitata* Brong., *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Florin., *Phoenicopsis stelicii* Prin., *P. angustiloba* (Heer), *Czekanowskia setacea* Heer, *Erethmophyllum nabis* Teslenko, *Caprolithus* sp., *Phoenicopsis* sp., *Podozamites distans* (Presl.) Braun. Эту флору В. П. Владимирович сравнивает с флорой из Северного Казахстана, Алтае-Саянской области и Чулымо-Енисейского бассейна и относит к среднему—верхнему лейасу.

Выделяя каргинский флостратиграфический комплекс, В. П. Владимирович указывает, что он имеет родовую, отчасти видовую, связь с эрбекским среднеюрским флостратиграфическим комплексом Центрально-Тувинского бассейна.

Мощность юрских отложений Каргинской впадины (на территории СССР) Н. П. Башарина (1968) оценивает в 1400 м, Г. М. Волонтэй (1962) — более чем в 2000 м.

Разрез юрских отложений восточной части Каргинской впадины (на территории МНР) изучался в 1967—1968 гг. Е. В. Девяткиным, П. Хосбаяром, А. Г. Черняховским. В основании разреза здесь залегает пачка крупных конгломератов буровато-серого цвета с прослоями и линзами грубых полимиктовых песчаников (400 м); в средней части разреза преобладают серые и зеленовато-серые, реже бурые песчаники, содержащие прослой алевролитов, темно-зеленовато-серых глинистых и углистых сланцев, местами бурых углей и линзы конгломератов (600 м); в верхней части разреза отмечается переслаивание серых конгломератов, грубых песчаников полимиктового состава, отдельных прослоев и линз алевролитов и глинистых сланцев (600 м). Для разреза в целом также характерна фациальная невыдержанность отложений (рис. 3, разрез I).

Из средней и верхней частей разреза была собрана флора, определенная В. А. Вахрамеевым как *Sphenopteris* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer. Эти формы являются характерными для юры в целом.

В верхах этого же разреза П. Хосбаяр в 1968 г. собрал фауну моллюсков, Г. Г. Мартинсон определил ее как *Ferganoconcha* cf. *estheriaeformis* Tschern., *F. tomensis* Rag., *F. sibirica* Tschern., *Ferganoconcha* sp., *Pseudocardinia longa* Kol. et Spassk., *P. cf. angulata* Kol. et Spassk., *P. cf. rotunda* Leb., *P. sibirensis* Martins., *Sibireconcha* cf. *lancovensis* Leb.

Как указывает Г. Г. Мартинсон, данные формы характерны для нижней—средней юры Забайкалья, Тувы и Орского угленосного бассейна Северного Казахстана; лишь отдельные экземпляры ферганоконх сходны

с восточногобийскими, где они известны из хамархубуринской свиты ниже-среднеюрского возраста.

Интересно отметить, что при изучении юрских отложений Каргинской впадины на территории Монголии нами в зоне Каргинского разлома были встречены развалы крупных глыб базальтов, залегающих на поверхности дислоцированных юрских пород. Взаимоотношений их с юрской осадочной толщей выяснить не удалось. Базальты имеют яркий кайно-типный облик, отличаясь свежестью состава, не затронуты метаморфизмом и гидротермальными процессами. Это наводит на мысль об их молодом — мезозойском или кайнозойском — возрасте.

Подобные базальтоподобные породы, прорывающие юрские отложения в виде штокообразных тел, были описаны Н. П. Башариной на северо-западном продолжении Каргинского разлома. Как и для монгольской части Каргинской впадины, верхний возрастной предел этих базальтоидов не ясен.

Другой разрез отложений нижней—средней юры известен (Лебедева, 1926) по восточной окраине хр. Хархира-Ула в бассейне р. Буругсутуни-Гол (рис. 3; разрез 3). Здесь юрские осадки сохранились в узком грабене и представлены конгломератами, серыми грубыми песчаниками, содержащими прослой углистых и глинистых сланцев с флорой *Pityophyllum nordenskiöldii* Nath., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Cladophlebis* sp. (Лебедева, 1926; Волочкович, 1964). Общая мощность отложений юры в этом районе составляет, по-видимому, не менее 600 м.

Несколько южнее, в районе угольного месторождения Явар и по р. Намирин-Гол, известен, по данным И. Е. Турищева, разрез ниже-среднеюрских отложений, представленный конгломератами с прослоями полимиктовых грубых песчаников, глинистых, углистых сланцев и бурых углей, которые залегают на породах среднего—верхнего карбона (рис. 3, разрез 4). Общая мощность этих осадков составляет не менее 400—450 м. Однако надо отметить, что никаких палеофлористических или палеонтологических материалов по данному разрезу не имеется и не исключено, что эти отложения могут оказаться палеозойскими.

Юго-восточнее ниже-среднеюрские отложения широко распространены в Дзерженской впадине и по западному борту хр. Батыр-Хайрхан. Впервые подробно они были описаны М. Ф. Нейбург (1929) в урочище Хонгор-Тологой, где разрез юрских отложений состоит из толщи серых грубых песчаников, переслаивающихся с прослоями конгломератов, которые преобладают в средней части разреза. Самые верхи разреза вновь представлены переслаиванием полимиктовых грубозернистых песчаников, конгломератов с прослоями и линзами бурых углей (до 15 м). Из песчаников происходят растительные остатки, отнесенные М. Ф. Нейбург к *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Pityophyllum longifolium* Nath., *Phoenicopsis angustifolia* Heer.

У южного подножия хр. Джиргаланту-Нуру (район гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула; рис. 3, разрез 6) юрские отложения представлены толщей грубозернистых косослоистых полимиктовых песчаников, гравели-тов, содержащих прослой и линзы хорошо окатанных конгломератов; в верхней части — такими же песчаниками с прослоями алевролитов, реже углистых сланцев, с линзами бурых углей. Для всей толщи характерны резкая фациальная смена пород по простирацию, присутствие обломков окаменелой древесины. По сборам Г. Н. Потанина из разреза Ошин-Боро-Удзюр-Ула И. Ф. Шмальзаузен определили флору *Czekanowskia rigida* Hr., переопределенную позднее В. А. Вахрамеевым как *Cladophlebis argulata* (Heer) Rond. Из верхов разреза П. Хосбаяр собрал фауну моллюсков, определенную Г. Г. Мартинсоном как *Pseudocardinia* cf. *londa* Kol., позволяющую датировать вмещающие отложения нижней—

средней юрой. Общая мощность разреза оценивается в 700—800 м; низы его не вскрыты, сверху эти отложения перекрываются с размывом красноцветной толщей верхней юры.

Дугой разрез юрских отложений, известный ранее по работе М. Ф. Нейбург (1929), расположен у самого подножия хр. Джаргаланту-Нуру (район одноименного бурогоугольного месторождения; рис. 3, разрез 7), по ключу Боро-Булак. Краткое описание этого разреза (по Нейбург, 1929) приведено в работе Н. А. Маринова (1957). Однако, в связи с тем что юрские породы имеют опрокинутое залегание, обусловленное надвигом на них палеозойских толщ, этот разрез ошибочно дан в перевернутом виде. В 1967 г. Е. В. Девяткин и П. Хосбаяр, а позднее (1970 г.) В. Ф. Шувалов проследили стратиграфический контакт юрских отложений с подстилающими сильнодислоцированными породами палеозоя, на которых они залегают резко несогласно с общим падением на юго-запад.

Разрез нижне-среднеюрских отложений по ключу Боро-Булак (рис. 5) представляется нам в следующем виде (снизу вверх):

1. Базальный горизонт, который представлен конгломератобрекчией серого цвета, состоящей из валунов, глыб, гальки и обломков гранитов, эффузивов и других подстилающих палеозойских пород; последние сцементированы песчано-гравелисто-известковистым материалом 6—7 м
2. Конгломераты валуноно-галечные и разногалечные серого и желтовато-серого (до буровато-серого) цветов с линзами и прослоями гравелитов и разнозернистых песчаников желтовато-серого цвета мощностью до 3—4 м. Породы косослоисты 300—350 м
3. Пачка буровато-серых конгломератов с единичными линзами грубозернистых известковых песчаников 150 м
4. Пачка переслаивания косослоистых песчаников, гравелитов и конгломератов желтовато-серого, серого и буровато-серого цветов. В верхах пачки присутствуют единичные прослои алевролитов зеленовато- и темно-серого цветов с растительными остатками различной сохранности. Мощность прослоев до 1 м 300 м
5. Переслаивание разнозернистых песчаников буровато-серого, серого и желтовато-серого цветов с алевролитами зеленовато- и темно-серого цветов, гравелитами и мелкогалечниками конгломератами. Преобладают в пачке песчаники 200 м
6. Пачка переслаивания разнозернистых известковистых песчаников с прослоями и линзами серых гравелитов, аргиллитов, реже конгломератов и черных углей. Мощность прослоев около 3 м. В аргиллитах и углях содержатся многочисленные остатки ископаемой флоры и фауны пресноводных пелеципод 250 м

Суммарная (максимальная) мощность описанного разреза, по нашим наблюдениям, составляет не менее 1200 м.

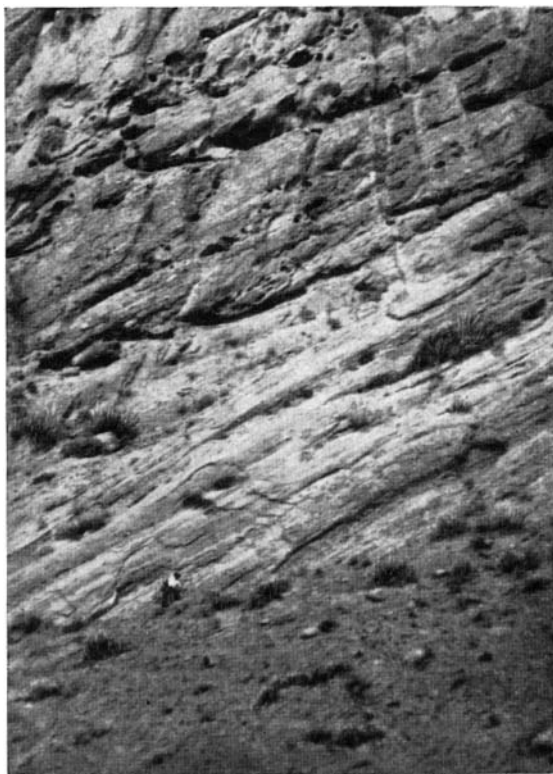


Рис. 5. Обнажение пачки конгломератов и песчаников низов юрских отложений в районе Джиргалант.

Из описанного разреза, предположительно из пачки 4, М. Ф. Нейбург (1929) определила флору: *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *Ginkgo digitata* Brong., *C. sibirica* Heer., *Pityophyllum longifolium* Nath., *Pityophyllum* sp., *Phoenicopsis* sp., *Ptherophyllum* sp., *Coniopteris burjensis* Zal., а В. А. Вахрамеев — *Cladophlebis* ex gr. *williamsoni* (Brong.).

В верхах приведенного разреза собраны остатки ископаемых моллюсков, представленные, по определению Г. Г. Мартинсона, *Ferganoconcha* cf. *estherineformis* Tschern., *F. sibirica* Tschern., *F. elongata* Rag., *F. tomiensis* Rag., *F. minor* Martins., *F. cf. subcentralis* Tschern., *Ferganoconcha* sp., *Unio* cf. *golavae* Leb., *U. porrectus* Sow., *U. jensejensis* Leb., *Unio* sp., *Pseudocardinia* sp., *Sibireconcha jensejensis* Leb. и позволяющие датировать возраст вмещающих их отложений нижней—средней юрой.

Отложения нижней—средней юры довольно широко распространены по юго-западному борту Дзергенской впадины. Они протягиваются на восток вдоль подножия хр. Бумбукту-Хайрхан (рис. 3, разрез 8). У юго-западного подножия этого хребта виден стратиграфический несогласный контакт красноцветов верхней юры с подстилающими сероцветными массивными песчаниками нижней—средней юры (отвечающими пачке 4 вышеописанного разреза Джаргалант). Таким образом, устанавливается, что красноцветы верхней юры с разрывом ложатся на разные горизонты нижнего комплекса юрских отложений.

Юрские отложения, по-видимому, всю Дзергенскую впадину, протягиваясь на восток в направлении Шаргаингобийской впадины. Они обычно перекрыты более молодыми отложениями и только кое-где в предгорьях хребтов имеются их поверхностные выходы. К ним относятся толща песчаников, конгломератов, глинистых сланцев с прослоями бурых углей общей мощностью до 300 м, описанная В. А. Федоровским в 1959 г. у северного подножия хр. Барун-Богдо-Ула.

Значительное распространение ниже-среднеюрские отложения имеют в зоне сочленения Дзергенской и Шаргаингобийской впадин близ сомо́на Дарби. Разрез юры этого района изучали в 1967—1968 гг. Е. В. Девяткин и П. Хосбаяр, а в 1970 г. В. Ф. Шувалов (рис. 3, разрез 10). Наиболее низкие горизонты нижней—средней юры обнажаются здесь на южных склонах горы Бага-Хайрхан-Ула, где они с разрывом и несогласием залегают на сильнодислоцированных породах палеозоя, местами — на коре выветривания, развитой по палеозойским образованиям. В разрезе к югу от горы Бага-Хайрхан-Ула (снизу вверх) прослеживаются следующие породы:

1. Конгломераты валуно-галечные и разногалечные зеленовато-серого, местами лилового- и красновато-бурого цветов с редкими линзовидными прослоями косослоистых песчаников и гравелитов. Встречаются обломки окаменелой древесины и отпечатки растений плохой сохранности 350—400 м
2. Песчаники буровато-серые, полимиктовые, разнозернистые, плотные («звонящие»), плитчатые, с прослоями плотных алевролитов, гравелитов и известняков 60—100 м
Выше здесь несогласно залегают верхнеюрские красноцветные отложения.
Более высокие горизонты нижней—средней юры обнажаются у северного подножия гряды Гурван-Эран.
3. Пачка буровато-желтых и красновато-бурых песчаников, плитчатых, с единичными прослоями гравелитов и песчаников известняков мощностью до 1.5 м. По простиранию цвет пород часто меняется на зеленовато-серый 120—130 м
4. Пачка переслаивания зеленовато-серых аргиллитов, зеленовато- и буровато-серых разнозернистых песчаников и гравелитов. Встречаются единичные прослои известняков и конгломератов зеленовато-серого цвета, а также линзы красно-бурых песчаников с ядровидной отдельностью. Мощность прослоев 1—3 м. . . 150—160 м
5. Пачка коричневатых аргиллитов и плотных глин (3—5 м), чередующихся с прослоями грубозернистых песчаников (1—1.5 м). Отдельные прослои глин имеют пестроцветную (красную и зеленую) окраску, распределенную неправильными пятнами и полосами (признаки выветривания?). В нижней половине пачки преобладают прослои песчаников, которые образуют стяжения в виде крупных (до 0.6 м

Предалтайская зона

Шаргаингобийская впадина
(западная часть),
район сомона Дарби

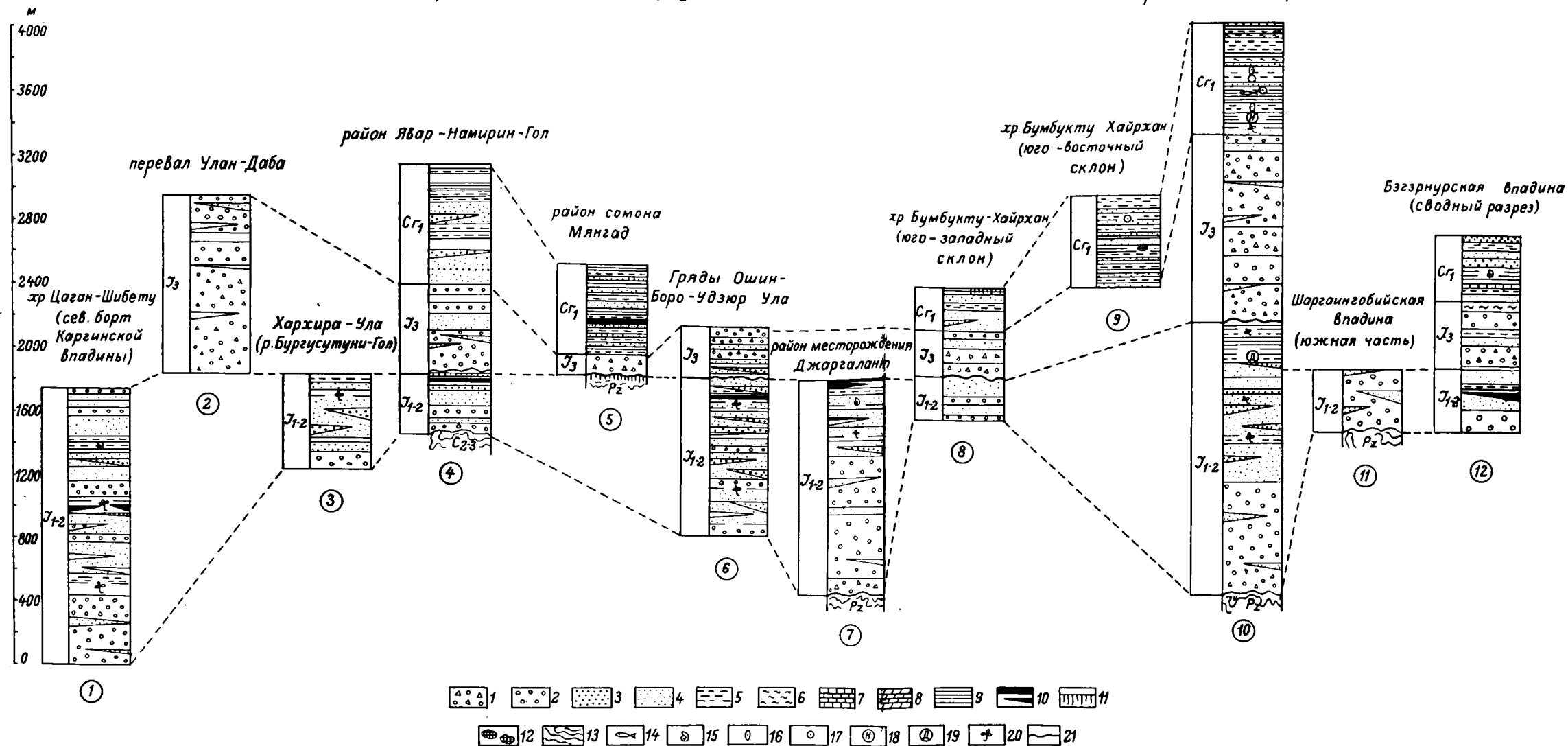


Рис. 3. Схема сопоставления мезозойских отложений Предалтайской зоны.

1 — конгломератобрекчи; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевроиты, аргиллиты; 6 — глины; 7 — известняки; 8 — мергели; 9 — глинистые сланцы; 10 — бурые угли; 11 — кора выветривания; 12 — конкреции лимонита; 13 — домезозойские образования, ископаемые органические остатки; 14 — рыбы, 15 — моллюски, 16 — филлоподы, 17 — остракоды, 18 — насекомые, 19 — динозавры, 20 — флора, 21 — граница несогласного залегания. Цифры в кружках — номера разрезов.

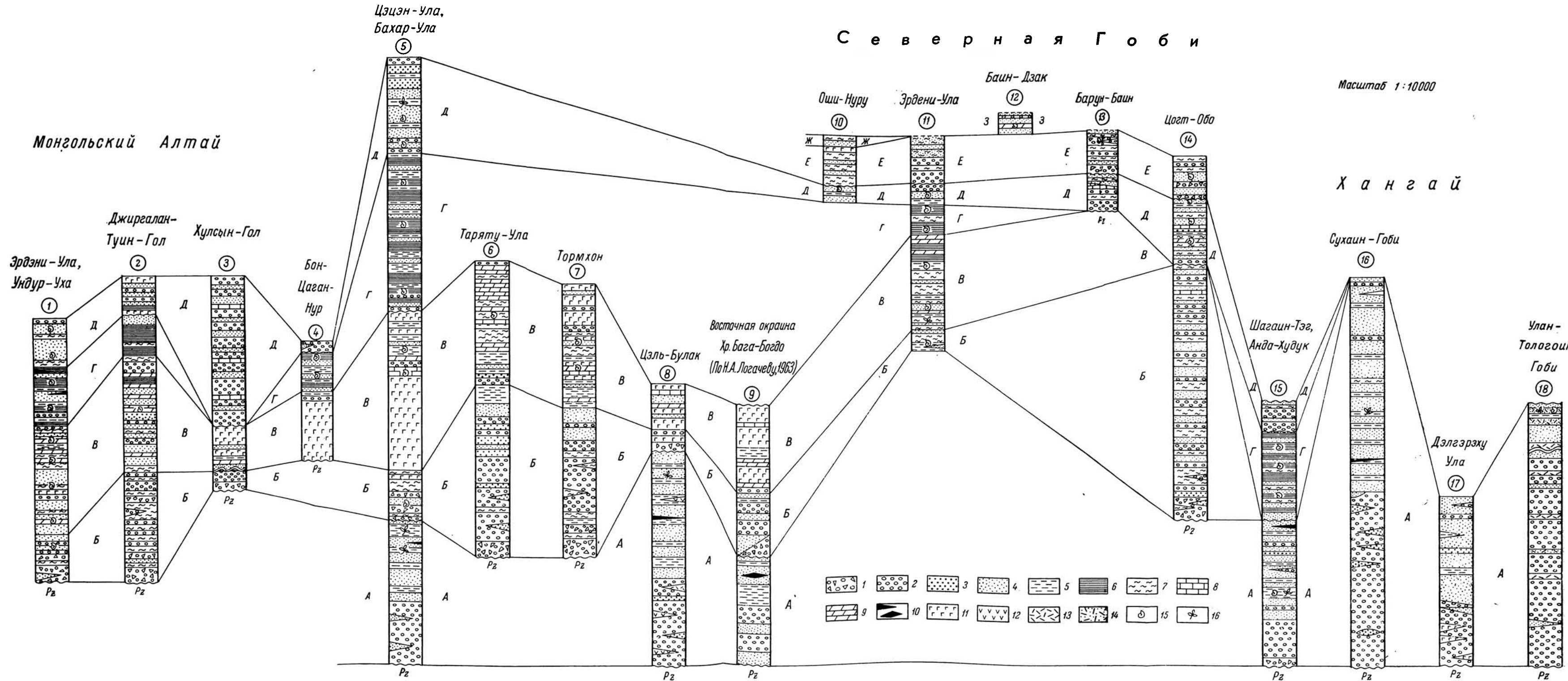


Рис. 12. Сопоставление разрезов мезозоя Центральной Монголии. Составил В. Ф. Шувалов.

1 — конгломератобрекчия; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; 6 — «бумажные» сланцы; 7 — глины; 8 — известняки; 9 — мергели; 10 — угли; 11 — основные эффузивы; 12 — средние эффузивы; 13 — кислые эффузивы; 14 — туфы кислых эффузивов; 15 — ископаемая фауна; 16 — ископаемая флора. Свиты: А — бахарская (J₁₋₂), Б — тормховская (J₂ km-t), В — ундурухинская (J₂t-K₁v), Г — андахудукская (K₁h-b), Д — хулсынгольская (K₁ap-al), Е — сайншандинская (K₂cm), Ж — байнширэнская (K₂cm-st), З — барунгойотская (K₂cp-m).

- в диаметре) плоскоокруглых конкреций. Глины и аргиллиты приобретают темно-сиреневый цвет 250 м
6. Пачка аргиллитов и глин ярко-красных, иногда с малиновым и сиреневым оттенками (3—5 м), переслаивающиеся с розоватыми гравелистыми, хорошо окатанными известковистыми песчаниками (0.5—1.0 м). Отмечаются прослои (до 1.5 м) песчаных белых и серых известняков, отдельные разности которых имеют неровную поверхность и по своей структуре напоминают строматолиты 250 м

Общая мощность ниже-среднеюрских отложений района Дарби нами оценивается в 1200—1500 м.

В пачке 2 района горы Бага-Хайрхан-Ула В. Ф. Шувалов обнаружил ископаемые остатки пелеципод, представленные, по определению Г. Г. Мартинсона, *Pseudocardinia turfanensis* Martins, *P. jeniseica* Martins, *Sibireconcha* sp. и указывающие на среднеюрский возраст вмещающих их отложений.

В песчаниках и алевролитах пачки 4 П. Хосбаяр и В. Ф. Шувалов собрали остатки листовой флоры. Из сборов П. Хосбаяра В. А. Вахрамеев определил *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Equisetites* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, также широко распространенные в среднеюрских отложениях Монголии и соседних с ней территорий Азии.

В верхней пачке (выше прослоя известняков) в отложениях встречено большое количество обломков окаменелой древесины, а также отдельные кости (позвонки, фаланги, части ребер) динозавров. Этот костеносный горизонт был прослежен по простираанию толщи на 1—1.5 км. Кости ожелезнены, плотные и тяжелые, имеют черный и серый цвета, встречаются в горизонте отдельными скоплениями. По определению А. К. Рождественского, динозавры относятся к группе орнитопод. Здесь же собраны остракоды *Darwinula secunda* Scoblo (определение И. Ю. Неуструевой).

В этой же пачке П. Хосбаяр обнаружил пресноводные пелециподы *Tutuella globosa* Ch. Kol., *Tutuella* sp. По данным определявших их Г. Г. Мартинсона и Ч. М. Колесникова, указанная фауна может характеризовать возрастной интервал от верхов средней до низов верхней юры (не выше келловей).

В Шаргаингобийской впадине мезозойские (в том числе и ниже-среднеюрские) отложения распространены в ее центральной части и почти повсеместно перекрыты кайнозойскими осадками. Их предполагаемая мощность, судя по имеющимся геофизическим материалам, составляет не менее 1500 м. В пользу присутствия их здесь свидетельствует обнаруженный по южной окраине впадины, справа от дороги между сомонами Тругэн и Баян, вблизи развития палеозойских пород, небольшой выход нижней—средней юры, представленный сероцветными конгломератами с прослоями грубых полимиктовых песчаников общей мощностью до 350—400 м (рис. 3, разрез 11).

В расположенной восточнее Бэгэрнурской впадине ниже-среднеюрские отложения распространены в узком грабене северо-восточнее сомона Халюн (рис. 3, разрез 12). Они представлены в основании пачкой серовато-бурых крупногалечных конгломератов (150 м), сменяющихся выше пачкой песчаников с прослоями алевролитов, углистых сланцев, с линзами бурых углей. Общая мощность этого разреза около 500 м.

В предханхухэйской зоне ниже-среднеюрские отложения распространены довольно широко. Они протягиваются в широтном направлении с запада на восток вдоль подножия хр. Тохтохин-Шили-Нуру и Хан-Хухэй, слагая довольно широкий (до 10—12 км) грабен, разбитый на отдельные блоки продольными и поперечными разломами. Юрские отложения этого района впервые были выделены З. А. Лебедевой (1926). В. А. Амантов в южных предгорьях хр. Тохтохин-Шили-Нуру описал следующий разрез юрских пород, залегающих на нижнепалеозойских диоритах (снизу вверх).

1. Пачка красновато-бурых слабо сцементированных валунных конгломератов: плохо сортированная галька и слабоокатанные валуны рассеяны в крупнозернистом песчанике. Галька представлена гранитоидами, реже метаморфическими породами, песчаниками, эффузивами 250 м
2. Пачка песчаников и конгломератов, образованная желтовато-серыми, зеленовато-бурыми среднегалечными конгломератами с линзовидными прослоями (0.5—2.5 м) среднезернистых косослоистых песчаников, содержащих отпечатки флоры . . 500 м

Из верхней пачки М. Ф. Нейбург определила флору *Czekanowskia setacea* Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pomel.) Pl., *Ginkgo sibirica* Heer, которая имеет довольно широкий стратиграфический интервал: юра—нижний мел.

Другой значительный разрез ниже-среднеюрских отложений описан в 1970 г. В. Ф. Шуваловым к югу от хр. Хан-Хухэй, напротив западной оконечности оз. Хиргис-Нур (снизу вверх):

1. Пачка переслаивания разногалечных конгломератов и разнозернистых песчаников табачного цвета, содержащих отрывки листовой флоры 200—250 м
2. Конгломераты валунно-галечные, зеленовато-серые, с прослоями и линзами разнозернистых зеленовато-серых песчаников мощностью от 0.3 до 1.5 м. В составе гальки и валунов преобладают гранитоиды, различные эффузивы и песчаники. Окаменность обломочного материала хорошая и средняя. Размер валунов достигает 0.5 м 350—400 м
3. Переслаивание зеленовато- и буровато-серых конгломератов, валунно-галечных с песчано-известковым цементом. Среди конгломератов присутствуют отдельные прослои косослоистых разнозернистых песчаников, полосчатых с ядровидной отдельностью 180—200 м
4. Пачка зеленовато-серых конгломератов с прослоями и линзами песчаников и гравелитов мощностью до 2.5 м. Встречаются окаменелые стволы и стебли деревьев плохой сохранности. В низах пачки прослой песчаника содержат лепешковидные и ядровидные конкреции размером до 30 см в поперечнике 500 м

Видимая мощность разреза около 1300 м.

Юрские отложения Предханхухэйской зоны в ряде других разрезов имеют примерно такой же состав. Для них характерно присутствие грубо-валунной конгломератовой пачки в низах разреза и песчаниково-конгломератовой (в верхней части). Местами (по р. Цаган-Гол и др.) в верхней пачке прослеживаются прослой алевролитов, аргиллитов, реже углистых сланцев. П. Хосбаяр в нескольких пунктах собрал флору, определенную В. А. Вахрамеевым: *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sow., *C. ex gr. haiburnensis* (L. et H.) Sow., *C. nebbensis* (Brong.) Nath., *C. suluktensis* Brick, *Czekanowskia setacea* Heer, *C. rigida* Heer, *Equisetites sibirica* (Heer) Vachr., *Equisetites* sp., *Podozamites angustifolius* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum ex gr. nordenskiöldii* Heer, *Desmiophyllum* sp.

По заключению В. А. Вахрамеева, данная флора может датировать верхи нижней юры или среднюю юру. В пользу этого свидетельствует присутствие *Cladophlebis nebbensis*, *C. suluktensis* наряду с многочисленными гинкговыми (*Phoenicopsis angustifolia*, *Czekanowskia rigida*). Особенно характерным является вид *Equisetites sibirica*, описанный впервые Геером, а затем — В. Д. Принадой из устьбалейского горизонта Иркутского бассейна, который относится к верхам нижней (тоару) или к низам средней юры.

Из сборов П. Хосбаяра, Г. Г. Мартинсона и В. Ф. Шувалова по р. Цаган-Гол В. А. Вахрамеев определил *Ginkgo sibirica* Heer, *Ferganiella* sp., *Czekanowskia rigida* Heer., *Pityophyllum nordenskiöldii* Heer, также позволяющие датировать возраст в пределах верхи нижней—низы средней юры.

Далее к востоку, вдоль зон разломов широтного простирания, юрские отложения встречаются в небольших грабенах и представлены обычно существенно грубообломочными осадками. Так, В. А. Благонравов в долине р. Тэсин-Гол, в 150 км к запад-юго-западу от сомона Мурен, описал

разрез юрских отложений, представленных конгломератами и грубыми сероцветными полимиктовыми песчаниками с флорой общей мощностью 250—300 м. Продолжением к востоку Предханхуэхэйской зоны развития юрских отложений служит Северо-Хангайская зона, вдоль которой мезозойские отложения имеют значительное развитие; она находится вне пределов рассматриваемого нами района.

В зоне Котловины Больших Озер нижне-среднеюрские отложения развиты лишь в ее западной части, вблизи смыкания с Предалтайской зоной. Они протягиваются от горы Алаг-Ундур в виде полосы северо-западного простирания шириной 2—3 км. По отдельным обнажениям можно проследить, что юрские осадки образуют пологую (10—15°) моноклиналь с падением пород в северо-восточном направлении. Основание их разреза составляет довольно мощная (до 600 м) пачка конгломератов и гравелитов с хорошо окатанной галькой разнообразных пород, в которой встречаются прослои серовато-бурых грубозернистых полимиктовых песчаников с отпечатками растительных остатков и окаменелой древесины. Выше в разрезе преобладают песчаники, гравелиты с прослоями алевролитов и аргиллитов общей мощностью до 300—400 м (рис. 4, разрез 14).

В районе горы Алаг-Ундур можно наблюдать непосредственное залегание юрских отложений на эрозионные останцы палеозойских пород. В основании юрской толщи здесь прослеживаются конгломераты, где наряду с хорошо окатанной галькой присутствует щебень подстилающих, часто сильно выветрелых пород. Характерной особенностью этой части разреза является значительная обогащенность осадков железом. Гематит входит в состав цемента конгломератов и песчаников, часто образует отдельные линзы и прослои, заполняет промежутки между гальками, обволакивая их, создавая своеобразную «оолитовую» текстуру пород. В самом основании юрские осадки «окрасноцвечиваются», в них появляются прослои красных и сургучно-красных алевролитов и глин. Это связано с переотложением продуктов доюрской коры выветривания, развитой по породам палеозоя, на которые ложатся юрские осадки. Подобное «окрасноцвечивание» низов юрских отложений отмечает также К. В. Боголепов (1967) для ряда разрезов юры в Южной Сибири.

Юрские отложения в более восточных частях Котловины Больших Озер не выходят на поверхность. Однако, по геофизическим данным, показывающим значительную мощность (не менее 1500 м) послепалеозойских осадков, можно предполагать их развитие в центральных частях Харанурской и Хойсуин-Гобийской впадин.

В Монгольском Алтае нижне-среднеюрские отложения развиты весьма ограниченно. Их описал Б. Лувсанданзан (1970) в одном из грабенных, расположенном вдоль Тобанурской зоны разломов (рис. 4, разрез 18). В районе оз. Тал-Нур юрские отложения залегают на дислоцированных осадочно-вулканогенных образованиях девона. В основании разреза преобладают коричневатобурые крупногалечные конгломераты, состоящие из слабоокатанной и плохо сортированной гальки подстилающих девонских пород, сцементированной гравийными и грубозернистыми песчаниками общей мощностью до 150 м. Верхняя часть разреза представлена пачкой переслаивания желтовато-серых грубозернистых песчаников и темно-серых углисто-глинистых сланцев общей мощностью около 250 м. Флора из верхней пачки, по В. П. Владимирович, представлена *Desmiophyllum* sp., *Pityophyllum* ex gr., *nordenskiöldii* (Heer) Nath., *P. longifolium* Nath., *Stachyotaxus* sp., *Elatocladus* sp., *Caprolithus* sp. Эта флора имеет широкий диапазон и может датировать вмещающие породы юрой, вероятнее всего — средней юрой.

По-видимому, как указывает Б. Лувсанданзан (1970), к юрским отложениям может быть также отнесена небольшая пачка конгломератов, гра-

вийных песчаников, черных алевролитов и углисто-глинистых сланцев с растительными остатками, развитая к востоку от оз. Тал-Нур, на левом берегу р. Аршанту-Гол. Ранее эти образования выделялись А. Х. Ивановым (1953) в составе нерасчлененного комплекса девона—карбона. Важно отметить, что эти образования также лежат в зоне Толбанурского разлома. Не исключено, что и в других местах вдоль этой зоны также могут быть обнаружены юрские осадки, выполняющие приразломные грабены.

Нижне-среднеюрский комплекс отложений представляет собой единый литогенетический тип пород, связанных общностью условий образования осадков (Тимофеев, 1964). Среди них можно наметить ряд генетических типов и фаций осадков. Так, обычно хорошо окатанные конгломераты и песчаники являются аллювиальными, аллювиально-дельтовыми отложениями; реже наблюдаются пролювиальные — преимущественно щебнисто-гравийные осадки; достаточно полно представлены в разрезе и озерные — обычно алевроново-аргиллитовые осадки, тяготеющие к верхам разреза юрского комплекса. Глинисто-сланцевые и угленосные отложения, развитые, как видно из приведенных разрезов, далеко не повсеместно, относятся к озерно-болотным и пойменным образованиям.

Выяснение распределения по площади, смены фаций по простиранию юрских осадков позволит в дальнейшем восстановить палеогеографические условия формирования пород нижне-среднеюрского комплекса.

Как показано выше при описании разрезов юрских отложений, обоснование их возраста базируется на палеофлористических и вновь полученных палеонтологических данных. Флора, собранная в большинстве разрезов юрских отложений, и особенно списки флоры, приводимые в ранних работах, позволяют оценивать возраст вмещающих пород в довольно широком интервале — в пределах юры. По двум разрезам состав флоры достаточно представителен. Так, в Каргинской впадине, как указывает В. П. Владимирович (Александров, 1969), в нижних частях юрского разреза встречены рэт-раннелейасовые формы: *Neokoretrophyllites* sp., *Hausmannia* sp., а в верхних частях разреза присутствуют характерные лейасовые растения: *Phlecopteris* cf. *polypodioides*, *Cladophlebis* cf. *magnifica*, *C. stenolopha* и еще отсутствуют роды *Coniopteris*, *Raphaelia*, появившиеся в конце лейаса и характерные для средней юры.

Флора из разрезов юры Предханхуэйской зоны, по заключению В. А. Вахрамеева, позволяет датировать вмещающие осадки следующим образом: верхи нижней юры—средняя юра.

Таким образом, по палеофлористическим материалам устанавливается диапазон возраста юрского комплекса — от низов нижней до средней юры включительно. Естественно, надо предполагать, что отдельно описанные разрезы могут не охватывать весь этот возрастной интервал, а отвечать лишь его частям.

Палеонтологические данные, по мнению Г. Г. Мартинсона, сравнивающего фауну моллюсков с моллюсками других районов Сибири и Монголии, также свидетельствуют в пользу нижне-среднеюрского возраста вмещающих отложений. Лишь верхняя часть разреза района Дарби, возможно, охватывает и низы верхней юры (келловей).

Описанные выше отложения нижне-среднеюрского комплекса Западной Монголии хорошо сопоставляются с аналогичными по возрасту образованиями Центральной и Восточной Монголии. В центральных районах МНР аналогичное стратиграфическое положение занимает бахарская свита, выделенная В. Ф. Шуваловым (1970а) и датируемая также нижней—средней юрой. В низах этой свиты преобладают конгломераты с прослоями гравелитов и песчаников, местами здесь присутствуют эффузивы кислого и основного состава. Верхняя часть разреза свиты обычно сложена разнотекстурными песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углями; местами

присутствуют эффузивы кислого состава и их туфы. Суммарная мощность свиты достигает более 3000 м. Аналогичный состав имеет и свита Цэлийн, описанная в Гобийском Алтае Н. А. Флоренсовым, Н. А. Логачевым и др. (Булмасов и др., 1963), а также ниже-среднеюрские отложения, описанные Т. В. Николаевой и В. Ф. Шуваловым (1966) на юго-востоке Хангая и ныне рассматриваемые В. Ф. Шуваловым (см. гл. 3) в составе бахарской свиты, которая отмечена выше.

В Восточной Гоби рассматриваемому комплексу несомненно соответствуют хоирмотская и хамархубуринская свиты так называемого эффузивно-осадочного комплекса нижней—средней юры (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959). На это указывают близость их вещественного состава и сходство содержащихся в них остатков флоры, фауны ферганоконх и псевдокардиний.

Необходимо отметить, что появление эффузивов в разрезе нижней—средней юры характерно для Гобийского Алтая и более восточных районов МНР. Осадочная же часть разреза сохраняет свои литологические особенности во всех указанных регионах и позволяет легко сопоставлять ниже-среднеюрские отложения на больших расстояниях.

На территории, прилегающей к Западной Монголии с севера — в Туве, юрские отложения, как известно, распространены широко. Существуют две основные стратиграфические схемы их расчленения. А. Л. Лосев (1954) в составе юрских отложений выделил элегестскую свиту (нижняя юра), эрбекскую и салдамскую свиты (средняя юра). П. П. Тимофеев (1964), детально проанализировав палинологические материалы по элегестской свите, пришел к выводу о ее среднеюрском (байос) возрасте, а самую верхнюю (салдамскую) свиту отнес к верхней юре—нижнему мелу. Юрские отложения Тувы П. П. Тимофеев выделил в тувинскую серию, состоящую из трех свит: улугхемской, нижнекызыльской и верхнекызыльской. Несмотря на то что тувинская серия по своему возрасту занимает меньший стратиграфический объем, чем ниже-среднеюрский комплекс Западной Монголии, несомненно сходство их общего литологического состава, характера разреза, а также генетических типов осадков, входящих в состав юрских отложений. Это позволяет говорить и об общности палеогеографических условий их образования.

КОМПЛЕКС ПОРОД ВЕРХНЕЙ ЮРЫ

В Предалтайской зоне отложения верхнеюрского комплекса развиты в хр. Цаган-Шибету, у перевала Улан-Даба, где они выполняют узкий тектонический грабен (рис. 3, разрез 2). Отложения верхней юры представлены здесь грубообломочной толщей: конгломератобрекчиями, конгломератами, содержащими прослой грубых гравелитов и полимиктовых песчаников (в верхах разреза). Для толщи характерны плохая сортировка слагающего ее обломочного материала (отдельные глыбы достигают 1—1.5 м в диаметре), местный его состав и красноватая окраска всех слагающих ее пород. Общая мощность наблюдаемых в районе перевала Улан-Даба отложений оценивается в 1000—1200 м. Генетически они представляют собой склоновые и пролювиальные образования, формировавшиеся у крутых бортов гор и заполнившие узкую тектоническую впадину.

Юго-восточнее, вдоль Предалтайской зоны, отложения верхней юры условно выделены в районе Явар и по р. Намирин-Гол. Здесь они с разрывом перекрывают угленосные отложения нижней—средней юры (?), а вблизи гор и более древние — палеозойские породы. Важно отметить, что под рассматриваемыми отложениями, там, где они перекрывают палеозойские выходы, наблюдается кора выветривания, выраженная

структурным элювием с сильно разрушенными рыхлыми обломками доюрских пород.

Разрез верхней юры в основании представлен конгломератами (с галькой 0.1—0.15 м), местами валунными конгломератами с отдельными прослоями песчаников и гравелитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Окраска пород всей толщи красная и буровато-красная. Общая мощность ее составляет 400—600 м.

В районе сомона Мянгад к верхней юре мы отнесли маломощную толщу сероватых и темно-красных конгломератов с мелкой и плохо окатанной галькой и щебнем подстилающих палеозойских пород (зеленокаменно-измененные эффузивы, розовые мелкозернистые граниты). Эта толща прослеживается под осадками комплекса верхней юры—нижнего мела, имеет изменчивую мощность — от 20 до 100 м и литологически сходна с верхнеюрскими отложениями (рис. 3, разрез 5) других районов Западной Монголии.

В районе гряды Ошин-Бүрө-Удзюр-Ула («первая» гряда) верхнеюрские отложения представлены толщей красноцветных конгломератов с плохо окатанной галькой и щебенкой, которая несогласно залегает на сероцветных угленосных осадках нижней—средней юры. В составе низов красноцветной толщи наблюдаются грубые полимиктовые песчаники и плотно сцементированные гравелиты. Отмечается значительное количество выветрелых галек и валунов. Выше по разрезу начинают преобладать песчаники с линзами ярко-красных алевролитов и аргиллитов.

Во «второй» гряде этого района, которая отделена от «первой» небольшим понижением, занятым четвертичными отложениями, вскрывается верхняя часть разреза верхнеюрской толщи. Здесь снизу вверх обнажаются следующие породы:

1. Песчаники сиренево-коричневые, косослоистые, с прослоями мелких хорошо окатанных конгломератов и гравелитов 15 м
2. Конгломераты мелкогалечные, с песчаниками коричневатого-красного цвета; характерна линзовидность прослоев 2—3 м
3. Аргиллиты красновато-бурые, с прослоями песчаников сиренево-красного цвета 5 м
4. Конгломераты серые, хорошо окатанные, плотные 2 м
5. Пачка переслаивания красноцветных песчаников, алевролитов и гравелитов 15 м
6. Глины красные, песчаные, неплотные, оскольчатые, содержащие прослои серых песчаников 2 м
7. Пачка переслаивания коричневатого-красных глин, песчаников и гравелитов (плохо обнаженная часть разреза) 25 м
8. Конгломератобрекчия розовато-красные, местами серые, с прослоями грубозернистых серых рыхлых песчаников и гравелитов 10 м

Эти отложения резко несогласно перекрываются кайнозойскими осадками.

Красноцветная толща в разрезах гряды Ошин-Бүрө-Удзюр-Ула отмечалась ранее (Нейбург, 1929) в составе неогеновых образований. Литологические и структурные особенности позволяют нам отнести ее к осадкам верхней юры.

На юго-западном склоне хр. Бумбату-Хайрхан (рис. 3, разрез 8) в 1967 г. мы наблюдали несогласное залегание пород верхней юры на ниже-среднеюрских отложениях. Снизу вверх в составе верхней юры здесь прослеживаются следующие породы:

1. Пачка сиренево-коричневых конгломератов с плохо окатанной галькой преимущественно средних и кислых эффузивов 50—60 м
2. Конгломераты темно-серые, щебнистые, по составу сходные со слоем 1 15 м
3. Песчаники желтовато-серые, рыхлые, полимиктового состава 15 м
4. Конгломераты мелкогалечные, светло-бурые, хорошо окатанные 10 м

5. Пачка переслаивания желтовато-светло-бурых рыхлых песчаников и плитчатых розоватых песчаников. Последние образуют характерные округлые и округло-плоские песчановые конкреции. В пачке отмечаются слои алевролитов с «такырными» поверхностями напластования, знаками ряби. Встречаются прослои зеленовато-серых аргиллитов с гипсом в виде кристаллов 200 м

Общая мощность отложений верхней юры до 300 м. Выше по разрезу они перекрываются осадками нижнего мела.

Наиболее значительный по мощности разрез отложений верхней юры известен в западной части Шаргаин-Гобийской впадины, в районе сомона Дарби (рис. 3, разрез 10). Здесь верхнеюрские отложения с размывом и несогласием залегают на породах ниже-среднеюрского комплекса. В разрезе верхнеюрского комплекса данного района прослеживаются две пачки (снизу вверх).

1. Красные щебнистые конгломераты и конгломератобрекчии с прослоями грубозернистых песчаников сиренево-коричневого цвета. Отдельные прослои конгломератов состоят из крупных неокатанных валунов и глыб палеозойских пород (до 1—1.5 м в диаметре) 400—500 м
2. Серовато-красные конгломераты и конгломератобрекчии с прослоями гравелитов и песчаников того же цвета. Материал не сортирован, окатанность плохая; только в отдельных слоях встречаются хорошо окатанные конгломераты . . . 600—700 м

В описанном разрезе верхнеюрская толща сложена пролювиальными и в меньшей степени аллювиальными осадками. Перекрываются верхнеюрские отложения по очень четкому, но согласному контакту серий пород верхней юры (титона)—нижнего мела, охарактеризованных богатой и разнообразной фауной.

В центральной части Шаргаин-Гобийской впадины верхнеюрские, как и более древние мезозойские отложения, вероятно, погружены и перекрыты более молодыми осадками. Лишь по северо-западному борту впадины имеются небольшие выходы красноцветных конгломератов верхней юры.

В Бэгэрнурской впадине верхнеюрские красноцветные отложения развиты к северу от горы Лебедева по р. Цаган-Бургасуин-Гол, а также на южных склонах хр. Хан-Тайшири-Нуру. По р. Цаган-Бургасуин-Гол верхняя юра представлена толщей красно-бурых конгломератобрекчий и конгломератов с линзовидными прослоями гравелитов и песчаников такого же и буровато-серого цвета. Окатанность и сортировка обломочного материала плохая. Мощность отложений составляет 350—400 м. Е. Э. Разумовская (1946) описанную толщу условно отнесла к верхней юре—нижнему мелу на основании находки в перекрывающих ее согласно отложениях пестроцветной толщи филлопод *Estheria middendorffii* var. *sinensis* Chi нижнемелового возраста. В последние годы в аналогичных описанным красноцветных отложениях, развитых к востоку от Бэгэра, в районе горы Эрдэни-Ула и других местах Гобийского и Монгольского Алтая, найдены остракоды, моллюски и харовые водоросли, позволяющие рассматривать возраст вмещающих их отложений (тормхонская свита, по В. Ф. Шувалову) как верхнеюрский, точнее кимеридж-титонский (Шувалов, 1969).

На южных склонах хр. Хан-Тайшири-Нуру красноцветная верхнеюрская толща имеет сходный состав с развитыми по р. Цаган-Бургасуин-Гол отложениями, описанными выше. В обоих случаях верхняя юра резко несогласно залегает на сильно метаморфизованных складчатых образованиях палеозойского возраста.

В зоне Котловины Больших Озер отложения верхнеюрского комплекса выделены нами впервые. От осадков верхней юры Предальтайской зоны они отличаются меньшей грубостью слагающих их пород, преобладанием аллювиальных и аллювиально-озерных фаций, меньшей мощностью.

Однако общая красноцветная окраска пород остается достаточно типичной и для разрезов этой зоны.

В центральной части Котловины Больших Озер, северо-западнее горы Баян-Обо-Ула, красноцветные щебнистые конгломераты верхней юры с размывом (?) залегают на сероцветных конгломератах нижней—средней юры. Для этой толщи характерно наличие прослоев песчаников, хорошо окатанных гравелитов, аргиллитов (в верхней части разреза). Отдельные прослои сильно обогащены железом, встречающимися в виде лимонитовых конкреций и цемента песчаников. Общая видимая мощность толщи не менее 350—400 м. Верх разреза не обнажены (рис. 4, разрез 14).

Севернее горы Баян-Обо-Ула верхнеюрские отложения залегают с размывом и несогласием на палеозойских породах (рис. 4, разрез 15). Последние представлены эффузивами, сильно измененными (до рыхлого состояния) процессами выветривания (доверхнеюрская кора выветривания мощностью 1—2 м). В данном разрезе снизу вверх обнажаются следующие породы.

1. Базальный горизонт, представленный лиловато-красными конгломератобрекчиями 5 м
2. Пачка переслаивания разногальчатых конгломератов, гравелитов и красных глин. Мощность прослоев от 0,5 до 5 м. Характерны округлые («ядровидные») и матрацевидные отдельности в песчаниках. Встречаются также плотные мергелистые конкрекции, уплощенные обломки окремененной древесины 100 м
3. Конгломераты буровато-серые и красновато-бурые глины. Встречаются крупные стволы окремененных деревьев, отпечатки стеблей и листьев плохой сохранности 40 м
4. Пачка различных по плотности красно-бурых и желто-красных песчаников, известковистых, с прослоями глин и единичными маломощными (до 0,5 м) прослоями мелкогальчатых конгломератов до 150 м
5. Песчаники разнотекстурированные, различной плотности, полосчатые, красного, желтовато-, зеленовато- и розовато-серого цветов, переслаивающиеся с красно-бурыми глинами и аргиллитами. Характерны песчаниковые конкрекции округлой формы. Встречаются окремененные стволы деревьев до 200 м

Общая видимая мощность по разрезу составляет более 500 м.

Среди остракод, обнаруженных в пачке 5, И. Ю. Неуструева определила *Cypridea trita* Lüb., *Cypridea* sp., *Darwinula* sp.

Моллюски из этой же пачки, по определению Г. Г. Мартинсона, представлены *Arguniella ovalis* Ch. Kol., *A. compacta* Ch. Kol., *Limnocyrena* sp. Последняя форма, по мнению того же автора, весьма похожа на верхнеюрскую *Limnocyrena holbotuensa* из разреза тормхонской свиты Гобийского Алтая (Шувалов, 1969). К северу от этого разреза, в сторону урочища Татал, толща отложений верхней юры сменяется верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями.

Отложения верхней юры выделяются в северной части Хойсуин-Гобийской впадины, западнее сомона Хух-Морьт. Здесь под пестроцветными глинистыми осадками нижнего мела выделяется толща мелкогальчатых, щебнистых конгломератов (рис. 4, разрез 17). Конгломераты плотные, сцементированы кирпично-красным песчаным цементом, галька полимиктового состава, плохо окатанная. Видимая мощность толщи красноцветных конгломератов около 100 м.

Исходя из анализа геофизических материалов, показывающих значительные погружения домезозойского основания (до 1500 м) в Сангиндайнурской, Харанурской и Хойсуин-Гобийской впадинах, можно предполагать развитие их в центральных частях осадков верхнеюрского комплекса.

Верхнеюрский комплекс отложений, как показано выше, обладает достаточно типичными литологическими особенностями — красноцветной окраской и грубым составом входящих в него пород. Это позволяет уверенно выделять в разрезах и проследивать на площади осадки данного

возраста. Однотипные литологические особенности пород свидетельствуют об общности условий их образования. Можно выделить ряд генетических типов и фаций отложений этого возраста. Так, обычно плохо окатанные и слабосортированные, грубые конглобрекции и конгломераты, преобладающие в разрезах верхней юры Предалтайской зоны и несколько реже встречающиеся в зоне Котловины Больших Озер, относятся к пролювиальным и пролювиально-аллювиальным отложениям. Озерные и прибрежно-озерные отложения верхней юры развиты преимущественно в зоне Котловины Больших Озер. Они представлены глинами, аргиллитами, алевролитами с прослоями известняков, песчаников и гравелитов. Однако роль этих генетических типов осадков в целом невелика.

Из приведенных выше данных видно, что рассмотренные красноцветные образования палеонтологически охарактеризованы слабо. Тем не менее принадлежность их к верхней юре не вызывает сомнений. Об этом свидетельствует, в частности, их положение в общем мезозойском стратиграфическом разрезе Западной Монголии между фаунистически и флористически охарактеризованными отложениями нижней—средней юры, на которых они залегают резко несогласно, и фаунистически охарактеризованными отложениями верхнеюрско(титон)-нижнемелового комплекса, с которым описанные красноцветы имеют согласный контакт.

Обнаруженные в рассматриваемых красноцветных отложениях фаунистические остатки, представленные *Arguniella ovalis* Ch. Kol., *A. compacta* Ch. Kol., *Limnocyrena* sp. (моллюски), *Cypridea trita* Lüh. (остракоды), хотя и характеризуют более широкий возрастной диапазон (верхняя юра—валауэкин), но чаще встречаются, особенно моллюски, в верхней юре.

Более определенно возраст аналогичных по составу и стратиграфическому положению отложений, выделяемых в тормхонскую свиту (Шувалов, 1970а) и шарилинскую свиту (Васильев и др., 1959), определяется соответственно в Центральной Монголии и Восточной Гоби (Шувалов, 1969).

КОМПЛЕКС ПОРОД ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА

В Предалтайской зоне верхнеюрско-нижнемеловые отложения развиты довольно широко. Они прослежены по ряду разрезов от района р. Намирин-Гол (на северо-западе) до Бэгэрнурской впадины (на юго-востоке).

В районе месторождения Явар и по р. Намирин-Гол (рис. 3, разрез 4) отложения, условно относимые нами к верхней юре—нижнему мелу, согласно залегают на красноцветных конгломератах верхней юры (?). Они представлены толщей пестроцветных песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов (низы разреза), выше сменяющихся более тонкими разностями пород — алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами с подчиненными прослоями песчаников. Породы верхней части разреза имеют пестроцветную — красную, серую и зеленоватую — окраску. Для них характерна четкая параллельная слоистость, часто встречаются знаки ряби на поверхностях напластования. Общая мощность отложений оценивается в 700—800 м. Описанные отложения по р. Намирин-Гол ранее (Волочкович, 1961) относились к хараусской свите, ошибочно датируемой третичным временем.

В районе сомона Мянгад (рис. 6) отложения верхней юры—нижнего мела согласно залегают на красноцветных щебнистых конгломератах верхней юры (рис. 3, разрез 5). Они представлены снизу вверх следующими породами:

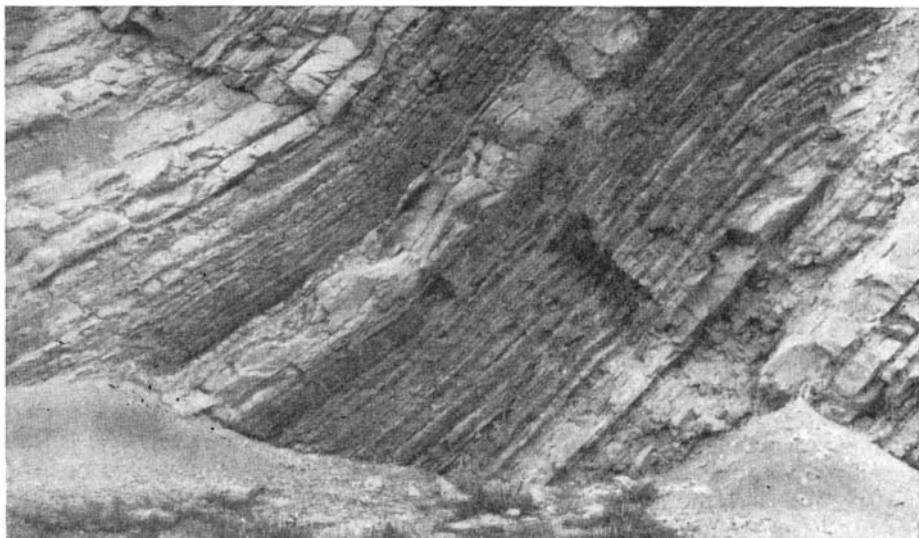


Рис. 6. Пачки алевритов и глинистых сланцев нижнего мела в районе сомона Мянгад.

1. Тонкослоистые, листоватые аргиллиты и глины с прослоями тонкозернистых песчаников (до 0.1 м); породы имеют желтовато-оранжевый цвет 50—70 м
2. Тонкослоистые кремнистые алевролиты зеленовато-серого и буроватого цвета (по 5—7 м), переслаивающиеся с плотными светло-зеленоватыми мелкозернистыми песчаниками, которые содержат мелкие остатки черного растительного детрита (по 1—2 м), и с буроватыми неслоистыми карбонатными песчаниками (по 0.5—1.0 м) 100 м
3. Плотные мелко- и среднезернистые песчаники с округлыми лимонитовыми (?) конкрециями 25 м
4. Плитчатые сланцеватые светло-зеленые песчаники с прослоями мергелей, светло-бурых листоватых аргиллитов и глинистых сланцев; последние слагают верхнюю часть пачки до 250 м

Общая мощность верхнеюрско-нижнемеловых отложений по разрезу достигает 450—500 м.

В Дзергенской впадине верхнеюрско-нижнемеловые отложения выходят на поверхность вдоль западного подножия хр. Бумбату-Хайрхан. У его юго-западного склона (рис. 3, разрез 8) они представлены розовыми плитчатыми песчаниками с прослоями мелких конгломератов, а в верхах разреза — с прослоями алевролитов и аргиллитов общей мощностью около 300 м. По размытой поверхности дислоцированных нижнемеловых отложений прослеживается горизонт коры выветривания, представленный рыхлыми пятнисто-окрашенными (красные, розовые, белые) глинистыми породами мощностью 2—3 м.

На юго-восточной оконечности хр. Бумбату-Хайрхан в районе Алтан-Тээли верхнеюрско-нижнемеловые отложения впервые были описаны А. К. Рождественским (1954). В дальнейшем их изучали Е. В. Девяткин, П. Хосбаяр, Г. Г. Мартинсон, А. В. Сочава и В. Ф. Шувалов. По данным В. Ф. Шувалова, рассматриваемые отложения слагают здесь довольно значительную антиклинальную структуру северо-западного простирания, осложненную в северной части разломом северо-западного направления (рис. 7). Наиболее полный разрез верхней юры—нижнего мела прослеживается по юго-западному крылу этой складки, где отчетливо выделяются две различные по цвету толщи (снизу вверх): серая и красная. В основании разреза нижней толщи в восточной части бедленда прослеживаются валуново-галечные конгломераты с прослоями гравелитов и пес-

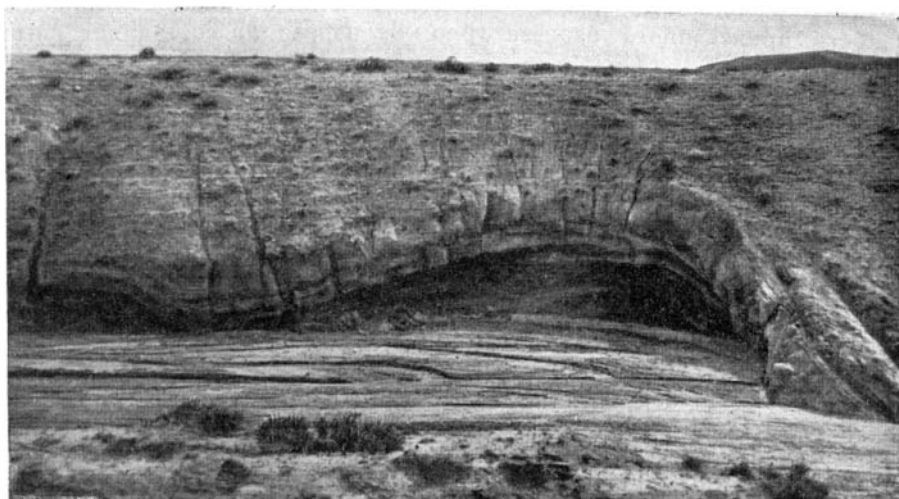


Рис. 7. Складчатость в породах нижнего мела в районе Алтан-Тээли.

чаников мощностью около 80—90 м. Обычно видимый разрез толщи начинается с песчаников, переслаивающихся с аргиллитами.

В одном из наиболее полных разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложений (снизу вверх) мы наблюдали следующие отложения:

Н и ж н я я (с е р а я) т о л щ а

1. Песчаники разнозернистые, плитчатые, зеленовато-серые с характерной шаровидной отдельностью, содержащие прослой зеленовато- и темно-серых аргиллитов мощностью до 2 м 40 м
2. Аргиллиты зеленовато-серые, слоистые с единичными тонкими (0.1—0.2 м) прослоями песчаников мелкозернистых того же цвета 15 м
3. Переслаивание разнозернистых песчаников желтовато- и зеленовато-серого цвета и зеленовато-серых аргиллитов. Мощность слоев от 0.1 до 2—3 м 20 м
4. Аргиллиты с прослоями песчаников, аналогичные пачке 2 35 м
5. Песчаники средне- и мелкозернистые, плитчатые, зеленовато-серые 2 м
6. Аргиллиты слоистые, сероватые и темно-серые 20 м
7. Пачка серых и зеленовато-серых песчаников с прослоями того же цвета слоистых аргиллитов и глинистых сланцев мощностью 0.1—3.0 м, содержащих остатки ископаемых филлопод, остракод и моллюсков 60 м

В е р х н я я (к р а с н а я) т о л щ а

8. Пачка ритмичного переслаивания песчаников и аргиллитов с преобладанием последних в разрезе. Мощность песчаниковых прослоев около 5 м, аргиллитовых — до 10 м. Породы преимущественно красно-бурого и коричневатого-бурого цвета. В средней части пачки встречаются отдельные прослой песчаников и аргиллитов серого, зеленовато-, желтовато- и темно-серого цвета. Характерна полосчатость, свидетельствующая об их озерном и речном генезисе. В верхах пачки, в красно-бурых аргиллитах и песчаниках, встречаются многочисленные остатки ископаемых моллюсков и остракод 100 м
9. Пачка пестроцветных (коричневато-, желтовато-бурые) разнозернистых песчаников с прослоями красно- и коричневатого-бурых глин. Переслаивание ритмичное, но мощность ритмов непостоянная (от 0.2—0.5 до 6—8 м). Песчаники преобладают в пачке (до 70%), характеризуются различной плотностью; на поверхности песчаниковых слоев нередко отмечаются знаки ряби 150 м
10. Глины красновато-бурые с лиловатым оттенком и коричневатого-бурые, плотные, аргиллитоподобные, слоистые (прослой разнозернистых красноватых, реже зеленовато-серых песчаников мощностью от 0.1 до 5 м). Песчаники характеризуются плитчатой отдельностью, содержат многочисленные шаровидные и иной формы конкреции размером от 3—5 см до 0.5 м в поперечнике 100 м

Выше резко несогласно залегают олигоценовые отложения. Мощность приведенного разреза (рис. 3, разрез 9) составляет свыше 500 м.

Из сборов Г. Г. Мартинсона, В. Ф. Шувалова и П. Хосбаяра в верхах серой толщи определены следующие моллюски: *Leptesthes* (?) *bahatiriensis* Jak., *Valvata* sp., *Limnocyrena reissi* Kol., *L. regens* sp. nov., *Limnocyrena* sp. (определение Г. Г. Мартинсона); остракоды: *Cypridea consulta* Mand., *C. trita* Lub., *C. zagustaica* Scoblo, *Darwinula* sp., *Rhinocypris* sp. (определение И. Ю. Неуструевой); филлоподы: *Baidrestheria sinensis* (Chi.), *Eumograptia pseudoinesperata* Step., *E. haranurensis* Step., *Loxopolygraptia zargaica* Step. и др. (определение И. В. Степанова), а также *Bairdestheria dahurica* Tschern., *B. cf. chekiangensis* sp. nov., *Pseudestheria* sp. (определение Е. К. Трусовой). По мнению И. В. Степанова и И. Ю. Неуструевой, данные комплексы филлопод и остракод характерны для верхнеюрско-нижнемеловых отложений Монголии (цаганцабский горизонт). Моллюски, по мнению Г. Г. Мартинсона, более характерны для нижнего мела Монголии и Забайкалья.

Из более ранних сборов Н. И. Новожилова (1953) им определены следующие филлоподы: *Erisopsis peregrina*, *Lioestheria imperfecta*, *Sphaerestheria kobdoensis*, *Pseudoestheria concinna*, *Cyclograptia magnifica*, *Opsipolygraptia przewalski*, характерные, по его мнению, для низов вельда. В этом же разрезе А. К. Рождественский (1954) обнаружил крупные кости динозавров из группы зауропод.

Из сборов В. Ф. Шувалова, Г. Г. Мартинсона и П. Хосбаяра в низах и средней части красной толщи Г. Г. Мартинсон установил следующие моллюски: *Unio tudagoensis* Jak., *Limnocyrena anderssoni pusilla* subsp. nov., *L. zergensa* Martins, *Limnocyrena* sp., *Valvata cf. mongolica* Martins, *V. subpiscinalis* Martins, *Leptesthes* (?) *bahatiriensis* Jak., характерные для верхов нижнего мела (апт—альб).

Очевидно, судя по составу ископаемой фауны, разрез района Алтан-Тээли охватывает широкий возрастной интервал — от верхов верхней юры (титона) до верхов нижнего мела (апт—альб).

Наиболее полный и значительный по мощности разрез рассматриваемого комплекса мы наблюдали к югу и востоку от сомона Дарби в Ихэснурской впадине. Здесь на красноцветных верхнеюрских конгломератах, по данным В. Ф. Шувалова, залегают (снизу вверх) следующие породы:

1. Лиловато-бурые конгломераты с прослоями зеленовато-серых и лиловых песчаников и аргиллитов 9 м
2. Аргиллиты слоистые, зеленовато-серые, с единичными прослоями разногачечных конгломератов и плитчатых песчаников со знаками ряби на поверхности пластов 20 м
3. Ритмичное переслаивание зеленовато-серых песчаников и аргиллитов зеленовато-серого и коричневатого цвета. Мощность ритмов 0.1—0.5 м 10 м
4. Песчанники зеленовато-серые, плитчатые с прослоями мергеля и конгломератов 20 м
5. Аргиллиты зеленовато-серые и серые, загипсованные, слоистые с прослоями мелкозернистых песчаников и конгломератов зеленовато-серого цвета мощностью до 0.3 м 35 м
6. Аргиллиты коричневатого-бурые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми аргиллитами и песчанниками. Мощность прослоев до 1 м 7 м
7. Ритмичное переслаивание серых мергелей, серых и зеленовато-серых песчаников и глинистых сланцев. Мощность ритмов от 0.1—0.2 до 1.8 м. В низах пачки встречаются единичные прослои конгломератов и гравелитов мощностью около 1 м. Глинистые сланцы и мергели загипсованы, в низах пачки в них встречены остатки рыб, филлопод и остракод 80 м
8. Переслаивание желтовато-серых и серых песчаников с мергелями и аргиллитами. Мощность прослоев от 2—3 до 10 м. В мергелях и аргиллитах встречены остатки остракод и моллюсков 40 м

9. Песчаники известковистые, желтовато-бурые и желтовато-серые, массивные с ядровидными конкрециями 5 м
10. Пачка переслаивания коричнево-бурых и зеленовато-серых аргиллитов с песчаниками зеленовато-серого и серого цвета. В верхах пачки и ее низах отмечаются единичные прослои гравелитов и конгломератов мощностью до 1 м. В аргиллитах и песчаниках встречаются остатки филопод, моллюсков и остракод 85 м
11. Песчаники буровато-розовые с прослоями серых и красно-бурых гравелитов, конгломератов розовато-бурого и буровато-серого цвета и коричнево-бурых аргиллитов 35 м
12. Аргиллиты коричнево-бурые с прослоями зеленовато-серых песчаников, серых конгломератов и гравелитов мощностью около 3 м. Песчаники обычно плитчатые, со знаками ржи на поверхностях напластования. В средней части пачки в аргиллитах встречается фауна моллюсков, филопод и остракод 110 м
13. Глины плотные, аргиллитоподобные, желтовато-серого и зеленовато-желтого цвета с прослоями серых плитчатых песчаников и конгломератов мощностью 0.3—0.5 м 25 м
14. Переслаивание песчаников и аргиллитов лилового, коричнево-, серовато-бурого, желтовато- и зеленовато-серого цвета, содержащих остатки ископаемых моллюсков и остракод. Мощность отдельных прослоев 0.5—3.0 м 80 м
15. Переслаивание зеленовато- и желтовато-серых песчаников, содержащих обильные остатки ископаемых моллюсков с темно- и зеленовато-серыми аргиллитами и мелкогалечными конгломератами желтовато- и розовато-серого цвета (мощность прослоев до 1 м) 60 м
16. Переслаивание серых, желтовато-серых и коричнево-бурых песчаников и аргиллитов, содержащих остатки ископаемых моллюсков 25 м
17. Песчаники разнородные, слабо сцементированные, желтовато-серые, серые и зеленовато-серые, известковистые с прослоями аналогичного цвета глин, аргиллитов и ожелезненных гравелитов. В пачке довольно часто встречаются тонкие (до 1 см) пропластки серого арагонита. В песчаниках и аргиллитах верхней части пачки — многочисленные остатки ископаемых моллюсков и остракод 30 м

Выше резко несогласно залегают красноцветные олигоценые отложения. Суммарная мощность приведенного разреза около 650 м.

Из сборов В. Ф. Шувалова в низах разреза (пачка 2) Е. К. Трусова определила филоподы *Bairdestheria middendorffii* Jones. Из этих же слоев (сборы П. Хосбаяра) И. В. Степанов определил *Liograptus lata* (Kob. et Kus.), *Palaeoleptestheria wolchonini* Nov., *P. baicalia* Kras., *P. gurvannerensis* Step., *Palaeoleptestheria* sp., характерные для цаганцабской свиты Восточной Монголии (J_{3t}—K_{1v}) и низов тургинского горизонта Восточного Забайкалья.

Из низов разреза (сборы П. Хосбаяра), кроме того, В. Н. Яковлев определил остатки примитивной осетровой рыбы *Stichopterus* sp., известной из низов мела.

Ископаемая фауна, собранная П. Хосбаяром и В. Ф. Шуваловым из более высоких горизонтов разреза (пачка 7), представлена филоподами: *Palaeoleptestheria wolchonini* Nov., *P. legiminiformis* Kras., *Palaeoleptestheria* sp. (определение И. В. Степанова) и *Bairdestheria sinensis* (Chi) (определение Е. К. Трусовой), характерными для низов неокома, и остракодами: *Mongolianella palmosa* Mand., *Cypridea vitimensis* Mand., *C. trita* Lüb., *C. zugustaica* Scoblo., *Darwinula contracta* Mand. и др. (определение И. Ю. Неуструевой), также характерными для низов нижнего мела Монголии.

Здесь же П. Хосбаяром были найдены остатки водных клопов *Heteroptera* из сем. *Corixidae*, близких к отмечающимся в низах мела Забайкалья (байсинская свита) *Baissocovixa* Jasjewski J. Pop. и верхнеюрским *Karataviella brachyptera* В. М. из Южного Казахстана (Каратау).

Из средней части разреза (пачка 10) Е. К. Трусова определила филоподы *Opsipolygraptus* sp. nov. (сборы В. Ф. Шувалова), а из верхов этой же пачки — *Bairdestheria dahurica* (Tschern.), характерные для нижнего мела Монголии и Забайкалья.

Фаунистический комплекс верхней части разреза (сборы В. Ф. Шувалова, А. В. Сочавы, Г. Г. Мартинсона, П. Хосбаяра) включает в себя

моллюски (определение Г. Г. Мартинсона): *Unio tsentahozensis* Jak., *U. hangaensis* Jak., *U. cf. hangaensis* Jak., *U. tudogoensis* Jak., *Leptesthes* (?) *bahatiriensis* Jak., *Limnocyrena anderssoni pusilla* (Grab.) sub. sp. nov., *L. zergensa* Martins, *L. anderssoni longa* (Grab.) subsp. nov., *Valvata subpiscinalis* Martins, *V. mongolica* sp. nov., *Probaicalia vitimensis* Martins, *P. gerassimovi* (Reis.), *Bithynia laechnioidea* Martins, *Gyraulus* sp.; филлоподы (определение Е. К. Трусовой): *Bairdestheria dahurica* (Tschern.). Данный комплекс характерен для верхов нижнего мела (апт-альба) Монголии, Забайкалья и некоторых других районов Восточной Азии.

В другом разрезе, восточнее сомона Дарби, на уровне нижних пачек (1—3) П. Хосбаяр и Е. В. Девяткин собрали филлоподы *Pseudestheria shouwalovi* Step., *Bairdestheria ihesnurensis* Step., *Bairdestheria haranurensis* Step. (определение И. В. Степанова), характерные для низов нижнего мела Монголии (Шувалов, Степанов, 1970). Анализ фаунистических комплексов из разных частей приведенного разреза свидетельствует о том, что он охватывает отложения от верхнеюрских (титонских) до апт-альбских включительно.

Крайней восточной точкой распространения отложений верхнеюрско-нижнемелового комплекса в Предалтайской зоне является район Бэгэрнурской впадины. Рассматриваемые отложения здесь согласно перекрывают комплекс красноцветов верхней юры. Разрез их, составленный В. Ф. Шуваловым по р. Цаган-Бургасуин-Гол, следующий (снизу вверх):

1. Аргиллиты пестроцветные (буровато-красные, коричневатые, зеленовато-бурые и зеленовато-серые), переслаивающиеся с глинами зеленовато-серого и красно-бурого цвета и разнотекстурными песчаниками 100 м
2. Переслаивание гравелитов и конгломератов зеленовато-серого и красно-бурого цвета с подчиненными прослоями глины и песчаников 120—130 м
3. Глины и аргиллиты пестроцветные с подчиненными прослоями песчаников, реже гравелитов и конгломератов. В глинах — многочисленные мергелистые и известковые конкреции, плотные розовато-серого и серого цвета 150—180 м

Выше несогласно залегают олигоценовые красноцветные отложения. Видимая мощность приведенного разреза составляет 350—400 м.

Из нижней пачки, по данным Е. Э. Разумовской (1946), известны филлоподы *Estheria middendorffii* var. *sinensis* Chi. Здесь же в 1970 г. В. Ф. Шувалов собрал остатки моллюсков и филлопод. Моллюски, по определению Г. Г. Мартинсона, представлены *Valvata subpiscinalis* Martins, *V. mongolica* sp. nov., *Probaicalia vitimensis* Martins, *Physa* cf. *erdenica* Martins, *Limnocyrena* sp. Данный комплекс фаунистических остатков указывает на нижнемеловой, точнее не определимый возраст вмещающих отложений.

В зоне Котловинны Больших Озер отложения верхней юры — нижнего мела были установлены в 1967—1968 гг. Они выполняют центральные части Сангиндалайнурской, Харанурской и Хойсуин-Гобийской впадин, что подтверждается геофизическими материалами, показывающими в этих районах значительные (до 1500 м) мощности послепалеозойских отложений. Рассматриваемые отложения обнажаются лишь в прибортовых частях впадины, где они залегают на домезозойском основании.

В Сангиндалайнурской впадине, на ее южном борту, верхнеюрско-нижнемеловые отложения залегают на красноцветных породах верхней юры (рис. 4, разрез 15). Переход между этими комплексами постепенный. Отложения верхнего комплекса отличаются более тонким составом пород и их пестроцветной окраской. В основании разреза прослеживается пачка сиренево-красных и зеленоватых песчаников и алевроитов с прослоями аргиллитов и глинистых сланцев мощностью до 200 м. Средняя часть разреза обнажена плохо, а верхняя часть разреза, обнажающаяся в урочище Татал (в 15 км к северу от горы Баян-Обо-Ула), представлена го-

ризонально-слоистыми зелеными и красновато-коричневыми алевролитами, песчаниками и аргиллитами озерного генезиса. Общая мощность верхнеюрско-нижнемеловых отложений в Сангиндалайнурской впадине, исходя из анализа их залегания и геофизических данных, оценивается в 600—800 м.

В верхах данного разреза П. Хосбаяр собрал фауну пресноводных моллюсков: *Arguniella elongata* (Ramm.), *Limnocyrena recta* Kol., *L. cf. subplana* (Reis.), *Unio* sp. По мнению Г. Г. Мартинсона, эти формы характеризуют возрастной диапазон от верхов верхней юры до валанжина включительно (цаганцабский горизонт).

Здесь же были собраны остракоды, среди которых И. Ю. Неуструева определила: *Limnocypridea couspidicenta* Scoblo, *L. gigantea* Scoblo, *Mongolianella palmosa* Mand., *Cypridea trita* Lüb., *C. consulta* Mand., *C. zagustaica* Scoblo, *Darwinula oblonga* (Roemer.), *Rhinocypris* sp. и др., встречающиеся в Монголии и Забайкалье в том же возрастном интервале.

В Харанурской впадине (рис. 4, разрез 16) верхнеюрско-нижнемеловые отложения обнажаются у юго-западного берега оз. Хара-Нур, где они представлены красно-коричневыми и зелеными алевролитами, аргиллитами с прослоями песчаников и гравелитов видимой мощности 150—200 м. В глинах, аргиллитах и сланцах здесь обнаружены остатки филлопод: *Pseudograptia murchisoniae* (Jones.), *Pseudograptia* sp., *Pseudestheria concinna* Nov., *Pseudestheria* sp. (определение И. В. Степанова) и остракод: *Cypridea consulta* Mand., *Cypridea* sp. и др. (определение И. Ю. Неуструевой).

Небольшие выходы рассматриваемых отложений, залегающих на красноватых конгломератах верхней юры (?), имеются в северной части Хойсуин-Гобийской впадины в районе сомона Хух-Морьт. Эти отложения представлены горизонтально-слоистыми красными аргиллитами и глинами, содержащими зеленые разности пород того же состава. Встречаются редкие прослои светло- и зеленовато-серых тонкозернистых песчаников, местами косослоистых. В отдельных прослоях аргиллиты характеризуются округло-скорлуповатой текстурой. Встречаются линзы и прослои (до 1 см) гипса. Видимая мощность отложений составляет 70—100 м; истинная же мощность, вероятно, значительно бóльшая.

Из этого разреза П. Хосбаяр собрал филлоподы: *Paleoleptestheria baicalica* Kras., *P. leguminiformica* Kras., *Pseudestheria concinna* Nov., *Pseudestheria* sp., *Lioestheria imperfecta* Nov. И. В. Степанов, определявший эту фауну, относит ее к цаганцабскому горизонту верхней юры—нижнего мела.

Отложения рассматриваемого комплекса генетически представляют собой преимущественно озерные отложения, особенно характерные для центральных частей депрессий. В прибортовых частях впадин, в разрезах комплекса, присутствуют прослои гравелитов, мелких галечников, косослоистых грубых песчаников, которые могут рассматриваться как озерно-речные и дельтовые фации. Распространение верхнеюрско-нижнемеловых отложений на территории Западной Монголии показывает, что крупные межгорные впадины Предалтайской зоны и Котловины Больших Озер в это время были заняты озерными бассейнами. На востоке они, вероятно, соединились с озерными бассейнами Гоби-Алтайской зоны Центральной Монголии.

Палеонтологические материалы, полученные в последние годы, впервые дают возможность подойти к оценке возраста описанных выше образований. Обнаруженные в них комплексы ископаемых моллюсков, остракод и филлопод в большинстве случаев указывают на принадлежность вмещающих отложений к верхам верхней юры (титону)—низам нижнего мела (валанжину), либо просто к нижнему мелу. В то же время исследованиями 1970 г. в ряде мест Предалтайской зоны Западной Мон-

голии (в районах Алтан-Тээли и сомона Дарби) установлено присутствие в разрезах наиболее высоких горизонтов нижнего мела (апт-альба), о чем свидетельствуют находки типичных для этого времени моллюсков из группы унионид (*Unio tsentahozensis* Jak., *U. hanganensis* Jak. и др.) и лимноцирен (*Limnocyrena anderssonia pussila* (Grab.) subsp. nov., *L. zergensa* Mart. и др.). Менее четко представлены комплексы фауны готерива и баррема, хотя в отдельных разрезах присутствуют и они. В частности, комплекс филлопод, обнаруженный в верхах разреза района сомона Мянгад, по мнению И. В. Степанова, характерен для низов дзунбаинского горизонта, т. е. для готерив-баррема. Несомненно присутствие готерив-барремских отложений в районах Дарби и Алтан-Тээли, где имеется непрерывный разрез от самых верхов юры до апт-альба включительно. Готерив-баррему в разрезах рассматриваемого комплекса в этих местах, очевидно, соответствуют средние части разрезов, фаунистически слабо охарактеризованные, последовательно и согласно перекрывающие нижние горизонты комплекса с фауной титон-валанжина и также согласно перекрывающиеся пестроцветами, которые содержат в себе типичную фауну апт-альбского времени.

Таким образом, в настоящее время можно с уверенностью констатировать, что, подобно соседним районам Гобийского Алтая, в течение поздней юры и начала раннего мела Предалтайская зона и зона Котловины Больших Озер Западной Монголии являлись ареной довольно интенсивного осадконакопления. В середине и конце раннемелового времени оно протекало, вероятно, лишь в отдельных, наиболее устойчиво прогибавшихся впадинах, располагавшихся преимущественно на юго-востоке региона (районы Алтан-Тээли, Дарби и некоторые др.). В большинстве впадин Западной Монголии в это время осадконакопления уже, очевидно, не происходило.

Несомненными возрастными аналогами комплекса отложений верхней юры—нижнего мела Западной Монголии являются выделяемые в составе «нижнего» мела Восточной Гоби цаганцабская и дзунбаинская свиты (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959), а также средняя и верхняя части верхнеюрско-нижнемелового комплекса Центральной Монголии, в частности соседнего района Гобийского Алтая, включающего ундурухинскую (J_3t-K_1v), андахудукскую ($K_{1h}-b$) и хулсынгольскую ($K_{1ar}-al$) свиты (Шувалов, 1970б), которые содержат в себе сходные комплексы ископаемой фауны моллюсков, остракод и филлопод.

Однако при сравнении литолого-фациального состава верхнеюрских (титон)—нижнемеловых образований Западной, Центральной и Восточной Монголии отчетливо выявляются некоторые их весьма существенные различия. К их числу в первую очередь следует отнести отсутствие на западе МНР вулканогенных образований, широко развитых в Центральной и Восточной Монголии. Ближайшим районом развития верхнеюрских и нижнемеловых эффузивов является соседний с Бэгэрнурской котловиной район горы Эрдэни-Ула на крайнем юго-востоке Монгольского Алтая (Шувалов, 1968).

Вторым значительным отличием описанных отложений Западной Монголии является их пестроцветность и красноцветность. Аналогичные по возрасту толщи в Центральной и Восточной Монголии характеризуются преимущественно сероцветной окраской. Лишь апт-альбские отложения (верхняя подсвита дзунбаинской свиты и хулсынгольская свита), подобно верхам разреза Дарби, местами характеризуются пестрой окраской.

Важно также подчеркнуть отсутствие в разрезах нижнего мела Западной Монголии столь типичных для нижнего мела Центральной и Восточной Монголии фаций темных листоватых битуминозных сланцев

(«бумажных» сланцев), замещающихся здесь глинами, аргиллитами и глинистыми сланцами.

Изучение распространения и стратиграфии мезозойских отложений Западной Монголии позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Мезозойские отложения в своем распространении четко локализуются по трем зонам депрессий: а) Предалтайской, б) Предханхухэйской, в) Котловины Больших Озер.

2. Наиболее полный разрез мезозоя представлен в Предалтайской зоне, где он охватывает местами (район Дарби) интервал от нижней юры до верхов нижнего мела включительно.

3. В общем стратиграфическом разрезе мезозоя выделяются три литолого-стратиграфических комплекса осадков, обладающих характерными особенностями: а) сероцветные конгломерато-песчаниковые, угленосные осадки нижней—средней юры, б) красноцветные конгломерато-песчаниковые осадки верхней юры, в) сероцветные и пестроцветные песчано-алеврито-глинистые отложения верхов юры—нижнего мела.

4. Выделенные комплексы имеют достаточно выдержанные литолого-фациальные особенности, что позволяет хорошо проследивать их в разрезе мезозоя и на площади.

5. Между отложениями ниже-среднеюрского комплекса и вышележащими осадками верхнеюрского комплекса установлены угловое региональное несогласие и перерыв в осадконакоплении, фиксируемый корой выветривания по отложениям нижнего комплекса. Верхнеюрский и верхнеюрско-нижнемеловой комплексы имеют согласный контакт друг с другом.

6. Выделенные литолого-стратиграфические комплексы мезозойских отложений могут сопоставляться с аналогичными отложениями других районов МНР и сопредельных частей Советского Союза.

7. Специфика мезозойского разреза Западной Монголии заключается в отсутствии здесь вулканогенных образований, весьма характерных для мезозоя центральных и восточных районов МНР.

8. Отличительной чертой верхнего мезозойского комплекса Западной Монголии является его пестроцветная окраска, не характерная для аналогичных по возрасту отложений других регионов Монголии. В плане окраски и литолого-фациальных особенностей верхнеюрско-нижнемеловые отложения Западной Монголии более близки к разновозрастным образованиям Средней Азии, в частности Ферганской впадины.

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ
МОНГОЛИИ

В последние годы были проведены широкие исследования континентальных мезозойских отложений центральных районов Монголии. В них обнаружены новые местонахождения различных групп ископаемой фауны и флоры, позволившие уточнить геологический возраст пород и решить вопросы стратиграфии юрско-меловых толщ.

Известно, что актуальные проблемы стратиграфического расчленения мезозойских континентальных отложений этих районов до недавнего времени оставались во многом нерешенными. Это существенно осложняло дальнейшие поисково-разведочные, геологосъемочные и другие виды геологических исследований в районах развития мезозойских отложений. Попытку приблизиться к решению основных вопросов стратиграфии мезозоя Центральной Монголии и представляет собой настоящая глава. В основу ее положены главным образом материалы В. Ф. Шувалова, полученные им в результате полевых исследований 1961—1965 и 1967—1970 гг.

Рассматриваемая территория расположена в центре МНР (рис. 8), включает в себя южную и юго-восточную части Хангайского нагорья, северо-западные районы Гобийского Алтая, самую юго-восточную окраину Монгольского Алтая, Долину Озер (межгорная впадина, разделяющая Хангай и алтайские хребты), а также северную часть пустыни Гоби (Северную Гоби). В административном отношении она охватывает Средне-Гобийский, Южно-Хангайский, Южно-Гобийский, Гоби-Алтайский и Баян-Хонгорский аймаки МНР.

Первые сведения о мезозойских отложениях рассматриваемого региона содержатся в трудах участников Американской Центрально-Азиатской экспедиции, проводивших здесь исследования в 1922—1925 гг. Ими была предложена и первая схема стратиграфии мезозоя, согласно которой выделялись «формации» нижнего мела (Оши, Ондай-Саир, Дубших) и верхнего мела (Джадохта, Сайрим, Дохойн-Усу). Слово «формация» понималось ими (Berkey, Morris, 1927) в значении местной свиты; пространственно формации были разобщены, а собранные в них органические остатки (динозавры, млекопитающие и др.), в основном представленные новыми формами, не давали возможности определить их четкую возрастную последовательность.

Работами Палеонтологической экспедиции АН СССР (1946—1949 гг.) были выявлены новые местонахождения позднемеловой фауны позвоночных (Ологой-Улан-Цаб, Улан-Ош, Барун-Баян), расширившие представления о характере площадного развития верхнего мела в Центральной Монголии (Ефремов, 1949, 1954; Малеев, 1952, 1954; Рождественский, 1952, 1955 и др.). И. А. Ефремов (1954) предложил схему сопоставления костеносных мезозойских толщ, согласно которой отложения Анда-Худука (Ондай-Саир) и Оши-Нуру (Оши) относились к нижнему мелу, а Барун-Баяна, Улан-Оша, Ологой-Улан-Цаба и Баин-Дзака (Джадохта) — к низам верхнего мела.

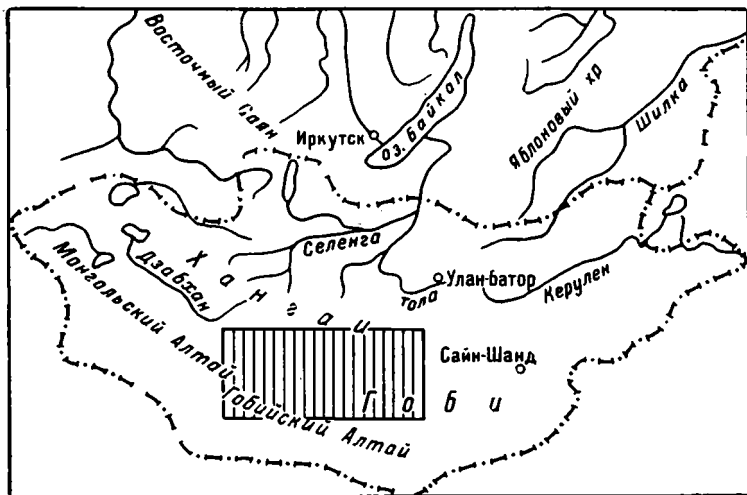


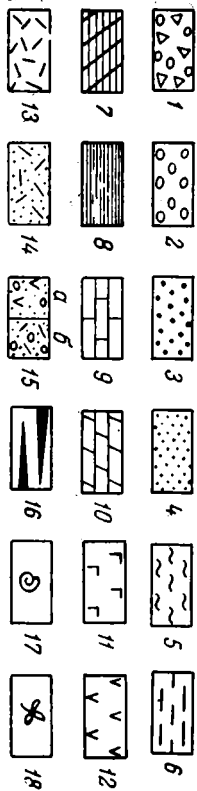
Рис. 8. Местоположение исследованной территории (заштриховано).

В 50-х годах геологи треста Монголнефть Б. И. Данилов, С. Д. Иванов, А. А. Толмачевский и др. установили ряд новых районов распространения мезозойских отложений в Северной Гоби. При расчленении их они использовали либо схему американских геологов, либо схему стратиграфии мезозоя Восточной Гоби, разработанную в конце десятилетия И. Е. Турищевым (1954, 1955), Н. А. Мариновым (1957), В. Г. Васильевым и др. (1959). Последняя схема явилась огромным шагом вперед по сравнению со всеми предыдущими и сыграла важную роль, составляя ту основу, на которую опирались в дальнейших работах почти все исследователи мезозоя МНР. Необходимо, однако, подчеркнуть, что применение ее к таким слабо изученным территориям МНР, как Центральная Монголия, с самого начала наталкивалось на значительные трудности и в ряде случаев привело к ошибочным сопоставлениям.

В 1958 г. Н. А. Логачев, Н. А. Флоренсов и др. (Булмасов и др., 1963) выявили обширный район развития юрских и меловых отложений на северо-западе Гобийского Алтая. Согласно предложенной ими схеме стратиграфии мезозоя этого района, выделялись свиты Цэлийн (нижняя—средняя юра), Тормхон, Тэвш и Холботу (нижний мел), Буйлясун и Булаганту (верхний мел).

Геологосъемочными работами начала и середины 60-х годов, проводившимися коллективами Геологоразведочного управления при Совете Министров МНР и НИЛ Зарубежгеологии Министерства геологии СССР, была закартирована впервые огромная территория (около 100 000 км²) Центральной Монголии и в ее пределах установлены новые районы развития мезозойских континентальных толщ в Хангае, Северной Гоби, Монгольском и Гобийском Алтае. Впервые появилась возможность объективного подхода к оценке характера пространственного распространения мезозойских отложений в пределах всего региона. Для юрских отложений Хангай и Северной Гоби В. Ф. Шувалов и Т. В. Николаева (1966) и для верхнеюрских—нижнемеловых образований юго-востока Монгольского Алтая В. Ф. Шувалов (1968) предложили местные схемы стратиграфии.

В последние годы (1967—1970) специальные стратиграфические исследования мезозоя региона проводили Г. Г. Мартинсон, В. Ф. Шувалов,



Ю р с к а я		М е л о в а я				Система		
В е р х н и й		Н и ж н и й			Верхний	Отдел		
Кимеридж	Титон	Валанжин	Готерив-баррем	Апт-альб	Сеноман	Сеноман-сантон	Кампан-маастрихт	Ярус
Жкт-т		Ж3-Ср1	Ср1-б	Ср1-ар-д1	Ср2-ст	Ср2-ст-ст	Ср2-ар-т	Индекс
1000		1000	700	650	200	150	150	Мощность, м
								Литология пород
Тормхонская		Ундурухинская	Андахудукская	Хулсынгольская	Сайин-динская	Байинши-динская	Баулин-голотская	Свита

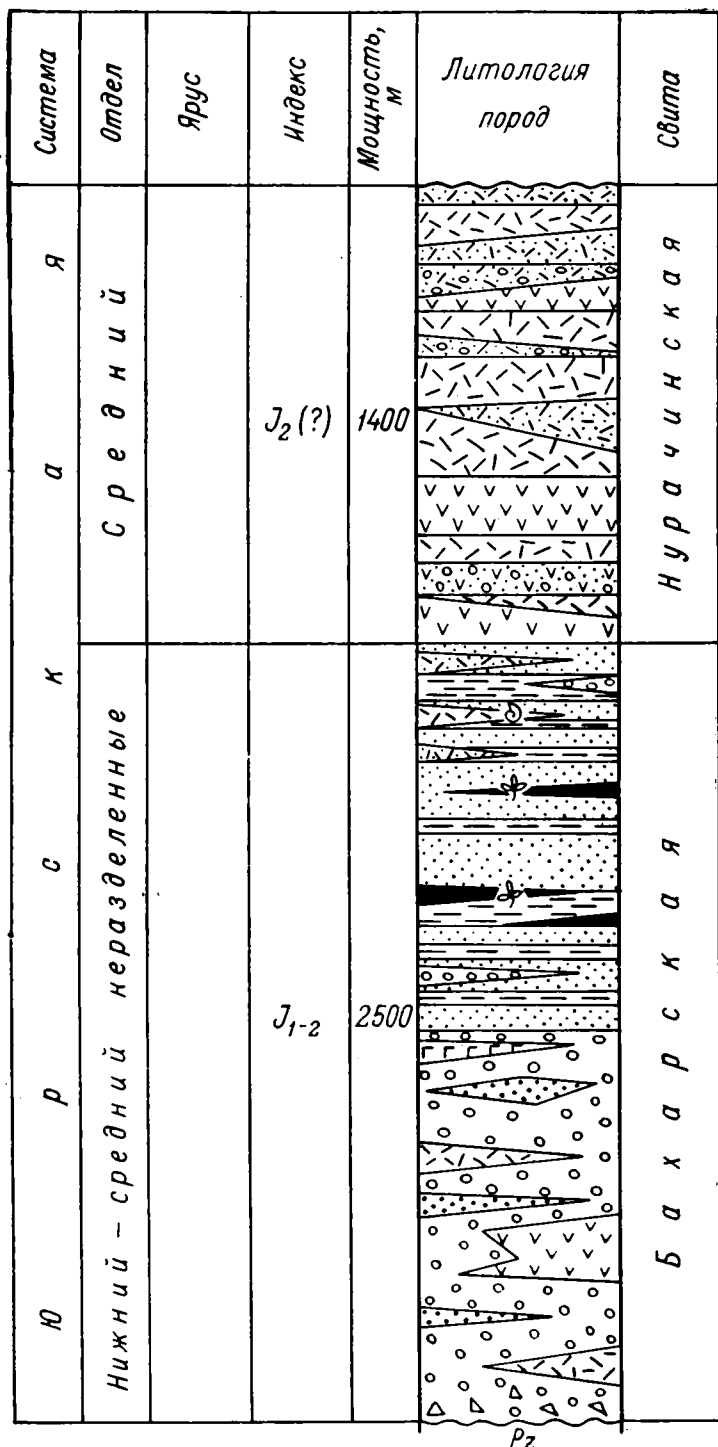


Рис. 9. Сводный стратиграфический разрез мезозойских отложений Центральной Монголии.

1 — конгломератобрекчии; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — глины; 6 — алевролиты, аргиллиты; 7 — глинисто-карбонатные сланцы; 8 — «бумажные» сланцы; 9 — известняки; 10 — мергели; 11 — основные эффузивы; 12 — средние эффузивы; 13 — кислые эффузивы; 14 — туфы кислых эффузивов; 15а — туфо-конгломераты; 15б — туфолавы; 16 — угли; 17 — ископаемая фауна; 18 — ископаемая флора.

А. В. Сочава, Р. Барсболд и другие сотрудники Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. В результате были открыты новые районы распространения мезозойских отложений в различных частях Центральной Монголии, существенно уточнены границы распространения мезозойских толщ в ранее известных районах их развития, были собраны богатые коллекции различных групп ископаемой фауны и флоры в разных частях мезозойского разреза и установлены закономерности его строения. В частности, впервые палеонтологически удалось обосновать верхнеюрский возраст красноцветных отложений, залегающих в основании так называемого нижнемелового комплекса (Шувалов, 1969), выяснено, что в строении «формации Оши» участвуют не вельдские, а аптальбские и верхнемеловые отложения и т. д.

Изучение мезозойских отложений в различных частях территории показало, что разновозрастные толщи, несмотря на определенные изменения их по простираению, вызванные условиями накопления в разобщенных континентальных впадинах и различных частях последних, в целом сохраняют свои важнейшие специфические литологические признаки, что дает возможность проследживать их на значительных расстояниях и рассматривать в качестве региональных свит.

Все эти исследования, с учетом материалов предшественников, позволили автору впервые разработать схему стратиграфии мезозоя для всей территории Центральной Монголии (Шувалов, 1970а).

Установлено, что в мезозойском разрезе территории (рис. 9) участвуют континентальные образования, относящиеся к юрской и меловой системам. Достоверных триасовых отложений пока не обнаружено.

По своему внутреннему строению юрско-меловой разрез Центральной Монголии неоднороден. Отчетливо прослеживаются три важнейших разновозрастных комплекса: 1) нижне-среднеюрский (частично, возможно, он захватывает и низы верхней юры), 2) верхнеюрско-нижнемеловой и 3) верхнемеловой. Указанные комплексы существенно различны по своим литолого-фациальным и структурным особенностям, степени дислоцированности и метаморфизма слагающих их пород, составу входящих в них эффузивных образований или их процентному содержанию. Каждый из них содержит в себе специфические комплексы органических остатков (рис. 10), отделен друг от друга перерывом в осадконакоплении и региональным угловым несогласием, характеризуется различным пространственным распространением.

Внутри комплексов выделяются весьма характерные по составу и цвету толщи, соответствующие по возрасту отделам или ярусам юрской и меловой систем, имеющие, как правило, согласный контакт друг с другом. В силу указанных выше особенностей толщ они рассматриваются нами в качестве региональных свит. Названия большинству юрских и нижнемеловых свит даны по тем географическим пунктам в пределах региона, где они имеют наиболее полный и типичный разрез и хорошую палеонтологическую характеристику. Частично при этом мы использовали названия, предложенные предыдущими исследователями. Для верхнемеловых свит, пользующихся широчайшим распространением во всей гобийской части МНР и сохраняющих при этом повсеместно свои важнейшие литолого-фациальные особенности, мы использовали названия, предложенные И. Е. Турищевым (1955), В. Г. Васильевым и др. (1959) и Р. Барсболдом (1969) для соседних регионов Восточной и Южной Гоби.

В наиболее общем виде схема стратиграфического расчленения континентальных мезозойских отложений Центральной Монголии представляется в следующем виде (снизу вверх).

Таблица 2

Сопоставление стратиграфических схем мезозоя Центральной Монголии

Система	Отдел	Ярус	Центральная Монголия (Шувалов, 1970)	Южный Хангай и Северная Гоби (Berkey, Moggis, 1927)	Северная Гоби (Ефремов, 1954)	Гобийский Алтай (Булмасов и др., 1963)	Юго-Восточный Хангай и Северная Гоби (Николаева, Шувалов, 1966)	Юго-Восточная часть Монгольского Алтая (Шувалов, 1968)	Северная Гоби (Барсболд, 1969)
Меловая	Верхний	Кампан—маастрихт	Барунгойотская (K ₂ ср—m)	Формация Сайрим и Джадохта (K ₂)	Баин-Дзак (K ₂)				Барунгойотская (K ₂ st—m)
		Турон—сантон	Баинширэнская (K ₂ см—st)	Формация Оши (K ₁)	Оши-Нуру (K ₁)				Баинширэнская (K ₂ см—st)
		Сеноман	Сайншандинская (K ₂ см)		Улан-Ош, Барун-Баян, Олгой-Улан-Цаб (K ₂)				Сайншандинская (K ₂ см)
	Нижний	Альб	Хулсынгольская (K ₁ ap—al)		Свита Холбогу (K ₁)	Подсвита	Верхняя	Толща	Альбская (K ₁ a)
		Апт	Аптская (K ₁ ap)						
		Готерив—баррем	Андахудукская (K ₁ h—b)	Формация Ондай-Саир (K ₁)	Средняя	Готерив-барремская (K ₁ h—b)			
		Валанжин	Ундурухинская (J ₃ t—K ₁ v)		Нижняя	Титон-валанжинская (J ₃ t—K ₁ v)			
	Юрская	Верхний	Титон	Тормхонская (J ₃ km—t)		Свита Тэвш (K ₁)	Толща	Титонская (J ₃ t)	
			Киммеридж	Нурачинская (J ₂ ?)		Свита Тормхон (K ₁)			
		Средний		Бахарская (J ₁₋₂)	Серия Цеценван (J ₁ ?)				Эффузивно-туфогенная (J ₃ ?)
Нижний								Песчаниковая толща (J ₂)	
							Конгломератовая (J ₁₋₂)		

	Юрская			Меловая						Система
	Нижний-средний		Верхний	Нижний			Верхний			Отдел
	Кимеридж	Титон	Валанжик	Готерив-баррем	Апт-альб	Сеноман	Турон-сантон	Кампан-маастрихт	Ярус	
	Батарская	Тормонская	Зндуртинская	Андатудунская	Тулсынгольская	Сайншандинская	Бачинширтинская	Барунгойотская	Свита	
Листовая флора									1	
									2	
									3	
									4	
									5	
									6	
									7	
									8	
									9	
									10	
									11	
									12	
Мшлосци									13	
									14	
									15	
									16	
									17	
									18	
									19	
									20	
									21	
									22	
									23	
									24	
									25	
									26	
									27	
									28	
									29	
									30	
									31	
									32	
									33	
									34	
									35	
									36	
									37	
									38	
	Рыбы									39
										40
										41
										42
										43
										44
										45
										46
										47
										48
										49
										50
Острагоды									51	
									52	
									53	
									54	
									55	
									56	
									57	
									58	
									59	
									60	
									61	
									62	
Филлоподы									63	
									64	
									65	
									66	
									67	
									68	
									69	
									70	
									71	
									72	
									73	
									74	
Динозавры									75	
									76	
									77	
									78	
									79	
									80	
									81	
									82	
									83	
									84	
									85	
									86	
Мшлосци-тающие									87	
									88	
									89	
									90	
									91	
									92	
									93	
									94	
									95	
									96	
									97	
									98	
Растения									99	
									100	
									101	

Рис. 10. Стратиграфическое распространение различных групп ископаемой фауны и флоры в разрезе мезозоя Центральной Монголии.

Листовая флора: 1 — *Cladophlebis whitbiensis* Br., 2 — *C. haiburnensis* L. et H., 3 — *Klukia exilis* (Phill.) Racib., 4 — *Neocalamites pinitoides* (Chachlov) Pryn., 5 — *Feildenia ensiformis* Heer, 6 — *Coniopteris spectabilis* Brick., 7 — *C. hymenophylloides* (Br.) Sew., 8 — *Pityophyllum nordenskiöldii* Heer, 9 — *Ginkgo digitata* Brong., 10 — *Sphaenobaiera longifolia* Heer, 11 — *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, 12 — *Ginkgo*

I. Комплекс эффузивно-осадочных и эффузивно-туфогенных образований нижней и средней юры (J_{1-2}): 1) бахарская свита (нижняя—средняя юра); 2) нурачинская свита (средняя юра).

II. Комплекс эффузивно-осадочных и осадочных образований верхней юры и нижнего мела (J_3-K_1): 1) тормхонская свита (верхняя юра, кимеридж—титон); 2) ундурухинская свита (верхняя юра, титон—нижний мел, валанжин); 3) андахудукская свита (нижний мел, готерив—баррем); 4) хулсынгольская свита (нижний мел, апт—альб).

III. Комплекс осадочных и эффузивно осадочных образований верхнего мела (K_2): 1) сайншандинская свита (сеноман); 2) байнширэнская свита (сеноман—сантон); 3) барунгойотская свита (кампан—маастрихт).

Ниже остановимся на характеристике выделенных стратиграфических подразделений (табл. 2).

КОМПЛЕКС ПОРОД НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ ЮРЫ

К данному комплексу относятся наиболее древние стратифицированные мезозойские образования, развитые главным образом на северо-востоке, юго-востоке и в центре рассматриваемой территории и разделяющиеся по возрасту и литологическим особенностям на две свиты: бахарскую и согласно залегающую на ней — нурачинскую.

Касаясь особенностей комплексов в целом, следует подчеркнуть в первую очередь значительно более высокую степень метаморфизма и диагенетических изменений слагающих его пород по сравнению с таковыми более

sibirica Heer, 13 — *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., 14 — *Nilssoniopteris ovalis* Sam., 15 — *Parataxodium cf. jacutensis* Vachr., 16 — *Brachyphyllum japonicum* (Jok.) Oishi. Харовые водоросли: 17 — *Aclistochara jonesi* Peck, 18 — *Stellatochara obovata* (Peck). Моллюски: 19 — *Ferganocoeloceras anadontoides* Tschern., 20 — *F. subcentralis* Tschern., 21 — *Limnocyrena holbotuensis* Martins., 22 — *Arguniella quadrata* (Martins.), 23 — *A. asiatica* Ch. Kol., 24 — *A. ovalis* Ch. Kol., 25 — *A. dajaniensis* Ch. Kol., 26 — *A. ventricosa* Ch. Kol., 27 — *A. elongata* (Ramm.), 28 — *A. undensis* Ch. Kol., 29 — *Limnocyrena marginata* Ch. Kol., 30 — *L. globosa* Ch. Kol., 31 — *L. recta* Ch. Kol., 32 — *Bellamyia gobiata* Martins., 33 — *B. erdenica* Martins., 34 — *Limnocyrena gracilita* Ch. Kol., 35 — *L. kweichowensis* (Grab.), 36 — *L. wangshihensis* (Grab.), 37 — *L. shantungensis* (Grab.), 38 — *L. altiformis* (Grab.), 39 — *L. sibirica* (Ramm.), 40 — *L. subplana* (Reis), 41 — *L. obtusale* Martins., 42 — *L. tani* (Grab.), 43 — *L. submarginata* Martins., 44 — *L. robusta* Martins., 45 — *L. anderssoni* (Grab.), 46 — *L. elliptiformis* Jak., 47 — *Campeloma clavilithiformis conradiformis* Suz., 48 — *Viviparus onogoensis* Kob. et Suz., 49 — *Baicalia hulsyniana* Martins., 50 — *Protelliptio mongolica* Ch. Kol., 51 — *Bellamyia matsumotoi* Suz., 52 — *Campeloma yihsienensis* Grab., 53 — *Oryzina sainshandica* Barsb., 54 — *Pseudohyria barungoica* Martins. Рыбы: 55 — *Lycopera* sp. nov., 56 — *L. middendorfi* Müll., 57 — *L. fragilis* Hussakof. Остатки: 58 — *Cypridea* aff. *trita* Lüb., 59 — *C. aff. tuberculisperga* Gal., 60 — *C. sowerbyi* Mart., 61 — *C. trita* Lüb., 62 — *C. tuberculisperga* Gal., 63 — *C. remota* Lüb., 64 — *C. priva* Lüb., 65 — *Darwinula contracta* Mandl., 66 — *Mongolianella palmosa* Mandl., 67 — *Cypridea zugata* Scoblo, 68 — *C. coronata* Gal., 69 — *C. koskulensis* Mandl., 70 — *Darwinula barabinskensis* Mandl., 71 — *Limnocypridea dilinensis* Liu, 72 — *L. grammi* Lüb., 73 — *L. ingoloria* Lüb., 74 — *Cypridea kansuensis* Hou, 75 — *C. valdensis* (Fitton), 76 — *Mongolianella khamariniensis* Gal., 77 — *M. gigantea* Gal., 78 — *Cypridea valida* Gal., 79 — *C. simplex* Gal., 80 — *C. rostrata* Gal., 81 — *Timiriasevia*? Lüb. Филлоподы: 82 — *Pseudograptus andrewsi* (Jones), 83 — *P. murchisoniae* (Jones), 84 — *P. dahuricus* Kras., 85 — *P. asanoi* (Kob. et Suz.), 86 — *P. cupa* Kras., 87 — *Brachygraptus nengkangensis* (Chi), 88 — *B. kansuensis* (Chi), 89 — *Bairdetheria middendorffii* Jones, 90 — *B. sinensis* Chi. Динозавры: 91 — *Protiguanodon mongoliensis* Osborn, 92 — *Psittacosaurus mongoliensis* Osborn, 93 — *Protoceratops andrewsi* Granger et Gregori, 94 — *Velociraptor mongoliensis* Osborn, 95 — *Oviraptor philoceratops* Osborn, 96 — *Syrmosaurus viminicadus* Maleev. Млекопитающие: 97 — *Djadochtherium matthewi* Simps., 98 — *Zalambdalestes grangeri* Simps., 99 — *Deltatheridium pretzituberculata* Greg. et Simps., 100 — *Hyoheridium dobsoni* Greg. et Simps., 101 — *Zalambdalestes lechei* Greg. et Simps., 102 — *Deltatheroides cretacicus* Greg. et Simps. Крокодилы: 103 — *Shamosuchus djadochtaensis* Mokk.

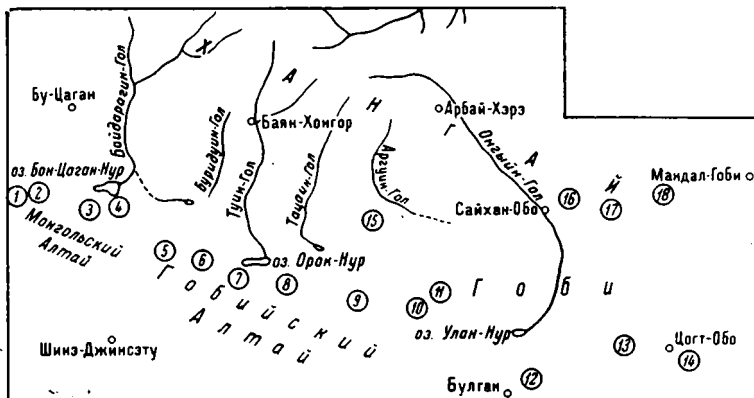


Рис. 11. Схема расположения опорных разрезов мезозоя Центральной Монголии.

Монгольский Алтай: 1 — Эрлэни-Ула, Ундур-Уха, 2 — Джиргалантуин-Гол, 3 — Хулсын-Гол, 4 — Бон-Цаган-Нур; Гобийский Алтай: 5 — Бахар-Ула, Цэцэн-Ула, 6 — Таряту-Ула, 7 — Тормхон, 8 — Цэль-Булак, 9 — восточная окраина хр. Бага-Богдо; Северная Гоби: 10 — Оши-Нуру, 11 — Эрлэни-Ула, 12 — Байн-Дзак, 13 — Барун-Баян, 14 — Цогт-Обо; Хангаи: 15 — Шагайн-Тэг, Анда-Худук, 16 — Сухайн-Гоби, 17 — Дэлгэрэху-Ула, 18 — Улан-Тологойт-Гоби.

молодых образований (верхнеюрских и меловых); среди последних преобладают рыхлые и слабосцементированные породы. Весьма характерен и состав эффузивов, среди которых встречаются породы кислого, среднего, основного и субщелочного состава, тогда как в верхнеюрских и меловых образованиях наблюдаются почти исключительно основные эффузивы.

По степени метаморфизма породы ниже-среднеюрского комплекса местами напоминают верхнепалеозойские, в частности пермские. В то же время они отделены от них крупным региональным несогласием и значительным перерывом в осадконакоплении, фиксируемым отсутствием триаса и части верхней перми. Столь же значительное угловое, а местами и азимутальное несогласие отделяет рассматриваемые образования от перекрывающих их верхнеюрских и нижнемеловых отложений. Все это подчеркивает несомненную самостоятельность ниже-среднеюрского тектономагматического цикла и соответствующего ему по времени этапу осадконакопления в Центральной Монголии, а следовательно, и правомочность выделения данного комплекса.

В разрезе рассматриваемого комплекса участвуют различные осадочные, эффузивные и туфогенные образования общей мощностью до 5000 м. Однако, как показывают наши наблюдения, степень их участия в той или иной части разреза существенно различна. Низы разреза и его средняя часть (до 3500 м) сложены главным образом, а иногда и целиком осадочными породами (конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы и др.), нередко угленосными. Верхняя же часть разреза представлена мощной (до 1400 м) толщей, сложенной эффузивно-пирокластическими образованиями. Такая закономерность в строении комплекса дает возможность выделить в нем две названных ранее свиты, первая из которых (бахарская) включает в себя осадочные, местами эффузивно-осадочные, а вторая (нурачинская) — эффузивно-туфогенные образования, слагающие соответственно нижнюю, среднюю и верхнюю части разреза описываемого комплекса (рис. 12, см. вклейку, стр. 32—33).

Помимо наиболее общих отличий, указанных выше, существуют и другие характерные особенности этих свит, на которых мы остановимся при описании каждой из них.

Впервые относимые нами к бахарской свите ниже-среднеюрские отложения были описаны Ч. Берки и Ф. Моррисом (Berkey, Morris, 1927) на юге Хангая под названием серии Цэценван, которую они условно сопоставляли с нижеюрскими отложениями Китая. В дальнейшем флористически охарактеризованные ниже-среднеюрские отложения были установлены Н. А. Логачевым и С. Д. Хилько и другими геологами в северо-западной части Гобийского Алтая и описаны под названием свиты Цэлийн (Булмасов, 1963 и др.), в составе которой были выделены нижняя (эффузивно-осадочная) и верхняя (осадочная) подсвиты. Несколько позже обширный район развития фаунистически и флористически охарактеризованных ниже-среднеюрских отложений был установлен В. Ф. Шуваловым и Т. В. Николаевой на юго-востоке Хангая и в Северной Гоби. Указанные отложения подразделялись нами (Николаева, Шувалов, 1966) на две толщи: нижнюю (конгломератовую) и верхнюю (преимущественно песчаниковую). Одновременно было выяснено, что признаки, положенные авторами монографии «Гоби-Алтайское землетрясение» (Булмасов и др., 1963) в основу разделения свиты Цэлийн на подсвиты, являются ошибочными: в действительности местами эффузивы присутствуют как в низах, так и в верхах нижней—средней юры. Напротив, в других районах территории ниже-среднеюрские отложения целиком сложены только терригенными образованиями. Такие разрезы нижней—средней юры вслед за Н. А. Логачевым и другими исследователями следовало бы относить к верхней подсвите свиты Цэлийн, что было бы принципиально неправильным.

В связи с вышеизложенным мы считаем целесообразней ниже-среднеюрские отложения региона рассматривать в составе свиты с новым названием. Поскольку в районе горы Бахар-Ула (Гобийский Алтай) закономерности в ее строении выражены наиболее отчетливо и поскольку здесь она хорошо охарактеризована палеонтологически, мы называем ее «бахарской свитой».

Основными районами распространения бахарской свиты являются Гобийский Алтай, Юго-Восточный Хангай и прилегающие к нему части Северной Гоби.

В Гобийском Алтае выходы свиты прослеживаются в виде узкой прерывистой полосы северо-западного простираения от северных подножий хр. Арца-Богдо до западной оконечности хр. Баян-Цаган-Нуру. Наиболее значительные по площади выходы ее наблюдались западнее и севернее горы Бахар-Ула, к югу от оз. Орок-Нур и в районе родника Цэль-Булак, к югу от хр. Бага-Богдо.

На юго-востоке Хангая и в пограничных с ним районах Северной Гоби образования бахарской свиты слагают значительную по протяженности (более 100 км) и ширине (до 30 км и более) полосу субширотного простираения от Цаган-Обо сомона на востоке до р. Онгыйн-Гол на западе. На продолжении указанной полосы, к западу выходы рассматриваемых отложений прослеживаются в районе горы Шагайн-Тэг, севернее колодца Анда-Худук, у Таргату-сомона. Севернее основной полосы они распространены близ Санту-сомона, юго-восточнее и северо-западнее Арбай-Хэрэ, а к югу от нее — в районах вершин Гэр-Обо, Дзэгэстуин-Ула, Холоду-Обо, Ахариин-Ула, в юго-западной части хр. Дэлгэр-Хангай и некоторых других местах.

Весьма характерна приуроченность рассматриваемых образований, равно как и согласно перекрывающих их эффузивов и туфов нурачинской свиты, к современным поднятиям; лишь в редких случаях (урочище



Рис. 13. Обнажение угленосных песчаников и аргиллитов верхней толщи бахарской свиты по сайру на западном склоне горы Бахар-Ула (Гобийский Алтай).

Элигэн-Гоби, район горы Шагайн-Тэг и некоторые др.) они встречаются в современных понижениях рельефа.

На различных домезозойских образованиях, включая наиболее близкие по возрасту верхнепермские, бахарская свита залегает резко несогласно и также несогласно перекрывается верхнеюрскими и всеми более молодыми отложениями.

Почти повсеместно в разрезах свиты можно проследить двучленное ее строение, а именно: нижнюю толщу, сложенную преимущественно разногальчными конгломератами с прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников, к которым местами присоединяются различные по мощности горизонты эффузивов кислого, среднего или основного состава, и верхнюю толщу, согласно лежащую на нижней и представленную преимущественно песчаниками, среди которых часто отмечаются прослои алевролитов, аргиллитов, глинистых и углистых сланцев, угля и конгломератов (рис. 13). В ряде мест, главным образом на юго-востоке Хангая, в составе верхней толщи присутствуют кислые эффузивы и их туфы. Характерно, что количество эффузивных горизонтов в разрезах свиты и их мощности увеличиваются в направлении с запада на восток.

Мощность нижней толщи колеблется от 100—150 до 1000—1200 м, а верхней — от 200—300 до 2000—2500 м, достигая максимальных величин на юго-востоке Хангая. Суммарные мощности свиты составляют от 400—500 до 3000—3500 м.

Для пород, слагающих свиту, характерны серый, зеленовато-буровато-, реже темно- и светло-серый цвета.

В Гобийском Алтае наиболее характерный разрез свиты описан нами у западного подножья горы Бахар-Ула (снизу вверх):

1. Конгломераты плотные, серого и зеленовато-серого цвета с линзовидными прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов мощностью до 7 м 300 м.
2. Переслаивание алевролитов темно-серого и желтовато-бурого цвета с темно-серыми (до черных) глинистыми сланцами, разнозернистыми песчаниками и аргиллитами. В виде единичных прослоев мощностью до 0.1 до 0.5 м встречаются серые известняки и бурые угли 300 м
3. Песчаники разнозернистые, темно-серого, желтовато-бурого и светло-серого цвета с многочисленными включениями обугленных растительных остатков и отпечатков флоры 12 м.

4. Переслаивание глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов и разнозернистых песчаников желтовато-, зеленовато-, темно-серого и серого цвета. Мощность прослоев колеблется от 0.1 до 1 м. В виде линзовидных прослоев мощностью от 0.05 до 1 м среди указанных пород присутствуют бурые угли 45 м
5. Аргиллиты коричнево-бурые с включениями обугленных растительных остатков и отпечатками флоры 8 м
6. Песчаники разнозернистые, плотные и слабосцементированные, серого и желтовато-серого цвета 12 м

Выше несогласно залегают красноцветные кимеридж-титонские образования тормхонской свиты. Видимая мощность бахарской свиты составляет около 700 м, из них 300 м приходится на нижнюю, конгломератовую, толщу, а остальные 400 м — на верхнюю, песчаниково-алевролитовую.

В районе хребтов Ихэ-Богдо и Бага-Богдо существенное значение в низах свиты приобретают эффузивные породы. По сайру Шавинах (данные Н. А. Логачева), разрез свиты представлен толщей средних и кислых эффузивов с прослоями конгломератов и песчаников, выше которой согласно залегает толща переслаивания песчаников, алевролитов, углистых аргиллитов с отдельными горизонтами бурых углей и конгломератов. Мощность свиты составляет здесь около 500 м, из них около 400 м приходится на нижнюю толщу.

Максимальные мощности (до 1000 м) в Гобийском Алтае характерны для данной свиты в районе родника Цэль-Булак. В низах ее здесь также залегает толща конгломератов с прослоями средних и кислых эффузивов, начинающаяся горизонтом базальных конгломератов (до 12 м); менее значительную роль в ней играют песчаники и алевролиты. Мощность нижней толщи около 400 м. Выше прослеживаются разнозернистые песчаники и алевролиты с отдельными прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов и угля (до 600 м).

На юге Хангая наиболее характерный разрез свиты наблюдался к северу от горы Шагайн-Тэг, на одноименном угольном месторождении. По данным В. Ф. Череповского (1966), на палеозойских гранитоидах и сланцах здесь резко несогласно залегают (снизу вверх) следующие породы:

1. Конгломераты валунно-галечные с базальным горизонтом брекчий в основании, серого и зеленовато-серого цвета. В составе обломков и гальки преобладают кварц, полевые шпаты, гранитоиды и серицит-хлоритовые сланцы 210 м
2. Песчаники разнозернистые светло-серого и серого цвета с маломощными прослоями мелкогалечного конгломерата 100 м
3. Песчаники мелкозернистые, темно-серые с линзовидным прослоем аргиллита темно-серого цвета, содержащего обугленные растительные остатки 3 м
4. Уголь буровато-черный, матовый и полуматовый (до полублестящего) 14 м
5. Переслаивание разнозернистых известковистых плотных песчаников с алевролитами и аргиллитами темно-серого, серого и желтовато-бурого цвета. В низах пачки присутствуют единичные прослои угля мощностью до 1.8 м 70 м
6. Песчаники среднезернистые, серого и светло-серого цвета с маломощными прослоями алевролитов, аргиллитов, гравелитов и грубозернистых песчаников. В верхах пачки отмечаются единичные прослои мелкогалечных конгломератов и угля мощностью до 0.5 м 280 м

Общая мощность свиты составляет здесь около 700 м, из них около 200 м приходится на нижнюю, конгломератовую, толщу и до 500 м — на верхнюю, песчаниковую.

На юго-востоке Хангая и в Северной Гоби нижняя толща описываемой свиты сложена чаще всего валунно-галечными и разногалечными конгломератами. В урочище Сухаин-Гоби, к югу от Цабчирийн-Хида, в районе Сайхан-Обо-сомона и других местах в верхах ее разреза отмечаются гравелиты и грубозернистые песчаники в виде линзовидных прослоев мощностью от 0.5 — 1 до 5—8 м. К югу от горы Дэлгэрэху-Ула

в разрезе нижней толщи наряду с конгломератами присутствуют отдельные горизонты базальтов, а в районе горы Гэр-Обо — эффузивы кислого состава и их туфы. Мощность конгломератовой толщи в урочище Сухайн-Гоби достигает 1000—1200 м.

Верхняя толща, согласно залегающая на нижней и связанная с породами последней постепенными переходами, представлена в большинстве случаев различными по зернистости плотными известковистыми песчаниками, переслаивающимися между собой, а также с алевролитами, реже гравелитами, аргиллитами, глинистыми сланцами и углями. На южном склоне горы Гэр-Обо и в урочище Улан-Тологойт-Гоби наряду с песчаниками и алевролитами в разрезе верхней толщи существенную роль играют эффузивы кислого состава и туфы (Николаева, Шувалов, 1966). Мощности верхней толщи в рассматриваемом районе колеблются от 200—300 до 2000—2500 м.

Наблюдения над характером осадочных отложений, участвующих в строении свиты, свидетельствуют о том, что в низах ее разреза преобладают грубообломочные речные, реже (в районе горы Шагайн-Тэг) склоновые фации; верхняя толща сложена преимущественно речными и озерными фациями, реже наблюдаются песчаники, характеризующиеся перекрещивающейся слоистостью дельтового типа. Макроскопическое и микроскопическое изучение присутствующих в разрезах свиты осадочных и эффузивных пород показало следующее.

Для конгломератов, составляющих основу разреза нижней толщи, характерно резкое преобладание валунно-галечного материала над цементирующей массой. Галька и валуны главным образом сложены теми палеозойскими и протерозойскими породами, которые обнажаются вблизи выходов рассматриваемой свиты. Размеры гальки варьируют от 0.5 до 10 см; валуны и глыбы достигают в районе Шагайн-Тэга 0.5—1 м в поперечнике. Окатанность обломочного материала различная; преобладают хорошо окатанные гальки и валуны. Цемент песчаниковый, гравелито-песчаниковый, туфогенный.

Гравелиты и песчаники характеризуются полимиктовым, реже аркозовым составом. Цемент чаще всего карбонатный, кремнисто-карбонатный и туфогенный, реже глинистый, серицито-, кремнисто-глинистый, и железистый. Наряду с очень плотными («звонящими») разностями отмечаются сравнительно слабосцементированные. Породы, как правило, в той или иной мере рассланцованы и характеризуются нередко четко выраженной плитчатой отдельностью, что очень удобно для использования их в качестве строительного материала.

Алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы представляют собой плотные, реже слабосцементированные (аргиллиты) породы, сильно рассланцованные, с линзообразными и гнездообразными скоплениями обугленного растительного детрита. Структура алевролитовая, алевро-пелитовая, реже пелитовая (у глинистых сланцев); текстура, как правило, сланцеватая. Пелитовый материал в значительной мере серицитизирован, окремнен и местами карбонатизирован.

Основные эффузивы, встречающиеся в низах свиты, представлены миндалекаменными базальтами и андезито-базальтами черного и темно-серого цвета. Кислые эффузивы представлены фельзитами, фельзит-порфирами и их туфами; эффузивы среднего состава относятся к андезитовым и дацитовым порфиритам.

Принадлежность бахарской свиты к нижней—средней юре устанавливается находками в ней многочисленных отпечатков флоры, содержащихся в ней спорово-пыльцевыми комплексами, а также остатками пресноводных моллюсков и филопод. В Гобийском Алтае в отложениях свиты обнаружены лишь растительные остатки.

Из собранной автором в верхних горизонтах свиты в районе горы Бахар-Ула ископаемой флоры Е. М. Маркович определены *Coniopteris* ex. gr. *hymenophylloides* (Br.) Sew., *C. cf. spectabilis* Brick., *Ginkgo* sp., *Czekonowskia rigida* Heer, *Podozamites* sp., *Sphenobaiera* sp., *Desmiophyllum* sp. Первые два вида являются весьма характерными для нижней—средней юры Евразии, но наиболее часто встречаются в среднеюрских отложениях, в частности в Казахстане и Средней Азии.

Из сборов Н. А. Логачева и других геологов в верхах свиты по сайрам Цэлийн-Хундэй и Шавинах В. А. Вахрамеев определил: *Neocalamites pinitoides* (Chachlov) Pryn., *Feildenia ensiformis* Herr, *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* Heer, *Podozamites* cf. *lanceolatus* L. et H., *Sphenobaiera* sp., *Raphaelia* (?) sp., *Equiserites* sp., *Cladophlebis* sp. Первые три вида, по мнению В. А. Вахрамеева, определенно указывают на ниже-среднеюрский возраст вмещающих отложений (Булмасов и др., 1963).

В песчаниках и алевролитах верхней толщи свиты в районе родника Цэль-Булак (к югу от хр. Бага-Богдо) В. Ф. Шуваловым собраны: *Klukia exilis* (Phill.) Racib., *Cladophlebis* ex gr., *C. haiburnensis* L. et H., *C. ex gr. whitbiensis* Br., *Cladophlebis* sp., *Taeniopteris* cf. *ensis* Oldh. (определение Е. М. Маркович). Оба вида *Cladophlebis* характерны для нижней и средней юры Евразии. Вид *Klukia exilis* встречается в средней юре Европы и Средней Азии.

В Хангае органические остатки (флора, моллюски, филоподы) обнаружены также в верхах свиты. Из сборов автора в песчаниках и туфах урочища Улан-Тологойт-Гоби В. А. Вахрамеев определил остатки флоры: *Ginkgo digitata* Brong., *Carpolithes cinctus* (Nath.) Heer, шишки типа *Picea*, *Pseudotorellia* sp., *Elatocladus* sp. Первые два вида, по данным В. Г. Васильева и др. (1969), широко распространены в нижней—средней юре Восточной Монголии (хамархубуринская свита). Здесь же совместно с флорой нами собраны остатки пресноводных пелеципод: *Feganoconcha* cf. *subcentralis* Tschern., *F. cf. anodontoides* Tschern., *Feganoconcha* sp. (определение Ч. М. Колесникова), характерные для средней юры Забайкалья и Восточной Гоби.

Остатки филопод, обнаруженные в верхней толще свиты севернее Сайхан-Обо-сомона (сборы В. Ф. Шувалова, М. С. Нагибиной и Г. Г. Мартинсона), изучались Е. К. Трусовой. Они представлены: *Brachystheria* cf. *heckeri* (Tschern.), *Glyptoasmussia khinganensis* (Kob.), *Lioestheria convexula* Trussova, *L. saichanica* Trussova, *Palaeolynceus changaica* Trussova, *Opsipolygrapta asymmetrica* Trussova. Первый вид известен из нижних горизонтов шадоронской серии Забайкалья, относящихся к средней юре. Второй вид встречается в среднеюрских отложениях формации Heitingshan (Япония).

В составе спорово-пыльцевого комплекса, содержащегося в песчаниках угольного месторождения Элигэн-Гоби близ Цаган-Обо-сомона (сборы Л. А. Буфф и Р. А. Хасина), определены споры: *Licopodium* sp., *Osmundaceae*, *Leiotriletes* sp., *Camtotriletes anagrammensis* Kara-Murza, *Tripartina variabilis* Mal. и пыльца: *Pinaceae*, *Classopolis*, *Ginkgoales*. Указанный комплекс, по определению И. З. Котовой, указывает на среднеюрский возраст вмещающих его отложений (Маринов, 1967).

В спорово-пыльцевом комплексе из угленосных отложений верхней части свиты восточнее Сайхан-Обо-сомона (сборы М. С. Нагибиной) преобладает пыльца голосемянных растений (95.5%) с доминирующей ролью пыльцы *Pinaceae* (94%). Присутствуют также зерна пыльцы: *Podocarpaceae*, *Ginkgocycadophytus* sp., *Spheripollenites scabratus* Couper. Споры составляют 4.5% и представлены следующими родами и видами: *Lycopodiumsporites* sp., *L. semimuris* Danze-Corsin et Laveine, *Leptolepidites rotundus* Tralau, *Dictyophyllidites* sp., *Manolites couper* Tralau, *Leiotriletes* sp., *Osmundaci-*

dites wellmanii Couperi, *Unaesporites argenteaeformis* (Bolch.) Schulz, *Neoraistrickia samuelssoni* Tralau. Состав комплекса, по мнению И. З. Котовой, указывает на принадлежность вмещающих отложений к юрскому времени, а наличие в составе спор таких видов, как *Lycopodiumsporites semimuris*, *Leptolepidites rotundus*. *Neoraistrickia samuelssoni*, позволяет датировать эти отложения средней юрой.

Несколько более древними считает спорово-пыльцевые комплексы, обнаруженные в отложениях описанной свиты в Гобийском Алтае, М. М. Одинцова. По ее мнению, они близки к лейасовым комплексам Иркутского бассейна и Вилюйской впадины (Булмасов и др., 1963).

Как видно из вышеизложенного, большая часть ископаемых органических остатков указывает либо на среднеюрский, либо на нижне-среднеюрский возраст вмещающих их отложений. Учитывая то обстоятельство, что почти все находки ископаемых приурочены к верхам бахарской свиты, мы считаем наиболее вероятным возрастом свиты нижне-среднеюрский. Для более точной возрастной датировки рассмотренных отложений данных, на наш взгляд, пока недостаточно. В качестве предположения образования верхней части свиты можно рассматривать как среднеюрские, а нижней — как нижнеюрские. Во всяком случае, палеонтологический материал на противоречит этому предположению.

Нурачинская свита (J₂?)

Вероятно, несколько более молодыми по сравнению с отложениями бахарской свиты являются весьма характерные эффузивно-туфогенные образования, выделенные нами в нурачинскую свиту.

Ранее в данном регионе они были описаны (Николаева, Шувалов, 1966) под названием «эффузивно-туфогенной толщи» условно верхнеюрского возраста. Рассматриваемые образования без видимого несогласия залегают на нижне-среднеюрских (?) отложениях (район горы Алтан-Хайран-Ула) и в свою очередь с угловым, а нередко и азимутальным несогласием перекрываются нижнемеловыми и более молодыми отложениями. Нурачинская свита развита почти исключительно на северо-востоке исследованной территории — в пограничной зоне Хангая и Северной Гоби, где в виде субширотной полосы, являющейся по сути дела восточным продолжением указанной ранее полосы выходов бахарской свиты, она прослеживается южнее Цаган-Обо-сомона, у Лус-сомона, южнее Мандал-Гоби и далее на восток; отдельные выходы свиты имеют место севернее (на юго-востоке Хангая) — у горы Уха-Обо, по р. Харцзатуин-Гол, к северо-востоку от Эрдэни-Далай-сомона, а также южнее (в Северной Гоби) — близ Холод-сомона, в массивах с вершинами Чиндамани-Ула, Боро-Ушиги-Ула и некоторых других местах. В Гобийском Алтае свита наблюдалась нами лишь в районе горы Булаганту-Ула.

В составе рассматриваемой свиты участвуют эффузивы среднего, кислого и субщелочного состава, их туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии и туфопесчаники. При этом средние эффузивы и их туфы, как правило, тяготеют к низам разреза свиты, а кислые и субщелочные совместно с их туфами — к верхам. В ряде случаев отмечается также переслаивание кислых и средних эффузивов; иногда свита целиком сложена кислыми, либо кислыми и субщелочными эффузивами и их туфами. Весьма характерно присутствие в разрезах свиты субщелочных эффузивов, а в ряде мест — кислых вулканических стекол (перлитов) бутыльно-зеленого цвета, не встречающихся больше ни в одной из других мезозойских свит, а также и в похожих на описываемые верхнепалеозойских эффузивно-туфогенных образованиях, развитых в данном районе.

Присутствующие в разрезах свиты эффузивы среднего состава представлены андезитовыми, пироксеновыми, кварцевыми и дацитовыми порфиритами серого, зеленовато-, темно-серого, зеленого и лилового цвета. Аналогичные цвета присущи и туфам этих порфиров, а также туфопесчаникам, туфоконгломератам и туфобрекчиям.

Среди кислых эффузивов наиболее характерны кварцевые порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры серого, желтовато-лилового-серого, зеленовато- и розовато-желтого цвета. Туфы их обычно серовато-желтые, лилово-серые, реже белые. Отмеченные выше перлиты наиболее характерны для разрезов свиты в районах гор Уха-Обо и Алтан-Хайрхан-Ула (юго-западнее Мандал-Гоби). Характерные для свиты субщелочные эффузивы представлены главным образом ортофирами и альбитофирами розового, серовато-розового и серовато-желтого цвета.

Особенностью свиты является крайняя невыдержанность ее литологического состава, прослеживающаяся и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях, что в значительной мере затрудняет сопоставление отдельных ее разрезов, расположенных даже в непосредственной близости друг от друга. Ввиду этого частные ее разрезы, которые мы приведем ниже, могут служить лишь иллюстрацией характера переслаивания входящих в состав свиты пород и некоторых особенностей их петрографического состава. Так, например, в двух километрах к юго-западу от колодца Ара-Сучжи-Худук, где обнажаются низы свиты, снизу вверх прослежены следующие породы:

1. Лавобрекчия порфиров буровато-лилового цвета, ожелезненные 45 м
2. Туфоконгломераты мелкогалечные, светло-серого с желтоватым оттенком цвета с маломощными прослоями туфов светло-серого и белого цвета. Галька представлена эффузивами среднего состава и их туфами. Размер гальки 1—2 см, окатанность плохая 10 м
3. Туфы порфиров тонкослоистые, зеленовато-серого цвета 12 м
4. Порфиры афировые, зеленовато-серые 25 м
5. Туфы порфиров кристаллокластические, серые 15 м
6. Туфолавы порфиров лилового-серого цвета 30 м
7. Порфиры афировые лилово-серого цвета 35 м
8. Туфоконгломераты буровато-серые 40 м
9. Лавобрекчия порфиров буровато-лиловых 30 м
10. Туфолавы порфиров лилово-серого цвета 40 м
11. Порфиры лилово-серые. В афанитовой основной массе выделяются вкрапленники плагиоклаза светло-серого цвета и хлоритизированного зеленого биотита 35 м
12. Туфы порфиров лилово-серого цвета 20 м
13. Туфобрекчия порфиров, состоящие из обломков порфиров и кристаллов плагиоклаза и туфогенной основной массы 40 м

Более высокие горизонты свиты наблюдаются на южном склоне горы Нурачи-Ула (в 60 км к востоку от Дэлгэр-Хангай-сомона).

Снизу вверх здесь описаны следующие образования:

1. Кварцевые альбитофиры желтовато-серого цвета. Вкрапленники полевого шпата (альбита) имеют характерный розовый цвет 249 м
2. Туфолавы кислых эффузивов (фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров) лилово-серого цвета. Отмечаются пустоты, выполненные цеолитами 20 м
3. Фельзит-порфиры зеленовато-серого цвета с мелкими пустотами, выполненными цеолитами 23 м
4. Кварцевые альбитофиры желтовато-серого цвета 18 м
5. Туфобрекчия кислых эффузивов, состоящие из хлоритизированной туфогенной основной массы ярко-зеленого цвета и заключенных в нее остроугольных, неправильной формы обломков фельзитов, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров. Размер обломков 0.5—1.0 см 3 м
6. Дациты лилово-серого цвета; структура пород афанитовая 38 м
7. Порфиры афировые лилового цвета, миндалекаменные. Миндалины выполнены кальцитом 1 м
8. Туфы порфиров зеленовато-серого цвета 2 м
9. Туфы кислых эффузивов окварцованные и ожелезненные 7 м

10. Дацинты, аналогичные описанным в слое 6	22 м
11. Туфы кварцевых порфиров лито-кристалло-кластические, ожелезненные, розовато-серого цвета	35 м
12. Кварцевые порфиры желтовато-серого цвета. Порфировые включения представлены кварцем и полевым шпатом красноватого цвета	100 м
13. Лавобрекчии кварцевых порфиров и фельзит-порфиров	12 м

Суммарные мощности описанных разрезов составляют соответственно 377 и 530 м. Сходные по характеру переслаивания и литологическим особенностям пород разрезы свиты наблюдались в районах Лус-сомона, на горе Маниту-Ула и во многих других местах.

Общая мощность нурачинской свиты достигает 1300—1500 м. Из приведенных выше разрезов видно, что входящие в состав свиты эффузивные и пирокластические породы находятся в частом переслаивании друг с другом. Это свидетельствует о многократности извержений в момент формирования данных образований; обилие же в разрезах свиты грубо-обломочных туфогенных пород указывает на извержения преимущественно центрального типа.

Определенных органических остатков в нурачинской свите обнаружить не удалось. Указанные ранее взаимоотношения свиты с подстилающими и перекрывающими ее отложениями дают возможность трактовать ее возраст в пределах средней—верхней юры. В соседнем с юго-востока районе Восточной Гоби, близ Хара-Айрака, толща кислых эффузивов, соответствующая верхам нурачинской свиты, резко несогласно перекрывается кимеридж-титонскими красноцветными отложениями шарилинской свиты. Указанные наблюдения позволяют сузить возрастной интервал для нурачинской свиты до средней юры—низов верхней юры.

Еще более определенно возраст эффузивно-туфогенных толщ, соответствующих по составу и положению в разрезе нурачинской свиты, установлен в последние годы на северо-востоке МНР. Южнее Чойбалсана (район Цаган-Дэлгэр-сомона) в толще кислых эффузивов, соответствующей верхам нурачинской свиты, обнаружены растительные остатки *Cladophlebis* cf. *distans* Неег, характерные, по мнению В. П. Владимирович, для средней юры. О среднеюрском возрасте аналогичных эффузивов, развитых в верховьях р. Онон и на правобережье р. Керулен, свидетельствуют также результаты анализа абсолютного их возраста, показывающие соответственно 175 ± 4 и $154-159$ млн лет. Учитывая идентичное стратиграфическое положение отмеченных выше эффузивов Северо-Востока МНР и нурачинской свиты и приуроченность тех и других к единой структурно-фациальной зоне. — Центрально-Монгольскому вулканогенному юрскому поясу, мы относим нурачинскую свиту к средней юре, не исключая одновременно вероятности того, что частично (своими верхними горизонтами) она может охватывать и низы верхней юры.

Отнесение рассмотренных эффузивно-туфогенных толщ исключительно к верхней юре, как это делалось ранее (Николаева, Шувалов, 1966; Маринов, 1957; Васильев и др., 1959), в настоящее время нельзя считать оправданным.

КОМПЛЕКС ПОРОД ВЕРХНЕЙ ЮРЫ И НИЖНЕГО МЕЛА

Данный комплекс мощностью 3000—4000 м включает в себя четыре характерные региональные свиты (снизу): тормхонскую (кимеридж—титон), ундурухинскую (титон—валанжин), андахудукскую (готерив—баррем) и хулсынгольскую (апт—альб), пользующихся весьма значительным площадным распространением.

До недавнего времени аналогичные континентальные образования в соседних регионах Монголии, в частности в Восточной Гоби, объеди-

нялись в составе «нижнемелового комплекса», подразделяемого на три свиты (снизу): шарилинскую, паганцабскую и дзунбаинскую (Турищев, 1954, 1955; Маринов, 1957; Васильев и др., 1959, и др.). В Гоби-Алтайской районе исследованной территории рассматриваемые отложения также были отнесены к нижнему мелу и по аналогии с Восточной Гоби разделены на три свиты (снизу): Тормхон, Тэвш, Холботу (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). Исследования последних лет (Мартинсон, 1966; Шувалов, 1968, 1969, 1970б; Николаева, Шувалов, 1969) показывали, что «нижнемеловой» комплекс Монголии в действительности включает в себя не только нижнемеловые, но и верхнеюрские образования, что подтверждается находками ископаемой фауны и флоры в различных районах Монголии в нижних частях разреза комплекса.

Тормхонская свита (J_3km-t)

Впервые красноцветные образования, залегающие в основании разреза верхнеюрско-нижнемелового комплекса, были выделены в самостоятельную свиту (свита Тормхон) Н. А. Логачевым в Гобийском Алтае (Булмасов и др., 1963). Условно она была отнесена к низам нижнего мела по аналогии с шарилинской свитой Восточной Гоби (Васильев и др., 1959). Несколькими позже аналогичные образования были установлены автором в Монгольском Алтае и описаны в качестве самостоятельной толщи, условно отнесенной к титону (Шувалов, 1968, 1970). В последние годы аналогичные красноцветные отложения выявлены и на севере Гоби. Известны они пока лишь в хангайских районах Центральной Монголии.

Наиболее значительным площадным распространением отложения тормхонской свиты (в данном случае используется название, предложенное Н. А. Логачевым, лишь несколько видоизмененное для единообразия общей стратиграфической схемы региона) пользуются в Гобийском и Монгольском Алтае. В Монгольском Алтае совместно с перекрывающими более молодыми отложениями комплекса тормхонская свита прослеживается в зоне субширотной полосы, протягивающейся от горы Эрдэни-Ула на западе до оз. Бон-Цаган-Нур на востоке. В Гобийском Алтае она распространена к западу от горы Бахар-Ула, севернее хр. Таряту-Ула, южнее и севернее горы Ноян-Ула, между хребтами Ихэ-Богдо и Бага-Богдо («тормхонское поле», по Н. А. Логачеву и др.), на юго-восточной оконечности хр. Бага-Богдо, к востоку от Баян-Ундур-сомона и юго-западнее Баян-Лэг-сомона.

В Северной Гоби красноцветные отложения тормхонской свиты развиты менее широко. Они установлены к юго-западу и западу от Цогт-Обо-сомона и северо-восточнее хр. Оши-Нуру. Вероятно, к тормхонской свите следует относить красноцветные образования, развитые восточнее хр. Дэлгэр-Хангай, близ колодца Ногон-Хуху-Тологой-Худук. Присутствие рассматриваемых отложений можно предполагать и в других районах Северной Гоби под покровом молодых осадков верхнего мела и кайнозоя.

Выходы рассматриваемой свиты, как правило, приурочены к зонам молодых поднятий передовых хребтов; реже (в Гоби) она встречается в современных депрессиях. На всех подстилающих образованиях, включая ниже-среднеюрские, тормхонская свита залегает с угловым, нередко и азимутальным несогласием. Напротив, переход ее к титон-валанжинским сероцветным отложениям ундурухинской свиты осуществляется чаще всего постепенно.

Отложения, входящие в состав тормхонской свиты, обладают рядом специфических черт, которые позволяют легко выделить их среди других образований рассматриваемого комплекса. Среди них в первую очередь

следует отметить своеобразный красно-бурый и красный цвет отложений; лишь в верхах свиты наблюдаются отдельные горизонты серого цвета. В этой связи заметим, что перекрывающие их верхнеюрско-нижнемеловые и подстилающие ниже-среднеюрские отложения характеризуются преобладающей серой окраской. Для обломочного материала, входящего в состав свиты, повсеместно характерны плохая сортировка и окатанность, указывающие на формирование рассматриваемых отложений в непосредственной близости от источников сноса. В разрезах свиты почти всюду удастся проследить нижнюю толщу, сложенную главным образом конгломератобрекчиями и конгломератами, и верхнюю, в которой преобладают плохосортированные песчаники, щебнистые и песчанистые глины с отдельными горизонтами конгломератов. В самых верхах свиты иногда встречаются единичные маломощные горизонты, сложенные основными эффузивами (базальтами). Мощности нижней и верхней толщ не остаются постоянными, варьируя от нескольких десятков—первых сотен метров до 1000 м. Как правило, нижняя толща значительно превышает по мощности верхнюю толщу. Общая мощность отложений тормхонской свиты также колеблется в значительных пределах (от 100—150 до 1000—1200 м и более).

Указанные особенности и некоторые детали внутреннего строения свиты могут быть проиллюстрированы на примере нескольких ее разрезов, составленных В. Ф. Шуваловым в различных районах исследованной территории.

На юго-востоке Монгольского Алтая наиболее типичный разрез свиты описан у восточной оконечности горы Эрдэни-Ула. На палеозойских эффузивах, гранитоидах и метаморфических сланцах здесь несогласно залегают (снизу вверх) следующие породы:

1. Конгломератобрекчия красновато-бурого цвета, состоящая из плохо окатанной гальки, валунов размером до 0.5 м, обломков и щебня, сцементированных сильно ожелезненным песчано-гравийным материалом. Отмечаются маломощные прослои и линзы грубозернистых песчаников и гравелитов аналогичного цвета. В породах прекрасно выражена косая и перекрещивающаяся слоистость, характерная для образований конусов выноса 103.5 м
2. Конгломерат мелкогалечный, серовато-желтого цвета 23 м
3. Песчаник разнозернистый, плотный, буровато-красного цвета с включением кварцевой гальки 3 м
4. Конгломерат серого цвета с тонкими прослоями грубозернистого песчаника 5.5 м
5. Глина песчанистая красно-бурого цвета с включением щебня 7 м
6. Песчаник грубозернистый, серого цвета 8.5 м
7. Глина песчанистая, красно-бурого цвета 8.5 м
8. Песчаник грубозернистый, серого цвета 34.5 м

Мощность описанного разреза 192 м. Выше залегают сероцветные песчано-мергелистые отложения титон-валанжинского возраста (ундурхинская свита).

Близкие по мощности и характеру переслаивания разрезы свиты наблюдались автором на западном склоне горы Ундур-Уха и южнее горы Эрдэни-Ула. К востоку мощность свиты возрастает, и характер переслаивания несколько меняется. Эти изменения хорошо видны в верховьях Джиргалантуин-Гола, где тормхонская свита имеет мощность около 430 м и представлена переслаивающимися между собой конгломератобрекчиями и красно-бурыми глинами.

В 10—15 км к востоку на северо-западной оконечности хр. Хара-Аргалинту-Нуру в разрезе свиты вновь увеличивается роль грубообломочного материала; одновременно возрастает и ее мощность. В основании разреза здесь залегают конгломератобрекчии красно-, реже желтовато-бурого и зеленовато-серого цвета с отдельными прослоями красно- и желтовато-бурых грубозернистых песчаников, гравелитов и красно-бурых

глин мощностью 2—3 м. Характерно присутствие серых и желтовато-бурых пород лишь в верхах пачки; мощность последней около 600 м. Выше по разрезу конгломератобрекчии сменяются валунно-галечными конгломератами желтовато-, реже красно-бурого цвета, содержащими прослой и линзы гравелитов и песчаников желтовато-, зеленовато-серого и красно-бурого цвета с остатками ископаемой фауны пресноводных моллюсков. Мощность конгломератовой пачки составляет 150—200 м. Общая мощность свиты в данном районе колеблется от 800 до 1000 м.

К югу от хр. Хара-Аргалинту-Нуру мощность свиты резко сокращается (до 150—200 м), а в районе р. Хулсын-Гол на палеозойских образованиях уже залегают более молодые мезозойские отложения.

В Гобийском Алтае тормхонская свита обычно встречается совместно с перекрывающими ее титон-валанжинскими эффузивно-осадочными сероцветными образованиями. Наиболее значительный по мощности и типичный ее разрез описан нами в Гобийском Алтае, к северу от хр. Таряту-Ула, в районе родников Хатусуджи-Булак и Улан-Булак. Здесь в составе свиты (снизу вверх) прослеживаются следующие породы:

1. Конгломератобрекчия красно-бурого с сероватым оттенком цвета, состоящая из крупных глыб и валунов гранитного состава размером до 1.5 м в поперечнике, обломков и плохо окатанной гальки, которые сцементированы песчано-гравелитовым материалом 30 м
2. Переслаивание конгломератобрекчий, конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников красно- и коричневатого-бурого цвета. Мощность прослоев от 0.5 до 3—5 м 100 м
3. Конгломераты красно-бурые с единичными прослоями аналогичных по цвету гравелитов, песчаников и глин мощностью до 0.8 м. В верхах пачки встречаются округлой и овальной формы конкреции, сложенные плотным красно-бурым известняком 350 м
4. Переслаивание серых и красно-бурых гравелитов, конгломератов и разнозернистых песчаников 110 м
5. Конгломераты красно-бурые и серые с прослоями песчаников и глины красно-бурого и зеленовато-серого цвета мощностью до 1.5 м 50 м
6. Грубое переслаивание зеленовато- и красновато-серых песчаников, конгломератов и красно-бурых песчаных глин. Мощность прослоев до 5—6 м 100 м
7. Песчаники разнозернистые, слюдистые, зеленовато-серого цвета с прослоями зеленовато-серых и коричневатого-бурых глин мощностью до 0.8 м, серых гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью от 0.1 до 0.5 м 60 м
8. Ритмичное переслаивание красно-бурых аргиллитов, коричневатого-бурых глин, красно-бурых и зеленовато-серых песчаников и красно-бурых и желтовато-бурых конгломератов. Мощность отдельных прослоев от 0.1 до 1.5 м, ритмов — от 0.5 до 2.5 м. Глины и аргиллиты содержат остатки фауны пресноводных моллюсков 60 м
9. Конгломераты желтовато-бурые и серые с прослоями красно-бурых аргиллитов мощностью до 0.3 м 12 м

Выше согласно залегают сероцветные титон-валанжинские образования. Мощность свиты составляет здесь около 900 м, из них около 650 м приходится на нижнюю, грубообломочную, толщу. К востоку и западу мощность свиты существенно уменьшается. Уменьшаются и мощности отдельных пачек, участвующих в ее разрезе, хотя характер переслаивания в целом почти не меняется. В 40 км к западу от родника Улан-Булак, в районе горы Цэцэн-Ула, в верхах свиты наблюдаются единичные горизонты базальтов мощностью до 8 м. Мощность свиты составляет здесь 250—300 м.

Восточнее, у родника Цэль-Булак, мощность свиты сокращается до 80—100 м. Здесь в ее верхах наблюдаются также два базальтовых горизонта мощностью 10 и 15 м, «зажатые» между красноцветными песчано-конгломератовыми пачками.

В гобийской части территории тормхонская свита лучше всего изучена нами к юго-востоку от Цогт-Обо-сомона. Наиболее значительный по мощ-

ности разрез ее наблюдался к югу от колодца Дзун-Хайляст-Худук (снизу вверх):

1. Конгломератобрекция красно-бурого цвета с линзовидными прослоями гравелитов, песчаников и глин 35 м
2. Глина щебнистая, красно-бурая с линзами песчаников и конгломератов . . . 6 м
3. Песчаник разнородный, розовато-бурый 3 м
4. Конгломератобрекция розовато-серого цвета с линзами песчаника и глины 7 м
5. Глина красно-бурая с линзами гравелита, песчаника и конгломерата 15 м
6. Глина коричневатая-бурая, щебнистая с линзовидными прослоями песчаника мощностью до 1.2 м 25 м
7. Переслаивание красновато-, желтовато-бурых глин, песчаников и конгломератов, гравелитов. Мощность прослоев 0.3—1.8 м 50 м
8. Глина красно-бурая и бурая с прослоями конгломерата и песчаника мощностью до 0.5 м 75 м
9. Переслаивание красно-бурой глины, серых разнородных песчаников, конгломератов и гравелитов. Мощность глинистых прослоев 1—2 м, прослоев песчаников, конгломератов и гравелитов — 0.2—0.6 м 150 м
10. Конгломерат слабобетонизированный, серого цвета с прослоями красно-бурых полосчатых глин и песчаников мощностью от 0.1 до 1.5 м 35 м
11. Ритмичное переслаивание красно-бурых и зеленовато-серых песчаников с пятнистыми красно-бурыми глинами. Мощность прослоев от 0.1 до 1 м 100 м
12. Переслаивание красно-бурых глин с разнородными песчаниками и конгломератами зеленовато-серого и охристо-желтого цвета. Мощность прослоев от 1 до 5 м 400 м
13. Песчаники разнородные, желтовато-серого и желтовато-бурого цвета с прослоями красно-бурых глин, серых мелкогалечных конгломератов и гравелитов мощностью 0.2—2 м. В низах пачки отмечается несколько маломощных (2—3 м) горизонтов базальтов черного и темно-серого цвета 150 м

Выше залегают сероцветные апт-альбские отложения. Мощность свиты на участке между колодцами Дзун-Хайляст-Худук и Шорбог-Худук составляет не менее 1000 м.

К западу характер разреза свиты почти не меняется, но мощность ее резко сокращается. В 5 км, у колодца Барун-Хайляст-Худук, она уменьшается до 400—450 м, а еще в 5—6 км к западу на палеозое залегают уже верхнемеловые отложения.

Сходный состав имеет тормхонская свита и западнее Цогт-Обо-сомона, однако мощности ее здесь не превышают 300—400 м, и в отличие от предыдущего района в низах свиты встречаются единичные невыдержанные по простиранию горизонты базальтов мощностью до 10 м. Северо-восточнее Оши-Нуру, у восточной оконечности горы Эрдэни-Ула, прослеживается лишь верхняя часть разреза свиты мощностью до 100 м, представленная главным образом плотными аргиллитоподобными красно- и коричневатобурыми глинами с прослоями песчаников.

Макроскопическое и микроскопическое изучение пород, составляющих свиту, свидетельствует об их накоплении вблизи источников сноса и их преимущественном пролювиальном генезисе. В пользу этого говорят такие данные, как исключительно слабая окатанность обломочного материала, входящего в состав конгломератов, гравелитов и песчаников, плохая сортировка обломков, присутствие в составе гальки и обломков лишь тех пород, которые непосредственно развиты вблизи выходов свиты, характерная косая слоистость, присущая образованиям конусов выноса. Одновременно изучение осадочных отложений, входящих в состав свиты, свидетельствует об аридных климатических условий во время их накопления. Помимо отмечавшейся красноцветности пород, на это указывает состав цемента. В большинстве изученных нами шлифов песчаников, гравелитов и конгломератов цемент оказался либо карбонатным (кальцитовым), либо железисто-карбонатным. Существенную примесь окислов железа и карбонатного материала несут в себе глины. Все эти данные наряду с преимущественным грубообломочным составом осадков указывают, на наш взгляд, на то, что формирование отложений свиты про-

текало в засушливых климатических условиях, по типу современных пролювиальных шлейфов Гобийского и Монгольского Алтая. Об аридности климата свидетельствует отчасти и бедность отложений органическими остатками.

Микроскопическое изучение базальтов, встречающихся в разрезах свиты, показало, что они характеризуются долеритовой структурой основной массы, среди которой присутствуют порфиновые выделения оливина и плагиоклаза. По составу плагиоклаз соответствует лабрадору, реже — андезину (в краевых частях).

Химический состав базальтов тормхонской свиты указывает на их повышенную щелочность; характерно высокое содержание магния (около 5.5%) и преобладание натрия над калием (3.7 против 1.2%).

Возрастное положение тормхонской свиты устанавливается впервые обнаруженными в ней различными органическими остатками, среди которых в первую очередь следует отметить харовые водоросли, моллюски, остракоды. Из сборов автора в песчаниках средней части свиты по сайру восточнее Джиргалантуин-Гола в Монгольском Алтае Н. П. Ромашкина и И. Ю. Неуструева соответственно определили харовые водоросли: *Aclistochara jonesi* Peck и остракоды: *Cypridea* ex. gr. *tuberculisperga* Gal. (sp. nov.), *C.* ex gr. *trita* Lüb., *Cypridea* sp. nov. (A), *Limnocypridea* ex gr., *grammi* Lüb., *Lycoptero-cypris infantilis* Lüb., *Lycoptero-cypris* sp. nov. (ex gr. *multifera* Lüb.).

В песчаниках верхней части свиты к северу от горы Цэцэн-Ула (Гобийский Алтай) В. Ф. Шувалов и Г. Г. Мартинсон обнаружили ископаемые моллюски: *Limnocyrena holbotuensa* Martins., *Limnocyrena* sp., *Lio-plax* cf. *reissi* Ramm. (определение Г. Г. Мартинсона), харовые водоросли *Stellatochara* cf. *obovata* (Peck) (определение Н. П. Ромашкиной); остракоды: *Cypridea* aff. *trita* Lüb., *C.* aff. *tuberculisperga* Gal., *Cypridea* sp., *Lycoptero-cypris* ex gr. *multifera* Lüb., *Theriosynoecum* sp. (определение И. Ю. Неуструевой); листовую флору: *Sphenobaiera* cf. *longifolia* Heer (определение Е. М. Маркович).

В аргиллитах и песчаниках верхней части свиты к северу от хр. Таряту-Ула (Гобийский Алтай) обнаружены остатки моллюсков и остракод, определенные соответственно Г. Г. Мартинсоном как *Limnocyrena holbotuensa* Martins., *L. marginata* Ch. Kol., *Limnocyrena* sp., *Galba pervioides* Martins., *Arguniella* (?) sp. и И. Ю. Неуструевой как *Cypridea* sp. nov. (ex gr. *C. sowerbyi* Martins.), *Cypridea* sp. nov. (A), *Lycoptero-cypris* ex gr. *infantilis* Lüb., *Lycoptero-cypris* sp. nov. (ex gr. *L. multifera* Lüb.).

Наиболее показательны в возрастном отношении харовые водоросли *Aclistochara jonesi* Peck и *Stellatochara obovata* (Peck), которые характерны для верхнеюрских отложений формации Morrison Северной Америки, датируемых кимериджем—ранним портландом. Среди остракод наибольший интерес, по мнению И. Ю. Неуструевой, представляют *Cypridea trita* Lüb. и *C. tuberculisperga* Gal. Первый вид сходен с *C. sowerbyi* Martins. из пурбека ГДР и ФРГ, а второй — с *C. tuberculata* (Sow.) var. *adjuncta* Jones. из пурбека Англии.

Из моллюсков наиболее важны *Limnocyrena holbotuensa* Martins. — вид, близкий к верхнеюрскому *L. recta* Ch. Kol., и *L. marginata* Ch. Kol., которые известны из низов Гусиноозерского разреза Западного Забайкалья.

Таким образом, все перечисленные выше группы ископаемых органических остатков определенно указывают на принадлежность отложений тормхонской свиты к верхней юре, а некоторые из них (харовые водоросли) позволяют сузить возрастную интервал до кимериджа—титона. Остатки листовой флоры менее показательны, они характеризуют возрастную диапозон от верхов триаса до нижнего мела включительно, что,

однако, не противоречит отнесению тормхонской свиты к верхней юре (Шувалов, 1969).

Учитывая все эти данные, а также титон-валанжинский возраст согласно перекрывающих тормхонскую свиту отложений, мы относим рассматриваемую свиту к кимериджу—низам титона.

Ундурухинская свита (J_3t-K_1v)

Стратиграфически выше красноцветов тормхонской свиты залегают эффузивно-осадочные и осадочные сероцветные образования, выделяемые нами в ундурухинскую свиту. Впервые под названием свиты Тэвш они были описаны Н. А. Логачевым, С. Д. Хилько, Н. А. Флоренсовым и др. (Булмасов и др., 1963) в северо-западной части Гобийского Алтая. Одним из важнейших диагностических признаков этой свиты указанные исследователи считали обилие в ней основных эффузивов (базальтов), что нашло отражение и в ее названии (от базальтового плато Тэвш, расположенного южнее хр. Бага-Богдо).

На основании единичных находок ископаемой фауны моллюсков в низах свиты и главным образом исходя из однотипного стратиграфического положения ее с цаганцабской свитой Восточной Гоби, свита Тэвш датировалась нижним мелом.

Несколько позже аналогичные эффузивно-осадочные отложения в качестве самостоятельной толщи были выделены автором на юго-востоке Монгольского Алтая. Многочисленные находки в ней ископаемой фауны дали возможность отнести эту толщу к верхам юры (титону)—валанжину (Шувалов, 1968). В последние годы идентичные по составу и возрасту отложения были обнаружены нами и другими исследователями в Северной Гоби и на юго-западе Гобийского Алтая. Неизвестны они пока лишь в Хангае.

Детальное изучение титон-валанжинских отложений показало, что во многих районах их распространения, в том числе местами и в Гобийском Алтае, они не содержат в своем составе базальтов и представлены исключительно осадочными породами. С другой стороны, выяснено, что базальты присутствуют в разрезах большинства свит, входящих в состав рассматриваемого комплекса, и тем самым не могут в отрыве от осадочной части разрезов служить сколь-нибудь надежным критерием для выделения той или иной свиты. Отсюда становится очевидным несостоятельность использованного Н. А. Логачевым и другими «основного» признака при выделении свиты Тэвш.

Основные особенности титон-валанжинской толщи заключаются в специфике присутствующих в ней либо целиком слагающих ее осадочных отложений, представленных главным образом глинисто-карбонатными породами. Поскольку эти особенности наиболее рельефно выступают в районе горы Ундур-Уха (Монгольский Алтай) и поскольку здесь отложения рассматриваемой свиты наиболее полно охарактеризованы палеонтологически, она названа нами ундурухинской.

На подстилающей тормхонской свите ундурухинская свита залегает согласно, часто между ними переход постепенный. Нередко наблюдается несогласное залегание ундурухинской свиты непосредственно на более древние нижне-среднеюрские и палеозойские складчатые образования, свидетельствующее об определенном расширении областей осадконакопления в конце титона—начале мела по сравнению с предшествующим временем.

Перекрывающая ундурухинскую свиту андахудукская свита залегает на ней без видимого углового несогласия, но нередко с размывом и небольшим стратиграфическим несогласием. Основными районами распростране-

ния ундурухинской свиты являются Гобийский Алтай, юго-восточная часть Монгольского Алтая и Северная Гоби.

На юго-востоке Монгольского Алтая рассматриваемые отложения совместно с верхнеюрскими и нижнемеловыми прослеживаются почти непрерывно в пределах полосы субширотного простираения от горы Эрдэни-Ула (на западе) до хр. Хара-Аргалинту-Нуру (на востоке). Отдельные выходы свиты наблюдаются также к югу от хр. Хара-Аргалинту-Нуру, на правом берегу р. Хулсын-Гол и южнее оз. Бон-Цаган-Нур.

На северо-западе Гобийского Алтая ундурухинская свита закартирована на юго-восточном склоне хр. Баян-Цаган-Нуру, в понижении между горными массивами Цэцэн-Ула и Бахар-Ула, к северу от хр. Таряту-Ула, в юго-восточной части хр. Ихэ-Богдо, в межгорной седловине между хребтами Ихэ-Богдо и Бага-Богдо, в районе юго-восточного окончания хр. Бага-Богдо и в юго-восточной части хр. Арца-Богдо. Небольшие ее выходы прослеживаются также к югу и юго-западу от Баян-Лэг-сомона и западнее Баян-Гоби-сомона.

В Северной Гоби наиболее значительные по площади выходы свиты наблюдаются к югу, северу и западу от горы Ахариин-Ула, к северо-востоку от хр. Оши-Нуру (у подножия горы Эрдэни-Ула), к юго-востоку от хр. Оши-Нуру, восточнее горы Улан-Чихи-Ула, юго-восточнее Мандал-Обо-сомона и южнее бедленда Ологой-Улан-Цаб.

Выходы ундурухинской свиты приурочены, как правило, к современным поднятиям. В Гобийском и Монгольском Алтае она наблюдается чаще всего в зоне передовых хребтов, а также в краевых частях некоторых осевых горных сооружений (хр. Ихэ-Богдо, Баян-Цаган-Нуру и др.). На севере Гоби она слагает преимущественно окраинные части низкогорных и мелкосопочных массивов.

Как отмечалось выше, состав свиты не остается постоянным в различных районах; в значительных пределах колеблются и мощности слагающих ее образований. Поэтому, прежде чем перейти к характеристике главных особенностей свиты, которые могут быть выявлены лишь в результате анализа материала по всему региону, мы остановимся на тех деталях ее строения, которые выявляются в каждом из районов ее распространения.

В юго-восточной части Монгольского Алтая свита сложена почти исключительно осадочными породами, лишь на крайнем востоке этого района, на стыке с Гобийским Алтаем (южнее оз. Бон-Цаган-Нур и на правом берегу р. Хулсын-Гол), в ней преобладают эффузивы основного состава. Внутреннее строение осадочной толщи также не остается постоянным, равно как и ее мощности. Так, например, на крайнем западе и востоке указанной полосы выходов отложений ундурухинской свиты в составе последней преобладают конгломераты, гравелиты и песчаники, среди которых глинистые и карбонатные породы образуют лишь отдельные, хотя и весьма характерные, прослои небольшой мощности. Базальты отмечаются в разрезах свиты лишь на востоке и западе этой полосы. В центральной ее части, напротив, свита сложена преимущественно глинисто-карбонатными породами, среди которых очень четко выделяются многочисленные прослои светло-серых, белых, желтовато- и зеленовато-серых мергелей и известняков, а также мелкозернистыми песчаниками серого и зеленовато-серого цвета. Глинистые породы имеют преимущественно темно-серый и черный цвет. Грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты) играют здесь явно подчиненную роль в разрезах свиты, базальты в разрезах практически отсутствуют.

В соответствии с изменением вещественного состава свиты изменяются и мощности слагающих ее образований. Так, в краевых частях рассматриваемой полосы, соответствующих, вероятно, окраинным зонам обширной впадины титон-валанжинского времени, мощность отложений ундуру-



Рис. 14. Обнажение переслаивающихся светло-серых мергелей и темно-серых глин ундурухинской свиты к северо-западу от горы Ундур-Уха (Монгольский Алтай).

хинской свиты не превышает обычно 150—200 м. В центре же ее мощности возрастают до 400—600 м.

Детали внутреннего строения свиты могут быть проиллюстрированы на примере одного из наиболее типичных ее разрезов, наблюдавшегося нами к северо-западу от горы Ундур-Уха (рис. 14). На красноцветных образованиях тормхонской свиты здесь согласно залегают (снизу вверх) следующие породы:

1. Песчаники разнозернистые, рыхлые и слабосцементированные, серого цвета с прослоями песчанистой глины и светло-серого мергеля, содержащего остатки пресноводных моллюсков 147 м
2. Песчаники различной плотности с прослоями мергеля, глины, аргиллитов и углисто-глинистых сланцев 28.5 м
3. Конгломерат разногалецный, серого цвета 15 м
4. Песчаник рыхлый с прослоями мергеля и углисто-глинистых сланцев 4 м
5. Базальт оливковый, миндалякаменный, черного цвета 4 м
6. Переслаивание мергеля и рыхлого песчаника светло-серого цвета. В мергеле содержатся обильные остатки ископаемых моллюсков и остракод 5 м
7. Глина песчанистая, плотная, серого цвета 10 м
8. Песчаники разнозернистые, различной плотности, слюдистые 44 м
9. Гравелит серого цвета с прослоями мелкогалечного конгломерата 7 м
10. Переслаивание глины, мергеля, глинистых сланцев и песчаников, содержащих многочисленные остатки пресноводных пелеципод и гастропод 59.4 м
11. Тонкое переслаивание мергеля светло-желтовато-серого цвета и углистого темно-серого аргиллита. Мощность прослоев от 2 до 20 см 15 м
12. Ритмичное переслаивание темно-серой глины и белого мергеля с многочисленными остатками ископаемых пелеципод 15 м
13. Тонкослоистые глинистые сланцы темно-серого цвета с прослоями белого мергеля 5 м
14. Конгломерат с линзовидными прослоями гравелита и песчаника 6 м
15. Мергель светло-серого цвета с прослоями тонколистоватых глинистых сланцев 10 м
16. Переслаивание глины и мергеля 13 м
17. Тонкое переслаивание мергеля и аргиллита. Мощность прослоев 1—10 см. В мергеле и аргиллите содержатся многочисленные остатки ископаемых моллюсков 8 м
18. Песчаник мелкозернистый, плотный с линзовидными прослоями слабосцементированного конгломерата 27.2 м
19. Мергель желтовато-серого цвета 2 м

Выше залегают готерив-барремские отложения. Мощность приведенного разреза около 430 м. Сходный по составу и характеру переслаивания

разрез свиты описан нами в верховьях сайра Джиргалантуин-Гол. Мощность титон-валанжинских отложений здесь более 530 м.

Примером разрезов, присущих краевым зонам впадин, может служить разрез, составленный автором к югу от горы Эрдэни-Ула. На красноцветных тормхонской свиты здесь залегают (снизу вверх) следующие породы:

1. Конгломераты среднегалечные, зеленовато- и желтовато-серого цвета с линзовидными прослоями гравелитов и песчаников, содержащих обугленные растительные остатки 35 м
2. Песчаники разнотекстурные, слабощементированные, зеленовато-серого цвета с прослоями темно-серых аргиллитов и зеленовато-серых гравелитов мощностью от 0.1 до 0.5 м 25 м
3. Песчаник серого цвета с белыми мергелистыми конкрециями диаметром 5—6 см 8 м
4. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серого и зеленовато-желтого цвета с прослоями светло-серого мергеля и темно-серого аргиллита мощностью около 0.2 м 15 м
5. Конгломерат мелкогалечный, плотный, желтовато-серого цвета с прослоями гравелитов и песчаников, содержащих обугленные растительные остатки мощностью до 0.6 м 5 м
6. Песчаники разнотекстурные, желтовато-серые и зеленовато-желтые с прослоями плотных глин, гравелитов и известняков мощностью 0.3—0.6 м 12 м
7. Глина оскольчатая, зеленовато- и темно-серая с прослоями плотных коричневатобурых аргиллитов, характеризующихся скорлуповатой отдельностью мощностью до 0.5 м 5.5 м
8. Песчаники зеленовато-желтые с прослоями известняков, мергелей, аргиллитов и конгломератов мощностью около 0.8 м 60 м

Выше залегают готерив-барремские угленосные отложения. Мощность приведенного разреза около 165 м.

В Гобийском Алтае состав и мощность отложений свиты также испытывают значительные изменения по площади. При этом в отличие от Монгольского Алтая здесь существенная роль в ее разрезах часто принадлежит базальтам. Ундурухинская свита в данном районе нами рассматривается несколько в ином объеме, чем свита Тэвш авторами монографии «Гоби-Алтайское землетрясение» (Булмасов и др., 1963). Нижнюю ее границу мы проводим по смене красноцветов сероцветами, в то время как Н. А. Логачев эту границу обычно проводит по появлению в разрезе базальтов независимо от того, развиты они среди сероцветов или красноцветов. Тем самым местами в свиту Тэвш они включают заведомо более древние красноцветные кимеридж-титонские образования. Верхние границы свиты Тэвш и ундурухинской свиты обычно идентичны. Лишь в районе сайра Холботу нами в состав ундурухинской свиты включена «нижняя пачка» свиты Холботу указанных авторов, которая содержит в себе ископаемую фауну, характерную для ундурухинской свиты, и сходна с последней в литологическом отношении.

В отличие от других районов Центральной Монголии в Гобийском Алтае разрез мезозоя обычно заканчивается именно отложениями ундурухинской свиты, выше которой со значительным размывом и несогласием залегают кайнозойские образования. Ввиду этого истинную мощность свиты определить здесь удастся далеко не всегда. Однако даже видимые мощности ее в Гобийском Алтае значительно больше, чем истинные в других районах, и достигают местами 800—1000 м.

Наибольшим площадным распространением ундурухинская свита в Гобийском Алтае пользуется в пределах протяженной полосы субширотного простирания, прослеживающейся от хр. Баян-Цаган-Нуру до горы Ноян-Ула. Наиболее представительный разрез свиты этого участка описан нами к северу от хр. Таряту-Ула, между родниками Хатусуджи-Булак и Улан-Булак (снизу вверх):

1. Конгломераты мелкогалечные, буровато-серого и желтовато-бурого цвета с прослоями зеленовато-серого песчаника и светло-серого мергеля мощностью до 0.8 м 25 м

2. Переслаивание охристо-желтых гравелитов и разнозернистых серых песчаников. Мощность прослоев 1—3 м. Встречаются редкие линзы конгломерата желтовато-бурого цвета мощностью около 0.7 м 20 м
3. Аргиллиты рассланцованные, серого и зеленовато-серого цвета с прослоями мелкозернистых серых песчаников и алевролитов мощностью 0.1—0.3 м 100 м
4. Мергели коричневатого-бурого и серого цвета 40 м
5. Глина плотная, коричневатая-бурая с прослоями темно-бурых песчаников, аргиллитов и светло-серых мергелей мощностью до 1 м 70 м
6. Базальты черные, плотные и серые миндалекаменные 15 м
7. Известняк серый, плотный 1.5 м
8. Мергели светло-серые и коричневатые-бурые с прослоями серых и буровато-серых карбонатных сланцев, содержащих многочисленные остатки ископаемых филопод 30 м
9. Мергели коричневатые-бурые с прослоями аналогичных по цвету глин; в верхах пачки — ритмичное переслаивание глины и мергеля (мощность ритмов 20—50 см) 50 м
10. Глина коричневатая-бурая с прослоями серых мергелей и тонкозернистых песчаников мощностью до 0.5 м 50 м
11. Мергели серого, светло- и зеленовато-серого цвета 55 м
12. Глина зеленоватая-серая с прослоями зеленовато-серых глинистых сланцев и серых и желтовато-зеленых мергелей. Глина и мергели заглазованы 40 м
13. Мергели серого и светло-серого цвета 20 м
14. Известняк плотный, серый 8 м
15. Гравелит кварцевый, плотный, коричневатый-желтого цвета с прослоями песчаника 7 м

Мощность приведенного разреза более 530 м. К востоку и западу от хр. Таряту-Ула в разрезе свиты процентное содержание основных эффузивов резко увеличивается, достигая у гор Цэцэн-Ула и Бахар-Ула 60—70%. Характерна при этом приуроченность эффузивов главным образом к низам и средней части разреза свиты.

Другое крупное по площади поле выходов отложений ундурухинской свиты прослежено к югу от хр. Ихэ-Богдо и в перемычке между хр. Ихэ-Богдо и Бага-Богдо (так называемое тормхонское поле, по Н. А. Логачеву, С. Д. Хилько и др.). Здесь почти повсеместно в составе свиты преобладают основные эффузивы. Так, например, в разрезах свиты к югу от хр. Ихэ-Богдо, где мощность описываемых отложений достигает 1000 м, на долю эффузивов приходится около 700 м. Осадочные породы образуют среди них прослой мощностью до 50 м и представлены, по данным Н. А. Логачева и др. (Булмасов и др., 1963), зеленовато- и голубовато-серыми известняками, мергелями, глинами, аргиллитами и песчаниками, а в самых верхах — песчаниками и серыми конгломератами.

Восточнее, у слияния сайров Тормхон и Буйлясун, мощность свиты заметно сокращается (до 500—600 м). В низах ее здесь по-прежнему наряду с базальтами наблюдаются алевролиты, мергели, известняки, глины и аргиллиты (мощность осадочных прослоев колеблется в пределах 1.5—45.0 м, лишь в самых низах свиты по сайру Буйлясун мы наблюдали осадочную пачку мощностью в 150 м), а в верхах — конгломераты и песчаники, образующие среди базальтов прослой мощностью 3—35 м.

Еще далее к востоку, в районе родника Цэ-Булак и плато Тэвш, мощность свиты уменьшается до 150—200 м; осадочные породы здесь в разрезе свиты играют примерно одинаковую роль с базальтами. О характере переслаивания осадочных и эффузивных пород можно судить по разрезу, составленному нами в южной части плато Тэвш и правом борту сайра Цэлийн. На базальтах и красноцветах тормхонской свиты здесь (снизу вверх) согласно залегают следующие породы:

1. Базальты плотные, черные 40 м
2. Песчаник рыхлый, желтовато-бурый 2 м
3. Базальты черные, плотные 1.5 м
4. Песчаник мелкозернистый, рыхлый желтовато-серого цвета 3 м
5. Мергель белого и охристо-желтого цвета, песчаный 6 м
6. Базальты плотные, зеленовато-серого и коричневатого-бурого цвета 25 м

7. Мергель плотный, зеленовато-серый	5 м
8. Песчаник слабосцементированный, желтовато-бурый с прослоями зеленовато-серой глины и мергеля	8 м
9. Базальт черный, пористый	5 м
10. Глина песчаная, плотная, коричневатая-бурая	10 м
11. Песчаник слабосцементированный, желтовато-бурый и желтовато-серый	15 м
12. Известняк окремненный, светло-серый	7 м
13. Песчаник слабосцементированный, желтовато-бурый	15 м
14. Известняк плотный, желтовато-серый	8 м
15. Андезито-базальт серого и зеленовато-серого цвета	30 м

Суммарная мощность разреза составляет 180 м. Из них на долю эффузивов приходится около 100 м. Аналогичный состав, но несколько большие мощности характерны для свиты в районе юго-восточного окончания хр. Бага-Богдо (рис. 12, разрез 9).

В юго-восточной части хр. Арца-Богдо разрез свиты, по данным А. А. Толмачевского, представлен главным образом базальтами. К югу от горной группы Гурбан-Богдо титон-валанжинские отложения состоят из переслаивающихся между собой серых, зеленовато- и светло-серых мергелей, серых и темно-серых глин, глинистых сланцев, песчаников и конгломератов. Преобладают в разрезах глинисто-карбонатные породы. Мощность свиты колеблется от первых сотен до 800—1000 м.

В гобийском районе выходы отложений ундурухинской свиты группируются главным образом в зоне поднятий, вытянутых в направлении с юго-запада на северо-восток от юго-восточной окраины хр. Оши-Нуру до развалин монастыря Хошу-Хид на р. Онгыйн-Гол. Состав свиты и мощности ее здесь также не остаются постоянными. В северо-восточной и центральной частях этой полосы в разрезах свиты преобладают различные по внешнему облику, преимущественно миндалекаменные базальты, среди которых в виде отдельных прослоев присутствуют мергели, известняки, глины, песчаники и аргиллиты. Мощность свиты здесь, как правило, не превышает 200—250 м. На юго-западе зоны эффузивы в составе свиты практически не встречаются, уступая место различным, главным образом глинисто-карбонатным, осадочным образованиям. Мощности свиты достигают 400—600 м. О характере переслаивания пород и их составе в этой части рассматриваемой полосы выходов ундурухинской свиты можно судить по одному из наиболее типичных ее разрезов, описанному автором у восточной оконечности горы Эрдэни-Ула. На красноцветах тормхонской свиты здесь (снизу вверх) согласно залегают следующие породы:

1. Глина плотная, темно-серая с остатками ископаемых моллюсков	7 м
2. Глина плотная, коричневатая-бурая с прослоями зеленовато-серого песчаника и мергеля серого и буровато-серого цвета мощностью до 0.8 м. Глина в верхах пачки пронизана жилками серого арагонита	46 м
3. Мергель плотный, белый	1.5 м
4. Глина темно- и зеленовато-серая с остатками ископаемых моллюсков и остракод	3 м
5. Аргиллиты коричневатая-бурые с прослоями рыхлых зеленовато-серых песчаников и темно-серых глин	8 м
6. Мергель серого цвета	1 м
7. Песчаник слабосцементированный, косослоистый, желтовато-серого цвета с линзами гравелита и мелкогалечного конгломерата	7 м
8. Пачка переслаивания зеленовато-серых разномерных песчаников, коричневатых аргиллитов и зеленовато-серых глин. Мощность прослоев до 3 м. В верхах пачки песчаники содержат в себе крупные обломки костей динозавров	70 м
9. Глина зеленовато- и темно-серая с прослоями зеленовато-серых грубозернистых песчаников	125 м
10. Карбонатные сланцы, листоватые, серые и темно-серые с остатками филлопод и рыб, пронизанные тонкими прожилками арагонита	40 м
11. Карбонатные сланцы серого цвета с многочисленными прослоями желтовато-серых, охристо-желтых и зеленовато-серых песчаников мощностью около 1.5 м и единичными прослоями серых известняков мощностью до 2 м	70 м

12. Мергель зеленовато-желтый с прослоями карбонатных сланцев и зеленовато-серых глин с остатками остракод 40 м
13. Карбонатные сланцы желтовато-серого и серого цвета с прослоями мергеля того же цвета 18 м

Выше залегают готерив-барремские отложения. Мощность приведенного разреза около 440 м. Судя по мощности и составу отложений, этот разрез характеризует наиболее погруженную часть титон-валанжинской впадины.

Приведенные данные свидетельствуют о несомненном сходстве разрезов описываемой свиты в различных районах ее распространения и о том, что наиболее характерной особенностью свиты, выделяющей ее среди других мезозойских свит, является преобладание в ее составе глинисто-карбонатных пород, в частности мергелей и известняков; последние находятся в частом, иногда ритмичном переслаивании друг с другом и обладают специфической светлой окраской (от светло-серой и белой до светло- и зеленовато-желтой); такая же окраска, кстати, присуща и одновозрастным туфогенным образованиям цаганцабской свиты Восточной Гоби. Литолого-фациальные особенности осадочных образований свиты свидетельствуют об их преобладающем озерном генезисе; лишь в разрезах окраинных частей впадин наряду с озерными фациями значительную роль в составе свиты играют речные и озерно-речные отложения. Важно также подчеркнуть, что в ряде районов, в частности в Монгольском и Гобийском Алтае, существенная роль в составе осадочного материала, слагающего свиту, принадлежит хемогенным породам, в первую очередь карбонатным (известнякам). Из других, хотя и местных, но весьма существенных диагностических признаков ундурухинской свиты следует подчеркнуть фосфатонность некоторых из ее горизонтов. Так, по данным авторов монографии «Гоби-Алтайское землетрясение» (Булмасов и др., 1963), алевролиты, участвующие в разрезе средней части свиты к северу от хр. Таряту-Ула (близ родника Хатусуджи-Булак), содержат в своем составе от 14.35 до 15.81% пятиоксида фосфора.

Приведенная выше характеристика пород, слагающих свиту, может быть дополнена данными микроскопического их изучения.

Просмотр шлифов песчаников показывает, что они имеют преимущественно полимиктовый состав обломочных зерен; значительно реже встречаются аркозовые и граувакковые песчаники. По размеру зерен преобладают мелко- и среднезернистые песчаники, реже наблюдаются крупнозернистые разности. Сортировка обломочного материала хорошая и средняя, окатанность различная. Цемент по составу обычно карбонатный, реже железисто-карбонатный и кремнисто-глинистый.

Аналогичный состав и характер цемента присущ гравелитам и конгломератам; правда, в конгломератах совместно с кальцитом в цементе присутствует песчано-гравийный материал.

Алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы характеризуются алевроитовой и алевро-пелитовой структурой, сланцеватой текстурой. Все они содержат, как правило, значительную примесь карбонатного материала. Глины имеют пелитовую структуру; иногда в пелитовой массе присутствуют в виде примеси алевроитовые зерна.

Среди известняков отмечаются органогенные и хемогенные породы. Органогенные известняки подразделяются соответственно на онколитовые и ракушничковые, местами они состоят из онколитовых водорослей и обломков раковин моллюсков и остракод одновременно. Почти повсеместно органогенные известняки содержат небольшую примесь псаммитового и алевроитового материала. Хемогенные известняки состоят из микрозернистого и криптокристаллического карбонатного материала, характеризуются комковатой структурой (за счет неравномерной зернистости извест-

ковистого материала), как правило, содержат в себе незначительную (до 5%) примесь глинистого или железистого пелитоморфного материала. Все известняки в той или иной мере доломитизированы.

Мергели являются одной из наиболее типичных пород свиты. Для них характерна микрозернистая структура или сочетание микрозернистой и пелитовой структур. Текстура пород обычно пятнистая, комковатая за счет неравномерного распределения различного по цвету или зернистости карбонатного и глинистого материала. В глинисто-карбонатной массе обычно присутствуют ромбоэдри доломита размером до 0.2 мм, а иногда и обломочные зерна размером до 1 мм.

Основные эффузивы, входящие в состав свиты, по химическому составу сравнительно однотипны и относятся к базальтовой группе. Среди них различаются базальты, гиадобазальты, долериты, анамезиты и амигдалоиды (миндалекаменные базальты). Преобладающими в разрезах являются базальты и долериты.

Возраст описанных отложений устанавливается содержащимися в них ископаемыми фаунистическими остатками, многочисленные сборы которых произведены во всех районах распространения свиты и в различных частях ее разреза. Ископаемая фауна, обнаруженная в отложениях ундурухинской свиты, включает в себя многочисленные виды пресноводных моллюсков, остракод, филлопод, а также рыб из рода *Lycoptera*.

В Монгольском Алтае ископаемая фауна обнаружена к северо-западу от горы Ундур-Уха, южнее горы Эрдэни-Ула, по сайру Джиргалантуин-Гол и в других местах.

Наиболее богатый фаунистический комплекс содержится в отложениях ундурухинской свиты к северо-западу от горы Ундур-Уха. Из сборов В. Ф. Шувалова и Т. В. Николаевой в мергелях нижней части свиты этого района Г. Г. Мартинсон определил следующие моллюски: *Arguniella ovalis* Ch. Kol., *A. asiatica* Ch. Kol., *A. quadrata* (Martins.). В песчаниках, сланцах и мергелях средней и верхней частей свиты нами собраны моллюски: *Limnocyrena kweichowensis* (Grab.), *L. wangshihensis* (Grab.), *L. globosa* Ch. Kol., *L. marginata* Ch. Kol., *L. altiformis* (Grab.), *L. gracilita* Ch. Kol., *L. recta* Ch. Kol., *L. cf. pusilla* (Reis), *L. planoides* sp. nov., *Limnocyrena* sp., *Physa erdenica* sp. nov., *Physa* sp., *Probaicalia gerassimovi* (Reis), *P. vitimensis* Martins., *Lioplax* cf. *ressi* Ramm., *Bithynia* cf. *leochioides* Martins., *Bithynia* sp., *Valvata turgensis* Martins., *Viviparus robustus* Martins., *Viviparus* sp., *Galba pseudopalustris* Martins. (определение Г. Г. Мартинсона); остракоды: *Cypridea trita* Lüb., *C. aff. coronata* Gal., *C. aff. zagustica* Scoblo, *C. aff. priva* Lüb., *Darwinula contracta* Mand., *Mongolianella palmosa* Mand., *Timiriasevia* sp., *Zejanina* (?) sp. (определение И. Ю. Неуструевой); филлоподы: *Eremograptia erdeniulensis* Step., *Brachygraptia kansuensis* (Chi), *Bairdestheria halobiformis* Kob. et Kus. (определение И. В. Степанова).

Из сборов автора в песчаниках и сланцах описываемой свиты к югу от горы Эрдэни-Ула И. В. Степанов определил следующие виды филлопод: *Pseudestheria erdeniulaica* sp. nov. и *P. dahuricus* Kras.

В средних горизонтах свиты по сайру Джиргалантуин-Гол автором совместно с Г. Г. Мартинсоном обнаружен следующий комплекс моллюсков: *Arguniella dajanensis* Ch. Kol., *A. cf. ventricosa* Ch. Kol., *Arguniella* sp., *Limnocyrena wangshihensis* (Grab.), *L. subplana* (Reis.), *L. altiformis* (Grab.), *L. rectoides* sp. nov., *L. shantungensis* (Grab.), *L. robusta* sp. nov., *L. cf. recta* Ch. Kol., *L. cf. marginata* Ch. Kol., *L. pusilla* (Reis), *Limnocyrena* sp., *Probaicalia vitimensis* Martins., *Pr. gerassimovi* (Reis), *Pr. prinadae* Martins., *Sinotaia* sp., *Viviparus mongolensis* sp. nov., *Viviparus* sp., *Galba* cf. *palustris* Martins., *G. cf. pervioides* Martins., *Galba* sp., *Bellamya compacta* sp. nov., *Bellamya* sp., *Bithynia* sp., *Physa witimensis* Ramm. (определение Г. Г. Мартинсона).

Совместно с пелициподами здесь же обнаружены остракоды *Cypridea remota* Lüb. (определение И. Ю. Неуструевой).

Многочисленные сборы ископаемой фауны сделаны и в Гобийском Алтае. В известняках верхней части свиты на правом берегу р. Холботу-Гол (западный склон горы Цэцэн-Ула) автором и Г. Г. Мартинсоном обнаружены моллюски, определенные Г. Г. Мартинсоном как *Limnocyrena wangshihensis* (Grab.), *L. rectoides* Martins., *L. gobialtaica* sp. nov., *Bellamyia* sp., *Galba* sp.

Из сборов автора в песчаниках и известняках верхней части свиты по левому берегу р. Холботу-Гол (южный склон хр. Баян-Цаган-Нуру) Г. Г. Мартинсон определил *Limnocyrena wangshihensis* (Grab.), *L. kweichowensis* (Grab.), *L. gobialtaica* sp. nov., *Bellamyia gobialtaica* sp. nov.

К северу от хр. Таряту-Ула в мергелях и сланцах верхней и средней частей свиты автором обнаружены филлоподы *Brachygrapta nengkiangensis* (Chi), *Pseudograptia asanoi* (Kob. et Kus.), *P. cupa* Kras. (определение И. В. Степанова).

Из сборов Н. А. Логачева и др. (Булмасов и др., 1963) в песчаниках нижней части свиты по сайру Хошогийн-Шанд Г. Г. Мартинсон определил следующие моллюски: *Arguniella elongata* (Ramm.), *A. quadrata* (Martins.), *Limnocyrena wangshihensis* (Grab.), *L. cf. shantungensis* (Grab.).

В мергелях и известняках средней части ундурухинской свиты, обнажающихся по сайру Буйлясун, восточнее хр. Ихэ-Бордо, обнаружены моллюски: *Arguniella ovata* Ch. Kol., *Arguniella* sp., *Limnocyrena wangshihensis* (Grab.), *L. recta* Ch. Kol., *L. marginata* Ch. Kol., *Limnocyrena* sp., *Galba obrutschewi* (Reis), *Gyraulus obrutschewi* (Ramm.); здесь же Г. Г. Мартинсон обнаружил и определил *Hydrobia tormchonica* sp. nov.

В Северной Гоби наиболее значительные сборы ископаемой фауны в отложениях ундурухинской свиты сделаны нами к востоку от горы Эрдэни-Ула. В низах свиты здесь присутствуют моллюски: *Arguniella undensis* Ch. Kol., *A. ventricosa* Ch. Kol., *Arguniella* sp., *Limnocyrena* aff. *gracilita* Ch. Kol., *Bithynia lacustris* Ch. Kol., *Bellamyia erdenica* sp. nov. (определение Г. Г. Мартинсона); остракоды: *Cypridea* ex. gr. *zagustaica* Scoblo, *Mongolianella* ex. gr. *palmosa* Mand., *Licopercypris infantilis* Lüb., *Timiriasevia* ex. gr. *costata* Gal., *Rhinocypris* sp., *Limnocypridea* sp. и др. (определение И. Ю. Неуструевой).

Как видно из приведенного выше материала, наиболее часто в разрезах свиты из моллюсков встречаются представители родов *Arguniella* и *Limnocyrena*. Весьма характерно при этом, что аргуниеллы встречаются преимущественно в низах свиты, реже в средней ее части, тогда как лимноцирены преобладают в средней и верхней частях разреза и реже наблюдаются в низах свиты. Такое распределение ископаемых моллюсков по разрезу весьма важно для оценки возраста отдельных частей свиты и свиты в целом.

По данным Ч. М. Колесникова (1964) и Г. Г. Мартинсона (1961, 1966), различные виды аргуниелл как в Монголии, так и в других регионах Азии (Забайкалье, Верхнее Приамурье, Ленский бассейн и др.) приурочены к верхам юры (титону) и являются в возрастном отношении весьма показательными. В Ленском бассейне они встречаются в континентальных отложениях, находящихся в переслаивании с хорошо датированными верхнеюрскими морскими осадками.

Некоторые виды лимноцирен, в частности *Limnocyrena globosa* Ch. Kol., *L. gracilita* Ch. Kol., *L. recta* Ch. Kol., *L. marginata* Ch. Kol. и др., также наиболее часто, по данным тех же исследователей, встречаются в верхах юры различных регионов Азии, в том числе и Монголии. Значительно реже они отмечаются в низах раннего мела (валанжине). Напротив, большая

часть указанных ранее видов лимноцирен, по данным Г. Г. Мартинсона, характерна для низов нижнемелового разреза Монголии, Забайкалья и Китая. К их числу в первую очередь следует отнести широко развитые в средней и верхней частях ундурухинской свиты *Limnocyrena kweichowensis* (Grab.), *L. wangshihensis* (Grab.), *L. shantungensis* (Grab.).

Таким образом, моллюски достаточно убедительно показывают принадлежность нижних горизонтов свиты к верхней юре (титону), а верхних горизонтов ее — к низам нижнего мела (валанжину).

Данные по другим группам ископаемой фауны, встречающимся преимущественно в средней и верхней частях свиты, подтверждают отнесение ундурухинской свиты к указанному возрастному интервалу. Так, например, остракоды, встреченные в разрезе свиты к северо-западу от горы Ундур-Уха, по данным И. Ю. Неуструевой, характерны либо для верхней юры Европы и Монголии (*Cypridea trita* Lüb.), либо для титон-валанжинских отложений цаганцабской свиты Восточной и Южной Гоби (*Cypridea priva* Lüb., *C. remota* Lüb.). Остальные виды остракод, встреченные в верхах свиты данного района, характерны для нижнего мела Монголии и Забайкалья (Галеева, 1955; Любимова, 1956, и др.).

Большая часть филлопод, обнаруженная в средних и верхних горизонтах ундурухинской свиты, по данным И. В. Степанова, также характерна для соответствующих частей цаганцабской свиты Восточной Монголии, а некоторые из них, в частности *Brachygrapta kansuensis* (Chi), *Bairdestheria halobiformis* Kob. et Kus., одновременно характерны и для низов нижнего мела Китая (формация любаньшань). Вид *Pseudestheria dahuricus* Kras., кроме того, характерен для неокома Забайкалья, а такие виды, как *Pseudograptia asanoi* (Kob. et Kus.) и *Brachygrapta nengkiangensis* (Chi), широко распространены в валанжинских отложениях Китая (район Тунхэ), в аргунской и устькарской свитах Забайкалья.

Учитывая данные по всем группам ископаемой фауны, возраст ундурухинской свиты принимается нами как титон-валанжинский.

Андахудукская свита (K₁h—b)

Более высокое стратиграфическое положение по сравнению с эффузивно-осадочными образованиями ундурухинской свиты занимает весьма своеобразная толща, сложенная главным образом темноцветными песчано-глинисто-сланцевыми породами.

Впервые рассматриваемые отложения были установлены на юге Хангая у колодца Анда-Худук американскими геологами Ч. Берки и В. Гренджером (Berkey, Granger, 1923) и описаны как «формация» Ондай-Саир нижнемелового возраста. В более поздних трудах геологов американской Центрально-Азиатской экспедиции эта «формация» отнесена условно к вельду (Berkey, Morris, 1927; Morris, 1936).

В дальнейшем формация Ондай-Саир, а также близкие к ней по составу отложения, описанные Ф. К. Шипулиным у сомона Шанха, были отнесены Н. А. Мариновым (1957), В. Г. Васильевым и др. (1959) к нижней подсвите дзунбаинской свиты (по аналогии с Восточной Гоби), которую они датировали верхами готерив-баррема.

В Гобийском Алтае аналогичные отложения были обнаружены Н. А. Логачевым, С. Д. Хилько и другими исследователями в районе горы Цэцэн-Ула и описаны в составе средней пачки нижнемеловой свиты Холботу (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). В юго-восточной части Монгольского Алтая подобные образования были выделены в самостоятельную толщу готерив-барремского возраста (Шувалов, 1968).

Учитывая несомненное сходство этих отложений во всех известных в пределах рассматриваемой территории районах, идентичную позицию,

занимаемую ими в мезозойских разрезах, и, как показали наши исследования, их разновозрастность, мы считаем целесообразным отнести эти, весьма характерные, образования к единой региональной свите. Поскольку впервые она описана в районе колодца Анда-Худук (название Ондай-Саир исходит также от этого же колодца и является неправильным переводом монгольского названия), мы назвали ее андахудукской свитой. В настоящее время эта свита установлена во всех частях исследованной территории.

В Хангае породы андахудукской свиты слагают значительные пространства в окрестностях колодца Анда-Худук, в низовьях р. Буридуин-Гол и в урочищах Тэпшийн-Гоби и Эргэнэгыйн-Гоби. Небольшие по площади выходы свиты закартированы у Шанха-сомона, близ оз. Улан-Нур (юго-восточнее Санту-сомона), на южном склоне хр. Джаргаланту-Нуру и в некоторых других местах.

В Гобийском районе отложения андахудукской свиты широко развиты к востоку и северо-востоку от хр. Оши-Нуру и восточнее Сайрин-Ус-Худука. Небольшие их выходы наблюдались также к северо-востоку от оз. Улан-Нур (в низовьях р. Онгыйн-Гол), в хр. Хул-Хайрхан и к северу от старого Холод-сомона. Кроме того, они вскрыты скважинами под покровом верхнемеловых отложений южнее Холод-сомона.

В Монгольском Алтае андахудукская свита широко распространена совместно с описанными выше кимеридж-титонскими и титон-валанжинскими образованиями в полосе субширотного простираения, протягивающейся от горы Эрдэни-Ула до хр. Хара-Аргалинту-Нуру, а также к югу от оз. Бон-Цаган-Нур.

В Гобийском Алтае основным районом распространения описываемых отложений является бассейн верхнего течения р. Холботу-Гол. Небольшую площадь выходы отложений андахудукской свиты занимают также к северу от горы Цэцэн-Ула, близ родника Хурилту-Улан-Булак.

В Монгольском и Гобийском Алтае и в Северной Гоби рассматриваемые отложения, как правило, встречаются совместно с подстилающими и перекрывающими их мезозойскими образованиями в зонах современных поднятий, изредка в депрессионных зонах. В Хангае, напротив, приуроченность андахудукской свиты к современным депрессиям является правилом; реже выходы свиты наблюдаются в зонах поднятий (район Анда-Худук и др.).

В местах совместного распространения с ундурухинской свитой, в Гобийском и Монгольском Алтае и в Северной Гоби, андахудукская свита залегает на ней либо согласно, либо с небольшим размывом, подчеркивающимся наличием в основании разреза описываемой свиты в ряде мест (западный склон горы Цэцэн-Ула, левобережье р. Холботу-Гол, восточный склон горы Эрдэни-Ула) маломощного горизонта конгломератов, и стратиграфическим несогласием, на которое указывают фаунистические остатки, найденные в низах свиты. На всех более древних мезозойских и палеозойских образованиях андахудукская свита залегает несогласно.

Обладая специфическим литологическим составом, андахудукская свита легко выделяется среди других свит рассматриваемого комплекса и вообще среди мезозойских образований региона. Основу большинства ее разрезов составляют характерные тонколистоватые битуминозные глинистые сланцы или так называемые бумажные сланцы темно-серого, черного и буровато-, реже зеленовато-серого цвета, а также темноцветные глины, алевролиты и аргиллиты, среди которых в виде подчиненных прослоев присутствуют тонкозернистые и мелкозернистые песчаники, реже известняки и мергели также преимущественно темно- и зеленовато-серого цвета. Нередко наблюдается ритмичное переслаивание песчаников, аргиллитов, глин и бумажных сланцев при преобладании последних в разрезе. Наиболее



Рис. 15. Выходы ритмично переслаивающихся песчаников, аргиллитов и «бумажных» сланцев андахудукской свиты на правобережье р. Холботу-Гол (Гобийский Алтай).

четко эта ритмичность выражена в районе р. Холботу-Гол, в Гобийском Алтае (рис. 15). Каждый ритм обычно начинается слоем песчаника мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м, реже до 4—5 м, который сменяется вышележащим слоем алевролита или аргиллита мощностью около 2 м, а затем глинистого или «бумажного» сланца мощностью 10—15 м. Иногда между аргиллитами и сланцами присутствуют маломощные прослои пелитоморфных известняков или мергелей. Ритмичность в строении свиты мы наблюдали между горой Эрдэни-Ула и Ундур-Уха в Монгольском Алтае, в районе колодца Анда-Худук и близ горы Эрдэни-Ула в Северной Гоби, однако строение ритмов и их мощность не везде аналогичны описанным.

Характерной особенностью свиты в Монгольском Алтае является ее угленосность. Пласты бурого угля обычно ассоциируют с темно-серыми и черными загипсованными глинами и бумажными сланцами. Небольшие по мощности угольные пласты наблюдаются также в некоторых разрезах свиты на юго-востоке Хангая.

Грубообломочные породы для свиты не характерны. В виде единичных линзовидных прослоев они присутствуют лишь в районе горы Цэцэн-Ула, к востоку от горы Эрдэни-Ула (в Монгольском Алтае) и у колодца Анда-Худук. Столь же нетипичным является и иной, кроме указанного, цвет пород. Так, например, в низах свиты у колодца Анда-Худук единичные прослои песчаников и глин имеют лиловато-бурую и красновато-зеленоватую окраску, хотя общий цвет толщи и здесь остается темно-серым.

Мощности отложений андахудукской свиты обычно варьируют в пределах 150—400 м, и лишь в Гобийском Алтае к западу от горы Цэцэн-Ула мощность свиты достигает 600—700 м.

О характере переслаивания и особенностях состава пород, составляющих свиту, можно судить по некоторым ее разрезам, описанным нами в различных частях рассматриваемой территории. В Хангайском районе наиболее полный разрез свиты наблюдался у колодца Анда-Худук. Андахудукская свита здесь чаще всего имеет тектонический контакт с палеозойскими образованиями; лишь к юго-западу от указанного колодца породы описываемой свиты резко несогласно залегают на палеозое. В основании свиты здесь присутствует пачка разнотернистых известковистых песчаников серого и зеленовато-серого цвета с тонкими (0.1—0.2 м) прослоями лиловато- и коричневатобурых песчаников мощностью около 40 м. Выше (снизу вверх) залегают следующие породы:

1. Глина лиловато-бурая 1.5 м
2. Песчаник мелкозернистый, слюдястый, лиловато-бурого цвета 1 м

3. Глина песчанистая, зеленовато-серая	1.5 м
4. Песчаники среднезернистые, зеленовато-серые	5.5 м
5. Глинисто-карбонатные листоватые сланцы зеленовато-серого цвета с тонкими (0.1—0.2 м) прослоями тонкозернистых песчаников буровато-зеленого цвета	9 м
6. Песчаники разноезернистые с тонкими линзовидными прослоями лиловато-бурых песчанистых глин	11 м
7. Глинистые листоватые сланцы зеленовато-серого цвета с остатками филопод, рыб и насекомых	3 м
8. Песчаники разноезернистые, желтовато-зеленого цвета	3 м
9. Глинистые сланцы тонколистоватые, зеленовато-серого цвета	3.5 м
10. Песчаники разноезернистые с тонкими (0.1—0.3 м) прослоями песчанистых глин	20 м
11. Гравелит охристо-желтого цвета, переходящий по простираанию в мелкогалечный конгломерат	0.5 м
12. «Бумажные» сланцы тонколистоватые, темно-серого (до черного) цвета	1.2 м
13. Песчаники желтовато-серые и серые с прослоями лиловато-бурых песчаников. На поверхности слоев отчетливо видны характерные знаки ряби	4.5 м
14. Глина зеленовато-серая, сланцеватая	1.3 м
15. «Бумажные» сланцы темно-серого и коричневатого-бурого цвета	1 м
16. Песчаники среднезернистые, зеленовато-серые	0.5 м
17. «Бумажные» сланцы черного и коричневатого-бурого цвета с остатками филопод и рыб	0.9 м
18. Песчаники разноезернистые, зеленовато-серые с прослоями мощностью 0.05—0.1 м лиловато-бурых песчаников	10 м
19. Глинистые сланцы лиловато-бурые	0.3 м
20. «Бумажные» сланцы темно-серого цвета	1.3 м
21. Глинистые сланцы зеленовато-серые	1.8 м
22. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые	5 м
23. Глинистые сланцы листоватые, зеленовато- и лиловато-серые	0.5 м
24. Песчаники среднезернистые, серые	0.4 м
25. Глинистые сланцы лиловато-бурые	0.2 м
26. Песчаники разноезернистые, зеленовато-серые	10 м
27. Мергель зеленовато-серого цвета	0.8 м
28. Глинистые сланцы зеленовато- и темно-серого цвета, листоватые с остатками филопод, рыб и насекомых	1 м
29. Мергель серого и зеленовато-серого цвета	1 м
30. Глинистые сланцы зеленовато-серого цвета	1.2 м
31. Песчаники мелкозернистые охристо-желтого цвета	0.4 м
32. Глинистые сланцы серого цвета	0.2 м
33. Песчаники среднезернистые, желтовато-серые с тонкими прослоями зеленовато-серого глинистого сланца и дискообразными конкрециями, сложенными плотными крупнозернистыми известковистыми песчаниками	9 м
34. «Бумажные» сланцы темно-серого, черного и коричневатого-бурого цвета	3.5 м
35. Песчаники, аналогичные слою 33	3 м
36. «Бумажные» сланцы коричневатого-бурые	2 м
37. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые	5 м
38. «Бумажные» сланцы темно-серого цвета с прослоями серого арагонита мощностью до 4 см	12 м
39. Песчаники разноезернистые, зеленовато-серые и охристо-желтые с прослоями «бумажных» сланцев мощностью около 0.3 м	20 м
40. Глинистые сланцы зеленовато-серые с остатками филопод	1.5 м
41. Песчаники разноезернистые, зеленовато-желтые	7 м
42. Глина слоистая, зеленовато-серая	1.5 м
43. Песчаник мелкозернистый, серый	0.2 м
44. «Бумажные» сланцы буровато-коричневого и темно-серого цвета с остатками филопод	1.5 м
45. Мергель серого цвета	0.2 м
46. Песчаники разноезернистые, серого цвета с прослоями «бумажных» сланцев мощностью до 0.2 м	8 м
47. Глинистые сланцы зеленовато-серого цвета	0.6 м
48. «Бумажные» сланцы черного и буровато-коричневого цвета	2 м
49. Глинистые сланцы лиловато-бурые и зеленовато-серые	1 м
50. Песчаники разноезернистые, слабосцементированные, косослоистые, зеленовато- и желтовато-серого цвета с прослоями зеленовато-серых глинистых и темно-серых листоватых «бумажных» сланцев мощностью до 1.2 м	65 м
51. Переслаивание зеленовато-серых глинистых сланцев, темно-серых «бумажных» сланцев, серых карбонатных сланцев и разноезернистых песчаников серого и буровато-желтого цвета. Мощность прослоев от 0.1 до 0.8 м.	
Среди указанных пород присутствуют тонкие (около 0.05 м) прослои арагонита, гипса и окремненного аргиллита	70 м

52. Песчаники разнозернистые, желтовато- и зеленовато-серого цвета с прослоями зеленовато-серых глинистых и темно-серых «бумажных» сланцев мощностью 0.05—0.5 м 8 м
53. «Бумажные» сланцы тонколистовые, темно-серого цвета 3 м
54. Песчаники рыхлые, серые с прослоями гравелита и глинистых сланцев темно- и зеленовато-серого цвета мощностью 0.6—1.0 м 20 м
55. «Бумажные» сланцы черного и темно-серого цвета с тонким (1—2 см) прослоем серого мергеля 4.5 м
56. Песчаники различной плотности, серого, зеленовато-серого и охристо-желтого цвета с прослоями глинистых сланцев 20 м

Выше залегают апт-альбские и олигоценые образования. Мощность свиты в районе колодца Анда-Худук составляет около 400 м.

Близкие по характеру переслаивания разрезы свиты наблюдались у Шанха-сомона и у оз. Улан-Нур. В урочищах Эргэнзгыйн-Гоби и Тэпшийн-Гоби видимые части разреза андахудукской свиты представлены глинистыми и «бумажными» сланцами с прослоями песчаников.

Несколько отличен разрез свиты, вскрытый скважинами в урочище Шара-Нюдунгий-Холой, к западу от р. Буридуин-Гол. Здесь преобладающими породами являются темно-серые песчанистые и сланцеватые глины и аргиллиты, переслаивающиеся с листоватыми глинистыми сланцами и песчаниками; «бумажные» сланцы встречаются лишь в виде единичных маломощных прослоев в средней части разреза свиты. Мощность свиты около 280 м.

В Монгольском Алтае характерные разрезы свиты наблюдались нами вблизи гор Эрдэни-Ула и Ундур-Уха, по сайру Джиргалантуин-Гол и южнее оз. Бон-Цаган-Нур.

Восточнее и южнее горы Эрдэни-Ула отложения андахудукской свиты различными своими горизонтами несогласно ложатся на палеозойские, кимеридж-титонские и титон-валанжинские образования. Наиболее полный разрез свиты этого района прослежен нами на юго-восточном склоне горы Эрдэни-Ула. Снизу вверх на палеозойских метаморфизованных образованиях здесь залегают следующие породы:

1. Конгломерат мелкогалечный с прослоями различных по плотности песчаников и глин 16 м
2. Переслаивание глины с аргиллитами и «бумажными» сланцами 20.4 м
3. «Бумажные» сланцы с тонкими прослоями темно-серых и черных глин и бурого угля 6.8 м
4. Переслаивание глин, аргиллитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов 23.5 м
5. Гравелит буровато-желтого цвета 1.8 м
6. Ритмичное переслаивание глин, аргиллитов и песчаников 11.4 м
7. Переслаивание «бумажных» сланцев темно-серого и черного цвета, глинисто-углистых черных сланцев, желтовато-бурых и темно-серых аргиллитов и серых песчаников. В различных частях пачки встречаются линзовидные прослои угля мощностью от 0.1 до 0.5 м 200 м

Мощность свиты в районе горы Эрдэни-Ула колеблется от 200 до 330 м.

По сайру Джиргалантуин-Гол и южнее оз. Бон-Цаган-Нур в разрезах описываемой свиты наблюдаются преимущественно темно-серые, черные и серые «бумажные» сланцы, переслаивающиеся с желтовато- и зеленовато-серыми песчаниками и аргиллитами; реже отмечаются единичные маломощные прослои глин и известняков. Мощность свиты в этих местах составляет 170—250 м.

В Гобийском Алтае андахудукская свита, как мы уже отмечали, известна лишь к западу и северу от горы Цэцэн-Ула. К западу от нее на правом берегу р. Холботу-Гол в основании свиты здесь местами присутствует маломощный (до 12 м) горизонт мелкогалечных базальных конгломератов, как правило, не выдержанный по простираанию и замещающийся обычно гравелитами либо разнозернистыми песчаниками. Выше, по нашим данным, на них залегают (снизу вверх) следующие породы:

1. Пачка ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов (аргиллитов) и глинистых сланцев желтовато- и темно-серого цвета. Мощность слоев от 0.7 до 3.0 м 56 м
2. «Бумажные» сланцы темно-серого и черного цвета, переслаивающиеся с аналогичными по цвету глинистыми сланцами и алевролитами 17 м
3. Пачка ритмично переслаивающихся мелкогалечных конгломератов, песчаников, аргиллитов и глинистых сланцев. Мощность конгломератовых прослоев не превышает 1 м 40 м
4. «Бумажные» сланцы коричневатого-бурого и черного цвета 20 м
5. Ритмичное переслаивание песчаников, аргиллитов и сланцев. Мощность ритмов не более 0.6 м 14 м
6. Переслаивание зеленовато-серых алевролитов, глинистых сланцев и черных «бумажных» сланцев 8 м
7. Тонкоритмичное переслаивание песчаников, аргиллитов и глинистых сланцев 7 м
8. «Бумажные» сланцы с маломощными прослоями алевролитов и глинистых сланцев 10 м
9. Толща ритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников желтовато- и темно-серого цвета, темно-серых и черных алевролитов, аргиллитов, глинистых и «бумажных» сланцев. Преобладают в разрезе глинистые и «бумажные» сланцы. Встречаются единичные прослои мергелей мощностью до 0.8 м 520 м

Выше залегают апт-альбские отложения. Мощность приведенного разреза около 700 м.

К северу от горы Цэцэн-Ула у родника Хурилту-Улан-Булак, по данным Н. А. Логачева и др. (Булмасов и др., 1963), в разрезе свиты видимой мощностью около 50 м присутствуют переслаивающиеся между собой «бумажные» сланцы, алевролиты, песчаники, реже мергели и известняки.

В Северной Гоби типичный разрез свиты описан нами у восточного подножия горы Эрдэни-Ула, северо-восточнее хр. Оши-Нуру. Андахудукская свита здесь согласно залегает на отложениях ундурухинской свиты и также без видимого несогласия перекрывается апт-альбскими образованиями. Снизу вверх в разрезе рассматриваемой свиты здесь прослежены следующие породы:

1. Карбонатные сланцы листоватые, темно-серого и серого цвета с прослоями черных битуминозных «бумажных» сланцев, содержащих многочисленные остатки остракод, а также обломки окремненных древесных стволов 50 м
2. «Бумажные» сланцы черного цвета с прослоями черных и темно-серых глин, содержащих многочисленные включения обугленных растительных остатков, фауну моллюсков и остракод 80 м
3. Переслаивание «бумажных» сланцев, тонколистоватых глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников черного и буровато-серого цвета с остатками остракод. Мощность прослоев от 0.2 до 3.0, реже 5—6 м 30 м

Мощность свиты в районе горы Эрдэни-Ула колеблется от 150 до 200 м.

Сходный с описанным выше состав свита имеет восточнее Сайрин-Ус-Худука, на северном склоне хр. Хул-Хайрхан и в других местах гобийского района.

Как видно из приведенных выше данных, эффузивные образования в составе описываемой свиты нигде не установлены. Их отсутствие наряду с указанными ранее особенностями литологического состава может, очевидно, рассматриваться в качестве одного из ее отличительных признаков.

Микроскопическое изучение осадочных пород, слагающих свиту, показало, что песчаники характеризуются полимиктовым составом и главным образом карбонатным (кальцитовым), реже железисто-, кремнисто- или глинисто-карбонатным базальным цементом. Местами цемент песчаников — типа соприкосновения либо пойкилитовый. Окатанность обломочных зерен, как правило, хорошая и средняя, сортировка обломков различная с преобладанием хорошей.

Глинисто-сланцевые породы характеризуются алевро-пелитовой, реже пелитовой структурой и сланцеватой, нередко совершенной, текстурой. Пелитовый материал пород часто содержит значительную примесь обуг-

ленного растительного детрита. В «бумажных» сланцах, обладающих наиболее совершенной тонколистовой слоистой структурой, содержатся в виде постоянных включений характерного коричневатого-желтого и коричневатого цвета битумы. Высокое содержание битумов и обугленной растительной органики в этих сланцах давно привлекало к ним внимание как к энергетическому сырью. В некоторых районах территории, в частности в урочище Тэпшийн-Гоби (к западу от аймачного центра Мандал-Гоби), они были детально изучены Д. Д. Теннером в 1931 г., который разведывал их запасы в данном месте и дал им весьма высокую оценку, указав, в частности, на возможность получения из этих сланцев нефтепродуктов.

Присутствующие в составе свиты известняки сложены микрокристаллическим кальцитом, иногда доломитом; реже встречаются крупнокристаллические разновидности. Наблюдаются известняки с характерной текстурой «конус в конус», сложенные крупными кристаллами кальцита. В некоторых разностях присутствует примесь алевроитовых и псаммитовых зерен, а также значительная примесь глинистого материала. В последнем случае их можно с одинаковым правом отнести к мергелям.

Возрастное положение свиты устанавливается обнаруженными в ней органическими ископаемыми остатками: моллюсками, остракодами, филлоподами и др.

В Хангае наиболее показательный комплекс ископаемых моллюсков собран М. С. Аргуновым в песчаниках и глинах нижней части свиты, западнее р. Буридуин-Гол. В составе его Г. Г. Мартинсон установил: *Limnocyrena altiformis* (Grab.), *L. cf. pusilla* (Reis), *L. cf. shantungensis* (Grab.), *Valvata subpiscinalis* Martins., *Hydrobia* sp., *Gyraulus* sp., *Galba* sp. Первые четыре вида, по мнению Г. Г. Мартинсона, характерны для готерива Монголии, Забайкалья и Китая.

Из нижних и средних горизонтов свиты в районе колодца Анда-Худук Ч. Берки и Ф. Моррис (Berkey, Morris, 1927) собрали филлоподы: *Esotheria* (*Bairdestheria*) *middendorffii* Jones, рыбы: *Lycoptera middendorffii* Müller, насекомые: *Idnasia reisi* Cockerell, *Ephemeropsis trisetalis* Eich. и др. Из дополнительных сборов В. Ф. Шувалова в 1968 г. в средней и нижней частях свиты И. В. Степанов установил филлоподы: *Bairdestheria sinensis* (Chi), *B. mattoxi* Kras., *Pseudograptia asanoi* (Kob. et Kus.), характерные для нижнего мела Китая и Забайкалья и встречающиеся в нижней подсвите дзунбаинской свиты Восточной Гоби, которая датируется готерив-барремом (Васильев и др., 1959).

В Монгольском Алтае наиболее представительные комплексы ископаемой фауны обнаружены нами в районах горы Эрдэни-Ула, сайра Джир-галантуин-Гол и южнее оз. Бон-Цаган-Нур.

Из сборов В. Ф. Шувалова восточнее горы Эрдэни-Ула Г. Г. Мартинсон установил следующий комплекс пресноводных пелеципод и гастропод: *Limnocyrena submarginata* Martins., *L. hongorica* Martins., *L. anderssoni* (Grab.), *Nakamuranaia sibirica* (Ramm.), *Valvata* (*Tropidina*) *orbiculata* Ch. Kol., *Valvata* sp., *Physa erdenica* Martins., *Physa* sp., *Zapytchius lacustris* Martins., *Zapytchius* sp., *Gyraulus* sp. Данный комплекс характерен для верхов готерив-баррема Монголии и других районов Азии (Шувалов, 1968, 1970а). Совместно с моллюсками здесь мы собрали остракоды: *Cypridea* aff. *koskulensis* Mand., *Limnocypridea* aff. *dilinensis* Liu, *Limnocypridea* sp., *Darwinula contracta* Mand., *D. cf. barabinskiensis* Mand. (определение И. Ю. Неуструевой). Первый и последний виды являются типичными для готерив-баррема Западной Сибири и Прикаспия. Вид *Limnocypridea dilinensis* характерен для нижнего мела Китая (район Сунляо), а *Darwinula contracta* — для нижней подсвиты дзунбаинской свиты готерив-барремского возраста.

Из собранных нами здесь же филопод и листовой флоры соответственно определены (И. В. Степановым) *Bairdestheria* sp. и *Taeniopteris* sp. cf. *Nilssoniopteris ovalis* Sam. (Е. М. Маркович). Вид *Nilssoniopteris ovalis* характерен для нижнего мела Бурейнского и Ленского бассейнов и бассейна р. Алдан.

Из сборов по сайру Джиргалантуин-Гол Г. Г. Мартинсон определил моллюски: *Limnocyrena atiformis* (Grab.), *L. rectoides* Martins., *L. wangshihensis* (Grab.), *Probaicalia vitimensis* Martins., *P. gerassimovi* (Reis), *Galba pervioides* Martins., *Limnocyrena robusta* Martins. Большая часть пелеципод и гастропод типична для готерив-баррема Монголии, Забайкалья и Китая, лишь *Limnocyrena wangshihensis* одинаково часто встречается в валанжинских и готерив-барремских отложениях. Совместно с моллюсками в верхах свиты здесь содержится следующий комплекс остракод (определение И. Ю. Неуструевой): *Lycocypris ingloria* Lüh., *L. infantilis* Lüh., *Limnocypridea grammi* Lüh., *L. aff. sunliaonensis* Hou, *Cypridea spinigera* Lüh., *C. aff. prinadai* Mand., *C. ex. gr. acutituberculata* Gal., *C. aff. vitimensis* Mand., *Timiriasevia concinna* Mand., *T. polymorpha* Mand. Почти все перечисленные виды характерны для низов дзунбаинской свиты Восточной Гоби, а также для нижнего мела Северного Китая, Забайкалья и Северо-Востока МНР. *Timiriasevia polymorpha* и *Cypridea vitimensis* одинаково широко распространены в нижней части дзунбаинской и верхах цаганцабской свит Юго-Восточной Монголии (Васильев и др., 1959).

Характерные комплексы моллюсков и остракод собраны нами в низах и средней части андахудукской свиты южнее оз. Бон-Цаган-Нур. В составе первых Г. Г. Мартинсон определил *Limnocyrena subplana* (Reis), *L. pusilla* (Reis), *L. submarginata* Martins., *L. kweichowensis* (Grab.), *L. wangshihensis* (Grab.), *Bellamyia mongolica* sp. nov., *Sinotaia lacustris* Martins., *Baicalia* sp., *Probaicalia gerassimovi* (Reis), *P. vitimensis* Martins., *Viviparus* sp., в целом типичные для нижней подсвиты дзунбаинской свиты, т. е. готерив-баррема. Обнаруженные совместно с моллюсками остракоды в большинстве своем представлены теми же видами, что и по Джиргалантуин-Голу. Кроме того, И. Ю. Неуструева установила *Mongolianella* aff. *ordinata* Lüh., *M. palmosa* Mand., *Cypridea prognata* Lüh., *C. oriformis* Hou, *Mongolianella khamariniensis* Lüh. Все виды *Mongolianella*, за исключением *M. ordinata*, характерны для дзунбаинской свиты. *Cypridea oriformis* известна из нижнего мела Китая, а *C. prognata* — из низов дзунбаинской свиты Восточной Гоби.

В Гобийском Алтае в разрезе свиты по правому берегу р. Холботу-Гол фаунистические остатки редки. Из собранных нами моллюсков Г. Г. Мартинсон установил лишь один вид *Limnocyrena kweichowensis* (Grab.). Многочисленные отпечатки рыб, встречающиеся здесь, представлены, по определению Д. В. Обручева, единственной формой *Lycoptera fragilis* Hussakof, которая широко распространена в «нижнемеловых отложениях других регионов МНР» (Булмасов и др., 1963, стр. 107).

Весьма представительные комплексы моллюсков и остракод обнаружены нами в отложениях различных частей свиты у подножия горы Эрдэни-Ула в Северной Гоби. Моллюски, собранные в верхах и средней части свиты, представлены, по определению Г. Г. Мартинсона, *Limnocyrena* cf. *altiformis* (Grab.), *L. robusta* Martins., *Galba* sp. Первые две формы, как указывалось выше, характерны для готерив-баррема Монголии и Забайкалья.

Среди остракод, собранных в низах свиты, И. Ю. Неуструева определила *Cypridea* aff. *kansuensis* Hou, *C. aragengensis* Scoblo, характерные для готерив-баррема Восточной Монголии, Китая и Забайкалья, а также новый вид *Cypridea* sp. nov. (C). Обнаруженные нами в верхах свиты остракоды представлены *Limnocypridea* aff. *grammi* Lüh., *Rhinocypris tugurigenis* Lüh., *Cypridea* sp. nov. (C), *C. aff. valdensis* (Fitton.), также в большинстве

своим характерными для готерив-барремских отложений нижней подсвиты дзунбаинской свиты Восточной Гоби.

Как видно из вышеприведенного палеонтологического материала, возраст описанных отложений андахудукской свиты достаточно четко укладывается в рамки готерив-баррема.

Хулсынгольская свита (K_{1ar-al})

Наиболее молодыми образованиями, входящими в состав верхнеюрско-нижнемелового комплекса Центральной Монголии, являются апт-альбские, относимые нами к хулсынгольской свите.

Впервые палеонтологически охарактеризованные отложения данного возраста были установлены автором к юго-востоку от Цогт-Обо-сомона в Северной Гоби и на юго-востоке Монгольского Алтая, где по литологическим признакам и содержащимся в них комплексам ископаемой фауны апт-альбские образования были расчленены на две самостоятельные толщи — нижнюю, сланцево-песчаниковую, и верхнюю, песчано-гравелито-конгломератовую, датируемые соответственно аптом и альбом (Шувалов, 1968).

Сходные отложения несколько ранее были описаны Н. А. Логачевым в Гобийском Алтае в составе верхней пачки свиты Холботу, параллелизуемой с верхней подсвитой дзунбаинской свиты Восточной Гоби (Булмасов и др., 1963).

В последние годы ряд новых районов развития апт-альбских отложений был установлен нами и другими исследователями в Хангае, а также на юге, западе и севере гобийского района Центральной Монголии. Одновременно было выяснено, что во всех известных районах развития апт-альбских отложений они обладают целым рядом общих черт и содержат в себе либо идентичные, либо близкие по составу комплексы ископаемой фауны. Это дает возможность рассматривать их в качестве единой региональной свиты. Название свите дается по р. Хулсын-Гол в Монгольском Алтае, где рассматриваемые отложения описаны нами впервые, имеют наиболее значительную мощность и хорошо охарактеризованы палеонтологически (Шувалов, 1968, 1970б; Мартинсон, 1971).

Наиболее значительным площадным развитием хулсынгольская свита пользуется в Монгольском Алтае. Совместно с ранее описанными свитами она присутствует в пределах протяженной субширотной полосы, протягивающейся от горы Эрдэни-Ула (на западе) до хр. Хара-Аргалинту-Нуру (на востоке). Значительные выходы апт-альбских отложений имеют место на правом берегу р. Хулсын-Гол и южнее хр. Хара-Аргалинту-Нуру, небольшим распространением свита пользуется к югу от оз. Бон-Цаган-Нур.

В Северной Гоби наиболее крупные поля развития свиты сосредоточены в районах хр. Оши-Нуру, горы Сахалак-Ула, восточнее горы Эрдэни-Ула, юго-восточнее Цогт-Обо-сомона, к западу от урочища Барун-Баян, юго-восточнее Гучин-Ус-сомона, севернее хр. Ихэ-Аргалинту-Нуру.

В Хангае хулсынгольская свита прослежена нами у колодца Андахудук, севернее Сайхан-Обо-сомона (близ оз. Улан-Нур), в северной части долинообразной впадины Тэпшийн-Гоби и у Гучин-Ус-сомона.

В большинстве из указанных мест хулсынгольская свита встречается совместно с подстилающей ее андахудукской свитой, на которой она залегает обычно без видимого углового несогласия, но нередко с разрывом и стратиграфическим несогласием. В ряде мест (урочище Барун-Баян, район Цогт-Обо, севернее горы Ундур-Уха и др.) хулсынгольская свита резко несогласно перекрывает палеозойские либо верхнеюрские красные образования.



Рис. 16. Окремненные древесные стволы из низов хулсынгольской свиты района горы Эрдэни-Ула (Северная Гоби).

В отличие от андахудукской свиты, в составе которой преобладают темноцветные тонкозернистые отложения, хулсынгольская свита сложена главным образом более светлыми, серыми, зеленовато-серыми, преимущественно грубообломочными образованиями, среди которых преобладают конгломераты и разномзернистые песчаники. В ряде мест Монгольского Алтая, у горы Цэцэн-Ула (Гобийский Алтай), близ горы Эрдэни-Ула и южнее Мандал-Обо-сомона (Северная Гоби), в составе свиты значительная роль принадлежит глинисто-углистым и глинистым породам, встречающимся, как правило, в низах разреза. К северу от горы Ундур-Уха, по Джиргалантуин-Голу и восточнее горы Эрдэни-Ула (Северная Гоби) в низах свиты наблюдались тонкие прослои тонколистоватых глинистых сланцев. Помимо указанных пород, в разрезах свиты почти всюду можно наблюдать отдельные горизонты гравелитов (их особенно много в разрезе свиты по правому берегу р. Хулсын-Гол), известняков (главным образом ракушняковых), алевролитов. В некоторых разрезах (к югу и юго-востоку от Гучин-Ус-сомона, у горы Сахалак-Ула и в урочище Барун-Баян) отдельные горизонты песчаников и глин в верхах, реже в низах свиты имеют коричневатую-бурую и красновато-коричневую окраску. Для свиты очень типичны горизонты песчаников, обладающих характерной шаровидной отдельностью (типа пушечных ядер), встречающиеся обычно в верхах ее разреза. Такие ядровидные песчаники наблюдались у горы Сахалак-Ула, севернее хр. Опи-Нуру, до Джиргалантуин-Голу и в других местах. В ряде районов отложения свиты включают в себя небольшие по мощности (до 1.5—2.0 м) горизонты, сложенные почти целиком окремненными древесными стволами. Один из таких горизонтов, показанный на фотографии (рис. 16), наблюдался нами в низах свиты у горы Эрдэни-Ула в Северной Гоби. Толщина стволов деревьев достигает здесь 0.5—0.7 м, а видимая длина — более 10 м.

В Монгольском Алтае, в частности на правом берегу р. Хулсын-Гол и в саире Джиргалантуин-Гол, в разрезах свиты наблюдались отдельные горизонты основных эффузивов (базальтов) мощностью до 30 м.

О полной мощности описываемых образований судить очень трудно, поскольку в большинстве районов верхи свиты размыты и несогласно перекрыты горизонтально лежащими кайнозойскими отложениями. В гобийском районе, где хулсынгольская свита обычно перекрывается верхнемеловыми красноцветными отложениями, истинную ее мощность проследить также не всегда удается, ибо верхний мел, подобно кайнозойским образованиям, ложится на нее со значительным размывом и угловым несогласием. Видимые мощности свиты колеблются в пределах 100—700 м, достигая максимальных величин в Монгольском и Гобийском Алтае.

Для более детальной характеристики свиты и особенностей ее внутреннего строения приведем несколько частных ее разрезов, описанных нами в различных районах территории.

В Монгольском Алтае наиболее типичные разрезы свиты наблюдались по сайру Джиргалантуин-Гол и по р. Хулсын-Гол. По сайру Джиргалантуин-Гол разрез свиты представлен (снизу вверх) следующими пачками:

1. Базальты зеленовато-серые и черные 20 м
2. Песчаники разномзернистые, серого и желтовато-серого цвета с прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов и глинистых сланцев мощностью до 1 м. В песчаниках хорошо видна косая слоистость речного и дельтового типа, а на поверхности пластов — знаки ряби. Прослои сланцев и конгломератов линзовидные. В песчаниках содержатся округлой формы конкреции, сложенные более плотным и сильноожеженным песчаником 20 м
3. Конгломераты слабосцементированные с прослоями рыхлых песчаников и гравелитов, серого и желтовато-серого цвета. Мощность прослоев 2—3 м 29 м
4. Песчаники разномзернистые (со знаками ряби на поверхности пластов), серого и желтовато-серого цвета с прослоями серых известняков, зеленовато-серых и черных гофрированных тонколистоватых глинистых сланцев мощностью от 0.2 до 1 м. Сланцы загипсованы 33.5 м
5. Конгломераты мелкогалечные, слабосцементированные, желтовато-серого цвета с округлыми мелкими железистыми стяжениями ржаво-бурого цвета 2 м
6. Песчаники грубозернистые, косослоистые, желтовато-серого цвета 5 м
7. Глинистые сланцы тонколистоватые, черного и серого цвета с маломощными (до 0.15 м) линзовидными прослоями аргиллитов 10 м
8. Песчаники разномзернистые, плотные и рыхлые, желтовато-серого цвета с тонким (0.3 м) единичным прослоем зеленовато-серого глинистого сланца 14.2 м
9. Базальты черные, плотные 40 м

Мощность приведенного разреза около 175 м.

Сходные с описанным выше разрезом свиты наблюдались восточнее горы Эрдэни-Ула и к северу от горы Ундур-Ула, однако в отличие от Джиргалантуин-Гола в этих местах в составе хулсынгольской свиты отсутствуют основные эффузивы.

На правобережье р. Хулсын-Гол (снизу вверх) разрез свиты следующий:

1. Конгломерат мелкогалечный, слабосцементированный с тонкими прослоями гравелитов, песчаников и известняков 125.5 м
2. Базальт пористый, зеленовато-бурого цвета 1.5 м
3. Переслаивание конгломератов, гравелитов и песчаников серовато-желтого цвета 65 м
4. Известняк плотный, серовато-желтого цвета 0.4 м
5. Переслаивание конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощность отдельных прослоев колеблется от 0.3—0.5 до 4—5 м 82.5 м
6. Базальт пористый, темно-бурого цвета 1.2 м
7. Переслаивание конгломератов и гравелитов 15 м
8. Песчаник мелкозернистый, известковистый, зеленовато-серого цвета 1 м
9. Переслаивание конгломератов и гравелитов 50 м
10. Песчаник мелкозернистый, известковистый, желтовато-серого цвета 1 м
11. Ритмичное переслаивание конгломератов, гравелитов и рыхлого песка буровато-желтого цвета 119 м
12. Известняк песчанистый, плотный 0.6 м
13. Конгломерат плотный, мелкогалечный 10 м
14. Песчаник среднезернистый, плотный, зеленовато-серого цвета 0.3 м
15. Переслаивание мелкогалечных конгломератов и гравелитов 50 м

- | | |
|---|-------|
| 16. Известняк плотный, желтовато-серого цвета | 1 м |
| 17. Конгломерат с тонкими прослоями гравелита желтовато-серого цвета | 13 м |
| 18. Переслаивание конгломератов, гравелитов, известняков и песчаников | 121 м |

Мощность приведенного разреза 660 м. Эта же мощность является максимальной для описываемой свиты.

К югу от оз. Бон-Цаган-Нур в разрезе свиты видимой мощностью не более 100 м присутствуют сероцветные конгломераты и грубозернистые песчаники с прослоями известняков и глинисто-углистых сланцев.

В Гобийском Алтае разрез свиты описан нами на западном склоне горы Цэцэн-Ула. На готерив-барремских песчано-сланцевых темноцветных отложениях здесь без видимого несогласия залегают (снизу вверх) следующие породы:

- | | |
|--|-------|
| 1. Конгломераты валунно-галечные зеленовато-серого цвета | 3 м |
| 2. Песчаники разнозернистые с прослоями аргиллитов и глинистых сланцев, желтовато- и темно-серого цвета | 14 м |
| 3. Конгломераты слабосцементированные, желтовато-серого цвета | 4,5 м |
| 4. Песчаники грубозернистые, серые и желтовато-серые с прослоями зеленовато- и темно-серых алевролитов и глинистых сланцев | 27 м |
| 5. Конгломераты желтовато-серые | 1,5 м |
| 6. Песчаники, аналогичные слою 4 | 6,5 м |
| 7. Конгломераты, аналогичные слою 5 | 1 м |
| 8. Песчаники мелкозернистые, плотные, темно-серого и серого цвета с включениями обугленных растительных остатков и обломков раковин пелеципод и остракод | 1,2 м |
| 9. Песчаники разнозернистые, известковистые, желтовато-серые и серые с прослоями зеленовато-серых алевролитов | 58 м |
| 10. Алевролиты зеленовато-серые и буровато-желтые с прослоями светло-серого песчаника мощностью до 0,5 м | 10 м |
| 11. Песчаники известковистые, серого и желтовато-серого цвета с характерными формами ячеистого выветривания на обнаженной поверхности | 13 м |
| 12. Алевролиты с прослоями песчаника | 4 м |
| 13. Песчаники известковистые с плитчатой отдельностью, желтовато-серого цвета с единичными прослоями зеленовато-серых алевролитов мощностью 0,2—0,3 м | 37 м |
| 14. Алевролиты зеленовато-серые с тонкими (0,1—0,2 м) прослоями тонкозернистого коричневатого-бурого песчаника, содержащего остатки фауны моллюсков | 3,5 м |
| 15. Песчаники слабосцементированные, известковистые, светло-серого цвета с плитчатой отдельностью | 21 м |
| 16. Песчаники среднезернистые, желтовато- и розовато-серого цвета с прослоями зеленовато-серых алевролитов, содержащих обугленные растительные остатки | 219 м |
| 17. Конгломераты разногалечные, слабосцементированные, желтовато-бурого цвета | 15 м |

Мощность свиты на западном склоне горы Цэцэн-Ула составляет около 440 м.

В Хангае разрез свиты описан нами к востоку от Анда-Худука. Здесь на песчано-сланцевых темноцветных образованиях андахудукской свиты с размывом залегают (снизу вверх) следующие породы:

- | | |
|---|-------|
| 1. Конгломераты валунно-галечные, желтовато-серого и желтовато-бурого цвета с редкими прослоями и линзами зеленовато- и желтовато-серых песчаников и гравелитов мощностью около 0,8 м | 100 м |
| 2. Глина песчаная, комковатая, черная | 2 м |
| 3. Песчаники разнозернистые, различной плотности, косослоистые, желтовато-серые | 8 м |

Более высокие горизонты свиты, очевидно, срезаны разломом северо-западного простирания, по которому наблюдается ее тектонический контакт с красноцветными олигоценowymi отложениями. Видимая мощность хулсынгольской свиты не превышает здесь 110 м.

В гобийском районе разрезы свиты описаны нами восточнее горы Сахалак-Ула, у северного подножия хр. Оши-Нуру, в урочище Барун-Баян, восточнее горы Эрдэни-Ула, юго-восточнее Цогт-Обо-сомона.



Рис. 17. Ядровидные песчанковые конкреции из верхней части хулсынгольской свиты южнее горы Сахалак-Ула (Северная Гоби).

Наиболее интересный с палеонтологической точки зрения разрез наблюдался у восточного подножия горы Эрдэни-Ула, где отложения андахудукской свиты согласно перекрываются отложениями хулсынгольской свиты, представленной (снизу вверх) следующими пачками:

1. Углисто-глинистые сланцы черного и темно-серого цвета с прослоями ракушняковых известняков, углистых песчаников, кремнистых сланцев и глин темно-серого и коричневатого цвета. Мощность прослоев от 0.4 до 3 м. В верхах пачки наблюдаются многочисленные включения окремненных древесных стволов толщиной до 0.7 м и видимой длиной 10—12 м. Почти во всех слоях содержатся остатки ископаемых моллюсков и остракод; в верхах пачки наряду с ними содержатся остатки филлопод, позвонки рыб, кости и обломки панцирей черепах и обугленные растительные остатки. Сланцы и глины загипсованы 30 м
2. Песчаники разноразмерные, темно-серого, серого, желтовато-серого и коричневатого цвета с прослоями аналогичных по цвету глин, глинистых сланцев и линзами бурых углей мощностью до 0.8 м 20 м
3. Конгломераты валунно-галечные и мелкогалечные, коричневатые-бурые с прослоями песчаников и единичными линзовидными горизонтами желтовато-серых и черных углисто-глинистых сланцев мощностью около 1.5 м. В песчаниках и сланцах — многочисленные остатки моллюсков, филлопод и остракод. Отдельные горизонты песчаников содержат множество округлой формы конкреций, сложенных крепким ожелезненным известковистым песчаником 45 м

Выше с угловым несогласием залегают красноцветные верхнемеловые образования сайншандинской свиты. Видимая мощность хулсынгольской свиты составляет здесь около 100 м.

Описанный разрез характеризует, вероятно, нижнюю часть хулсынгольской свиты данного района. Верхняя же ее часть обнажается западнее, у горы Сахалак-Ула и северного подножия хр. Оши-Нуру. Здесь под красноцветами сайншандинской свиты верхнего мела в разрезе хулсынгольской свиты наблюдаются разноразмерные пестроцветные и зеленоватые-серые песчаники с характерными «ядровидными» конкрециями (рис. 17), переслаивающиеся с аргиллитами и глинами общей мощностью до 80 м.

Юго-восточнее Цогт-Обо-сомона (к югу от урочища Догшихуин-Шуду) разрез свиты представлен переслаивающимися между собой конгломератами, гравелитами, глинами, известняками и песчаниками зеленовато-желтовато- и темно-серого цвета суммарной мощностью 300—350 м.

В западной части урочища Барун-Баян хулсынгольская свита имеет значительно меньшую мощность (до 170—200 м) и состоит главным образом из переслаивающихся песчаников, гравелитов и глин зеленовато-серого и буровато-желтого цвета с подчиненными прослоями конгломератов и маломощными линзами известняка. Близкий по характеру переслаивания и мощности разрез свиты мы наблюдали южнее и юго-восточнее Гучин-Ус-сомона, к югу от оз. Улан-Нур и южнее урочища Улан-Ош. Микроскопическое изучение наиболее часто встречающихся в разрезах свиты пород показало следующее.

1. Песчаники полимиктовые с базальным карбонатным цементом; реже цемент их кремнистый, кремнисто-глинистый, карбонатно-кремнистый и глинистый. Сортировка обломков, как правило, хорошая, окатанность различная.

2. Алевриты и аргиллиты имеют обычно алевро-пелитовую структуру и сланцевую текстуру, реже структура их алевритовая. Цемент глинисто-карбонатный, карбонатный, реже глинистый.

3. Среди известняков преобладают породы органогенного происхождения — онколитовые и ракушничковые известняки. Онколитовые водоросли развиваются обычно вокруг песчаных зерен. Встречаются органогенные известняки смешанного типа, когда отдельные раковины моллюсков и остракод обрастают онколитовыми водорослями. Такой тип известняков характерен для района р. Хулсын-Гол. Реже наблюдаются хемогенные известняки, сложенные микрозернистым кальцитом.

4. Основные эффузивы представлены базальтами, характеризующимися толеитовой структурой, и долерито-базальтами с толеитовой и пойкилофитовой структурой.

Возраст свиты устанавливается многочисленными находками в различных ее горизонтах фауны пресноводных моллюсков, а также остракод и листовой флоры. Наиболее показательными в возрастном отношении являются моллюски.

Из сборов В. Ф. Шувалова по р. Хулсын-Гол Г. Г. Мартинсон определил следующие виды пресноводных пелеципод и гастропод: *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *L. submarginata* Martins., *Limnocyrena* sp., *Campeloma clavilithiformis conradiformis* Suz., *Viviparus onogoensis* Kob. et Suz., *Nakamuraana sibirica* (Ramm.), *Valvata (Cincinna) mira* Ch. Kol., *Lioplax* cf. *conica* Martins., *Probaicalia gerassimovi* (Reis), *P. vitimensis* Martins., *Probaicalia* sp., *Baicalia hulsyniana* Martins., *B. gobiensis* Martins., *Galba* cf. *pseudopalustris* Martins., *G. hoburensis* Martins., *Galba* sp., *Radix* sp., *Gyraulus* sp.

Основное значение для характеристики возраста, по мнению Г. Г. Мартинсона, имеют *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *L. submarginata* Martins., *Campeloma clavilithiformis conradiformis* Suz., *Viviparus onogoensis* Kob. et Suz. и многочисленные *Baicalia*.

Первый вид широко распространен в альбских отложениях Зей-Буреинского и Амурского бассейнов, в Северо-Восточном Китае и Японии. Совместно с ним обычно встречаются указанные виды *Campeloma* и *Viviparus*. Весьма существенно, что данные формы в некоторых прибрежных районах Дальнего Востока содержатся в континентальных отложениях, переслаивающихся с хорошо датированными морскими осадками альбского возраста (Мартинсон, 1971).

В низах свиты по Джиргалантуин-Голу Г. Г. Мартинсон установил:

Limnocyrena cf. *robusta* Martins., *Limnocyrena* sp., *Galba pervioides* Martins., *Probaicalia vitimensis* Martins.

Из найденных нами моллюсков в песчаниках и глинах нижней и средней частей свиты к востоку от горы Эрдэни-Ула Г. Г. Мартинсон определил: *Limnocyrena obtusale* Martins., *L.* cf. *rotunda* Martins., *Limnocyrena* sp., *Probaicalia gerassimovi* (Reis), *Probaicalia* sp., *Viviparus* cf. *onogoensis* Kob. et Suz., *Baicalia gobiensis* Martins., *Baicalia* sp. Первые две формы характерны для верхов нижнемелового разреза Забайкалья, датируемого аптом (Мартинсон, 1961), а вид *Viviparus onogoensis* описан японскими палеонтологами из апт-альбских отложений Японии.

Сходный с описанными по составу комплекс пресноводных моллюсков обнаружен нами и в известняках хулсынгольской свиты к югу от оз. Бон-Цаган-Нур. Согласно определению Г. Г. Мартинсона, здесь присутствуют: *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *L. sumarginata* Martins., *Viviparus onogoensis* Kob. et Suz., *Viviparus* sp., *Baicalia* sp., *Probaicalia vitimensis* Martins., *P. gerassimovi* (Reis), *Campeloma clavilithiformis conradiformis* Suz.

В Гобийском Алтае, на западном склоне горы Цэцэн-Ула, в песчаниках и алевролитах средней части свиты нами обнаружены остатки моллюсков совместно с растительными отпечатками. В составе первых Г. Г. Мартинсон установил: *Limnocyrena* cf. *submarginata* Martins., *L. tani* (Grab.), *L. costuta* Martins., *L. selengigensis* Martins., *L. rectoides* Martin., *Limnocyrena* sp., *Bellamya* sp. Флора, по определению Е. М. Маркович, включает *Parataxodium* cf. *jacutensis* Vachr. и *Brachyphyllum japonicum* (Jok.) Oishi. Первый вид известен из верхней части сангарской свиты бассейна среднего течения р. Лены, датируемой нижним мелом. Второй вид характерен для нижней части липовецкой свиты (бассейн р. Суйфун) Приморья, относящейся к апту, а также для нижнего мела Японии.

В Северной Гоби наиболее значительные сборы ископаемых сделаны нами в низах хулсынгольской свиты у восточного подножия горы Эрдэни-Ула. В составе комплекса моллюсков Г. Г. Мартинсон и Ч. М. Колесников установили: *Limnocyrena robusta* Martins., *L. anderssoni* (Grab.), *L. elliptiformis* Jak., *Limnocyrena* sp., *Probaicalia vitimensis* Martins., *P.* cf. *gerassimovi* (Reis), *Bellamya matsumotoi* Suz., *Bellamya* sp., *Campeloma* cf. *yihsiensis* Grab., *Valvata* (*Megalovalvata*) *erdenica* sp. nov., *Physa* sp., *Protelliptio mongolica* Ch. Kol., *Protelliptio* sp. Как мы уже указывали выше, большинство этих видов характерны для аптских и альбских отложений Азии. Вид *Limnocyrena elliptiformis* описан А. А. Якушиной (1964) из апт-альбских отложений Зее-Бурейского бассейна. Для этого же возрастного интервала, по мнению Ч. М. Колесникова и Г. Г. Мартинсона, характерны и *Protelliptio*. Виды *Bellamya matsumotoi* и *Campeloma yihsiensis* известны из альбских и сеноманских отложений Монголии и некоторых районов Восточной Азии, но более типичны, по мнению Г. Г. Мартинсона, для альба.

Совместно с моллюсками в низах свиты, а также в отдельных горизонтах глин и песчаников средней части свиты здесь же собраны остатки остракод: *Cypridea kansuensis* Hou., *Cypridea* sp. nov. (C), *Cypridea* sp. nov. (D), *C.* ex gr. *grandicula* Su, *C.* aff. *valdensis* (Fitton), *C. kansuensis* Hou subsp. *gobiensis* sp. nov., *Darwinula contracta* Mand., *D. barabinskiensis* Mand., *Lycocypris infantilis* Lüb., *L. multifera* Lüb. (определение И. Ю. Неуструевой).

В верхах свиты, развитых у горы Сахалак-Ула и северного подножия хр. Оши-Нуру, были собраны также моллюски и остракоды. Среди моллюсков Г. Г. Мартинсон определил *Probaicalia vitimensis* Martins., *Gyraulus* sp., *Radix* sp. Первая форма широко распространена в альбских отложениях Монгольского Алтая (Шувалов, 1968) и других районов Монголии. Остракоды, определявшиеся Е. С. Станкевич, представлены *Cypridea valida*

Gal., *C. simplex* Gal., *Cypridea* sp. nov., *Mongolianella gigantea* Gal., *M. khamariniensis* Gal., *Rhinocypris* aff. *panosa* Lüb., *Rhinocypris* sp. Большинство видов остракод характерно для дзунбаинской свиты Восточной Гоби, вид *Rhinocypris panosa* описан П. С. Любимовой (1956) из верхнемеловых отложений Цантенского района Монголии.

Как видно из приведенных выше списков фауны моллюсков и флоры, возраст хулсынгольской свиты достаточно четко определяется в пределах верхов нижнего мела (апт-альба). Остракоды, хотя и несколько менее показательны в возрастном отношении (от готерива до сеномана), не противоречат отнесению описанной свиты к апт-альбу.

КОМПЛЕКС ПОРОД ВЕРХНЕГО МЕЛА

Последний из рассматриваемых мезозойских комплексов включает в себя сравнительно маломощные (до 500 м), как правило, горизонтально залегающие красноцветные и пестроцветные образования верхнемелового возраста. Граница их распространения ограничена почти исключительно гобийским районом территории; однако в последнем они слагают обширнейшие пространства, составляя его основной геологический фон. В Хангай верхнемеловые отложения в виде залива «проникают» в среднем течении р. Онгыйн-Гол, а в Гобийском Алтае (на крайнем юго-востоке исследованной его части) выходы верхнемеловых отложений известны лишь к югу от хр. Арца-Богдо. В более западных и северных районах, включающих Монгольский Алтай, Долину Озер и подавляющую часть исследованной территории Хангая, по последним данным (Шувалов, 1970б; Николаева, 1971; Николаева, Шувалов, 1969), отложения верхнего мела отсутствуют.

Исследования, проведенные нами в Северной Гоби, одновременно с изучением осадков верхнего мела Южной, Заалтайской и Восточной Гоби, показали сопоставимость верхнемеловых толщ этих всех регионов и возможность выделения для них общих свит. В Восточной Гоби верхний мел, как известно (Васильев и др., 1959), расчленен на две свиты: нижнюю, сайншандинскую (сеноман) и верхнюю, байнширэинскую (сеноман-турон). Новый палеонтологический и литолого-стратиграфический материал, полученный в 1967—1968 гг., позволяет уточнить возраст этих свит и их объемы. Выяснено, что выделенная И. Е. Турищевым (1954, 1955), Н. А. Мариновым (1957), В. Г. Васильевым и др. (1959) в составе сайншандинской свиты «верхнесайншандинская подсвита» в действительности является литологическим и возрастным аналогом так называемой нижней пачки байнширэинской свиты. По содержащемуся в них комплексу фауны моллюсков и литологическому составу эти отложения несомненно ближе к средней и верхней частям байнширэинской свиты, чем к нижнесайншандинской подсвите. Вследствие этого под сайншандинской свитой мы, как и Р. Барсболд (1969), понимаем лишь «нижнесайншандинскую подсвиту» В. Г. Васильева и др. (1959), имеющую, как показывают наши наблюдения, широкое распространение в рассматриваемом регионе Монголии наряду с отложениями байнширэинской свиты. Границу между ними мы проводим по кровле покрова базальтов, завершающих местами разрез сайншандинской свиты.

Установлено также, что в южной части гобийского района территории (Баин-Дзак, Тугуриг-Булак, Сайрин-Ус и др.) присутствуют отложения, которые по своим литологическим признакам и комплексу фауны не могут быть сопоставлены ни с сайншандинской, ни с байнширэинской свитами и несомненно обладают общими чертами с отложениями барунгойотской свиты (Барсболд, 1969), развитыми в Южной Гоби (район Нэмэгэту). В связи с этим данные отложения мы относим к барунгойотской свите.

Таким образом, в составе верхнемелового комплекса региона выделяются три свиты (снизу): сайншандинская, баинширэинская и барунгойотская. Первая из них включает в себя образования сеноманского, вторая — сеноман-сантонского и третья — кампан-маастрихтского возраста.

Сайншандинская свита (K_{2cm})

Впервые относимые нами к сайншандинской свите образования были описаны Ч. Берки и Ф. Моррисом (Berkey, Morris, 1927; Morris, 1936) в составе средней части формации Оши у горы Сахалак-Ула и хр. Оши-Нуру, которую они датировали нижним мелом. Позже эти же отложения были ошибочно отнесены к шарилинской и цаганцабской свитам нижнемелового возраста (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959).

В конце 40-х годов рассматриваемые отложения были установлены И. Е. Ефремовым, А. К. Рождественским, Н. И. Новожиловым и другими участниками Палеонтологической экспедиции АН СССР в урочище Улан-Ош, Барун-Баян, Ологой-Улан-Цаб. Находки здесь ископаемой фауны динозавров позволили И. А. Ефремову (1954) отнести их к низам верхнего мела.

В результате геолого-съемочных и специальных стратиграфических исследований, проводившихся в Северной Гоби в 60-х годах с участием В. Ф. Шувалова, отложения сайншандинской свиты были закартированы в урочищах Дзун-Баян, Тойрим-Гол, в районе сомона Цогт-Обо, на горе Эрдэни-Ула, была выяснена принадлежность к этой свите средней части формации Оши (включая базальты). Небольшие по площади выходы свиты установлены нами также на юго-востоке Хангая, к югу от Тулигун-Хайрхан-сомона.

Выходы сайншандинской свиты на дневную поверхность наблюдаются чаще всего в краевых частях молодых поднятий, в зонах бедлендов (Оши-Нуру, Сахалак-Ула, Ологой-Улан-Цаб, Барун-Баян, Дзун-Баян, Цогт-Обо и др.) на юге региона. Севернее она участвует в строении крупных депрессий — Олдахухидской, Онгыйнгольской и др., где с поверхности перекрыта чехлом более молодых меловых и кайнозойских отложений, вследствие чего изучение этой свиты возможно здесь лишь с применением бурения.

На всех более древних образованиях, включая вышеописанные аптальбские, сайншандинская свита залегает с региональным угловым, а нередко и азимутальным несогласием, подчеркивающим самостоятельность позднемелового осадкообразовательного цикла. Перекрывающая ее баинширэинская свита залегает на сайншандинских отложениях согласно.

В составе сайншандинской свиты обычно участвуют красноцветные конгломераты, конгломератобрекчии, песчаники, щебнистые и песчанистые глины, переслаивающиеся между собой. Нередко это переслаивание носит ритмичный характер. В большинстве случаев в ритме чередуются конгломераты или конгломератобрекчии с песчаниками и глинами. Иногда песчаники в ритме отсутствуют. Реже (район Оши-Нуру) свита сложена ритмично переслаивающимися песчаниками и глинами. Мощность ритмов варьирует от 2—3 до 15—20 м и более, в значительных пределах колеблются и мощности отдельных слоев. Для свиты характерна невыдержанность отдельных горизонтов по простиранию при общем довольно устойчивом характере разреза. Даже в небольших обнажениях нередко можно наблюдать замещение по простиранию конгломератов песчаниками и щебнистыми глинами.

В отдельных разрезах (Барун-Баян, Оши-Нуру, Дзун-Баян) наряду с указанными породами присутствуют маломощные горизонты мергеля, имеющие линзовидный характер. В некоторых местах, помимо красноцвет-

ных пород, в разрезе свиты участвуют отдельные горизонты серого, зеленовато-серого и пятнистого (сочетание красного и зеленого) цвета. В районе хр. Оши-Нуру и горы Сахалак-Ула в верхах свиты наблюдаются покровы базальтов мощностью до 20 м. Максимальные мощности свиты, по нашим наблюдениям и данным других исследователей, не превышают в регионе 180—200 м.

Для свиты в целом характерны два типа разреза, один из которых с преобладанием тонкообломочного песчано-глинистого материала озерного и озерно-речного генезиса характерен для центральных частей впадин сайншандинского времени, а второй, сложенный преимущественно пролювиальными и речными отложениями, более грубый по составу, присущ краевым частям сеноманских депрессий. Характерно при этом некоторое увеличение мощности осадков к краевым частям депрессионных зон.

О характере переслаивания пород внутри свиты, ее составе и изменению последнего по простиранию можно судить по некоторым разрезам, описанным нами на юго-востоке и западе гобийской части региона. На юго-востоке региона типичный для краевых частей депрессий разрез сайншандинской свиты, являющийся одновременно наиболее интересным в палеонтологическом отношении, наблюдался нами в урочищах Барун-Баян и Дзун-Баян. Описываемая свита здесь несогласно залегает на отложениях хулсынгольской свиты, местами непосредственно на палеозойских (девонских) складчатых образованиях. Разрез ее (снизу вверх) следующий:

1. Базальный горизонт, представленный конгломератобрекцией красно-бурого цвета, содержащей линзы гравелита, песчаника и щебнистой глины того же цвета, мощностью до 0.5 м 30 м
2. Переслаивание конгломератобрекций с красно-бурыми песчаниками и глинами. Мощность слоев от 0.2 до 5 м. Слои, как правило, линзообразные 40 м
3. Конгломераты валунно-галечные с линзовидными прослоями красно-бурых и охристо-желтых песчаников, щебнистых глин с отпечатками растений плохой сохранности и гравелитов. Мощность прослоев глин и песчаников 3—4 м, гравелитов — около 0.3 м 30 м
4. Глина красно-бурая, песчанистая, плотная с линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов мощностью 0.1—1.0 м 15 м
5. Конгломераты серые и буровато-красные с линзами глины и песчаника мощностью 0.1—1.0 м 5 м
6. Глина щебнистая, красно-бурая с линзовидными прослоями конгломератов и песчаников мощностью до 2 м 37 м
7. Глина темно-серая и серая, переходящая по простиранию в желтовато-розовую и красно-бурую глину с прослоями серого мелкогалечного конгломерата и охристо-желтого песчаника мощностью до 1 м. В серых и темно-серых глинах содержатся мергелистые серые конкреции с остатками ископаемых гастропод, пеллеципод и остракод. Кроме того, в глинах наблюдаются обугленные растительные остатки и кости динозавров 8 м
8. Переслаивание щебнистых буровато-желтых глин с песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность прослоев от 0.1 до 1.5 м 6 м
9. Конгломераты красно-бурые с линзами песчаника и глины 5 м
10. Песчаник красно-бурый с включениями редкой гальки 3 м
11. Глина красно-бурая с линзовидными прослоями розовато-серого конгломерата мощностью 0.1—1.0 м. В верхах пачки присутствуют и линзы рыхлого песчаника 22 м

Выше несогласно залегают четвертичные серые валунно-галечные конгломераты. Мощность свиты составляет здесь около 200 м.

Содержащиеся в горизонте 7 ископаемые моллюски, определявшие Р. Барсболдом и Г. Г. Мартинсоном, представлены *Bellamya matsumotoi* Suz., *Campeloma yihsiensis* Grab., *Limnocyrena* sp. Остракоды этого же горизонта, по определению Е. С. Станкевич, представлены *Cypridea rostrata* Gal., *C. prognata* Lüb., *C. aff. spinigera* Lüb., *C. aff. ocolata* Lüb., *Darwinula* sp., *Timiriasevia* aff. *grata* Lüb., *Rhinocypris panosa* Lüb.

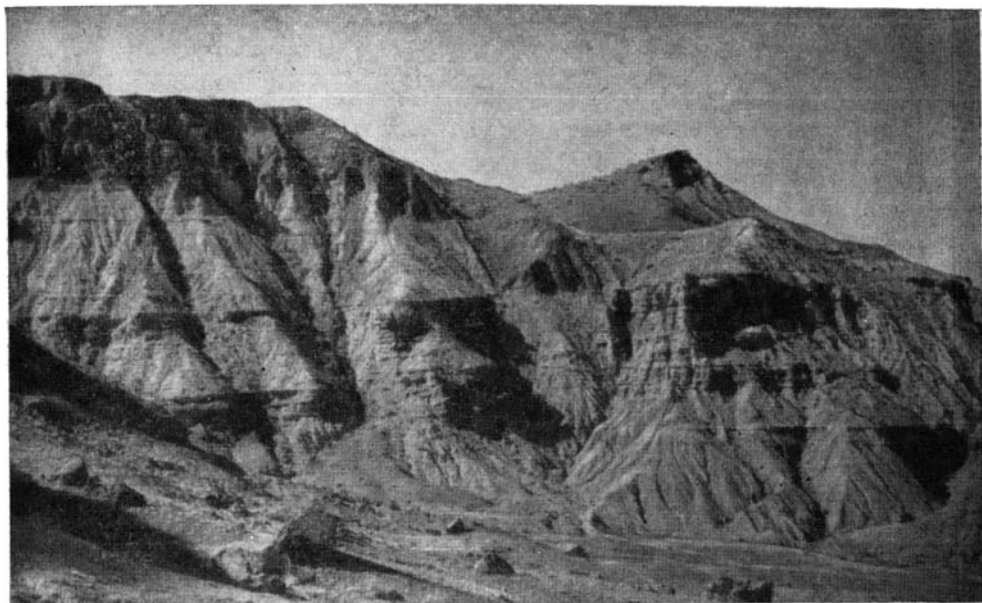


Рис. 18. Выходы красноцветных глин и конгломератов сайншандинской свиты в обрывах Ологой-Улан-Цаб (Северная Гоби).

Сходные по составу, характеру переслаивания и мощности разрезы свиты наблюдались нами в урочищах Ологой-Улан-Цаб (рис. 18), Улан-Ош, восточнее и западнее Цогт-Обо-сомона, по сайру Тойрим-Гол и в других местах.

В урочище Ологой-Улан-Цаб в различных частях разреза свиты В. Ф. Шувалов совместно с Р. Барсболдом и А. В. Сочавой обнаружили не известные ранее в Монголии крупные яйца (рис. 19) округлой и слегка овальной формы, встречающиеся кладками по 3—5, реже до 10 и более штук. Судя по размерам, эти яйца принадлежат крупным динозаврам, возможно



Рис. 19. Яйцо динозавра из Ологой-Улан-Цаб.



Рис. 20. Обломок кости зауропода в конгломерате сайншандинской свиты. Ологой-Улан-Цаб.

зауроподам, отдельные кости которых также встречаются в разрезе Ологой-Улан-Цаба (рис. 20).

В урочище Улан-Ош в средней и нижней частях разреза свиты В. Ф. Шувалов и А. В. Сочава обнаружили многочисленные костные остатки динозавров, отнесенные А. К. Рождественским к роду *Psittacosaurus*. Ранее в Улан-Оше и Ологой-Улан-Цабе костные остатки мелких хищных динозавров, травоядных типа примитивных траходонтид и крупных динозавров-зауропод были найдены И. А. Ефремовым (1954) и другими исследователями (Малеев, 1952, и др.).

К юго-востоку от Цогт-Обо-сомона, примерно в тех же горизонтах, что и в урочище Дзун-Баян, нами обнаружены остатки пресноводных моллюсков, остракод и отдельные части скелетов крупных динозавров. Среди моллюсков Р. Барсболд и Г. Г. Мартинсон определили: *Oxynaia sainshandica* Barsbold, *Bellamyia matsumotoi* Suz., *Campeloma yihsiensis* Grab., *Bithynia* sp. Из остракод Е. С. Станкевич установила: *Cypridea rostrata* Gal., *C. aff. spinigera* Lüb., *Darwinula* sp.

Разрез, характеризующий центральные части сеноманских впадин этого района Гоби, вскрыт скважиной в Олдахухидской депрессии, южнее Холод-сомона. Сайншандинская свита залегает здесь несогласно на нижнемеловых отложениях андахудукской свиты. В разрезе описываемой свиты (снизу вверх) прослежены следующие породы:

1. Глина красно-бурая, щебнистая с прослоями конгломерата и песчаника мощностью до 4 м 55 м
2. Песчаник разнозернистый, рыхлый 20 м
3. Конгломерат красно-бурый с глинистым цементом 2 м
4. Глина щебнистая, красно-бурая 18 м
5. Песчаник грубозернистый, красно-бурого цвета, глинистый 11 м
6. Переслаивание красно-бурых и серых песчаников и красно-бурых глин . 10 м

Мощность приведенного разреза около 120 м.

В западной части гобийского района наиболее значительный разрез свиты, характеризующий краевую зону сеноманской впадины данного района, наблюдался нами на горе Эрдэни-Ула и у ее восточного подножия. Породы сайншандинской свиты здесь с угловым несогласием перекрывают отложения верхнеюрско-нижнемелового и нижнемелового возраста.

В низах разреза свиты почти повсеместно отмечается горизонт базальных валунно-галечных конгломератов коричневато-бурого и желтовато-серого цвета мощностью около 20 м. Выше наблюдается пачка переслаивания конгломератобрекчий, конгломератов и красно-бурых с лиловатым оттенком песчанистых и щебнистых глин, среди которых местами встречаются маломощные (до 1 м) линзовидные прослои гравелитов и песчаников. Весьма характерны невыдержанность слоев по простирацию и изменение цвета пород в пределах одного и того же горизонта от зеленоватого до красно-бурого при общем преобладании красно-бурого цвета. Мощность пачки 70—80 м.

Венчает разрез пачка переслаивания красно-бурых песчанистых глин и розовато-серых и красно-бурых песчаников, среди которых встречаются отдельные горизонты гравелитов и конгломератов. Мощность ее до 100 м. Общая мощность сайншандинской свиты в районе горы Эрдэни-Ула около 200 м.

Иной тип разреза наблюдался нами в 30—40 км к юго-западу, в районе горы Сахалак-Ула и хр. Оши-Нуру, где, очевидно, располагалась центральная часть сеноманской впадины этого района. Породы сайншандинской свиты здесь перекрывают фаунистически охарактеризованные аптальбские образования (хулсынгольская свита) и снизу вверх представлены следующими горизонтами:

1. Глина коричневато-бурая с прослоями мелкозернистого песчаника мощностью до 0.2 м 12 м
2. Песчаник известковистый, зеленоватый-серый 1 м
3. Глина плотная, коричневато-бурая, пятнистая с прожилками арагонита и тонкими (до 0.3 м) прослоями песчаника 28 м
4. Песчаник косослоистый со знаками ряби на поверхности пласта 1.5 м
5. Глина коричневато-бурая с прослоями красно-бурой глины мощностью до 1 м 11 м
6. Песчаник известковистый, зеленоватый-серый 0.8 м
7. Глина красно-бурая с прослоями и линзами конгломерата, гравелита и песчаника мощностью до 0.5 м 25 м
8. Мергель буровато-серого цвета, плотный 0.8 м
9. Глина красно-бурая с прослоями песчаника и реже мергеля 11 м
10. Песчаник разнозернистый, зеленоватый-серый 1.5 м
11. Глина песчанистая, красно-бурая, участками бурая и зеленоватая-серая (главным образом в верхах пачки) с прослоями песчаников мощностью 0.4—0.5 м 40 м
12. Базальты миндалекаменные темно-серого, черного и красно-бурого цвета, пористые. Миндалины сложены главным образом кальцитом, размер их до 10 см, форма округлая; реже наблюдаются миндалины неправильной формы, некоторые из них сложены кварцем и халцедоном. К северо-востоку от горы Оши-Ула и западнее горы Сахалак-Ула базальты выклиниваются 20 м

Выше согласно залегают отложения байнширэнской свиты. Мощность сайншандинской свиты составляет здесь около 150 м.

На юго-востоке Хангая сайншандинские отложения обнажены в северной краевой части Онгыйнгольской депрессии — к югу от Тулигун-Хайрхана и северо-западнее Санту-сомона (близ горы Шабарту-Ула). Представлены они валунно-галечными конгломератами, конгломератобрекчиями и щебнистыми глинами с отдельными прослоями песчаников одинакового красно-бурого цвета. Мощность свиты достигает здесь 180—200 м. Согласно на ней залегают отложения байнширэнской свиты.

Макро- и микроскопическое изучение пород свиты показывает, что в составе плохо сортированного обломочного материала конгломератов и конгломератобрекчий преобладают повсеместно породы, развитые в непосредственной близости от выходов свиты. Цемент указанных пород обычно песчано-глинистый, гравелитовый, карбонатизированный. Песчаники по составу полимиктовые, цемент их кальцитовый или глинистый. Окатанность зерен плохая и средняя.

Глины, как правило, сильно ожелезнены и почти повсеместно содержат в себе значительное количество (до 50%) щебнистого, песчаного и гравийного материала; нередко глинистый материал обогащен карбонатной примесью.

Базальты, встречающиеся в хр. Оши-Нуру и на горе Сахалак-Ула, исследовались Лакруа (цит. по: Morris, 1936). По его определению, они характеризуются грубой афанитовой текстурой и диабазовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены пластинчатым лабродоритом, промежутки между которыми заняты бесформенными зернами авгита и оливина, обычно замещенными хлоритом и лимонитом.

Возраст сайншандинской свиты устанавливается найденными в ней остатками ископаемой фауны позвоночных, моллюсков, остракод и ее положением в мезозойском разрезе.

Фауна позвоночных, обнаруженная в урочищах Улан-Ош, Ологой-Улан-Цаб и Барун-Баин, и представленная различными остатками скелетов динозавров, согласно мнению И. А. Ефремова (1954), позволяет датировать вмещающие ее отложения низами верхнего мела (сеноманом).

Среди впервые обнаруженного в сайншандинской свите МНР комплекса моллюсков следует отметить: *Bellamyia matsumotoi* Suz., *Campeloma yihsiensis* Grab. и *Oxynaia sainshandica* Barsbold. Первые два вида, как мы уже отмечали, известны из альб-сеноманских отложений Северо-Восточного Китая.

Из остракод наиболее показательными в отношении возраста являются *Cypridea rostrata* Gal. и *Timiriasevia grata* Lüb., не встречающиеся, по данным П. С. Любимовой (1956) и Л. И. Галеевой (1955), в нижнем мелу и характерные лишь для верхнемеловых отложений сайншандинской и баинширэинской свит на юго-востоке и юге МНР. Возраст последней свиты, по данным Г. Г. Мартинсона, А. В. Сочавы и Р. Барсболда (Барсболд, 1969), достаточно четко определяется содержащимися в ней комплексами моллюсков как верхи сеноман-сантона.

С учетом палеонтологических данных, а также несогласного залегания сайншандинской свиты на апт-альбских отложениях и согласного залегания на ней сеноман-сантонских отложений возраст ее принимается нами как сеноманский, точнее нижнесеноманский.

Баинширэинская свита (K₂cm—st)

Впервые относящиеся нами к баинширэинской свите пестроцветные песчано-глинистые отложения описали Ч. Берки и Ф. Моррис (Berkey, Morris, 1927) в хр. Оши-Нуру в составе формации Оши (надбазальтовая часть формации), датировавшейся нижним мелом. Позднее по аналогии с Восточной Гоби баинширэинскую свиту установили и описали В. Г. Васильев и сотр. (1959) к югу от Мандал-Обо-сомона.

Исследованиями последних лет аналогичные отложения были выявлены на юго-востоке Хангая между сомонами Санту и Тулигун-Хайрхан, а также на севере и в центре гобийской части территории (в низовьях и среднем течении р. Онгыйн-Гол, к северу от Цогт-Обо и др.).

В отличие от сайншандинской свиты отложения баинширэинской свиты чаще всего встречаются в зонах относительного опускания, где их изучение почти невозможно без применения бурения. Однако в ряде мест (хр. Оши-Нуру, к югу от сомона Тулигун-Хайрхан) наблюдаются хорошие обнажения свиты, позволяющие выяснить ее внутреннее строение.

В составе баинширэинской свиты повсеместно преобладают пестроцветные (зеленовато-, розовато-, желтовато-серые, красно-бурые) песчаники и глины с прослоями гравелитов, обычно тяготеющих к низам разреза.



Рис. 21. Общий вид выходов сайншандинской и баинширэинской свит в уступах Оши-Нуру.

Весьма характерна выдержанность отдельных горизонтов по площади. В фациальном отношении преобладают озерные и озерно-речные отложения.

Мощность рассматриваемой свиты составляет 100—150 м, реже до 170 м.

Наиболее значительный по мощности разрез свиты описан В. Г. Васильевым и др. (1959, стр. 231) в районе Мандал-Обо-сомона, где прослеживаются те же три пачки, что и в Восточной Гоби (снизу вверх): 1) пестроцветная глинисто-гравелитовая, 2) светлых песков и песчаников, 3) красноцветная песчано-глинистая. Средняя и верхняя пачки имеют здесь сокращенные по сравнению с Восточной Гоби мощности и сравнительно небольшое площадное распространение. Суммарная мощность свиты в районе Мандал-Обо оценивается в 150—170 м.

Как показывают проведенные нами исследования, подобное разделение свиты на пачки возможно далеко не везде. В то же время, как мы уже отмечали, пестро окрашенные породы, и гравелиты в частности, действительно чаще всего встречаются в низах разреза. В качестве примера разреза нижней части свиты можно привести разрез, составленный нами в хр. Оши-Нуру, на горе Оши-Ула (рис. 21).

На базальтах сайншандинской свиты здесь (снизу вверх) залегают следующие породы:

1. Песчаники разнотернистые, зеленовато-, розовато-серого и красно-бурого цвета с прослоями красно-бурых и голубовато-зеленых глин мощностью до 1.5 м . . . 15 м
2. Переслаивание гравелитов и грубозернистых песчаников желтовато-серого охристо-желтого, розовато-серого, красно-бурого и зеленого цвета. Встречаются единичные прослои коричневатобурых оскольчатых глин мощностью около 0.5 м . . 10 м
3. Глина песчаная, красно-бурая с прослоями желтовато-серых гравелитов и песчаников, содержащая костные остатки крокодила 20 м

Более высокие горизонты свиты обнажены к югу от горы Оши-Ула и представлены главным образом красноцветными глинами, песчаниками и гравелитами. Мощность свиты в данном районе ориентировочно оценивается в 130—150 м.

Другой разрез наблюдался нами к югу от сомона Тулигун-Хайрхан, где отложения байнширэинской свиты согласно перекрывают красноцветные образования сайншандинской свиты. Представлен он переслаивающимися между собой пестроцветными, главным образом красновато-серыми и желтовато-серыми, разнозернистыми песчаниками, гравелитами и красноцветными глинами общей мощностью до 150 м.

В пределах региона определенных органических остатков в отложениях байнширэинской свиты не обнаружено, однако их аналогия с байнширэинскими отложениями Восточной и Южной Гоби не вызывает сомнения. В Восточной Гоби отложения байнширэинской свиты содержат богатые комплексы ископаемых пресноводных моллюсков, остракод, позвоночных и другие органические остатки, которые, по данным Г. Г. Мартинсона, А. В. Сочавы и Р. Барсболда (1969), дают возможность отнести свиту к сеноман-сантону, точнее — к верхам сеноман-сантона.

Барунгойотская свита (K_2sr-m)

Наиболее молодыми образованиями, входящими в описываемый комплекс и одновременно завершающими разрез мезозоя всего региона, являются красноцветные отложения барунгойотской свиты, представленные главным образом песчаниками.

Впервые красноцветные песчаники, относящиеся нами к данной свите, были описаны Ч. Берки и Ф. Моррисом (Berkey, Morris, 1927) у колодца Сайрин-Ус-Худук и в урочище Байн-Дзак под названием соответственно формаций Сайрим и Джадохта. В формации Джадохта они нашли многочисленные костные остатки позднемеловых позвоночных, главным образом динозавров и примитивных млекопитающих, а также окаменелые яйца динозавров. В дальнейшем отложения Байн-Дзака изучались И. А. Ефремовым (1949, 1954) и другими участниками палеонтологической экспедиции АН СССР, которые отнесли их к низам верхнего мела.

Исследованиями, проведенными автором совместно с Г. Г. Мартинсоном, А. В. Сочавой и Р. Барсболдом в 1968 г., аналогичные отложения были установлены восточнее Сайрин-Ус-Худука у горы Абдаранту-Ула, а также западнее и северо-западнее урочища Байн-Дзак у родника Тугуриг-Булак, в обрывах Баян-Ула и в других местах. Аналогичные отложения, по данным А. А. Толмачевского, развиты к югу от хр. Арца-Богдо на юго-востоке Гобийского Алтая.

Таким образом, вырисовывается довольно значительное площадное распространение рассматриваемых образований на крайнем юге гобийской и гоби-алтайской частей региона. Не исключено, что подобные отложения развиты севернее, в частности в Олдахухидской и Онгыйнгольской впадинах, изученных пока недостаточно.

Как мы уже отмечали, барунгойотская свита сложена преимущественно красноцветными песчаниками, составляющими основную часть ее разреза. Местами песчаники имеют сероватую или желтовато-серую окраску (у родника Тугуриг-Булак и горы Ширэ-Ула), но также с красноватым оттенком. Песчаники Байн-Дзака имеют красноватый с оранжевым оттенком цвет. Здесь нередко встречаются прослои глин такого же цвета, преимущественно песчанистых, и более светлые мергелистые прослои и конкреции. В некоторых местах в строении свиты в виде незначительных по мощности, но весьма характерных по внешнему виду прослоев присутствуют внутрiformационные (катунные) конгломераты и гравелиты, обычно несколько более светлые, чем песчаники или глины. Видимая мощность отложений барунгойотской свиты не превышает 100—110 м.

Подобно отложениям байнширэинской свиты рассматриваемые отложения залегают чаще всего горизонтально либо со слабым ($2-3^\circ$) наклоном.

Непосредственного контакта между ними проследить не удалось, однако в соседних регионах, в частности в Восточной Гоби, мы наблюдали согласное залегание отложений барунгойотской (джибхалантской, по Г. Г. Мартинсону, А. В. Сочаве и Р. Барсболду, 1969) свиты на баинширэнских образованиях (между горами Хара-Хутул-Ула и Унэгэту-Ула).

Палеогеновые отложения на барунгойотской свите залегают с размывом и стратиграфическим несогласием, отчетливо прослеживающимся восточнее Баин-Дзака, близ колодца Хашиату-Худук.

Изучение разрезов свиты в Баин-Дзаке, а также в районах высот Баян-Ула, Ширэ-Ула, Абдаранту-Ула и колодца Сайрин-Ус-Худук показало крайне незначительное изменение ее литолого-фациального состава и выдержанность отдельных горизонтов и пачек по простиранию. Мощности их также испытывают весьма незначительные колебания. В фациальном отношении в разрезах барунгойотской свиты преобладают осадки озерного и речного генезиса. Местами (район Баин-Дзака и горы Ширэ-Ула) наряду с озерными и речными отложениями в составе свиты участвуют эоловые образования.

О характере внутреннего строения свиты можно судить по одному из наиболее полных ее разрезов, наблюдавшемуся нами в западной части урочища Баин-Дзак (снизу вверх):

1. Песчаник мелкозернистый, косослонистый, рыхлый, красновато-оранжевого цвета 5 м
2. Песчаник мелкозернистый, буровато-оранжевый, слабосцементированный с прослоями серых песчаных мергелей мощностью до 0.3 м и различной формы конкрециями размером до 15 см, сложенных более плотным серым известковистым песчаником. В верхах пачки встречены обломки костей динозавров 10 м
3. Песчаник буровато-желтого и желтовато-оранжевого цвета, мелкозернистый с мелкими известковистыми стяжениями трубчатой формы, костями динозавров и овальной формы окаменелыми яйцами черепах размером 3—4 см в длину и 1.5—2.0 см в толщину. На выветрелой поверхности песчаник ячеистый 3 м
4. Песчаник с прослоями песчанистого мергеля, аналогичный описанному в горизонте 2 4 м
5. Песчаник, аналогичный описанному в горизонте 3 3 м
6. Песчаник слабосцементированный, буровато-оранжевого с красноватым оттенком цвета с прослоями красновато-оранжевой песчанистой глины мощностью 0.1—0.3 м и многочисленными конкрециями, сложенными плотным известковистым песчаником серовато-розового цвета. В верхах горизонта встречены костные остатки динозавров — *Protoceratops andrewsi* Gran. et Greg. 6 м
7. Песчаник плотный, розовато-бурый 0.5 м
8. Песчаник, аналогичный описанному в горизонте 6 20 м
9. Внутрiformационный (катунный) конгломерат красновато-оранжевого цвета 0.6 м
10. Песчаник, аналогичный описанному в горизонте 6 2.5 м
11. Катунный конгломерат розовато-оранжевого цвета, переходящий по простиранию в катунный гравелит 2 м
12. Песчаник, аналогичный описанному в горизонте 6 5 м
13. Песчаник, аналогичный горизонту 3 2 м
14. Песчаник, аналогичный горизонту 6 1.5 м

Видимая мощность барунгойотской свиты составляет здесь около 60 м.

В песчаниках Баин-Дзака Ч. Берки и Ф. Моррис (Berkey, Morris, 1927), а позднее И. А. Ефремов и другие геологи (Ефремов, 1954) обнаружили костные остатки динозавров: *Protoceratops andrewsi* Gran. et Greg., *Velociraptor mongoliensis* Osborn, *Oviraptor philoceratops* Osb., *Syrmosaurus viminicadus* Mal. и др., крокодила: *Shamosuchus djadochtaensis* Moks., млекопитающих: *Djadochtherium matthewi* Simpson и др., а также окаменелые яйца динозавров. Здесь же в низах свиты мы нашли яйца черепах (см. описание разреза).

Западнее Баин-Дзака в обрывах Баян-Ула и Ширэ-Ула обнажаются лишь верхи свиты, сходные по составу с верхней частью разреза Баин-Дзака; отличия между ними заключаются только в цвете пород (на горе

Баян-Ула преобладают красновато-бурые песчаники и глины, а на горе Ширэ-Ула — серые и желтовато-серые с красноватым оттенком). Видимая мощность свиты в районе Баян-Ула и Ширэ-Ула около 30 м.

В верхних горизонтах песчаников Ширэ-Ула близ родника Тугуриг-Булак обнаружены скелеты динозавров *Protoceratops andrewsi* Gran. et Greg. и мелкие яйца черепов, аналогичные байндзакским.

В районе колодца Сайрин-Ус-Худук и горы Абдаранту-Ула в разрезах свиты общей видимой мощностью до 60 м также преобладают хорошо отсортированные песчаники желтовато-серого, красно-бурого и серого цвета с подчиненными прослоями красно-бурых глин и линзовидными горизонтами внутриформационных гравелитов и конгломератов мощностью 0.3—0.8 м. Последние тяготеют к верхам разреза. В районе Сайрин-Ус-Худука американские геологи обнаружили обломки раковин *Pseudohyria* (Berkey, Morris, 1927). В отложениях Абдаранту-Ула мы собрали кости динозавров плохой сохранности.

Макро- и микроскопическое изучение слагающих описываемую свиту пород свидетельствует о том, что преобладающие в ней песчаники (рыхлые и слабосцементированные) по составу преимущественно аркозовые с карбонатным (кальцитовым) цементом. Зерна кварца и полевых шпатов, как правило, хорошо окатаны и отсортированы; преобладают мелкозернистые разновидности песчаников. Почти повсеместно в них наблюдается косая слоистость речного и дельтового типов, реже — тонкая озерная. Кварцевые и полевошпатовые зерна песчаников Баян-Дзака, Тугуриг-Булака и Ширэ-Ула нередко замутнены и несут следы эолового переноса. По мнению И. А. Ефремова (1949), они относятся к дельтовым и субэральным эоловым образованиям. К выводу об эоловом происхождении песков Байн-Дзака пришли также А. Кайе и Е. В. Девяткин (1969), проводившие их специальное литологическое исследование.

Формирование прослоев глин и мергелей, по мнению И. А. Ефремова, происходило в периоды затопления значительных участков равнин и расширения площади водных бассейнов. Судя по литолого-фациальным особенностям и незначительным мощностям описанных осадков, а также характеру обнаруженных в них органических остатков, формирование их происходило в обширных мелководных бассейнах и зонах прилегающих к ним аллювиальных равнин, окруженных слабо приподнятым выравненным рельефом с хорошо развитой речной сетью, в условиях относительно аридного теплого климата.

Принадлежность описанных отложений к верхнему мелу ни у кого из исследователей не вызывает сомнения. Об этом свидетельствуют находки в них ископаемых остатков позвоночных и моллюсков. Однако при определении более точной возрастной датировки свиты мнения значительно расходятся. И. А. Ефремов (1954) песчаники Байн-Дзака относит к низам верхнего мела. Американские геологи вначале отнесли отложения Байн-Дзака и Сайрин-Ус-Худука также к низам верхнего мела (Berkey, Morris, 1927). В более поздней работе Ф. Моррис, ссылаясь на противоречия во мнениях американских палеонтологов, изучавших различные группы фауны Байн-Дзака, не исключает возможности того, что формация Джадохта относится к верхам верхнего мела (Morris, 1936). В пользу этой же точки зрения отчасти свидетельствуют находки в районе Сайрин-Ус-Худука (формация Сайрим) пресноводных моллюсков *Pseudohyria*, не встречающихся, по мнению Г. Г. Мартинсона и Р. Барсболда, ниже турон-сантона. По данным З. Киелян-Яворовской и др. (Kielan-Jaworowska, 1970, и др.), изучавших в последние годы фауну Байн-Дзака, она не древнее коньяк-сантона.

Более определенно возраст аналогичных отложений барунгойотской свиты устанавливается в соседнем с юга нэмэгэтинском районе Южной Гоби.

В верхах ее разреза, в так называемой нэмэгэтинской свите, по Г. Г. Мартинсону, А. В. Сочаве и Р. Барсболду (1969), здесь обнаружены характерные для маастрихта комплексы ископаемых моллюсков. Ввиду этого и с учетом находок сантонской фауны в верхах баинширэинской свиты отложения барунгойотской свиты Р. Барсболд (1969) отнес к сантон-маастрихту. Нам представляется более целесообразным (в понимании В. Ф. Шувалова и Р. Барсболда, 1969) рассматривать их как кампан-маастрихтские.

Проведенный анализ пространственного распространения и мощностей отложений, слагающих различные комплексы в Центральной Монголии, указывает на то, что центры осадконакопления и его интенсивность в мезозойское время не оставались постоянными. Так, например, основным районом развития ниже-среднеюрских отложений является пограничный с Северной Гоби район Юго-Восточного Хангая. В существовавших здесь глубоких впадинах в ранне-среднеюрское время сформировались осадочные и эффузивно-туфогенные толщи общей мощностью до 5000 м. В последующие отрезки мезозойского времени, напротив, осадконакопления здесь почти не происходит.

В конце юры (кимеридж-титоне) и раннем мелу основные районы осадконакопления располагались уже в северо-западной части Гобийского Алтая, на юго-востоке Монгольского Алтая и на западе и юго-востоке гобийской части территории.

В наиболее глубоких впадинах этих частей региона накопились эффузивно-осадочные и осадочные толщи суммарной мощностью 2500—3000 м.

В позднем мелу осадконакопление протекало исключительно в Северной Гоби, причем за все позднемеловое время в наиболее погруженных частях обширных гобийских впадин накопилось не более 500—600 м осадков. Тем самым в Центральной Монголии выявляется закономерное смещение основных центров осадконакопления с севера и северо-востока на юго-запад, юг и юго-восток территории, а также существенное замедление темпов накопления осадков с ранне-среднеюрского к позднемеловому времени. Отметим, что эти тенденции сохранились и в начале кайнозоя (до эоценового времени включительно).

С другой стороны, в пределах ранне-среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и позднемелового времени центры осадконакопления в целом были относительно устойчивыми, на что указывают, как правило, совместное распространение отдельных свит, входящих в состав описанных выше комплексов, и согласное залегание их друг на друге. Таким образом, мы приходим к выводу о том, что выделенные нами комплексы осадков (ниже-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой) соответствуют трем важнейшим этапам мезозойского осадконакопления Центральной Монголии: ранне-среднеюрскому, позднеюрско-раннемеловому и позднемеловому, существенно отличавшимся по темпам накопления осадков (заметим, что по времени этапы примерно равны, и поэтому приведенные мощности комплексов могут служить достаточно объективным критерием для оценки темпов осадконакопления на соответствующих этапах) и по расположению основных бассейнов осадконакопления в пределах территории.

Специфика каждого из указанных этапов осадконакопления подчеркивается, кроме того, существенными различиями в литолого-фациальном составе соответствующих комплексов осадков и структурными особенностями последних. Для каждого из них характерны и специфические комплексы ископаемых органических остатков. Важно также подчеркнуть, что основные этапы осадконакопления отделялись друг от друга перерывами, приходящимися на начало и середину поздней юры и конец ран-

него, возможно, начало позднего мела, когда осадконакопления в пределах региона практически не происходило. Эти перерывы, указывающие на самостоятельность каждого этапа, фиксируются региональными угловыми и стратиграфическими несогласиями, наблюдавшимися между соответствующими комплексами осадков.

Ниже коротко остановимся на особенностях мезозойского разреза Центральной Монголии, обнаруживающихся при сопоставлении его с разрезами мезозоя других регионов МНР, а также на возможностях распространения предлагаемой стратиграфической схемы на соседние территории Монголии. При описании выделенных нами свит мы уже указывали на определенное сходство некоторых из них с аналогичными по возрасту и положению в мезозойском разрезе образованиями соседних регионов Монголии.

Как показали исследования, проведенные нами в Восточной и Южной Гоби, в разрезе мезозоя этих территорий МНР выделяются те же возрастные комплексы осадков, что и в Центральной Монголии, а именно нижне-среднеюрский, верхнеюрско-нижнемеловой и верхнемеловой. Причем разделены они также региональными угловыми несогласиями и перерывами в осадконакоплении. Их идентичное возрастное положение подчеркивается сходством состава содержащихся в них комплексов остатков фауны и флоры.

Наиболее полное соответствие обнаруживают верхнемеловые отложения Восточной и Южной Гоби и Центральной Монголии. Это видно на прилагаемой схеме сопоставления разрезов верхнего мела (рис. 22), описанных в различных частях Центральной Монголии, в нэмэгэтинском районе Южной Гоби и в харахутульском районе Восточной Гоби. Сходство в строении верхнемеловой части разреза этих территорий, на наш взгляд, свидетельствует о несомненной близости условий осадконакопления в позднемеловое время на всей территории гобийской части МНР.

Сравнение нижне-среднеюрских и верхнеюрско-нижнемеловых отложений этих же регионов также обнаруживает их определенное сходство, проявляющееся в первую очередь в совпадении характера напластования отдельных толщ и в несомненной близости вещественного состава большинства из них. В то же время, как это отмечалось нами ранее и как это можно видеть на схеме сопоставления юрско-нижнемеловых отложений некоторых районов Центральной Монголии и Восточной Гоби (рис. 23), литолого-фациальный состав некоторых разновозрастных свит в значительной мере отличен в этих регионах. В составе верхнеюрско-нижнемелового комплекса существенные отличия наблюдаются между титон-валанжинскими образованиями, представленными в центральных районах МНР (унудурухинская свита) глинисто-карбонатными породами и основными эффузивами, а в Восточной Гоби (цаганцабская свита) — преимущественно туфогенными породами. Что касается остальных частей разреза данного комплекса, то они весьма сходны между собой: тормхонской свите Центральной Монголии соответствует шарилинская свита Восточной Гоби, андахудукской — шинхудукская (нижняя часть дзунбаинской), а хулсынгольской — хухтынская (верхняя часть дзунбаинской) свит. Различия между ними по составу незначительны.

Сравнивая разрез верхнеюрско-нижнемелового комплекса Центральной Монголии с аналогичными по возрасту образованиями более западных районов МНР (Бэгэрский район Монгольского Алтая, район Дарбисомона и др.), мы также обнаруживаем некоторое их сходство. Нижней части комплекса (тормхонской свите) Центральной Монголии здесь соответствуют подобные по составу грубообломочные красочные отложения, выделенные нами в верхнеюрский комплекс (см. гл. 2), выше которых согласно залегают пестроцветные осадочные образования верхне-

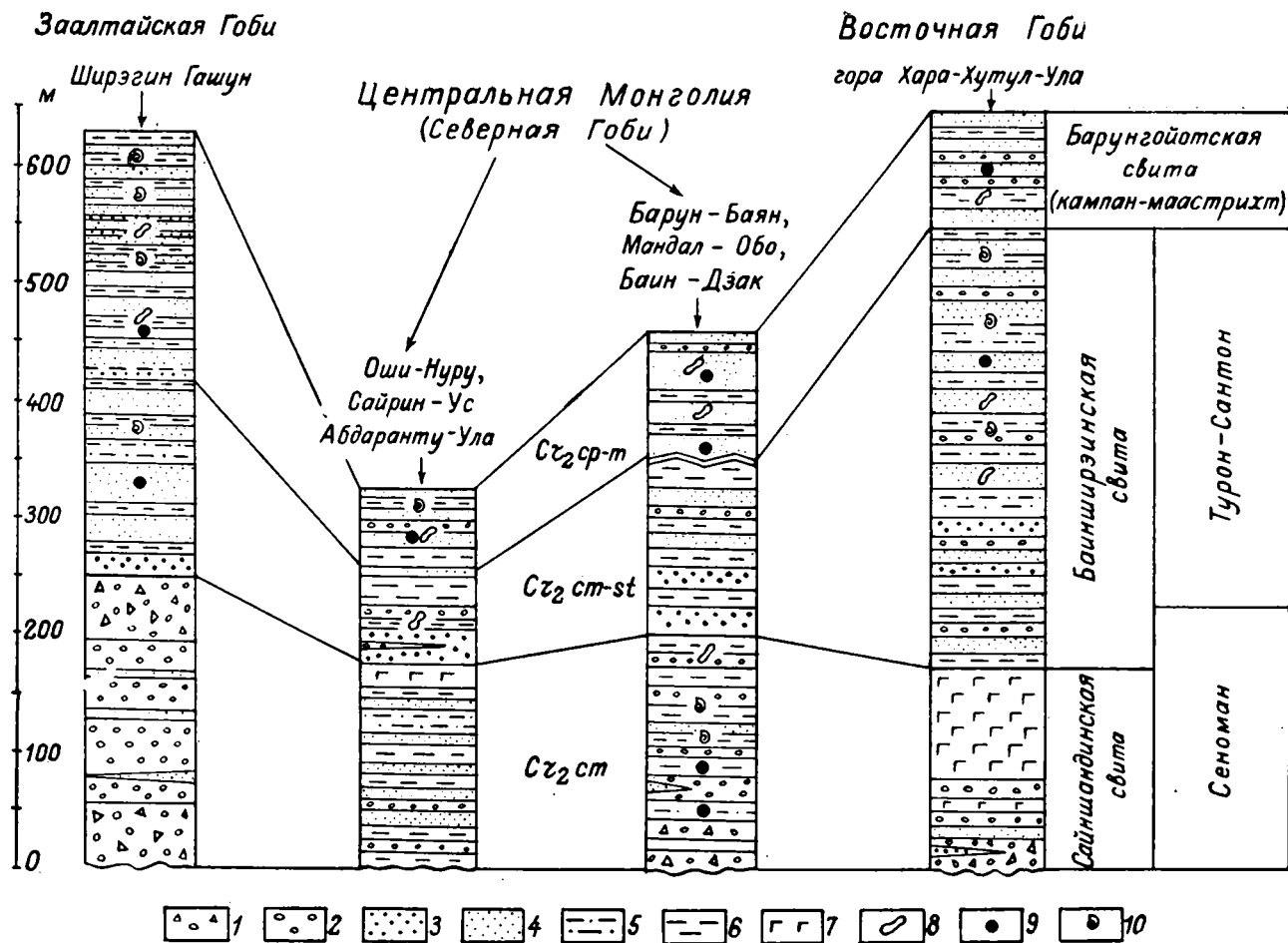


Рис. 22. Схема сопоставления верхнемеловых отложений Центральной Монголии, Восточной и Южной Гоби.

- 1 — конгломератобрекчии;
2 — конгломераты; 3 —
гравелиты; 4 — песчаники;
5 — песчаные глины;
6 — глины; 7 — базальты;
8 — фауна позвоночных;
9 — яйца динозавров; 10 —
фауна моллюсков.

ГОБИЙСКИЙ АЛТАЙ

ВОСТОЧНАЯ ГОБИ

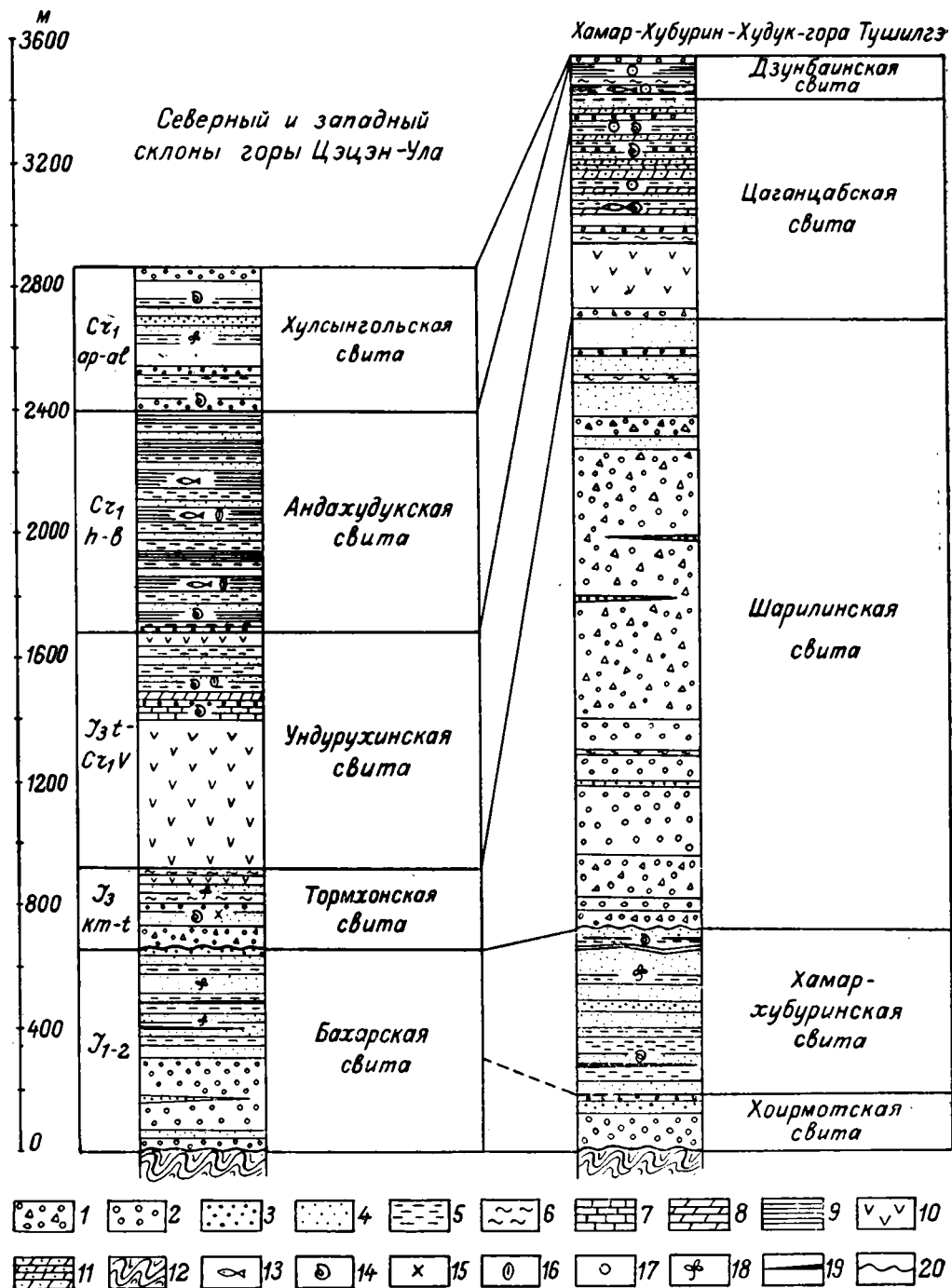


Рис. 23. Схема сопоставления юрско-нижнемеловых отложений некоторых районов Гобийского Алтая и Восточной Гоби.

1 — конгломератобрекчии; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы; 6 — глины; 7 — известняки; 8 — мергели; 9 — «бумажные» сланцы; 10 — базальты; 11 — туфы; 12 — домезозойские образования; ископаемые органические остатки: 13 — рыбы, 14 — моллюски, 15 — харовые водоросли, 16 — остракоды, 17 — филлоподы, 18 — листовая флора; 19 — угли; 20 — несогласное залегание.

юрско-нижнемелового комплекса, близкие по литолого-фациальным особенностям и комплексам ископаемой флоры к титон-валанжинским и нижнемеловым образованиям Центральной Монголии.

В отличие от центральных районов МНР верхнеюрско-нижнемеловые отложения Западной Монголии не содержат в своем составе основных эффузивов (базальтов) и характеризуются нередко пестроцветной окраской.

Сравнение, наконец, ниже-среднеюрских отложений Центральной Монголии с аналогичными по возрасту образованиями других районов МНР также указывает на их определенное сходство. Особенно четко это сходство прослеживается при сравнении ниже-среднеюрских угленосных толщ (рис. 23). Как правило, подобно бахарской свите Центральной Монголии, разрез их в Восточной Гоби (хоирмотская и хамархубуринская свиты) и в западных районах МНР (ниже-среднеюрский комплекс) начинается сероцветными конгломератами и гравелитами и заканчивается песчаниками и алевролитами с прослоями углей. Помимо отмеченного сходства в литологическом составе, ниже-среднеюрские отложения различных регионов МНР близки и по содержащимся в них комплексам ископаемой флоры и фауны. Среднеюрским(?) образованиям Центральной Монголии (нурачинская свита) по положению в мезозойском разрезе соответствует «эффузивный комплекс верхней юры» Восточной Гоби (Васильев и др., 1959), в составе которого четко различаются две толщи: нижняя — основных и средних эффузивов и верхняя — кислых

Т а б л и ц а 3
Схема корреляции мезозойских отложений Центральной
и Юго-Восточной Монголии

Возраст	Центральная Монголия (по В. Ф. Шувалову, 1970a)	Юго-Восточная Монголия (по В. Г. Васильеву и др., 1959)	Возраст
	свита		
K ₂ cp—m	Барунгойотская	Баианширэнская	K ₂ t
K ₂ cm—st	Баианширэнская	Саиншандинская (верхняя подсвита)	K ₂ cm
K ₂ cm	Саиншандинская	Саиншандинская (нижняя подсвита)	
K ₂ ap—al	Хулсынгольская	Дзунбаинская (верхняя подсвита)	K ₁ h—al
K ₁ h—b	Андахудукская	Дзунбаинская (нижняя подсвита)	
J ₃ t—K ₁ v	Ундурухинская	Цаганцабская	K ₁ v—h
J ₃ km—t	Тормхонская	Шарилинская	K ₁ v
J ₂ (?)	Нурачинская	Кислых эффузивов	J ₃
		Основных и средних эффузивов	
J ₁₋₂	Бахарская	Хамархубуринская	J ₁₋₂
		Хоирмотская	

эффузивов. Литолого-стратиграфические аналоги нурачинской свиты широко распространены, по данным В. А. Макарова, Ю. С. Желубовского, Бела Золтана, в соседних с севера и северо-востока районах Монголии.

Таким образом, несмотря на некоторые частные отличия, разрезы континентального мезозоя Центральной Монголии, прилегающих к ней частей Западной Монголии, Восточной и Южной Гоби в основном сходны, что определенно указывает на близость тектонических и климатических условий осадкообразования на всей территории южной половины МНР в течение большей части мезозойского времени. Одновременно при сравнении разрезов мезозоя исследованной территории и соседних с ней регионов Монголии выясняется, что именно в Центральной Монголии наряду с Восточной Гоби разрез мезозоя является наиболее полным. Вследствие этого, а также вследствие обилия ископаемой фауны и флоры в различных частях мезозойского разреза Центральной Монголии она должна рассматриваться в качестве одного из наиболее благоприятных регионов для выяснения важнейших проблем стратиграфии континентального мезозоя МНР.

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Расположенная в центральной части Азиатского материка Южная Монголия, как и примыкающие к ней территории, на протяжении мезозойской и кайнозойской эр оставалась сушей даже в моменты крупнейших трансгрессий моря.

Обширные депрессии Центральной Азии постепенно заполнялись разнообразными по генезису и составу континентальными отложениями: озерными, аллювиальными, пролювиальными, эоловыми, продуктами извержения вулканов, которые составляют в настоящее время разрезы мезозоя и кайнозоя данного обширного региона.

На значительных по площади территориях Южной Монголии выходят на поверхность толщи верхнего мела, содержащие ряд крупнейших местонахождений остатков позвоночных. Монгольские местонахождения верхнемеловых динозавров, черепов, крокодилов и млекопитающих вне всякого сомнения имеют мировое значение. Поэтому изучение стратиграфии и генезиса отложений, содержащих эти ценнейшие палеонтологические остатки, представляет интерес, выходящий за рамки узко-регионального исследования.

Ниже приводятся результаты стратиграфических и литологических исследований верхнемеловых толщ Южной Монголии.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическая корреляция континентальных толщ представляет собой весьма сложную задачу в связи с разобщенностью бассейнов осадконакопления и фациальной изменчивостью. Горизонтальное залегание верхнемеловых отложений и небольшие амплитуды высот рельефа в зоне распространения мезозоя Южной Монголии создают дополнительные сложности при изучении стратиграфии осадочных толщ данного возраста. Прекрасно обнаженные благодаря полупустынному климату Гоби выходы верхнемеловых отложений обычно заключают в себе небольшие по мощности фрагменты верхнемелового разреза, объединение которых в единую стратиграфическую схему во многих случаях возможно лишь с большой долей условности.

Вместе с тем при достаточно детальном изучении литологии верхнемеловых отложений за внешней пестротой фаций могут быть найдены некоторые общие особенности, характерные для разрезов существенно удаленных друг от друга полей осадконакопления, особенности, которые могут быть использованы для стратиграфической корреляции по литологическим признакам. Возникновение тех или иных отличительных признаков верхнемеловых пород, использованных нами для целей стратиграфической корреляции разрезов, связано с широкими палеогеографическими изменениями: тектоническим поднятием или опусканием района,

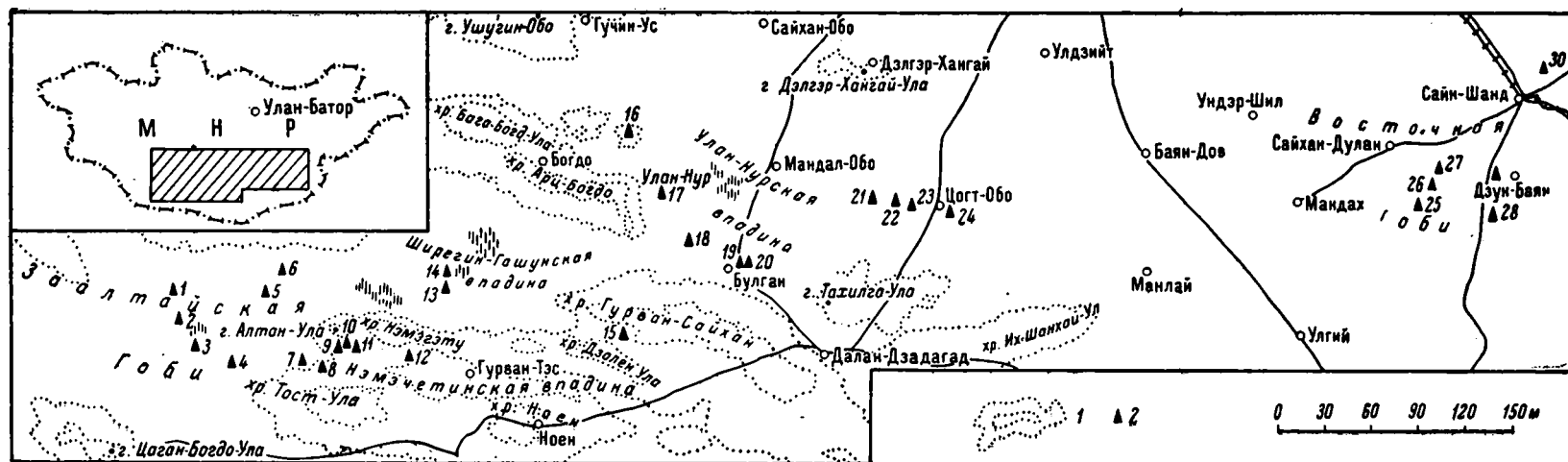


Рис. 24. Обзорная карта исследованных районов Южной Монголии.

1 — возвышенности; 2 — расположение описанных разрезов верхнемеловых отложений. Наименование разрезов. Заалтайская Гоби: 1 — Души-Ула, 2 — Ногон-Цаб, 3 — Онгон-Улан-Ула, 4 — Хармин-Цаб I, 5 — Хайчин-Ула, 6 — Бугин-Цаб, 7 — Паган-Ула, 8 — Наран-Булак, 9 — Алтан-Ула IV, 10 — севернее Алтан-Ула III, 11 — Алтан-Ула I, 12 — Номэгэту, 13 — Улан-Цаб-Ула, 14 — севернее Улан-Цаб-Улы, 15 — Цахир-Ула; Предалтайская (Улан-Нурская) зона: 16 — Оши-Нуру, 17 — Абдараин-Нуру, 18 — Тугрик-Булак, 19 — Байн-Дзак, 20 — Хашиату, 21 — Ологой-Улан-Цаб, 22 — Улан-Ош, 23 — Барун-Байн, 24 — восточнее Цогт-Обо; Восточная Гоби: 25 — Хангил, 26 — Джибхаланту, 27 — Хара-Хутул, 28 — Байн-Ширэ, 29 — Хангид-Цаб, 30 — Тель-Улан-Уда.

изменениями климата и т. д. Стратиграфическая корреляция по литологическим признакам тесно связана с изучением общих изменений палеогеографических условий, которые претерпела данная территория в позднемеловую эпоху.

Восточная Гоби

Изучение стратиграфии меловых отложений Восточно-Гобийского аймака проводилось в начале 50-х годов в связи с нефтепоисковыми работами. Вопросы стратиграфии верхнего мела этого района рассматриваются в трудах И. Е. Турищева (1955, 1956), Н. А. Маринова (1957), В. Г. Васильева и др. (1959). В этих работах верхнемеловые отложения расчленяются на сайншандинскую и баинширэинскую свиты.

В статье Г. Г. Мартинсона, А. В. Сочавы и Р. Барсболда (1969) несколько пересмотрены границы этих свит, а в верхней части верхнемелового разреза выделена джибхалантская свита — толща красноцветных отложений, относимая ранее к кайнозою. Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез верхнего мела в Восточной Гоби наблюдается в районе возвышенностей Хара-Хутул и Джибхаланту (рис. 24). Этот разрез принят нами за стратотипический для данного региона.

Южнее хр. Хара-Хутул на серых песчаниках верхнедзунбаинской свиты залегает толща верхнемеловых отложений, слагающих этот хребет, а также бедленды, расположенные к северу от него. В этом районе наблюдается следующий разрез (рис. 25):

С а и н ш а н д и н с к а я с в и т а

- | | |
|---|-------|
| 1. Серовато-коричневые крупногалечные конгломераты с валунами | 174 м |
| 2. Базальты | 156 м |
| 3. Серый с розовыми пятнами песчаник | 2 м |
| 4. Бледно-фиолетовые глины | 2 м |
| 5. Пестрые глины — кирпично-красные и серые | 5 м |
| 6. Листовато-серые песчаники с прослоями конгломератов и глин. Линзы плотных грубозернистых песчаников с гальками. В верхней части толщи возрастает роль конгломератовых прослоев | 120 м |
| 7. Линза брекчиевидных известняков, переходящая по простиранию в скопление карбонатных конкреций | 0.5 м |
| Общая мощность сайншандинской свиты 460 м. | |

Б а и н ш и р э и н с к а я с в и т а

- | | |
|---|-----------------------|
| 8. Ярко-желтые с голубыми пятнами глины | 3.5 м |
| 9. Глины серые с розовыми пятнами | 4 м |
| 10. Желтовато-серые и серые рыхлые косослоистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов. Встречаются крупные окаменевшие стволы деревьев | 37 м |
| 11. Светло-серые мелкозернистые пески с прослоями красно-коричневых глин. Встречаются горизонты плотных мелкозернистых песчаников с пойкилитовым кальцитовым цементом и внутриформационные гравелиты, сложенные карбонатными катунами. В последних — раковины пресноводных моллюсков и кости позвоночных. Моллюски представлены, согласно данным Г. Г. Мартинсона, <i>Plicatotrigonoides multicostatus</i> Martins. et Barsb., <i>Pl. ellipticus</i> Martins., <i>Pl. veneriformis</i> (Martins.) | 170 м |
| 12. Глины коричневые с серыми пятнами и черными марганцовистыми примазками | 10 м |
| 13. Светло-серые пески с прослоями серых песчаников | 30 м |
| 14. Красно-коричневые глины | 15 м |
| 15. Переслаивание серых и оранжевых песков, гравелитов и коричневых глин. Характерна глобулярная текстура песчаников, выступающих на склонах в виде карнизов. Кости черепах <i>Amyda orlovi</i> Khos. и фрагменты панцирей <i>Dermatemydidae</i> (определение Л. И. Хозацкого) | видимая мощность 30 м |

На этом разрез обрывается. Видимая мощность баинширэинской свиты 300 м. Верхнюю часть баинширэинской свиты и ее контакт с джибхалант-

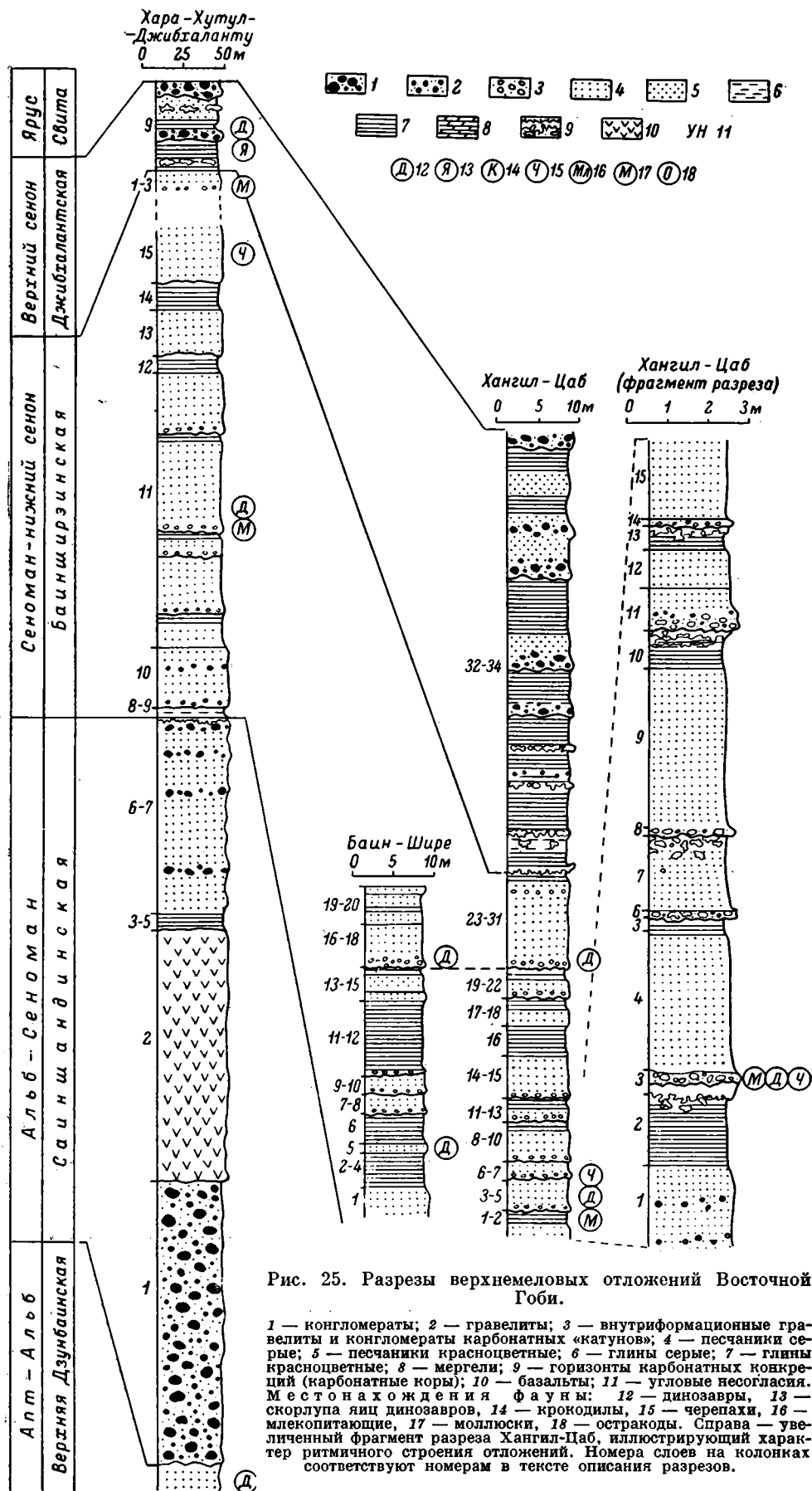


Рис. 25. Разрезы верхнемеловых отложений Восточной Гоби.

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — внутриформационные гравелиты и конгломераты карбонатных «катунов»; 4 — песчаники серые; 5 — песчаники красноцветные; 6 — глины серые; 7 — глины красноцветные; 8 — мергели; 9 — горизонты карбонатных конкреций (карбонатные коры); 10 — базальты; 11 — угловые несогласия. Места нахождения фауны: 12 — динозавры, 13 — скорлупа яиц динозавров, 14 — крокодилы, 15 — черепахи, 16 — млекопитающие, 17 — моллюски, 18 — остракоды. Справа — увеличенный фрагмент разреза Хангил-Цаб, иллюстрирующий характер ритмичного строения отложений. Номера слоев на колонках соответствуют номерам в тексте описания разрезов.



Рис. 26. Выходы джибхалантской свиты в восточной части возвышенности Джибхаланту.

ской свитой можно наблюдать в 10 км к юго-западу от хр. Хара-Хутул у подножия возвышенности Джибхаланту в районе колодца Шинэ-Усу-Худук.

Баинширэинская свита

1. Горизонт карбонатных конкреций, переходящий в катунный конгломерат. Раковины пелеципод *Pseudohyria unegetensa* Martins., *Ps. arida* Barsb., *Pseudohyria* sp. (определение Г. Г. Мартинсона) 0.1—0.2 м
2. Светло-серые рыхлые мелкозернистые песчаники 2 м
3. Желтовато-серый песчаник с плотным карбонатным цементом, косою слоистостью и ходами илоедов. В песчанике карбонатные катуны 0.2 м
4. Белые пески со знаками ряби 3 м
5. Желтовато-серый песчаник с косою слоистостью и карбонатными катунами. Кости позвоночных 0.1—0.2 м
6. Рыхлые светло-серые пески 3 м
7. Желтовато-розовые пятнистые пески. В кровле — обилие карбонатных конкреций 2—3 м
8. Коричневые алевритистые глины 1.5 м

Видимая мощность баинширэинской свиты 13 м.

Джибхалантская свита

Свита выходит на поверхности на большой площади и составляет возвышенность Джибхаланту. Наиболее хорошие обнажения — в северо-восточной части возвышенности (рис. 26).

9. Толща красноцветных глин с карбонатными стяжениями и прослоями красно-коричневых и серых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Глины преобладают в нижней части толщи, конгломераты — в верхней. В песчаниках и конгломератах — множество карбонатных конкреций. Встречаются кости, а также скорлупа яиц динозавров, фрагменты скелетов, челюсти, фаланги пальцев и т. д. не менее 50 м

Верхняя часть верхнемеловых отложений, имеющая строение, близкое разрезу, наблюдаемому в районе возвышенности Джибхаланту, обнажается в обрывах Хангил-Цаб, где описан следующий разрез:

Баинширэинская свита
(нижняя часть свиты не обнажена)

1. Светло-серые песчаники с гравийными прослоями 2 м
 2. Коричневато-серые и коричневые глины. В кровле пласта — карбонатные конкреции 1.7 м
 3. Горизонт карбонатных конкреций, переходящий кверху в серый катунный гравелит. Встречаются кости динозавров и черепа. Множество раковин пелеципод, представленных *Pseudohyria unegetensa* Martins., *Ps. radiata* (Martins.) (определение Г. Г. Мартинсона) 0.5 м
 4. Светло-серые мелкозернистые пески 3.5 м
 5. Светло-серые глинистые алевролиты 0.3 м
 6. Линза плотного песчаника с катунами, переходящего в кровле в катунный конгломерат 0.2 м
 7. Светло-серые пески с карбонатными конкрециями 1.8 м
 8. Катунный конгломерат 0.1 м
 9. Серые и желтовато-серые рыхлые песчаники с косой слоистостью. В кровле пласта — песчаники светло-оранжевые 4 м
 10. Пятнистые коричневые и зеленые глины. В кровле — множество карбонатных конкреций 1 м
 11. Песчаник с железисто-марганцевистым цементом и карбонатными катунами 1 м
 12. Светло-серые пески 1 м
 13. Красно-коричневые глины с горизонтами карбонатных конкреций в кровле 0.5 м
 14. Плотный серый гравелит с катунами 0.1 м
 15. Светло-серые рыхлые песчаники 5.3 м
 16. Пестрые красные и серые глины с марганцевистыми примазками 4.5 м
 17. Серые песчаники 1.8 м
 18. Пестрые глины с марганцевистыми примазками 1.5 м
 19. Песчаник с карбонатными желваками 0.7 м
 20. Линза катунного конгломерата до 0.2 м
 21. Светло-серые рыхлые песчаники 1.7 м
 22. Коричневые глины с голубыми пятнами и марганцевистыми примазками 1.5 м
 23. Песчаник с карбонатными конкрециями 0.4 м
 24. Серый катунный гравелит. Встречаются кости динозавров 0.1—0.4 м
 25. Светло-серый рыхлый песчаник 2 м
 26. Катунный гравелит 0.1 м
 27. Серый косослоистый песчаник 7 м
 28. Катунный гравелит 0.1—0.3 м
 29. Светло-серый песчаник 1 м
 30. Коричневые глины 0.8 м
 31. Катунный гравелит 0.2 м
- Видимая мощность баинширэинской свиты 44 м.

Джибхалантская свита

32. Горизонт карбонатных конкреций, сцементированных светло-розовым гравелитом 0.2—0.3 м
33. Красно-коричневые плохо отсортированные песчаники с горизонтами, переполненными карбонатными конкрециями, особенно распространенными в кровле пласта 4 м
34. Плохо отсортированные кирпичные глины и пески с примесью гравия и гальки. Прослой плохо отсортированных конгломератов. Обилие карбонатных конкреций. В нижней части толщи — пласты узловатых конкреционных известняков около 50 м

Юго-западнее обрывов Хангил-Цаб, на склоне возвышенности Баин-Ширэ, обнажается толща, соответствующая верхам баинширэинской свиты, близкая по строению наблюдаемой в описанном выше разрезе. Здесь обнажаются следующие горизонты:

Баинширэинская свита
(подошва свиты не обнажена)

1. Серые и светло-коричневые косослоистые песчаники с прослоями катунов красно-коричневых глин 3.8 м
2. Красные глины 0.3 м

3. Глины коричнево-бурые песчаные с черными марганцевистыми примазками	3.5 м
4. Ярко-красные глины	0.5 м
5. Светло-серый алевролит	1.0 м
6. Коричнево-бурые глины с черными марганцевистыми пятнами	3.5 м
7. Катунный гравелит. Обломки костей динозавров	до 0.5 м
8. Серый песчаник	1.8 м
9. Катунный косослойистый гравелит	до 0.5 м
10. Светло-розовые пески	до 2 м
11. Серый песчаник с катунами	до 0.5 м
12. Красно-коричневые глины. Черные марганцевистые примазки	8.5 м
13. Серые мелкозернистые песчаники с красными пятнами	1.2 м
14. Светло-коричневые песчаники с прослоями красных песчаных глин, содержащих карбонатные конкреции	2 м
15. Красные глины с карбонатными конкрециями	0.1—0.5 м
16. Светло-серый песчаник с карбонатными катунами	0.3—0.7 м
17. Серый катунный гравелит. Встречаются кости динозавров. Этот горизонт назван И. А. Ефремовым (1949) «главным костеносным горизонтом Баин-Ширэ»	0.7 м
18. Серый мелкозернистый песчаник. Крупномасштабная косая слоистость	2 м
19. Переслаивание кирпично-красных глин и светло-коричневых песчаников	4 м
20. Светло-серый песчаник с плотным известковистым цементом	0.5 м

На этом разрез обрывается. Видимая мощность баинширэнской свиты 40 м. Приблизительно на уровне слоев 3—6 в 1946 г. сотрудниками Палеонтологической экспедиции АН СССР обнаружен скелет анкилозавра *Talarurus plicatospineus* Maleyev (Ефремов, 1949; Малеев, 1956).

Таким образом, разрез верхнего мела Восточной Гоби имеет трехчленное строение. Нижняя красноцветная толща конгломератов и песчаников выделяется как сайншандинская свита. Средняя толща, сложенная главным образом серыми песчаниками при второстепенной роли гравелитов и красно-коричневых глин, составляет баинширэнскую свиту, и, наконец, верхняя красноцветная толща глин песчаников и конгломератов получила название джибхалантской свиты. Помимо окраски и более грубозернистого состава, джибхалантскую свиту отличает от нижележащей толщи относительно более высокая карбонатность слагающих ее пород.

Специфический облик отложений джибхалантской и баинширэнской свит позволяет без труда коррелировать разрезы возвышенности Джибхалант и обрывов Хонгил-Цаб.

В верхней части баинширэнской свиты присутствуют характерные относительно мощные горизонты красно-коричневых глин. Это обстоятельство позволяет условно коррелировать верхнюю часть разреза свиты, наблюдаемую севернее хр. Хара-Хутул, с аналогичными по общему облику горизонтами баинширэнской свиты в разрезах обрывов Хонгил-Цаб и возвышенности Баин-Ширэ. Комплекс моллюсков, обнаруженных в баинширэнской свите Восточной Гоби, имеет много общего с верхнемеловыми комплексами, известными из Средней Азии. *Plicatotrionioides multicostatus* Martins., обнаруженный в нижней половине свиты, близок альб-сеноманским формам из токубайской свиты Ферганы. *Lanceolaria angustata* Martins. встречается в верхах баинширэнской свиты и в нижне-сеноманских континентальных отложениях Средней Азии и Казахстана. Широко распространенные в Восточной Гоби на том же стратиграфическом уровне *Sainshandia robusta* Martins., *S. sculpturata* Martins. также близки *Sainshandia* из яловачской и бастобинской свит Ферганы и Казахстана (нижний сенон). На основании этих данных можно сделать заключение о широком возрастном интервале времени образования баинширэнской свиты — от сеномана до нижнего сенона. Приняв за основу такую датировку баинширэнской свиты, можно прийти к выводу об альб-сеноманском возрасте сайншандинской свиты, залегающей на альбских отложениях верхнедзунбайнского горизонта, а джибхалантскую свиту отнести к верхнему сенону.

Анкилозавр *Talarurus plicatospinacus* известен только в одном местонахождении — возвышенности Баин-Ширэ, поэтому присутствие его остатков в верхней части баинширэнской свиты не может внести каких-либо корректив в предлагаемую нами возрастную датировку свиты.

Скорлупа яиц динозавров из джибхалантской свиты по внешней морфологии напоминает ангутоканальную скорлупу с гладкой внешней поверхностью, известную из нэмэгэтинской свиты Заалтайской Гоби (Сочава, 1969б), однако несколько отличается от нее своей микроструктурой.

Заалтайская Гоби

Стратиграфия верхнего мела Заалтайской Гоби, на территории которой расположены крупнейшие местонахождения динозавров Нэмэгэту, Алтан-Ула, Бугин-Цаб, в настоящий момент изучена наиболее подробно. Местонахождения Нэмэгэту, Алтан-Ула, Наран-Булак были открыты Палеонтологической экспедицией АН СССР в 1946—1949 гг., сотрудниками которой было дано первое стратиграфическое описание верхнего мела и палеогена данного района (Ефремов, 1949, 1954; Новожилов, 1954). Верхнемеловые отложения Нэмэгэту были разделены И. А. Ефремовым на две толщи: нижнюю — озерную и верхнюю — отложения костеносного русла. Дальнейшие исследования палеонтологии и стратиграфии верхнего мела Нэмэгэтинской впадины проводились Польско-Монгольской палеонтологической экспедицией ПАН и АН МНР в 1963—1965 гг. Польские стратиграфы выделили в разрезе Нэмэгэту две толщи, которые назвали нижними и верхними нэмэгэтинскими слоями (Gradzinski et al., 1968; Gradzinski, 1970).

Вопросам стратиграфии верхнемеловых отложений Заалтайского района в значительной мере посвящены работы Р. Барсболда (1969, 1970). В статье Г. Г. Мартинсона, А. В. Сочавы и Р. Барсболда (1969) нижним нэмэгэтинским слоям дано название барунгойотской свиты, а верхним — нэмэгэтинской. В районе местонахождения динозавров Нэмэгэту автором был описан следующий разрез (рис. 27):

Барунгойотская свита

(основание свиты не обнажено)

1. Светло-коричневые мелкозернистые пески и песчаники. Толща имеет грубую горизонтальную слоистость Видимая мощность 30 м.
2. Плотный песчаник с ходами илоедов, образующий на склоне карниз 0.5 м
3. Светло-коричневый песчаник 12 м
4. Светло-серый песчаник с плотным карбонатным пойкилитовым цементом 0.5 м

В средней части барунгойотской свиты встречаются обломки скорлупы яиц динозавров и фрагменты черепов ящеров. Видимая мощность барунгойотской свиты 43 м.

Нэмэгэтинская свита

5. Линза коричневых глин до 8 м
6. Плотный известковый светло-серый песчаник. Ложится на пласт 5 или непосредственно на барунгойотскую свиту 0.5—0.7 м
7. Мелкозернистый розовато-серый песчаник с тонкой косою и горизонтальной слоистостью и следами оползания осадка 6 м
8. Коричневые глины с прослоем серого песчаника 0.4 м
9. Светло-коричневый песчаник 0.7 м
10. Плотный серый песчаник со знаками ряби 0.3 м
11. Серый песчаник 1.6 м
12. Плотный светло-серый песчаник с косою слоистостью. Кости динозавров. Раковины моллюсков, представленных, согласно Г. Г. Мартинсону, *Pseudohyria anadontoides* (Martins.), *Ps. kozlovi* (Barsb.), *Ps. debilicostata* (Barsb.) 0.3 м
13. Рыхлый желтовато-серый песчаник с редкими мало мощными линзами плотных косослоистых песчаников 6 м

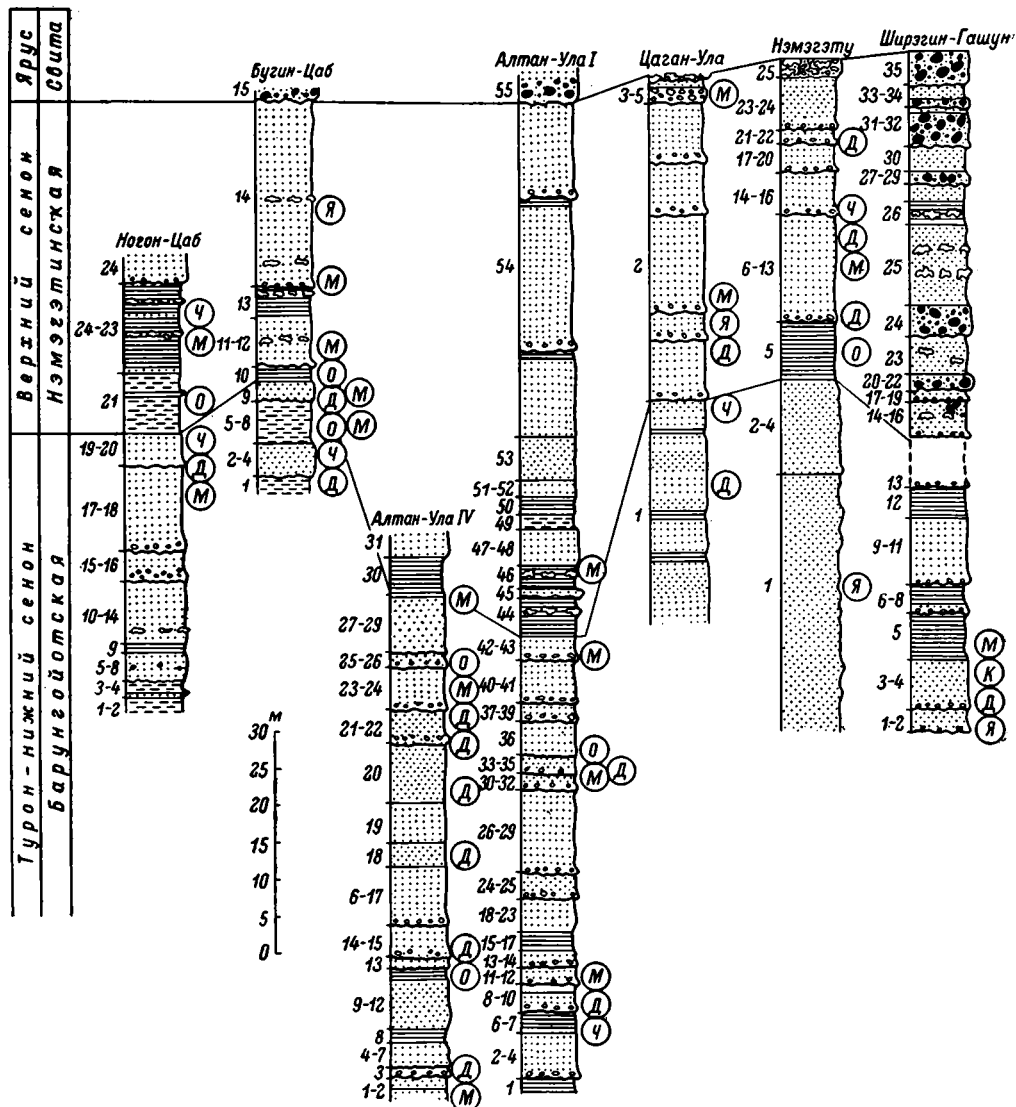


Рис. 27. Разрезы барунгойотской и нэмэгэтинской свит Заалтайской Гоби.

Обозначения см. на рис. 25.

- | | |
|---|-------|
| 14. Катунный косослоистый гравелит | 0.6 м |
| 15. Светло-серый песчаник с плотным известковым цементом и косою слоистостью | 1.8 м |
| 16. Светло-серый рыхлый песчаник | 3 м |
| 17. Плотный песчаник с карбонатными конкрециями | 0.3 м |
| 18. Рыхлый светло-серый песчаник | 1 м |
| 19. Плотный песчаник с белыми известковыми конкрециями в кровле | 0.1 м |
| 20. Серый рыхлый песчаник с железистыми конкрециями в кровле | 3.5 м |
| 21. Плотный среднезернистый песчаник с косою слоистостью и белыми карбонатными катунами | 0.3 м |
| 22. Серые пески | 1.8 м |
| 23. Плотный катунный гравелит | 0.1 м |
| 24. Желтый и светло-коричневый песчаник с карбонатными конкрециями | 7 м |
| 25. Горизонт карбонатных конкреций от 2 до 5 см в поперечнике | 2 м |

Общая мощность нэмэгэтинской свиты 45 м. В нэмэгэтинской свите-бедлендов Нэмэгэту в большом количестве встречаются разрозненные

кости и скелеты разнообразных позвоночных: динозавров, черепах, рыб. Обнаружены также гастроподы: *Mesolanistes efremovi* (Martins.), *M. mongoliensis* (Martins.), *Hydrobia nemegetica* Martins.

Р. Барсболд в нэмэгэтинской свите обнаружил остракоды, определенные Е. С. Станкевич как *Cypridea cavernosa* Gal., *C. distributa* Stank., *C. biformata* Szczeck. et Bl., *Timiriasevia* (?) *transitoria* Stank., *Mongolianella cuspidigera* Stank., *M. ex gr. plamosa* Mand., *M. khamarinensis* Gal.

Монгольской палеонтологической экспедицией АН СССР в нэмэгэтинской свите данного района обнаружен и извлечен скелет гадрозавра *Saurolophus angustirostris* Rozhdestvensky (Рождественский, 1952), скелеты карнозавров *Tarbosaurus bataar* (Maleyev) (Малеев, 1955а) и кости зауропод. В этих же слоях обнаружен скелет крокодила *Paralligator ancestralis* Kondz. (Конжукова, 1954). Польско-Монгольской палеонтологической экспедицией из нижней части свиты извлечено несколько скелетов *Tarbosaurus*, а из средней и верхней части свиты — скелеты орнитомимид и череп зауропода (Gradzinski et al., 1968).

Разрез Нэмэгэту подразделяется на две свиты, нижняя из которых окрашена в красновато-коричневые тона, верхняя имеет в общем серую окраску. В кровле нэмэгэтинской свиты залегает весьма характерный горизонт карбонатных конкреций. Этот горизонт представляет собой карбонатную кору (см. раздел «Карбонатные породы») и является наиболее важным маркирующим горизонтом в разрезе верхнего мела Юго-Западной Монголии. Горизонт прослеживается к западу от Нэмэгэту в разрезах родника Наран-Булак и возвышенности Цаган-Ула, где залегает в самой кровле верхнемеловой толщи, подстилая отложения, содержащие палеогеновую фауну позвоночных. Залегающие ниже этого маркирующего горизонта отложения верхнего мела возвышенности Цаган-Ула, так же как и в разрезе Нэмэгэту, подразделяются на две толщи, нижняя из которых имеет в общем розоватую окраску, а верхняя — серую. В этих толщах нетрудно увидеть аналоги барунгойотской и нэмэгэтинской свит, выделенных в бедлендах Нэмэгэту. В районе возвышенности Цаган-Ула (Цаган-Хушу) автором описан следующий разрез:

Барунгойотская свита

1. Серые пески и плотные розовые песчаники со знаками ряби. Карнизы плотных серых песчаников с карбонатными катунями и горизонты красных глин с карбонатными конкрециями видимая мощность 30 м

Нэмэгэтинская свита

2. Светло-серые пески с редкими прослоями плотно сцементированных песчаников и катунных конгломератов, содержащих кости динозавров и черепах. Встречается скорлупа яиц динозавров ангустоканальной структуры с ребристой наружной поверхностью. Согласно данным Г. Г. Мартинсона, обнаружены моллюски *Pseudohyria buginzabica* Martins., *Ps. anodontoides* (Martins.), *Ps. kozlovi* (Barsb.), *Ps. debilicostata* (Barsb.), *Mesolanistes efremovi* (Martins.) около 40 м
3. Катунный конгломерат с отпечатками раковин моллюсков 2 м
4. Коричневые песчаники 0.5—1.0 м
5. Слой, переполненный карбонатными конкрециями, которые сцементированы коричневым песчаником 0.5 м

Общая мощность нэмэгэтинской свиты 44 м. Выше залегают коричневые песчаники палеогена.

Из верхнемеловых отложений Цаган-Улы советской и польской палеонтологическими экспедициями был извлечен ряд скелетов динозавров *Tarbosaurus* и орнитомимид хорошей сохранности и множество скелетов черепах. Анализируя опубликованные материалы, трудно достаточно точно определить, из какой части выделенных нами свит

извлечены те или иные палеонтологические остатки. По-видимому, большая часть палеонтологических сборов данного района приходится на нижнюю часть нэмэгэтинской свиты, а некоторое количество сборов — на верхи барунгойотской свиты.

В непосредственной близости от возвышенности Цаган-Ула находятся выходы верхнемеловых и палеогеновых отложений в районе родника Наран-Булак, где в палеогеновых отложениях экспедицией И. А. Ефремова в 1948 г. было открыто крупное местонахождение остатков млекопитающих и черепах. Разрез верхнего мела здесь близок наблюдаемому на возвышенности Цаган-Ула:

Нэмэгэтинская свита

(основание не обнажено)

1. Рыхлые серые песчаники с прослоями плотных песчаников с известковистыми катунами. Линзы коричневых глин. В нижней части толщи — скорлупа яиц динозавров, а в верхней части — кости динозавров . . . видимая мощность 20 м
2. Линза катунного конгломерата до 1 м
3. Чередование серых с розовыми песчаников и конкреционных известняков, переходящих в катунные конгломераты. Известняковые тела имеют причудливые формы. Ходы илоедов, заполненные известковым материалом 4 м
4. Узловатые конкреционные известняки, переходящие вверх в оранжевые песчаники с округлыми карбонатными конкрециями и катунными конгломератами. Многочисленные раковины тригониидид, представленных *Pseudohyria cf. debilicostata* (Barsb.) (определение Г. Г. Мартинсона) 1.5 м

Видимая мощность нэмэгэтинской свиты 27 м.

Палеоген

5. Ярко-кирпичные песчаники и алевролиты 20 м
6. Серые песчаники и глины 50 м

Слои 2—4, рассматриваемые нами как карбонатная кора и переотложенные продукты ее разрушения, в работе сотрудников Польско-Монгольской палеонтологической экспедиции (Gradzinski et al., 1968) описаны как базальный горизонт палеоцена. Нахождение в этом горизонте верхнемеловых моллюсков позволяет провести границу верхнего мела и палеоцена по его кровле.

В горизонте 6 разреза Наран-Булак Монгольской палеонтологической экспедицией АН СССР обнаружено местонахождение костей палеогеновых млекопитающих, возраст которого в настоящее время определяется как верхний палеоцен или нижний эоцен.

Непосредственно к северу от родника Наран-Булак, у южного подножия горы Алтан-Ула, верхнемеловые отложения вскрыты в системе обрывов по склонам сухих русел, которые подразделяются на четыре группы обнажений, названных Алтан-Ула I, Алтан-Ула II, Алтан-Ула III и Алтан-Ула IV (Gradzinski et al., 1968). Самое восточное из этих обнажений, Алтан-Ула I, так же как и Нэмэгэту и Цаган-Ула, подразделяется на две толщи — нижнюю, в которой существенную роль играют прослой красноватых пород, барунгойотскую свиту, и светло-серую толщу — нэмэгэтинскую свиту. Вдоль южного склона Алтан-Улы наблюдается некоторое погружение верхнемеловых отложений по направлению с запада на восток. В связи с этим нэмэгэтинская свита, слагающая верхнюю часть разреза Алтан-Ула I, в наиболее западном разрезе — Алтан-Ула IV — представлена лишь базальными горизонтами, а основная обнаженная часть верхнемеловых отложений относится к барунгойотской свите. Во всех перечисленных разрезах верхнего мела у подножия Алтан-Улы основание верхнемеловой толщи не вскрыто. Контакт верхнемеловых отложений с палеозоем можно наблюдать на склоне Алтан-Улы типсометрически несколько выше обрывов Алтан-Ула III. На этом участке отпрепарирована денудацией допозднемеловая поверхность выравнива-

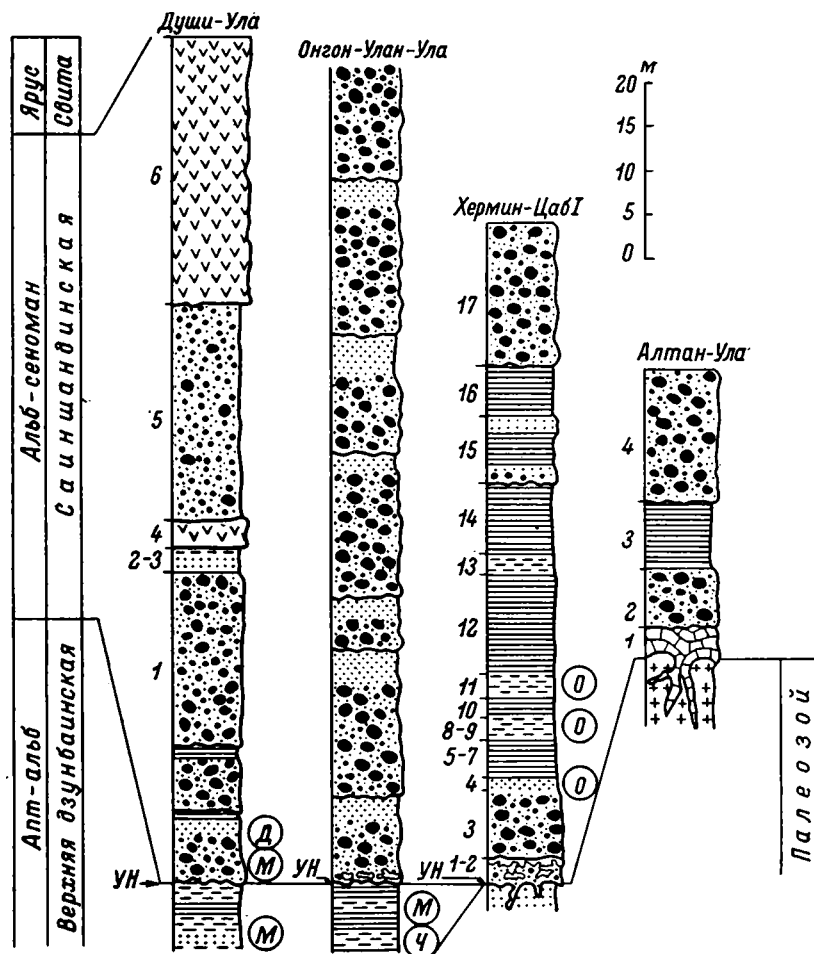


Рис. 28. Разрезы сайншандинской свиты Заалтайской Гоби.

Обозначения см. на рис. 25.

ния, на которой на отдельных участках сохранилась кора выветривания и покрывающие ее красноцветные отложения, слагающие в данном районе основание верхнемелового разреза.

Красноцветную толщу, сложенную в значительной мере конгломератами и залегающую в основании верхнемелового разреза в районе Алтан-Улы, а также на южном и юго-западном бортах Ингени-Хубурской впадины, мы условно сопоставляем с сайншандинской свитой Восточной Гоби, исходя из сходства литологического состава и положения этих отложений в разрезе меловой системы.

На южном склоне горы Алтан-Ула описан следующий разрез сайншандинской свиты (рис. 28):

Сайншандинская свита (?)

1. На коре выветривания мощностью около 15 м, представленной рыхлыми продуктами выветривания гранитов, залегают узловатые карбонатные породы, переслаивающиеся с гравелитами, конгломератами и коричневыми глинами с гравием. В подстилающую кору выветривания внедряются на глубину 10—15 м жилы, сложенные карбонатными породами 1—5 м
2. Плохо отсортированные конгломератобрекчии с базальным гравийным цементом коричневого цвета. Линзы и конкреции белых карбонатных пород 6 м

3. Коричневые глины и брекчии 8 м
4. Светло-серый разногалецный конгломерат с валунами. Прослой светло-серых гравелитов видимая мощность 15 м

Видимая мощность сайиншандинской свиты 34 м. На этом разрез обнаруживается. Остатков фауны или флоры в данных отложениях не обнаружено.

Наиболее полный разрез вышележащей толщи верхнего мела вскрыт в районе местонахождения костей динозавров Алтан-Ула I:

Барунгойотская свита

(основание не обнажено)

1. Коричневые алевроитистые глины 2 м
2. Серые с розовыми пятнами алевролиты 0.3 м
3. Плотный серый песчаник с карбонатными катунками 0.1 м
4. Серые косослоистые пески. Редкие прослой катунных конгломератов 5.4 м
5. Плотные серые с розовыми пятнами глины 0.7 м
6. Серый песчаник 0.3 м
7. Светло-коричневые с голубыми пятнами глины 1.8 м
8. Серый косослоистый песчаник, переходящий во внутриформационный конгломерат. Кости и скелеты динозавров и черепах 0.2—0.5 м
9. Серые и желтые пески 2 м
10. Алевроитистые глины 1 м
11. Плотный розовый песчаник с карбонатными катунками 0.1—0.5 м
12. Серые пески 1.8 м
13. Плотный серый косослоистый песчаник 0.2 м
14. Серые пески 1.8 м
15. Серые и коричневые глины 1.8 м
16. Красно-коричневые глины 0.9 м
17. Серые глины 0.2 м
18. Плотные серые алевролиты 0.1—0.4 м
19. Серые пески 1.5 м
20. Мергели 0.15 м
21. Серые и желтые пески 0.7 м
22. Мергели 0.1 м
23. Серые алевролиты и глины 1.2 м
24. Внутриформационный конгломерат 0.5 м
25. Розовые и оранжевые косослоистые пески 2.8 м
26. Плотные известковистые песчаники и внутриформационные конгломераты 0.3—0.6 м
27. Песчаник пестрый (красный и серый) 1.5 м
28. Плотный косослоистый светло-серый песчаник 0.2 м
29. Пески серые, желтые и коричневые с прослоями косослоистых внутриформационных конгломератов и гравелитов 9 м
30. Внутриформационный конгломерат 1.5 м
31. Оранжевые и серые пески 1.5 м
32. Мергели 0.2—0.3 м
33. Внутриформационный конгломерат 0.3—0.4 м
34. Оранжевые пески с косою слоистостью. Кости и скелеты динозавров. Окаменевшая древесина 2 м
35. Серые глины. Остракоды: *Cypridea distributa* Stank., *C. punctilataeformis* Lüb., *C. cavernosa* Gal., *C. fracta* Lüb., *C. bifurcata* Szczech. et Bl., *C. barsboldi* Stank., *Rhinocypris ingenicus* Stank., *Lycocypris altanicus* Stank., *L. (?) bugintsavicus* Stank., *Timiriasevia minuscula* Stank., *Mongolianella ex gr. palmosa* Mand., *Candona altanulaensis* Szczech. et Bl., *Palaeocytheridea (?) ectypa* Stank. (определение Е. С. Станкевич) 0.4 м
36. Серый песчаник с редкими коричневыми пятнами. Прослой карбонатных конкреций 4 м
37. Плотный желтый песчаник с катунками 0.4 м
38. Рыхлый серый песчаник 1.8 м
39. Слоистые серые алевролиты и глины 0.4 м
40. Внутриформационный конгломерат 0.4 м
41. Рыхлые серые косослоистые пески. Катуны серых глин 6 м
42. Внутриформационный гравелит. Отпечатки раковин пресноводных моллюсков 0.4 м
43. Серые пески 2.8 м

Видимая мощность барунгойотской свиты 60 м.

Нэмэгэтинская свита

44. Буро-коричневые глины. Обилие карбонатных конкреций. Прослой серого песчаника	5.4 м
45. Серый песчаник	1 м
46. Глины буро-коричневые. Карбонатные конкреции. В кровле — раковины моллюсков	2.5 м
47. Серый мелкозернистый песчаник	0.1—0.7 м
48. Переслаивание серых песчаников и красных глин	4 м
49. Серые глины	2 м
50. Кирпичные песчанистые глины	2.5 м
51. Плотный розовый песчаник	0.2 м
52. Желтые пески	1.6 м
53. Светло-оранжевые слоистые мелкозернистые песчаники	6 м
54. Серые пески и маломощные горизонты плотных песчаников с карбонатными катунками. Прослой красных глин	около 50 м

Общая мощность нэмэгэтинской свиты 76 м.

Кайнозой

55. На размытой поверхности нижележащей толщи залегают светло-коричневые песчаники и разногалежные конгломераты	25—30 м
---	---------

К северу от родника Наран-Булак, на южном склоне Алтан-Улы Польско-Монгольской палеонтологической экспедицией было открыто местонахождение динозавров Алтан-Ула IV, где наблюдается следующий разрез (рис. 27):

Барунгойотская свита

1. Желтовато-серый песчаник	2 м
2. Оранжевый песчаник. В кровле — линзы коричневых глин и плотных песчаников с карбонатными катунками. В последних — раковины моллюсков и кости динозавров	2 м
3. Светло-серый песчаник	1 м
4. Светло-серый известковистый песчаник	0.1—0.3 м
5. Светло-серый песчаник	2.5 м
6. Коричневые глины	0.1 м
7. Песчаник плотный известковистый	0.3 м
8. Глины светло-коричневые с серыми пятнами	2 м
9. Коричневато-серые песчаники с тонкими прослоями глин	2 м
10. Плотный известковистый песчаник с ходами илоедов	0.5 м
11. Оранжевый и серый рыхлый песчаник	4.5 м
12. Коричневые песчанистые глины	0.7 м
13. Светло-серый песчаник с линзами катунного конгломерата	1.5 м
14. Внутриформационный конгломерат	0.3—0.5 м
15. Желтые и розовые песчаники	4 м
16. Внутриформационный конгломерат	0.1—0.4 м
17. Светло-серые песчаники с прослоями коричневых глин	7.5 м
18. Рыхлые оранжевые песчаники с прослоями плотных песчаников. Отпечатки раковин моллюсков, редкие обломки скорлупы яиц динозавров	3 м
19. Песчаник розовый и серый, рыхлый	5.5 м
20. Темно-розовый песчаник	8 м
21. Песчаник известковистый с карбонатными катунками	0.4 м
22. Песчаник ярко-розовый с прослоями коричневых глин	4 м
23. Внутриформационный конгломерат. Раковины тригониоидид, окаменевшие стволы деревьев, кости динозавров	0.1—0.3 м
24. Розовый и желтый песчаник с катунками глин	5.5 м
25. Плотный серый песчаник с карбонатными катунками	0.6 м
26. Песчаник рыхлый розовый	1.5 м
27. Песчаник плотный серый	0.3 м
28. Песчаник коричневый	7 м
29. Песчаник плотный светло-серый. Крупные раковины двустворок	0.1 м

Видимая мощность барунгойотской свиты 68 м.

Нэмэгэтинская свита

30. Глины коричневые и серые	5 м
31. Песчаник рыхлый серый с прослоями плотных известковистых песчаников . . .	3 м

На этом слое разрез обрывается. Видимая мощность нэмэгэтинской свиты 8 м.

В барунгойотской свите разреза Алтан-Ула I Монгольской палеонтологической экспедицией АН СССР обнаружены многочисленные кости динозавров, среди которых был скелет *Gorgosaurus lancinator* Maleyev (Малеев, 1955). Польскими палеонтологами (Gradzinski et al., 1968) проведены сборы остатков динозавров в близлежащих местонахождениях Алтан-Ула III и Алтан-Ула IV, где также из барунгойотской свиты извлечены скелеты тарбозавров, панцирного динозавра, почти целый скелет крупной зауроподы (слой 23) и плечевой пояс и конечности *Deinonychus mirificus* Osm. et Ron. (Osmolska, Roniewicz, 1970).

Из барунгойотской свиты разреза Алтан-Ула IV Я. Шехура и Я. Блашик определили острокоды: *Cypridea cavernosa* Gal., *C. biformata* Szczech. et Bl., *C. obliquecostae* Szczech. et Bl., *C. cf. punctilaeformis* Lüb., *Candona altanulaensis* Szczech. et Bl., *Candoniella mordvilkovi* Mand.

Северо-западнее Алтан-Улы, в районе одного из крупнейших в Монголии местонахождений скелетов динозавров Бугин-Цаб, обнажается толща, близкая по своему составу комплексу остатков фауны верхнемеловых отложений Нэмэгэтинской впадины. Здесь также можно выделить барунгойотскую и нэмэгэтинскую свиты. В средней части бедленда Бугин-Цаб описан следующий разрез:

Барунгойотская свита

(основание не обнажено)

1. Серые алевритистые глины 1.8 м
2. Серые косослоистые песчаники с глинистыми прослоями 0.7 м
3. Розовые косослоистые песчаники. Кости динозавров и черепах 3.4 м
4. Плотные розовые косослоистые песчаники с карбонатными конкрециями . 0.5 м
5. Серые алевритистые глины. Мелкие гастроподы и острокоды. Последние, по данным Е. С. Станкевич, представлены: *Cypridea cavernosa* Gal., *C. distributa* Stank., *C. fracta* Lüb., *C. biformata* Szczech. et Bl., *C. barsboldi* Stank., *C. szzechurae* Stank., *Lycocypris altanicus* Stank., *L. (?) bugintsavicus* Stank., *Mongolianella ex gr. palmosa* Mand., *M. cuspidigera* Stank., *M. khamarinensis* Gal., *Timiriasevia polymorpha* Mand., *T. minuscula* Stank., *T. (?) transitoria* Stank., *Rhinocypris ingenicus* Stank., *Lycocypris altanicus* Stank. 3.5 м
6. Серый алевролит 0.2 м
7. Серые алевритистые глины 2 м
8. Серые алевролиты со знаками ряби 0.1 м
9. Оранжевые косослоистые песчаники. Обилие костей динозавров и черепах. Многочисленные моллюски, представленные, по данным Р. Барсболда, *Buginella buginica* Barsb., *B. elongata* Barsb., *Mesolanistes efremovi* (Martins.), *M. mongoliensis* (Martins.), *Hydrobia nemegetica* Martins. 2.5 м

Видимая мощность барунгойотской свиты 15 м.

Нэмэгэтинская свита

10. Красные глины с филлоподами и остракодами. Комплекс остракод, по определению Е. С. Станкевич, тот же, что и в слое 5, но несколько более бедный . . . 2 м
11. Серый и желтый алевролит со знаками ряби 0.2 м
12. Серые и желтые рыхлые песчаники. Линзы внутриформационных конгломератов. Катунь серых глин. Раковины моллюсков *Pseudohyria cf. debilicostata* (Barsb.), *Ps. buginzabica* Martins. 6.5 м
13. Коричневые с серыми пятнами глины. Прослой конкреционного известняка . . 4 м
14. Рыхлые серые косослоистые песчаники. В основании толщи — множество серых карбонатных конкреций. В средней части — скорлупа яиц динозавров . . 25 м

Общая мощность нэмэгэтинской свиты 38 м.

15. Плохо отсортированные темно-серые конгломераты 2—3 м

Слои 3 и 9 представляют собой основные костеносные горизонты местонахождения Бугин-Цаб. Отсюда экспедицией Геологического института АН МНР было извлечено несколько скелетов динозавров, в том числе *Tarbosaurus bataar* (Maleyev). Между Бугин-Цабом и Алтан-Улой к югу от горы Хайчин-Ула располагается серия обрывов, сложенных серыми песчаниками нэмэгэтинской свиты и палеогена. В 4 км к югу от Хайчин-Улы обнажается часть нэмэгэтинской свиты, стратиграфически соответствующая горизонту 14 разреза Бугин-Цаба.

Нэмэгэтинская свита

(подошва и кровля не наблюдаются)

1. Серые рыхлые песчаники видимая мощность 2 м
2. Плотные известковистые светло-серые песчаники, косослоистые с ходами илов 0.2 м
3. Горизонт белых карбонатных конкреций 0.1 м
4. Плотные светло-коричневые глины 1 м
5. Переслаивание светло-серых и красно-коричневых песчаников 7 м
6. Оранжевые рыхлые песчаники. Округлые карбонатные конкреции. Многочисленная и разнообразная скорлупа яиц динозавров. Кости динозавров и черепах . . . 6 м
7. Светло-серые мелкозернистые пески. Карбонатные и железистые конкреции. В этом слое обнаружен череп млекопитающего *Buginbaatar transaltaensis* 5 м

Видимая мощность нэмэгэтинской свиты 20 м. Выше залегают темно-серые четвертичные конгломераты.

Местонахождение скорлупы яиц динозавров (слой 6) — крупнейшее из известных в Заалтайской Гоби. Здесь представлены по меньшей мере четыре различных типа скорлупы, два из которых описаны в статье А. В. Сочавы (1969б). Мультиутеркулята *Buginbaatar transaltaensis* — первое млекопитающее, остатки которого обнаружены в верхнемеловых отложениях Заалтайской Гоби (Kielan-Jaworowska, Sochava, 1969).

Череп *Buginbaatar transaltaensis* обнаружен в нескольких метрах выше слоя со скорлупой яиц динозавров. В содержащем его слое 7 других остатков фауны не обнаружено. Поэтому палеоценовый возраст данного вида не может быть исключен с полной уверенностью.

В полосе обрывов, тянущихся в широтном направлении южнее горы Хайчин-Ула, в нескольких километрах к востоку от описанных выше выходов нэмэгэтинской свиты в 1969 г. В. Ф. Шувалов, А. В. Сочава и сотрудники Палеонтологической экспедиции АН СССР и АН МНР В. Б. Суханов и Н. Н. Каландадзе открыли крупное местонахождение остатков палеогеновых млекопитающих (Каландадзе, Решетов, 1971), условно названное Хайчин-Ула II.

Серия выходов верхнемеловых отложений расположена по южному и западному бортам Ингени-Хубурской впадины в Заалтайской Гоби, где можно наблюдать более или менее полный разрез от саиншандинской до нэмэгэтинской свиты включительно. Саиншандинская свита и ее контакт с подстилающими толщами палеозоя или нижнего мела обнажается к югу от Ингени-Хубурской впадины в урочище Хэрмин-Цаб¹ и северо-восточнее горы Онгон-Улан-Ула.

В урочище Хэрмин-Цаб, расположенном в 30 км к юго-востоку от Онгон-Улан-Улы, описан следующий разрез:

Саиншандинская свита

1. На палеозойских песчаниках залегает плотный известковистый светло-коричневый песчаник с рассеянным в нем гравием, гальками и валунами. Обилие карбонатных конкреций 2 м

¹ В 1969 г. Советско-Монгольской палеонтологической экспедицией в нескольких десятках километров восточнее описанного нами разреза открыто местонахождение

2. Глины пестрые в нижней части пласта и ярко-коричневые в верхней части . . .	3 м
3. Плотный коричневый песчаник	0.2 м
4. Коричневые глины	1.5 м
5. Зеленые и зеленовато-голубые тонкослоистые глины и алевролиты с прослоями карбонатов, переполненные раковинами остракод	1.5 м
6. Светло-голубые с красными пятнами глины	0.8 м
7. Коричневые неслоистые глины	2 м
8. Зеленовато-серые с розовыми прослоями тонкослоистые глины. Прослой серых слоистых карбонатов, переполненных раковинами остракод <i>Luscorocypris</i> sp., <i>Cypridea</i> sp.	3.2 м
9. Коричневые глины	11 м
10. Желтые тонкослоистые глины	2.5 м
11. Коричневые глины	8 м
12. Коричневые глины с прослоями серых и розовых песчаников	7.5 м
13. Коричневые глины	6 м
14. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты и коричневые песчаники с карбонатными конкрециями	16 м

Видимая мощность сайншандинской свиты 47 м.

Толща несогласно перекрывается четвертичными конгломератами мощностью от 4 м. Выходы сайншандинской свиты наблюдаются у северо-восточного подножия Онгон-Улан-Улы. В этом районе сайншандинская свита залегает с резко выраженным угловым несогласием на верхнедзунбаинской подсвите, представленной серыми и коричневыми глинами с редкими прослоями песчаников. Красноцветные прослой характерны главным образом для верхов верхнедзунбаинской подсвиты. В верхнедзунбаинской подсвите данного района автором обнаружена многочисленная и разнообразная фауна пресноводных моллюсков: *Sainshandia mongolica* Martins., *Plicatorigonioides* sp., *Protelliptio* sp., *Limnocyrena* sp. (согласно определению Г. Г. Мартинсона). Сайншандинская свита представлена толщей плохо отсортированных красно-коричневых конгломератов и песчаников мощностью не менее 200 м. В основании толщи — обилие карбонатных конкреций. Остатков фауны в сайншандинской свите не обнаружено.

Более или менее полный разрез верхнего мела наблюдается западнее Ингени-Хубурской впадины в районе обрывов Ингени-Цаб, Ногон-Цаб и горы Души-Ула. В последнем пункте наблюдается разрез, близкий описанному у северо-восточного подножия Онгон-Улан-Улы.

Западнее горы Души-Ула на значительной площади наблюдаются выходы пестроцветных глин верхнедзунбаинской подсвиты, в которых Г. Г. Мартинсон собрал раковины моллюсков: *Sainshandia dushiulensis* Martins., *S. mongolica* Martins., *Protelliptio* sp., *Limnocyrena* sp., *Probai-calia vitimensis* Martins., *Bithynia* sp., *Valvata* sp. На верхнедзунбаинской свите с угловым несогласием залегает сайншандинская свита, отложения которой слагают гору Души-Ула. Здесь наблюдается следующий разрез (рис. 28):

Сайншандинская свита

1. Плохо отсортированные конгломераты с плотным известковистым светло-оранжевым цементом. Прослой коричневых алевролитистых песчаников с гравием и гальками. Горизонты тонкослоистых красно-коричневых глин. Найдены одна окатанная раковина *Pseudohyria* sp. и плохой сохранности берцовая кость, принадлежащая, по мнению А. К. Рождественского, динозавру около 50 м
2. Светло-серые хорошо отсортированные песчаники 3 м
3. Красные глины 1 м
4. Базальты 3 м
5. Желтые гравелиты с мелкой галькой 25 м
6. Базальты около 30 м

Видимая мощность сайншандинской свиты 112 м.

динозавров, также получившее название Хэрмин-Цаб (Каландадзе, Решетов, 1971). Последнее мы предлагаем называть Хэрмин-Цаб II в отличие от описанного нами разреза Хэрмин-Цаб I.

Вышележащие толщи верхнего мела, отнесенные нами к барунгойотской и нэмэгэтинской свитам, выходят на поверхность в районах, которые расположены к юг-юго-востоку от горы Души-Ула. Барунгойотская свита обнажается в обрывах Ингени-Цаб, непосредственно на западном краю Ингени-Хубурской впадины, и в более западных районах, где слагает возвышенности, расположенные в нескольких километрах к югу от обрывов Ногон-Цаб. Нэмэгэтинская свита обнажается в обрывах Ногон-Цаб и западнее их, вдоль автомобильной дороги на Эхин-Гол. В районе обрывов Ногон-Цаб автором описан следующий разрез (рис. 27):

Барунгойотская свита

(подошва свиты не обнажена)

1. Розовый песчаник	0.2 м
2. Серые глины	1.8 м
3. Рыхлый светло-серый песчаник	0.5 м
4. Серые глины	1.5 м
5. Линаа плотного желтого косослоистого песчаника	до 1.5 м
6. Песчаник серый с гравием	1 м
7. Серые глины, загипсованные в кровле	0.5 м
8. Серый песчаник	0.9 м
9. Светло-коричневые глины	0.7 м
10. Серый песчаник с горизонтом карбонатных конкреций в средней части	2 м
11. Песчаник с горизонтальной слоистостью	0.5 м
12. Светло-серые пески	1 м
13. Плотный песчаник	0.1 м
14. Серый песчаник с прослоями крупнокристаллического гипса	5 м
15. Гравелит с мелкими гальками. Кости черепах	1.5 м
16. Желтый рыхлый песчаник. В основании обнаружены два почти целых панциря черепах <i>Trionix</i>	2.5 м
17. Плотный песчаник, переходящий во внутрiformационный конгломерат с карбонатными катунами	0.5 м
18. Рыхлые мелкозернистые серые пески	11 м
19. Плотный желтый песчаник с косой слоистостью	0.5 м
20. Рыхлый серый песчаник с прослоями конгломерата	4 м

Видимая мощность барунгойотской свиты 37 м.

В верхней части барунгойотской свиты — множество остатков черепах и раковины моллюсков *Pseudohyria* sp., кости и сочленения костей динозавров. А. В. Сочава обнаружил здесь череп и фрагменты скелета хищного динозавра. В нижней части барунгойотской свиты в районе обрывов Ингени-Цаб встречены огромные кости зауропод.

Продолжение разреза — в нескольких километрах к северу, вблизи контакта по сбросу с массивом ультраосновных пород.

Нэмэгэтинская свита

21. Зеленовато-серые слоистые глины с прослоями узловатых мергелей. В глинах — множество остракод *Cypridea cavernosa* Gal., *C. biformata* Szczech. et Bl. (определение Е. С. Станкевич). Горизонт обращает на себя внимание своей необычной окраской, которой данный бедленд обязан своим названием (Ногон-Цаб — «Зеленый Обрыв»). 8 м
22. Плотный песчаник. Встречаются кости позвоночных 0.5 м
23. Коричневые глины с редкими маломощными прослоями серых песчаников. В верхней части — прослой крупнокристаллического гипса. Горизонты карбонатных конкреций. Встречаются многочисленные обломки панцирей черепах, раковины гастропод *Mesolanistes efremovi* (Martins.), *M. mongoliensis* (Martins.), *Hydrobia nemegetica* Martins. 12 м
24. Желтовато-серый песчаник с прослоями гравия 8 м

Видимая мощность нэмэгэтинской свиты 28 м.

На этом разрез обрывается. Более полный разрез нэмэгэтинской свиты можно наблюдать в западной части бедленда Ногон-Цаб, западнее авто-

мобильной дороги на Эхин-Гол. Подошва нэмэгэтинской свиты здесь также не наблюдается. Свита имеет следующий разрез:

Нэмэгэтинская свита

1. Серые с красноватыми прослоями слоистые глины. Многочисленные раковины остракод. Этот слой соответствует слою 21 предыдущего разреза 6 м
2. Горизонт крупных карбонатных конкреций 0.5 м
3. Песчаник желтый с редкими гравийными зернами 0.5 м
4. Зеленые глины с крупными карбонатными конкрециями 0.8 м
5. Песчаник желтый 0.8 м
6. Желтовато-серые пески. В средней части пласта — прослой серых глин. В верхней части — карбонатные конкреции 8 м
7. Оранжевый внутрiformационный конгломерат с гравием. Катунь гравийных и галечных размеров. Кости динозавров и черепах. Отпечатки раковин моллюсков 1 м
8. Желтовато-серые пески 2 м
9. Плотный косослоистый плитчатый песчаник с пойкилитовым карбонатным цементом 1 м
10. Желто-серые пески с прослоями голубовато-серых глин. В кровле — горизонт карбонатных конкреций. Многочисленные кости черепах и рыб 7 м

Видимая мощность нэмэгэтинской свиты 27 м.

В нескольких километрах на юго-восток верхняя часть слоя 6 замещается красноцветными песчаниками, а горизонт 7 — пластом карбонатных конкреций (карбонатная кора) мощностью 1.5—2.0 м (рис. 29).

Заканчивая описание верхнемеловых разрезов Нэмэгэтинской и Ингени-Хубурской впадин, следует обратить внимание на следующее обстоятельство. В разрезах Нэмэгэту, Алтан-Улы, Бугин-Цаба и Ногон-Цаба в слоях, пограничных между барунгойотской и нэмэгэтинской свитами, наблюдается широкое распространение отложений озерного генезиса, которые представлены относительно мощными горизонтами глин, нередко сероцветных (например, в северной части бедленда Бугин-Цаб или в Ногон-Цабе) и содержащих разнообразную озерную фауну. Подстилающие и покрывающие эти горизонты отложения представлены преимущественно песчаными породами с косой слоистостью потокового типа главным образом аллювиального генезиса. В начале нэмэгэтинского времени данная территория претерпела максимальное для изучаемого

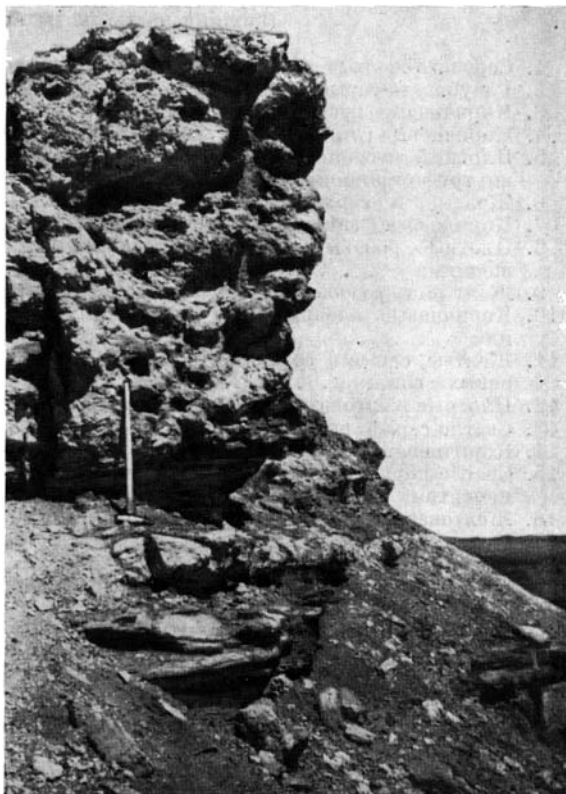


Рис. 29. Карбонатная кора в кровле верхнемеловых отложений в западной части обрывов Ногон-Цаб, Заалтайская Гоби.

отрезка времени погружение, которое привело к широкому распространению крупных озерных бассейнов и сокращению поступления грубообломочного материала из областей сноса. Эта особенность строения верхнемелового разреза Заалтайской Гоби может быть использована для стратиграфической корреляции разрезов.

Северо-восточнее хр. Нэмэгэту в Ширегин-Гашунской впадине располагаются большие по площади бедленды, сложенные верхнемеловыми отложениями. В этом районе экспедицией П. А. Ефремова (1949) было обнаружено крупное местонахождение костей динозавров и крокодилов. Верхнемеловые отложения здесь могут быть подразделены на две толщи. Нижняя из них представлена желтыми, серыми и розовыми песчаниками с прослоями коричневых глин, гравелитов и внутриформационных конгломератов, верхняя толща — оранжевыми песчаниками с прослоями серых конгломератов и горизонтами конкреционных известняков. Эти конкреционные слои по своему литологическому облику имеют много общего с аналогичными породами в кровле нэмэгэтинской свиты Нэмэгэтинской впадины и Ногон-Цаба. Высокая карбонатность верхней песчаной толщи Ширегин-Гашунской впадины позволяет сопоставить ее с нэмэгэтинской свитой, а нижнюю толщу отнести к барунгойотской свите.

В южной части Ширегин-Гашунской впадины в районе горы Улан-Цаб-Ула автором описан следующий разрез верхнего мела:

Барунгойотская свита

(нижняя часть свиты не обнажена)

1. Серовато-желтые с коричневыми пятнами пески и песчаники 1.8 м
2. Голубовато-серые мелкозернистые песчаники 0.5 м
3. Коричневые песчанистые глины 0.8 м
4. Коричневые глинистые песчаники с прослоями светло-серых песчаников . . . 2 м
5. Плотный песчаник с карбонатным цементом, переходящий по простиранию во внутриформационный конгломерат 1 м
6. Желтые и серые песчаники 1.5 м
7. Коричневые глины с кристалликами галлита 1 м
8. Плотные розовые мелкозернистые песчаники с округлыми карбонатными стяжениями 1.5 м
9. Желтые и розовато-серые рыхлые мелкозернистые пески 2 м
10. Коричневые алевритистые глины. В кровле — горизонт карбонатных конкреций 1 м
11. Желтые, серые и розовые рыхлые песчаники. Редкие прослои гравелитов и коричневых глин. 8 м
12. Плотные желтовато-серые песчаники с гравелитом в основании 0.7 м
13. Светло-серые пески 1 м
14. Коричневатые песчанистые глины. В кровле — карбонатные конкреции . . 2 м
15. Светло-коричневые мелкозернистые песчаники с пойкилитовым карбонатным цементом 1 м
16. Желтовато-серые и кирпичные мелкозернистые пески 6 м
17. Красные глины и глинистые алевролиты 0.5 м
18. Плотные песчаники 0.7 м
19. Серые и оранжевые мелкозернистые пески 5.7 м

Видимая мощность барунгойотской свиты 39 м.

Нэмэгэтинская свита

20. Светло-серый песчаник, переходящий по простиранию во внутриформационный конгломерат до 2 м
21. Светлый желтовато-коричневый рыхлый песчаник с горизонтами белых карбонатных конкреций 8 м
22. Оранжевый с голубыми пятнами песчаник с карбонатным цементом. Множество карбонатных конкреций 7 м
23. Светло-серый гравелит 2.5 м
24. Красно-коричневый мелкозернистый песчаник 2.5 м
25. Плотный серый мелкозернистый песчаник 1 м

26. Красно-коричневый мелкозернистый песчаник	4 м
27. Светло-серый известковистый песчаник	0.3 м
28. Рыхлый красно-коричневый песчаник	2 м
29. Известковистый песчаник с гальками и катунами	до 0.5 м
30. Красно-коричневый песчаник с мелкими гальками. В кровле — обилие карбонатных конкреций	7 м
31. Плотный розовый песчаник с гальками	0.4—1.0 м
32. Оранжевые песчаник. В кровле — обилие карбонатных конкреций и голубых пятен	9 м
33. Конгломерат среднегалечный со светло-серым песчаным цементом	2 м
34. Оранжевый песчаник	1.5 м
35. Конгломерат, переходящий по простиранию в серый песчаник	2 м
36. Оранжевый песчаник с карбонатными конкрециями	12 м
37. Серый конгломерат	3.5 м
38. Оранжевый песчаник	2 м
39. Серый конгломерат	5 м

Видимая мощность нэмэгэтинской свиты 74 м.

На этом разрез горы Улан-Цаб-Ула обрывается. Граница барунгойотской и нэмэгэтинской свит здесь выражена неотчетливо и условно проводится по появлению в песчаниках обильных карбонатных конкреций. Остатков фауны в этом разрезе не обнаружено. В 17 км к северу от Улан-Цаб-Ула в бедлендах Ширэгин-Гашунской впадины встречаются многочисленные кости динозавров, крокодилов и раковины моллюсков. В этом пункте описан следующий разрез (рис. 27):

Барунгойотская свита

(основание не обнажено)

1. Песчаник крупнозернистый с карбонатными катунами гравийного размера. Обнаружены неполный скелет крупного динозавра и кладка яиц с пролатоканальной структурой скорлупы (Сочава, 1969б) 1 м
2. Розовый рыхлый песчаник с прослоями коричневых глин 2 м
3. Внутриформационный гравелит, переходящий в косослоистый песчаник 1 м
4. Розовато-серый рыхлый песчаник 6 м
5. Коричневые песчаные глины 6 м
6. Внутриформационный гравелит, переходящий вверх в плотный песчаник с косой слоистостью 0.5 м
7. Розовый песчаник 1 м
8. Коричневые песчаные глины с прослоями коричневых глинистых песчаников 2.5 м
9. Внутриформационный гравелит, переходящий по простиранию в косослоистый серый крупнозернистый песчаник 1 м
10. Желтовато-серый и красно-коричневый рыхлый песчаник с прослоями коричневых глин и внутриформационных гравелитов 6 м
11. Светло-серый песчаник 2 м
12. Красно-коричневые глины и коричневые песчаники с прослоями серого песчаника 4 м
13. Внутриформационный гравелит 0.2 м

Видимая мощность барунгойотской свиты 33 м.

Слой 13 бронирует поверхность останца, возвышающегося над бедлендом, описанного в работах И. А. Ефремова под названием «Цунж». На этом разрез в данном участке бедленда обрывается. Продолжение его после некоторого стратиграфического пропуска можно наблюдать в 3 км к западу, в районе высоты с отметкой 1203. Здесь обнажаются отложения, отнесенные нами к нэмэгэтинской свите.

Нэмэгэтинская свита

14. Песчаник серый, крупнозернистый с карбонатными катунами 0.1 м
15. Рыхлый светло-серый песчаник с белыми вкраплениями галлита 1 м
16. Кирпичные глинистые пески. Редкие прослои карбонатных конкреций 4 м
17. Плотный светло-серый известковистый песчаник с гравием и карбонатными катунами 0.7 м
18. Светло-серые мелкозернистые рыхлые пески 1 м

19. Кирпичные глинистые пески с черными марганцевистыми примазками	2 м
20. Мелкогалечный конгломерат	0.1 м
21. Светло-серые пески с мелкой галькой	1.2 м
22. Среднегалечный конгломерат с прослоями светло-серого песчаника	2 м
23. Кирпичный с голубыми пятнами песчаник с гальками и редкими карбонатными конкрециями	5 м
24. Желто-серый конгломерат с рыхлым песчаным цементом и линзами светло-серого песчаника	4 м
25. Пятнистый оранжевый и светло-серый песчаник с рассеянными гальками и прослоями конкреционных известняков. Округлые конкреции до 0.5 м в поперечнике	11 м
26. Коричневые глины с голубыми пятнами и прослоями конкреций, аналогичных слою 25	3 м
27. Розовый мелкозернистый песчаник с редкими гравийными зернами и мелкими карбонатными конкрециями	1.2 м
28. Известковистый розовый песчаник с белыми пятнами	1.3 м
29. Серый среднегалечный конгломерат	0.8 м
30. Розовый известковистый песчаник	3.5 м
31. Серый среднегалечный конгломерат	4.5 м
32. Розовый известковистый песчаник	0.5 м
33. Серый среднегалечный конгломерат	1 м
34. Розовый известковистый песчаник	2 м
35. Серый крупногалечный конгломерат	4 м

Видимая мощность нэмэгэтинской свиты 54 м.

В отложениях барунгойотской свиты Ширэгин-Гашунской впадины в районе останца Цунж Монгольской палеонтологической экспедицией АН СССР обнаружены скелеты анкилозавра *Syrmosaurus disparoserratus* Maleyev (Малеев, 1954), крокодила *Paralligator gradilifrons* Kondzukova (Конжукова, 1954) и кости зауропод. Моллюски, согласно данным Г. Г. Мартинсона, представлены *Pseudohyria cardiiformia* (Martins.), *Ps. mongolica* (Martins.).

Подводя итог описанию разрезов верхнего мела региона, расположенного к югу от Гобийского Алтая, кратко перечислим основные литологические особенности саиншандинской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит. Саиншандинская свита, залегающая с угловым несогласием на палеозое или верхнедзунбаинской подсвите нижнего мела, обычно представлена красноцветными, плохо отсортированными конгломератами с прослоями красных глин и песчаников. От барунгойотской свиты ее отличает значительно большая грубость обломочного материала, монотонность окраски пород. Следует отметить, что на всей площади данного региона ни в одном из описанных разрезов не наблюдалось непосредственного залегания барунгойотской свиты на саиншандинской. Ни в одном из разрезов данной свиты не было обнаружено остатков фауны, надежно датирующей данную толщу как низы верхнего мела. Поэтому отнесение к саиншандинской свите красноцветной конгломератовой толщи, залегающей в данном районе на палеозое или нижнем меле, является в известной мере условным.

Нэмэгэтинская свита также отличается от барунгойотской несколько большей грубозернистостью пород, что особенно четко проявляется при приближении к бортовым частям зоны верхнемелового осадконакопления — в Бугин-Цабе и особенно в Ширэгин-Гашунской впадине. Однако распространены грубообломочные породы в нэмэгэтинской свите значительно меньше, чем в саиншандинской, и приурочены они главным образом к верхней части свиты. Низы свиты, напротив, представлены исключительно тонкообломочными отложениями озерного генезиса. Нэмэгэтинская свита значительно более карбонатна, чем барунгойотская. Карбонатные конкреции встречаются по всему разрезу верхнего мела данного района и наблюдаются как в барунгойотской, так и в нэмэгэтинской свитах. Вместе с тем в породах нэмэгэтинской свиты их количество намного больше, и конкреции нередко сливаются в пласты конкреционных известняков, что особенно характерно для самой кровли

свиты в Нэмэгэтинской впадине. Важной особенностью распределения карбонатных конкреций, свидетельствующей о том, что интенсивность накопления карбонатов в нэмэгэтинское время была намного выше, чем в барунгойотское, является то обстоятельство, что в барунгойотской свите карбонатные конкреции встречаются, как правило, в прослоях глин, в то время как в нэмэгэтинской свите они широко распространены также в песчаниках и даже грубообломочных породах.

Относительная грубозернистость обломочного материала, слагающего нэмэгэтинскую свиту, ее высокая карбонатность пород и положение в самой верхней части верхнемелового разреза позволяют условно сопоставить ее стратиграфически с джибхалантской свитой Восточной Гоби.

Брюхоногие моллюски рода *Mesolanistes*, широко распространенные в нэмэгэтинской и верхних горизонтах барунгойотской свит Заалтайской Гоби, известны из кампан-маастрихтских отложений Северной Америки и Северо-Восточного Китая (Барлсболд, 1969). В барунгойотской свите разреза Нэмэгэту, согласно данным З. Келан-Яворовской (устное сообщение), обнаружены остатки динозавров *Protoceratops*, встречающихся в разрезе Баин-Дзак совместно с остатками млекопитающих, возраст которых оценивается как коньяк-сантонский. Остатки протоцератопсов обнаружены также в нижних горизонтах разреза Хэрмин-Цаб II (Каландадзе, Решетов, 1971), которые, по-видимому, также относятся к барунгойотской свите. Мультигуберкулята *Buginbaatar transaltaensis* из кровли нэмэгэтинской свиты разреза Хайчин-Ула I, по мнению З. Келан-Яворовской (Kielan-Jaworowska, Sochava, 1969), имеет маастрихтский возраст. Исходя из перечисленных выше данных, мы условно проводим границу нижнего и верхнего сенона по подошве нэмэгэтинской свиты.

Учитывая альб-сеноманский возраст сайншандинской свиты в стратотипе Восточной Гоби, мы датируем барунгойотскую свиту в пределах сеномана—нижнего сенона. При этом следует еще раз подчеркнуть, что ее нижние горизонты и контакт с сайншандинской свитой в естественных обнажениях Заалтайской Гоби до настоящего времени не были зафиксированы.

Северные предгорья Гобийского Алтая (Улан-Нурская впадина)

В регионе, расположенном к северу от Гобийского Алтая, выходы верхнемеловых отложений наблюдаются в полосе от сомона Цогт-Обо до возвышенности Ологой-Улан-Цаб, а также по линии от урочища Хапиату до хр. Абдаран-Нуру и в районе хр. Оши-Нуру. Верхнемеловые отложения перечисленных районов содержат ряд крупных местонахождений динозавров. В этом районе, так же как и в разрезах, расположенных к югу от Гобийского Алтая, могут быть выделены сайншандинская, барунгойотская и нэмэгэтинская свиты.

Сайншандинская свита хорошо обнажена на возвышенностях Ологой-Улан-Цаб, Улан-Ош, Дзун-Баин и Барун-Баин, расположенных между сомонами Мандал-Обо и Цогт-Обо.

На возвышенности Ологой-Улан-Цаб наблюдается следующий разрез сайншандинской свиты (рис. 30):

С ай н ш а н д и н с к а я с в и т а

1. На коре выветривания, развитой на палеозойских сланцах, с резким угловым несогласием залегает плохо отсортированный конгломерат с валунами. Линзы красных глин с крупными карбонатными конкрециями. Изредка встречаются яйца динозавров 2 м
2. Красно-коричневые глины. В кровле — множество карбонатных конкреций 3.5 м

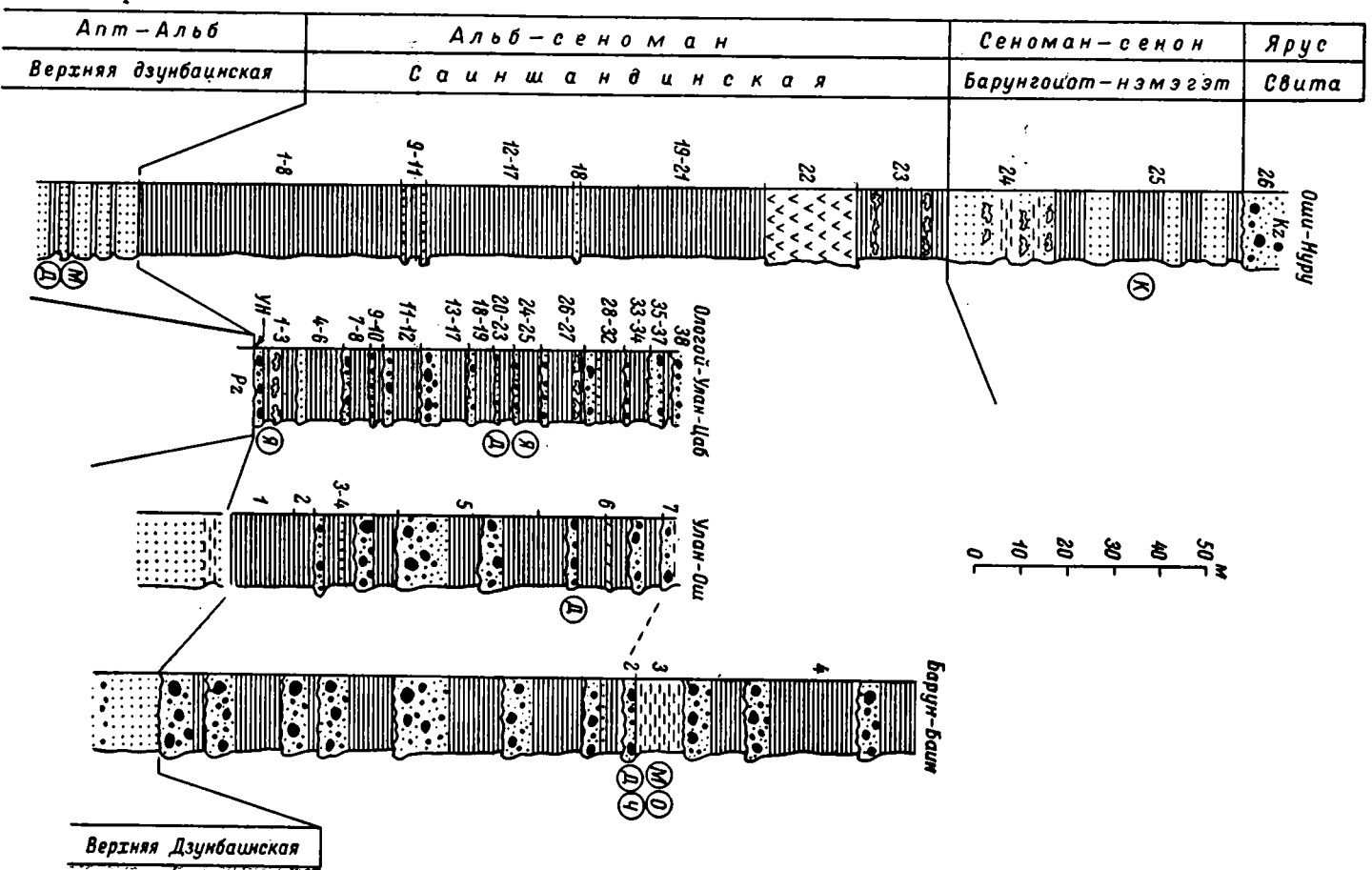


Рис. 30. Разрез саиншандинской свиты Улан-Нурской впадины.
Обозначения см. на рис. 25.

3. Красно-коричневые глины с прослоями светло-коричневых песчаников. Карбонатные конкреции. Кости динозавров	4 м
4. Песчаник коричневый, переходящий по простираению в гравелит	1.5 м
5. Красно-коричневые глины с карбонатными конкрециями. Кости динозавров	2 м
6. Вишнево-коричневые глины	6 м
7. Песчаный гравелит	1.5 м
8. Коричневые глины с голубыми пятнами	3.5 м
9. Светло-коричневый гравелит с мелкой галькой	1.1 м
10. Коричневые глины с марганцевистыми примазками	1.5 м
11. Гравелит с галькой	1.4 м
12. Коричневые песчанистые глины с голубыми пятнами и черными марганцевистыми вкраплениями	5.5 м
13. Мелкогалечный конгломерат	0.3 м
14. Коричневато-серый крупнозернистый песчаник с мелкой галькой	0.2 м
15. Гравелиты и конгломераты	4 м
16. Мелкозернистый песчаник	0.1 м
17. Коричневые глины с черными примазками	5.8 м
18. Гравелит с прослоями крупнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов	2 м
19. Песчаные коричневые глины	3.5 м
20. Конгломераты	0.1 м
21. Песчаник крупнозернистый	0.3 м
22. Гравелит с галькой	0.5 м
23. Коричневые глины	3 м
24. Гравелит с галькой	0.8 м
25. Коричневые глины с карбонатными конкрециями и линзами конгломератов и песчаников	5 м
26. Конгломерат, переходящий вверх в песчаник	1 м
27. Коричневые глины с черными марганцевистыми примазками. В верхней части пласта — карбонатные конкреции	8 м
28. Среднегалечный конгломерат, переходящий вверх в крупнозернистый песчаник	8 м
29. Рыхлые коричневые мелкозернистые пески	2 м
30. Вишнево-коричневые глины	2.5 м
31. Светло-коричневый песчаник	1 м
32. Красно-коричневые песчанистые глины	1.5 м
33. Конгломерат серый среднегалечный	1 м
34. Коричневые глины с черными марганцевистыми примазками	4 м
35. Коричневато-серый песчаник с прослоями конгломератов	2 м
36. Мелкогалечный конгломерат	1.5 м
37. Коричневые глины с карбонатными конкрециями	1.5 м
38. Мелкогалечный конгломерат	1 м

В гравелитах и конгломератах толщи от слоя 15 до 28 встречаются многочисленные кладки яиц динозавров (рис. 31) с мультиканальной структурой скорлупы (Сочава, 1969б). В этой же толще И. А. Ефремовым (1949) обнаружены сочленения костей зауропод.

Видимая мощность сайншандинской свиты 95 м.

На этом разрез возвышенности Ологой-Улан-Цаб обрывается.

Разрез сайншандинской свиты, близкий описанному на возвышенности Ологой-Улан-Цаб, наблюдается в 15 км к востоку на обрывах Улан-Ош. Сайншандинская свита имеет здесь следующее строение (рис. 30):

С а и н ш а н д и н с к а я с в и т а

(основание не обнажено)

1. Светло-коричневые глины	10.4 м
2. Красно-коричневые глины	4 м
3. Красно-коричневый песчаник с галькой	1.7 м
4. Кирпичные алевроитистые глины с прослоями песчаников, образующих серии наклонной слоистости (рис. 36)	7.2 м
5. Желтовато-коричневые мусорные глины, песчаники и конгломераты	40 м
6. Светло-коричневые глины с прослоями конгломератов. Редкие прослои белых мергелей. Обилие костей <i>Psittacosaurus mongoliensis</i> Osborn и зубы хищных динозавров.	



Рис. 31. Разрушенная кладка яиц динозавров в конгломератах сайншандинской свиты в обрывах Ологой-Улан-Цаб.

обломки окаменевшей древесины. Данные отложения слагают верхнюю часть западного края обрыва Улан-Ош 30 м
7. Серые глины с конгломератом в основании видимая мощность 4 м

Видимая мощность сайншандинской свиты 97 м.

Продолжение разреза не обнажено. После некоторого стратиграфического пропуска к северу от обрыва Улан-Ош обнажается толща зеленовато-серых глин, на которой залегают белые мергели и белые пелитоморфные известняки. Мощность данной толщи 20—30 м. Возраст ее неясен.

Полоса выходов сайншандинской свиты тянется далее на восток и слагает возвышенности Дзун-Баин и Барун-Баин, где наблюдается следующий разрез (рис. 30):

С ай н ш а н д и н с к а я с в и т а

1. На верхнедзунбаинской свите, а местами на палеозое с угловым несогласием залегают красноватые глины с линзами конгломератов. Вверх по разрезу количество прослоев конгломератов сокращается . . . 100 м
2. Серые песчаники и конгломераты. Крупные кости динозавров . . 1.5 м
3. Серые глины с прослоями желтых и оранжевых глин. Линзы конгломератов. Карбонатные и железистые конкреции. Обилие растительных остатков и остракод. Моллюски, согласно данным Р. Барсболда, представлены:

Oxyriana sainshandica Barsb., *Limnocyrena elongata* Jak., *Campeloma yihsiensis* Grab., *Bellamya matumotoi* Suz.; остракоды — *Cypridea rostrata* Gal., *C. prognata* Lüh., *C. dzunbajanica* Stank., *C. aculeata* Stank., *Timiriasevia grata* Lüh., *T. transitoria* Stank., *Darwinula* sp., *Rhinocypris panosa* Lüh. (определение Е. С. Станкевич) 10 м

4. Красно-коричневые глины с линзами конгломератов (слагают склон возвышенности Барун-Баин). В глинах — карбонатные конкреции 50 м

На этом разрез обрывается. Видимая мощность сайншандинской свиты 162 м.

Остракоды, найденные в сайншандинской свите в районе возвышенности Барун-Баин и севернее сомона Цогт-Обо, как указывает Е. С. Станкевич, имеют некоторые общие виды с верхнедзунбаинской свитой. Это обстоятельство подтверждает правильность отнесения содержащих их толщ к низам верхнего мела. Однако в сайншандинской свите появляются и новые виды: *Cypridea rostrata* Gal., *Timiriasevia grata* Lüh.

Существенно иной литологический облик имеет сайншандинская свита в районе возвышенности Оши-Нуру. Первое описание стратиграфии этого района дается в трудах американской Центральноазиатской экспедиции Музея естественной истории (Berkey, Morris, 1927), обнаружившей в данном районе местонахождение костей пситтакозавров. Отложения,

содержащие указанные остатки позвоночных, были отнесены американскими геологами к нижнему мелу и получили наименование формации Оши (Oshih). В монографии «Геологическое строение Монгольской Народной Республики» (Васильев и др., 1959) формация Оши рассматривается как стратиграфический аналог шарилинской свиты. Последняя, согласно новым данным (Шувалов, 1969), имеет верхнеюрский возраст.

Меловые отложения, объединенные американскими исследователями в формацию Оши, могут быть подразделены на ряд толщ. Нижняя из них представлена серыми косослоистыми песчаниками с прослоями красных и коричневых глин. В глинах обнаружены раковины гастропод *Probaicalia vitimensis* Martins., *Valvata* sp. (определение Г. Г. Мартинсона), позволяющих датировать эту толщу апт-альбом. В песчаниках встречаются многочисленные шаровидные конкреции известковистых песчаников и кости рептилий. Именно в этой толще американские палеонтологи обнаружили пситтакозавров. Литологический облик толщи и возраст фауны моллюсков позволяют отнести ее к верхнедзунбаинской подсвите. На основании этого заключения вышележащая красноцветная толща с прослоем базальта может быть отнесена к сайншандинской свите, имеющей в данном районе следующий разрез (рис. 30):

С а и н ш а н д и н с к а я с в и т а

1. На верхнедзунбаинской свите без видимого углового несогласия залегает светло-серый тонкослоистый алевролит со знаками ряби	0.3 м
2. Кирпичные глины с голубыми пятнами	9 м
3. Светло-серый слоистый алевролит	0.3 м
4. Кирпичные с серыми прослоями глины	15 м
5. Лиловые глины	2 м
6. Коричневые глины с редкими прослоями листоватых серых алевролитов	18 м
7. Желтовато-коричневые глины	9 м
8. Красно-коричневые глины	3.5 м
9. Серый слоистый алевролит	1 м
10. Красно-коричневые глины	3.5 м
11. Серый алевролит	1 м
12. Красно-коричневые глины	10 м
13. Серый алевролит	0.1 м
14. Красно-коричневые глины	9 м
15. Плотный известковистый слоистый песчаник	0.1 м
16. Коричневые глины с карбонатными конкрециями	13 м
17. Серые слоистые алевролиты с прослоями глин	1 м
18. Коричневые глины	5 м
19. Светло-серый известковистый песчаник	0.3 м
20. Красные глины с прослоями алевролитов	3 м
21. Коричневые и желтовато-серые глины с прослоями серых алевролитов	32 м
22. Базальты. В результате серии ступенчатых сбросов слой повторяется в разрезе. Подстилающие базальты глины обожжены в процессе излияния лавы	20 м
23. Светло-коричневые глины с прослоями карбонатных стяжений	20 м

Общая мощность сайншандинской свиты 176 м.

Б а р у н г о й о т с к а я + н э м э г э т и н с к а я с в и т ы (?)

24. Светло-серые голубоватые алевролиты, переполненные карбонатными конкрециями. Встречаются прослои голубовато-серых глин и мелкогалечных конгломератов	24 м
25. Светло-коричневые глины с прослоями светло-серых голубоватых алевролитов и коричневых песчаников с гальками	40 м

В средней части слоя 25 обнаружены кости крокодила (определение А. К. Рождественского).

Общая мощность барунгойотской и нэмэгэтинской свит 64 м.

26. На различные горизонты описанной ниже верхнемеловой толщи с размывом ложатся светло-коричневые и желтые песчаники и гравелиты с примесью мелких галек видимая мощность до 50 м

На северном склоне впадины американскими палеонтологами были обнаружены остатки зауроподы *Asiatosaurus* в отложениях, соответствующих, по их мнению, горизонту коричневых глин (23), которые покрывают базальты (Berkey, Morris, 1927).

К юго-востоку от хр. Оши-Нуру располагается серия выходов верхнемеловых отложений, вытянутых полосой широтного направления от обрывов Абдараин-Нуру до урочища Хашиату. Верхнемеловые отложения этого района содержат ряд исключительно важных местонахождений костей позвоночных. Наиболее известное из них — Баин-Дзак, в котором американской Центральноазиатской экспедицией были обнаружены остатки панцирных динозавров, протоцератопсов, кладки яиц динозавров и кости меловых млекопитающих. Местонахождение Тугрик-Булак, открытое монгольскими палеонтологами, содержит многочисленные кости и скелеты протоцератопсов и других динозавров, а также кладки яиц динозавров. Основание разреза верхнего мела и его контакт с подстилающими толщами наблюдаются на обрывах Абдараин-Нуру. Разрезы родника Тугрик-Булак и возвышенности Баин-Дзак представляют собой среднюю часть верхнемеловой толщи. Верхи разреза верхнего мела и его контакт с палеоценом наблюдаются в урочище Хашиату, где покрывающие верхний мел отложения содержат в себе крупное местонахождение палеоценовой фауны млекопитающих. Нижняя часть верхнемелового разреза, наблюдаемого в этом районе, имеет определенное литологическое сходство с разрезом барунгойтской свиты Намэгэту, а верхняя часть разреза по ряду особенностей близка нэмэгэтинской свите Заалтайской Гоби. Однако граница этих свит в разрезах, расположенных к северу от Гобийского Алтая, проводится условно.

Основание разреза верхнего мела наблюдается на восточном краю уступа Абдараин-Нуру, в седловине между этим уступом и горой Барун-Цаб-Ула. Здесь автором описан следующий разрез (рис. 32):

1. На отложениях цахирской свиты (пермь) с угловым несогласием залегают красно-коричневые глины 1.5 м
 2. Красно-коричневые песчаники с гравием. Прослой серых песчаников и плитчатых алевролитов. Кости динозавров 3 м
 3. Серый и коричневый песчаник с косою слоистостью. Прослой плотных известковистых белых песчаников и алевролитов с ходами червей и знаками ряби, образующие на склоне карнизы. В нижней части толщи — редкие прослой коричневых глин видимая мощность 50 м
- Общая мощность верхнемеловых отложений 55 м. Продолжение разреза после некоторого необнаженного участка наблюдается в средней части обрыва Абдараин-Нуру.
4. Светло-оранжевый рыхлый песчаник. Наклонная слоистость. Обломки окаменевшей древесины 2.5 м
 5. Плотный серый песчаник с карбонатными конкрециями и катунами 0.2—0.3 м
 6. Оранжевый песчаник 1.1 м
 7. Коричневые глины с прослоями серого песчаника 3 м
 8. Плотный белый песчаник с косою слоистостью 0.2 м
 9. Светло-серые рыхлые пески 1.8 м
 10. Красно-коричневые глины 2 м
 11. Светло-серые пески 1.8 м
 12. Плотный известковистый песчаник с косою слоистостью 0.5 м
 13. Светло-желтые пески 0.5 м
 14. Красно-коричневые глины 1 м
 15. Светло-желтые пески 3 м
 16. Плотный песчаник с косою слоистостью 0.2 м
 17. Красно-коричневые глины 0.3—0.5 м
 18. Светло-серые пески 2 м

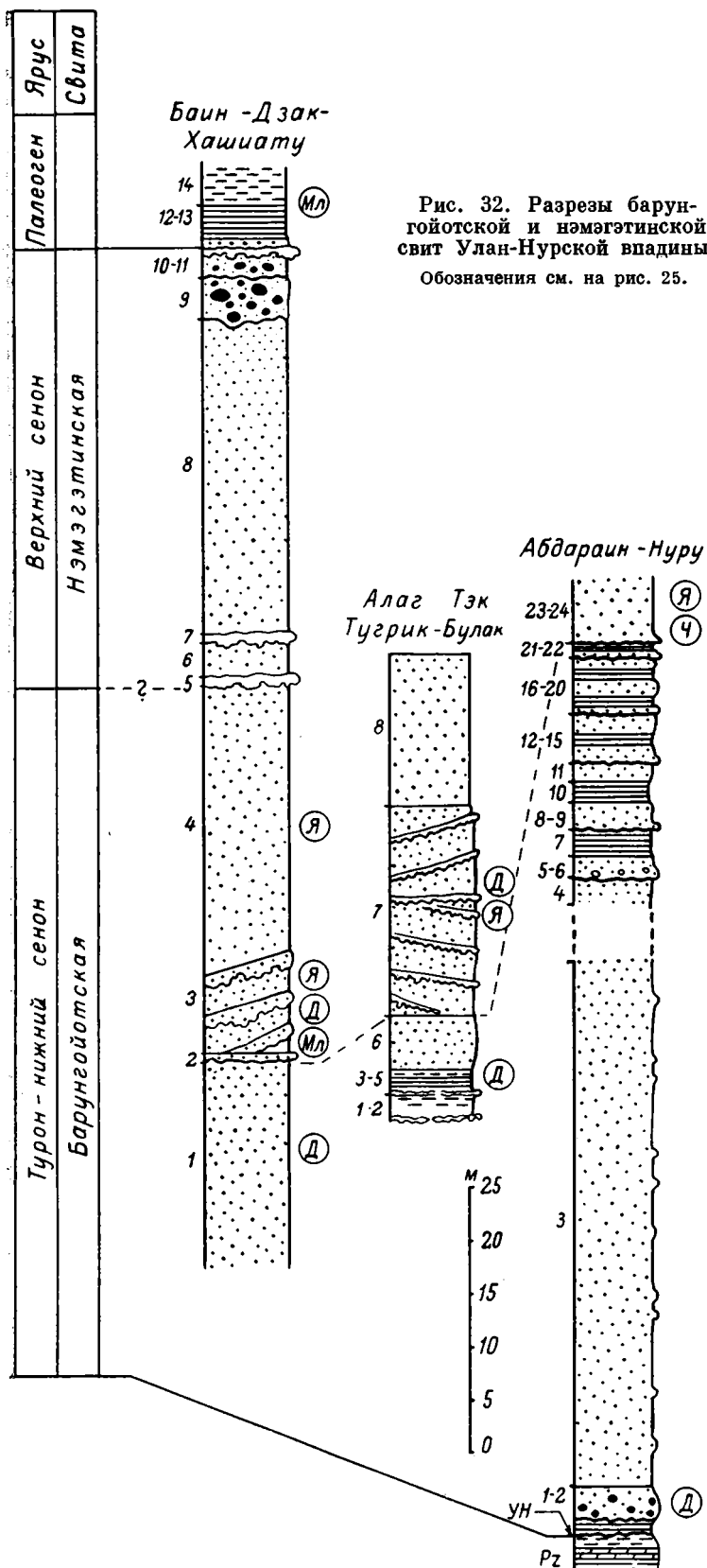


Рис. 32. Разрезы барунгойотской и нэмэгэтинской свит Улан-Нурской впадины.
Обозначения см. на рис. 25.

19. Коричневые глины	0.5 м
20. Светло-серые желтоватые пески	1.6 м
21. Плотный серый песчаник, переполненный ходами червей	0.3—0.5 м
22. Коричневые глины	1 м
23. Плотный желтый песчаник с ходами червей	0.2 м
24. Светло-серые пески с прослоями плотных серых песчаников. Кости динозавров. Обломки панцирей черепах триониксов. В основании пласта в линзе оранжевых песчаников найдена кладка яиц динозавров с ребристой поверхностью скорлупы	видимая мощность 6—8 м

На этом разрез верхнего мела в средней части Абдараин-Нуру обрывается. Видимая мощность 32 м. Присутствие в верхних слоях разреза скорлупы яиц динозавров, аналогичной скорлупе яиц, из обрывов Баин-Дзак, позволяет сделать заключение об одновозрастности этих отложений. Описание разреза последнего района дается в статье Е. Лефельда (Lefeld, 1965), доказавшего ошибочность представлений некоторых предыдущих исследователей этого района (Новожилов, 1954) о палеоценовом возрасте верхних горизонтов обрывов Баин-Дзак. В обрывах возвышенности Баин-Дзак автор описал следующий разрез верхнемеловых отложений (рис. 32):

1. Мелкозернистый оранжевый песчаник с карбонатными конкрециями
видимая мощность 20 м
 2. Светлый известковый песчаник с белыми карбонатными конкрециями 0.5 м
 3. Рыхлые оранжевые пески, содержащие пласты светло-оранжевого песчаника с плотным известковым цементом, который залегает наклонно по отношению к общему напластованию толщи (наклонная слоистость). Пласты песчаников мощностью до 2 м имеют неправильные, причудливо-округлые кавернозные формы типа караваев и многочисленные ходы илоедов. В толще встречаются также округлые и лепешковидные конкреции известкового песчаника до 10 м
- В западной части обрыва Баин-Дзак на уровне слоя 3 появляется линза коричневых глин до 7 м мощности. В слоях 1—3 обнаружены многочисленные кости и скелеты динозавров *Protoceratops andrewsi*, *Syrmosaurus*, *Pinacosaurus*, кладки яиц динозавров и черепа примитивных млекопитающих в конкрециях карбонатного песчаника. Слой 1—2 нашего разреза соответствует слою 1 разреза Е. Лефельда (Gradzinski et al., 1968), а слой 3 — соответственно слою 2—3.
4. Оранжевые пески с округлыми конкрециями известковых песчаников. Польские палеонтологи в кровле этой толщи нашли кладки яиц динозавров. Из этой же толщи известны черепа мультитуберкулята. Этот горизонт составляет основную часть обрыва «Пылающих скал» 25—30 м

Видимая мощность барунгойотской свиты 60 м.

Н э м э г э т и н с к а я с в и т а

5. Горизонт белых карбонатных конкреций 1 м
 6. Оранжевые пески с линзами, заполненными белыми округлыми карбонатными конкрециями 3 м
 7. Слой карбонатных конкреций, переходящий по простираению в узловатый песчаный известняк 0.5—1.0 м
 8. Оранжевый песчаник с карбонатными конкрециями. Многочисленные обломки скорлупы и кладки яиц динозавров 9 м
- Вышележащие горизонты верхнего мела можно наблюдать в урочище Хашиату, где на узловатом песчанистом известняке, соответствующем слою 7, залегают оранжевые песчаники с карбонатными конкрециями (около 30 м).
9. Мелкогалечные плохо отсортированные конгломераты с большой примесью гравийного материала. В основании — поверхность размыва. По подошве этого пласта Н. И. Новожилов (1954) провел границу верхнего мела и палеоцена до 4 м
 10. Мелкогалечный конгломерат с кирпично-красным песчаным цементом и рыхлыми выветрелыми гальками. Отложения несут следы развития на них маломощной коры выветривания 2 м
 11. Конкреционный песчаный известняк. На отдельных участках состоит из перетолженных карбонатных катунов 0.35 м

Общая мощность нэмэгэтинской свиты 41 м.



Рис. 33. Горизонт карбонатных конкреций (карбонатная кора) в кровле верхнемеловых отложений урочища Хашиату.

П а л е о г е н

- | | |
|--|-----|
| 12. Красно-коричневый мелкозернистый песчаник. В кровле — редкие карбонатные конкреции | 1 м |
| 13. Красно-коричневые глины | 3 м |
| 14. Серые глины | 4 м |

В кровле пласта 13 и подошве пласта 14 находятся основные горизонты, содержащие кости палеоценовых млекопитающих местонахождения Хашиату.

Горизонт карбонатных конкреций 11 мы относим к верхнему мелу, исходя из его литологического сходства с аналогичными горизонтами Баин-Дзака. Размыву в подошве пласта 9 не следует придавать большого стратиграфического значения, поскольку данный горизонт не выдерживается по простирацию. Напротив, наличие коры выветривания и непосредственно связанного с ней горизонта карбонатных конкреций (карбонатной коры) говорит о некоторой приостановке процесса осадконакопления в интервале между образованием слоев 11 и 12. В 2 км к северу от «контакта Новожилова» в кровле верхнемеловых отложений наблюдается два горизонта белых карбонатных конкреций, причем верхний из них подстилается мелкозернистыми оранжевыми песчаниками с карбонатными конкрециями, литологически идентичными песчаникам нижележащей толщи верхнего мела урочища Хашиату и обрывов Баин-Дзак (рис. 33). В связи с отсутствием остатков фауны в слоях, пограничных между мелом и палеогеном, нам кажется более естественным проведение границы между этими системами, исходя из резкого изменения общего литологического облика отложений, не принимая во внимание наличие местного размыва в подошве линзы конгломератов слоя 9. В пользу такого заключения свидетельствует также тот факт, что в целом ряде районов распространения верхнемеловых отложений в Северной Гоби в их кровле присутствуют грубообломочные породы.

Возраст фауны млекопитающих из слоев 13—14 разреза Хашиату определяется в настоящее время как верхний палеоцен или нижний эоцен, так же как и местонахождения млекопитающих Наран-Булак в Нэмэгэтинской впадине. В связи с этим необходимо отметить существенное литологическое сходство пограничных слоев мела и палеогена в этих двух разрезах. Как в Наран-Булаке, так и в Хашиату меловые отложения заканчиваются горизонтами конкреционных известняков, представляющих собой карбонатную кору, которые в первом районе содержат раковины меловых моллюсков сем. *Trigonioididae*. Далее в обоих разрезах

следует толща красноцветных песчаников и глин, на которых залегают горизонты серых глин и песчаников, содержащих многочисленные остатки млекопитающих.

В районе родника Тугрик-Булак наблюдается разрез верхнего мела, сходный по своему строению с разрезом возвышенности Баин-Дзак. Наиболее низкие горизонты разреза Тугрик-Булака вскрыты в обрыве Алаг-Тэк. Здесь наблюдаются следующие породы (рис. 32):

1. Кирпичный глинистый песчаник. В основании — горизонт карбонатных конкреций 0.5 м
2. Серые песчаные глины с коричневыми пятнами 1.2 м
3. Горизонт карбонатных конкреций 0.1 м
4. Коричневые глины 0.8 м
5. Серые алевритистые глины 0.7 м
6. Пестрый песчаник светло-кирпичный и серый 5.4 м

Нижние горизонты верхнемеловых отложений Алаг-Тека содержат кости и скелеты динозавров. Вышележащая толща серых песков наиболее полно обнажается непосредственно вблизи родника Тугрик-Булак. Здесь наблюдаются следующие отложения:

7. Светло-серые желтоватые пески. Наклонная слоистость. Поверхности наклонных слоев бронируются карбонатными ожелезненными конкрециями неправильной формы, нередко образованными по ходам илоедов. Изредка встречаются округлые белые карбонатные конкреции. Многочисленные кости и скелеты *Protoceratops* около 20 м
8. Светло-серые желтоватые пески с белыми конкрециями карбонатного песчаника. От нижележащей толщи отличается отсутствием наклонной слоистости . . 15—20 м
- Общая мощность верхнемеловых отложений 50 м.
9. Четвертичные конгломераты. В подошве — поверхность размыва.

Горизонт 7 разреза Тугрик-Булак и горизонт 3 Баин-Дзака, по-видимому, можно рассматривать как стратиграфические аналоги, исходя из общности остатков фауны (*Protoceratops*) и текстур пород (наклонная слоистость, фиксируемая конкрециями известковистых песчаников).

Верхнемеловые отложения северных предгорий Гобийского Алтая могут быть подразделены на свиты, выделенные в смежных районах, лишь с большой долей условности. Саиншандинская свита районов Ологой-Улан-Цаб, Улан-Ош, Дзун-Баин и Оши-Нуру существенно отличается по литологии от отложений, рассматриваемых нами в качестве аналогов барунгойотской и нэмэгэтинской свит. Во всех перечисленных разрезах саиншандинской свиты покрывающие ее отложения либо отсутствуют, либо представлены толщами, возраст которых неясен. Отнесение данных отложений к саиншандинской свите в полосе Ологой-Улан-Цаб—Дзун-Баин основано на литологическом сходстве данной толщи с саиншандинской свитой стратотипического разреза, стратиграфическом положении — выше верхнедзунбаинского горизонта — и анализе фауны позвоночных и беспозвоночных, имеющей много общего с комплексами фауны верхов нижнего мела.

Значительно менее обосновано отнесение к саиншандинской свите красноцветной толщи Оши-Нуру. Остатков фауны, которые могли бы сказать что-нибудь определенное о возрасте данной толщи, непосредственно в разрезе Оши-Нуру не обнаружено. Литологический облик толщи, за исключением окраски и присутствия прослоев базальтов, также не типичен для саиншандинской свиты (отсутствие грубообломочных пород).

Аналоги барунгойотской и нэмэгэтинской свит в полосе Абдараин-Нуру—Хашиату характеризуются малым развитием отложений озерного генезиса, которые характерны для разновозрастных толщ в Заалтайском районе. Это обстоятельство затрудняет сопоставление разрезов как по литологическим признакам, так и по остаткам фауны, которая в данном

Рис. 34. Стратиграфическое распределение местонахождений остатков позвоночных в верхнемеловых отложениях Южной Монголии.

Крупные кружки — массовое скопление скелетов. Цифрами обозначены следующие местонахождения: 1 — Нэмэгэту, 2 — Алтан-Ула III, 3 — Алтан-Ула IV, 4 — Цаган-Ула, 5 — Наран-Булак, 6 — Хачин-Ула, 7 — Бугин-Цаб, 8 — Ногон-Цаб, 9 — Баин-Дзак, 10 — Тугрик-Булак, 11 — Абдаран-Нуру, 12 — Оши-Нуру, 13 — Ологой-Улан-Цаб, 14 — Улан-Ош, 18 — Баин-Шира, 19 — Хангил, 20 — Андай-Хундук, 21 — Гучин-Ус, 22 — Хармин-Цаб II.

районе специфична и характеризует несколько менее обводненный тип ландшафта. Находка в барунгойотской свите Нэмэгэту остатков *Protoceratops* позволяет высказать предположение, что граница барунгойотской и нэмэгэтинской свит проходит в разрезе Баин-Дзак—Хашиагу выше слоев с *Proteceratops*. В пользу такого предположения свидетельствует также возраст фауны млекопитающих из тех же слоев Баин-Дзака, определяемый З. Келан-Яворовской (Kielan-Jaworowska, 1968; Kielan-Jaworowska, Sochava, 1969) как коньяк—сантон.

Проведенная стратиграфическая корреляция разрезов верхнего мела позволяет наметить основные закономерности стратиграфического распределения местонахождений остатков различных групп позвоночных в верхнемеловых отложениях Северной Гоби (рис. 34). Для первого этапа позднемеловой истории данного района соответствующего времени образования сайншандинской свиты (альб—сеноман) характерны остатки пситтакозавров, встречающиеся также в нижележащих отложениях верхнедзунбаинского горизонта, и зауропод. Остатки зауропод встречаются также в вышележащих отложениях верхнего мела — барунгойотской и нэмэгэтинской свитах, вплоть до верхов верхнемелового разреза.

Ярус	Динозавры							Крокодилы	Черепашки	Млекопитающие
	Зауроподы	Карнозавры	Орнитомимиды	Гадрозавры	Пситтакозавры	Проточерепатосы	Ангилезавры			
Верхний сеноман	①	①	①	①			①	①	①	①
	①	④	④				③			③
Сеноман — нижний сеноман	③	③	③		③	③	③		④	③
	⑧	③	③		⑩	⑩	⑩	⑩	⑧	⑧
Альб — сеноман	⑬				⑭		⑬		⑮	
					⑫				⑮	
Апт-альб					⑫				⑮	⑮

Карнозавры широко распространены в верхней половине разреза верхнего мела и особенно многочисленны в низах нэмэгэтинской свиты. Орнитомимиды встречены в верхней части барунгойотской свиты и особенно характерны для нэмэгэтинской свиты. Многочисленные остатки протоцератопсов характеризуют, по-видимому, верхи барунгойотской свиты, анкилозавры — главным образом барунгойотскую свиту и ее аналоги в Восточной Гоби. Расцвет этой группы, вероятно, приходится на первую половину сенона. Остатки млекопитающих характерны для верхней части барунгойотской свиты (Баин-Дзак) и для нэмэгэтинской свиты (Хайчин-Ула). Основные скопления остатков черепах наблюдаются в пограничных слоях барунгойотской и нэмэгэтинской свит.

Скорлупа яиц динозавров встречается по всей толще верхнего мела, при этом крупнейшие скопления остатков яиц приходятся на саиншандинскую свиту (мультиканальная скорлупа из Ологой-Улан-Цаба), а также на верхи барунгойотской свиты и нэмэгэтинскую свиты (ангустоканальная скорлупа из Баин-Дзака, Цаган-Хушу и Хайчин-Улы).

ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Верхнемеловые отложения Южной Монголии по особенностям своего литологического строения представляют собой типичный пример карбонатных красноцветов и имеют много общих черт с разновозрастными континентальными отложениями востока Средней Азии, а также с карбонатными красноцветами девона и пермотриаса, широко распространенными в различных регионах Евразийского материка.

Ритмичность строения толщ

Баинширэнская, барунгойотская и нэмэгэтинская свиты обычно представлены многократно повторяющимися в разрезе чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов и глин, образующих более или менее закономерно построенные ритмы, которые состоят из следующих элементов (рис. 25).

1. Границы ритмов в вертикальном разрезе обычно маркируют поверхности размывов, на которых залегают серые косослоистые гравелиты или крупнозернистые песчаники с карбонатными катунками гравийного или галечного размера, переходящие по простиранию во внутриформационные гравелиты или конгломераты. В этих горизонтах в изобилии встречаются крупные раковины тригониоидид, кости позвоночных и окаменелая древесина. Мощность этого элемента ритма порядка 0.3—0.7 м.

2. Серые, реже оранжевые среднезернистые или мелкозернистые рыхлые песчаники и пески. Нередко наблюдается наклонная слоистость (см. раздел о текстурах песчаных пород) и очень широко — косая слоистость. Иногда в песчаниках содержатся крупные катунки глин. Изредка встречаются кости динозавров и черепах. В верхней части пласта песчаники обычно более мелкозернистые, чем в нижней, вплоть до перехода в алевролиты. Этот элемент ритма имеет мощность в пределах от первых метров до десяти метров.

3. Глины красные алевролитистые. Нижняя часть этого слоя иногда имеет серую окраску. Кровля горизонта обычно представляет собой поверхность размыва, и верхние несколько сантиметров пласта имеют вторично приобретенную серую окраску. Глины, как правило, не имеют четко выраженной слоистой текстуры. Изредка встречаются раковины остракод и гастропод. Мощность этого элемента ритма — от нескольких дециметров до первых метров.

4. В верхней части пласта глин нередко встречаются неправильной формы карбонатные конкреции, сливающиеся в узловатые пласты конкреционных карбонатных пород в несколько дециметров мощностью.

Общая мощность ритмов от 1.5 до 10—15 м.

Строение отдельных ритмов, слагающих толщи байнширэинской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит, в каждом конкретном случае может иметь некоторые специфические особенности, которые чаще всего выражаются в выпадении отдельных элементов ритма. Наиболее часто из разреза выпадают два верхних элемента ритма. В этом случае толща имеет существенно песчаный состав. Иногда отсутствует элемент 1.

Строение ритмов верхнемеловых карбонатных красноцветов Северной Гоби типично для данной группы осадочных формаций. Ритмы сходного строения описаны автором в верхнемеловых отложениях Ферганы (Сочава, 1965). Подобное строение имеют ритмы, слагающие красноцветы девона Англии (Allen, 1962, 1965).

Сайншандинская и джибхалантская свиты сложены главным образом грубообломочными породами, однако в некоторых разрезах содержат существенное количество прослоев алевроитистых и песчаных глин. В этих случаях толщи имеют ритмичное строение. Примером может служить разрез сайншандинской свиты в обрывах Ологой-Улан-Цаб (рис. 30), где ритмы имеют следующее строение.

1. На поверхности размыва залегает пласт красновато-коричневого конгломерата или гравелита с мелкой галькой. Иногда наблюдается грубо выраженная наклонная слоистость. Встречаются кости позвоночных и кладки яиц динозавров *in situ*. В верхней части пласта размеры обломков уменьшаются и порода может быть представлена крупнозернистым песчаником. Мощность такого пласта от 1 до 4 м.

2. Коричневые глины с голубыми пятнами. Мощность от 1 до 6 м. Глины составляют основную часть данного разреза сайншандинской свиты.

3. В некоторых ритмах в кровле горизонта глин наблюдается скопление карбонатных конкреций, образующих узловатый пласт.

Конгломераты и гравелиты

Грубообломочные породы в верхнемеловых отложениях Южной Монголии наиболее широко распространены в сайншандинской свите. Второй стратиграфический уровень распространения грубообломочных пород — верхи верхнемелового разреза (джибхалантская свита Восточной Гоби и нэмэгэтинская свита в Ширэин-Гашунской впадине).

В сайншандинской свите конгломераты имеют, как правило, красную окраску. В некоторых разрезах свита сложена исключительно грубообломочными породами (Хара-Хутул). В других районах конгломератовые и гравелитовые горизонты переслаиваются с пластами неслоистых глин. В основании сайншандинской свиты нередко встречаются крупногалечные и валунные конгломераты. Основная же часть конгломератов среднегалечные и мелкогалечные. Окатанность галек обычно хорошая, а сортировка обломочного материала плохая. Гальки конгломератов располагаются в песчано-гравийной матрице, имеющей карбонатный цемент, представленный крупнозернистым кальцитом. Реже встречаются рыхлые несцементированные конгломераты.

Для джибхалантской и особенно для нэмэгэтинской свит характерны серые конгломераты, переслаивающиеся с красноцветными песчаниками.

Основная часть галек верхнемеловых конгломератов представлена обломками метаморфических пород. В разрезе хр. Хара-Хутул подавляющая часть галек конгломератов сайншандинской свиты — зеленовато-серые хлоритизированные песчаники, в обрывах Ологой-Улан-Цаб —

хлоритизированные зеленоватые сланцы, подстилающие сайншандинскую свиту в данном районе.

В нэмэгэтинской свите Ширэин-Гашунской впадины гальки конгломератов представлены серовато-желтыми метаморфическими сланцами, коричневыми яшмами, кремнями и кварцем.

В гравелитах верхнемеловых отложений Заалтайской Гоби, помимо метаморфических пород, встречаются обломки гранитов и диабазов, хлоритизированных и эпидотизированных.

В баинширэинской, барунгойотской и нэмэгэтинской свитах широко распространены внутриформационные гравелиты и конгломераты. Подробное описание особенностей этих пород будет приведено ниже.

Песчано-алевритовые породы

Текстуры песчаных пород. В песчаных породах верхнего мела Южной Монголии весьма широко распространены разнообразные типы косой слоистости, знаки ряби и следы оползания осадка. Особенности тектур верхнего мела Нэмэгэтинской впадины подробно рассмотрены в статье Р. Градзинского (Gradzinsky, 1970), который описал ряд типов косой слоистости разного масштаба. Как текстура первого порядка выделяется сложная наклонная слоистость, образованная комплексом слоев, которые наклонены к общей плоскости напластования данной толщи под углом $5-10^\circ$. В каждом из этих слоев наблюдается косая слоистость второго порядка. Мощности серий сложной наклонной слоистости в нэмэгэтинской впадине, по данным Р. Градзинского, от 1 до 8.5 м. Серии разделяются субгоризонтальными поверхностями размывов, на которых залегает мало-мощный внутриформационный конгломерат или песчаник с плотным известковистым цементом. Наклонная слоистость обусловлена чередованием песчаных и алевритовых пород при мощности каждого наклонного слоя от 20 до 80 см. В подошве таких слоев нередко наблюдаются слабовыраженные поверхности размыва. Верхняя часть слоя обычно сложена более мелкозернистым материалом (алевритовым), чем его нижняя часть (песчаная).

Направление падения слоев в последовательно залегающих сериях сложной наклонной слоистости резко меняется при переходе от нижележащей серии к вышележащей, вплоть до противоположного. В каждой серии направление падения слоев изменяется по простиранию. Р. Градзинский наблюдал изменение падения слоев одной серии на 50° на протяжении 250 м. Косая слоистость более мелкого масштаба, наблюдаемая в наклонных слоях, имеет основное направление падения, отличающееся от азимута падения наклонных слоев на $75-125^\circ$, т. е., грубо говоря, перпендикулярное этому направлению.

Наклонная слоистость, согласно нашим наблюдениям, встречается в верхнемеловых отложениях Монголии не только в Нэмэгэтинской впадине, но и в других районах распространения толщ данного возраста.

В Восточной Гоби, в районе обрывов Баин-Ширэ и Хангил-Цаб, в верхней части баинширэинской свиты наблюдаются серии наклонной слоистости мощностью до 7 м, аналогичные описанным Р. Градзинским в Нэмэгэтинской котловине. На рис. 35 можно наблюдать три серии наклонных слоев, разделенные горизонтальными карнизами внутриформационных гравелитов с поверхностью размыва в подошве. В нижней серии наклонной слоистости падение слоев слева направо, а в верхней — справа налево. Наклонные слои пересекают семиметровый сложный пласт песчаника от кровли до подошвы. В кровле и подошве сложного пласта углы падения наклонных слоев уменьшаются и их поверхности несколько



Рис. 35. Наклонная слоистость в песчаниках байнширэинской свиты обрывов Хангил-Цаб.

В верхней части обрыва видны три серии наклонной слоистости, разделенные горизонтальными пластами внутриформационных гравелитов.

выполаживаются, образуя *S*-образный изгиб. Углы падения наклонных слоев в обрывах Хангил-Цаб и Баин-Ширэ не превышают 15° .

В нижней части сайншандинской свиты, в обрывах Улан-Ош, наклонная слоистость наблюдается в толще кирпичных алевролитистых глин (слой 4) мощностью 7.2 м. В глинах наблюдаются тонкие прослои коричневых мелкозернистых песчаников, падающие наклонно по отношению к общему напластованию пород под углом около 10° и косо пересекающие толщу глин от кровли до подошвы (рис. 36).

Третья разновидность наклонной слоистости наблюдается в верхнемеловых песчаных толщах обрывов Баин-Дзак (слой 3) и Тугрик-Булак (слой 7). Наклонные слои в песчаных отложениях этих районов отличаются большими углами падения — от 18 до 35° . Вторая особенность этого типа наклонной слоистости заключается в том, что слоистость фиксируется скоплением конкреций карбонатного песчаника, бронирующими поверхности слагающих серии наклонных слоев (рис. 37, 38). В обрывах Тугрик-Булак такие конкреционные пласты имеют узловатую поверхность. При этом конкреции нередко образуются по переплетающимся ходам червей (?). Песчаник в конкрециях сцементирован среднезернистым или мелкозернистым доломитом. В наружной части конкреции песчаные зерна окружены пленкой окислов железа, что придает конкреции буроватую окраску. Мощность отдельных конкреционных слоев небольшая — до первых дециметров.

Наклонные слои в основании обрывов Баин-Дзак также фиксируются конкреционными слоями карбонатных песчаников, которые имеют несколько иной облик, чем в Тугрик-Булаке. Серии наклонных слоев представлены здесь чередованием рыхлых оранжевых песчаников и более плотных светло-оранжевых песчаников с крупнозернистым карбонатным цементом, иногда пойкилитовым. Мощности этих плотных слоев, образующие в рельефе карнизы, до 2 м. Здесь часто наблюдаются ходы червей. Подошвы пластов неровные, имеют многочисленные округлые выступы, образованные сросшимися конкрециями карбонатного песчаника. В подстилающих рыхлых песках встречаются изолированные округлые конкреции известковистого песчаника, в которых обнаружены кости млекопитающих и динозавров. Как в Баин-Дзаке, так и в Тугрик-Булаке наблюдается несколько серий наклонной слоистости, залегающих одна над другой. Горизонтальная поверхность, разделяющая эти серии в обрыве Тугрик-Булак, также бронирована горизонтом карбонатных конкреций.



Рис. 36. Наклонная слоистость в сайишандинской свите обрывов Улан-Ош.



Рис. 37. Местонахождение динозавров и млекопитающих Баин-Дзак.
На переднем плане и в основании левого края обрыва — слои песчаников с известковым цементом, залегающих наклонно по отношению к общему напластованию толщи.

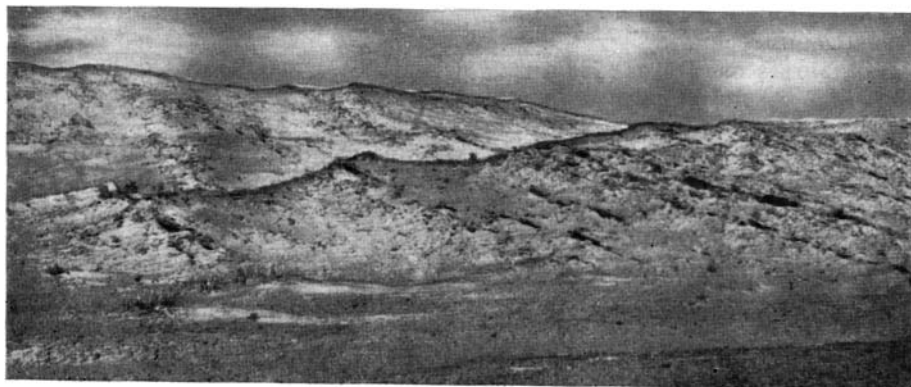


Рис. 38. Слои карбонатно-железистых конкреций, бронирующие поверхности наклонной слоистости в песчаниках барунгойотской свиты в районе Тугрик-Булак. Общее залегание верхнемеловой толщи субгоризонтальное.

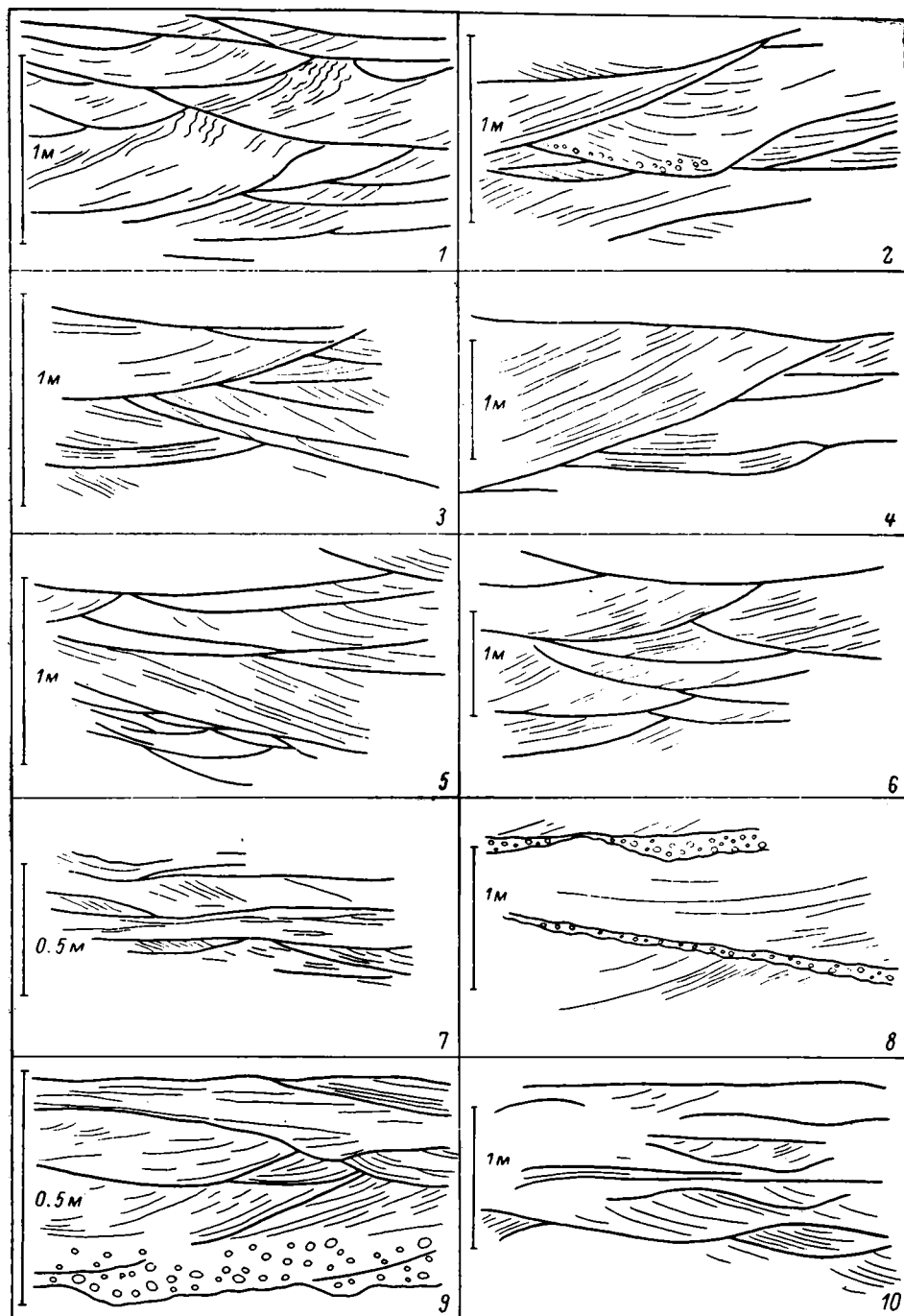


Рис. 39. Косая слоистость в песчаниках верхнего мела Южной Монголии (зарисовки по фотографиям).

1, 2, 7 — косоволнистая слабосрезанная; 3 — косая и косоволнистая сильносрезанная; 4 — косая непараллельная сильносрезанная; 5 — косая и косоволнистая слабосрезанная; 6 — косоволнистая сильносрезанная; 8 — косая сильносрезанная; 9 — косоволнистая непараллельная слабосрезанная. (По классификации Л. Н. Ботвинкиной).

1—7 — барунгуйотская свита, Алтан-Ула IV; 8, 9 — нэмэгэтинская свита, Нэмэгэту; 10 — сайншандинская свита, Ологой-Улан-Цаб.

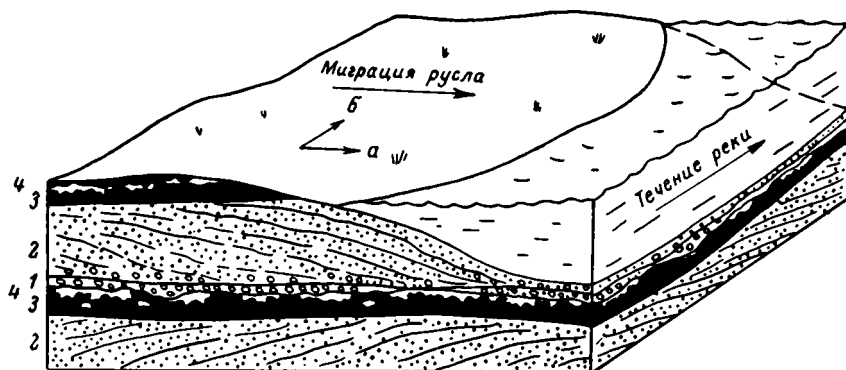


Рис. 40. Блок-диаграмма, иллюстрирующая механизм образования наклонной слоистости и ритмичности строения аллювиального комплекса отложений (с использованием данных Дж. Аллена).

1 — внутриформационные конгломераты и гравелиты — продукты разрушения карбонатных кор, стрекневые отложения; 2 — песчаники с наклонной слоистостью — отложения прируслового бара реки; 3 — песчаные красные глины — пойменные отложения; 4 — горизонт карбонатных конкреций — карбонатная кора. а — падение наклонной слоистости; б — преобладающее направление падения косой слоистости.

Мощности серий наклонных слоев в обрывах Баин-Дзак порядка 5 м, а в Тугрик-Булаке несколько больше. Азимуты падения наклонных слоев в сериях, залегающих одна выше другой, различны. В обрывах Баин-Дзак наблюдается различие в падении на 120° , а в Тугрик-Булаке — на 95° . Преобладающее падение наклонных слоев для обоих указанных районов северо-восточное (измерение произведено в 11 пунктах). В Тугрик-Булаке наклонные слои имеют выполаживающуюся книзу поверхность.

Наряду с описанными выше крупномасштабными текстурами в песчано-алевритовых породах верхнего мела Северной Гоби распространены косослоистые текстуры более мелкого масштаба. Среди них наиболее часто встречается косоволнистая слоистость (Ботвинкина, 1962) с сильно срезанными сериями и вогнутыми серийными швами (рис. 39). Реже наблюдается слабосрезанная косоволнистая слоистость с вогнуто-выпуклыми серийными швами. Последний тип встречается в грубозернистых песчаниках и алевритовых породах, залегающих в основании ритмов.

Несколько реже, чем косоволнистая слоистость, встречается косая слоистость с ровными горизонтальными или слабонаклонными серийными швами. Этот тип слоистости нередко ассоциирует с косоволнистой слоистостью в пределах одного пласта песчаника. В мелкозернистых песчаниках и алевритовых породах, слагающих верхние горизонты песчаных пластов, широко распространена волнистая мелкомасштабная слоистость (знаки ряби), обычно смещенная, образующая текстуру ложной параллельной косой слоистости.

Перечисленные текстуры позволяют сделать ряд выводов об условиях отложения песчано-алевритовых пород верхнего мела. Описанное выше сочетание типов косой слоистости характерно для современных и ископаемых речных отложений. Зафиксированное Р. Градзинским поперечное по отношению к падению наклонной слоистости сложное падение косой слоистости свидетельствует о том, что отложение данных песчаных осадков происходило при движении водного потока вдоль берегового склона, что характерно для речных отложений, а именно для отложений прирусловой отмели. Накопление на этих отмелях песчаных осадков происходило в процессе меандрирования реки по широкой аллювиальной равнине. Процесс отложения каждого сложного слоя имел в целом боковую направленность, соответствующую направлению падения наклонных

слоев (рис. 40). В пользу образования данного типа наклонной слоистости на приустьевой отмели реки, а не в условиях озерного бассейна свидетельствует также резкое различие азимутов падения наклонных слоев в последовательно залегающих сложных пластах.

Текстуры наклонной и косой слоистости, сходные с наблюдаемыми в верхнемеловых отложениях Монголии, описаны Дж. Алленом (Allen, 1965) в девонских аллювиальных красноцветах Англии. Указанный автор также отметил взаимоперпендикулярные падения наклонной слоистости сложных пластов и наблюдаемой в тех же пластах косой слоистости.

Структуры песчано-алевритовых пород

В верхнемеловых отложениях Южной Монголии встречаются песчаники разнообразного гранулометрического состава от крупнозернистых с гравийными зернами и галькой до мелкозернистых. Широко распространены также и алевриты. Для грубообломочных толщ саиншандинской свиты наиболее характерны крупнозернистые песчаники. В баинширэнской, барунгойотской и нэмэгэтинской свитах крупнозернистые песчаники встречаются в нижних частях ритмов (элемент 1). В средней части ритмов (элемент 2) песчаники обычно средне- или мелкозернистые. Последние два типа составляют основную массу песчаных пород баинширэнской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит.

Крупно- и среднезернистые песчаники, как правило, имеют карбонатный цемент — кальцитовый, реже доломитовый. Обычно цемент мозаичный и представлен среднезернистым карбонатным материалом. Довольно часто встречается пойкилитовый кальцитовый цемент с размерами кальцитовых зерен до 1 см (рис. 41, фиг. 1). При выветривании такие песчаники приобретают глобулярную текстуру. Структуры цементов, возникающих при образовании карбонатных кор, рассмотрены в разделе «Карбонатные породы».

Во всех изученных образцах песчаных пород содержание окисного железа превосходит содержание закисного (табл. 4). В барунгойотской свите встречаются песчаники с железистым и железисто-кальцитовым цементом, а также железистые конкреции в песчаниках, часто облекающие органические остатки: кости позвоночных, обломки стволов деревьев и корни растений. Последние особенно характерны для района обрывов Ногон-Цаб.

Т а б л и ц а 4

Среднее содержание окислов железа (в %) в песчаных и глинистых породах верхнего мела и верхней юры Южной Монголии

Район	Свита	Тип породы	Количество образцов	Fe ₂ O ₃	FeO
Буйлясун Ологой-Улан- Цаб Нэмэгэту	Шарилинская	Глины красные	4	5.21	0.12
		» »	3	6.70	0.60
	Барунгойотская	Песчаники розовые	4	2.10	0.07
Баин-Дзак	Нэмэгэтинская	Песчаники серые	2	0.77	0.20
	Барунгойотская	Песчаники красные	2	1.17	0.94
Ногон-Цаб	»	Песчаники с железистым цементом	1	33.32	0.26
	»	Железистая конкреция в песчанике	1	40.09	0.32

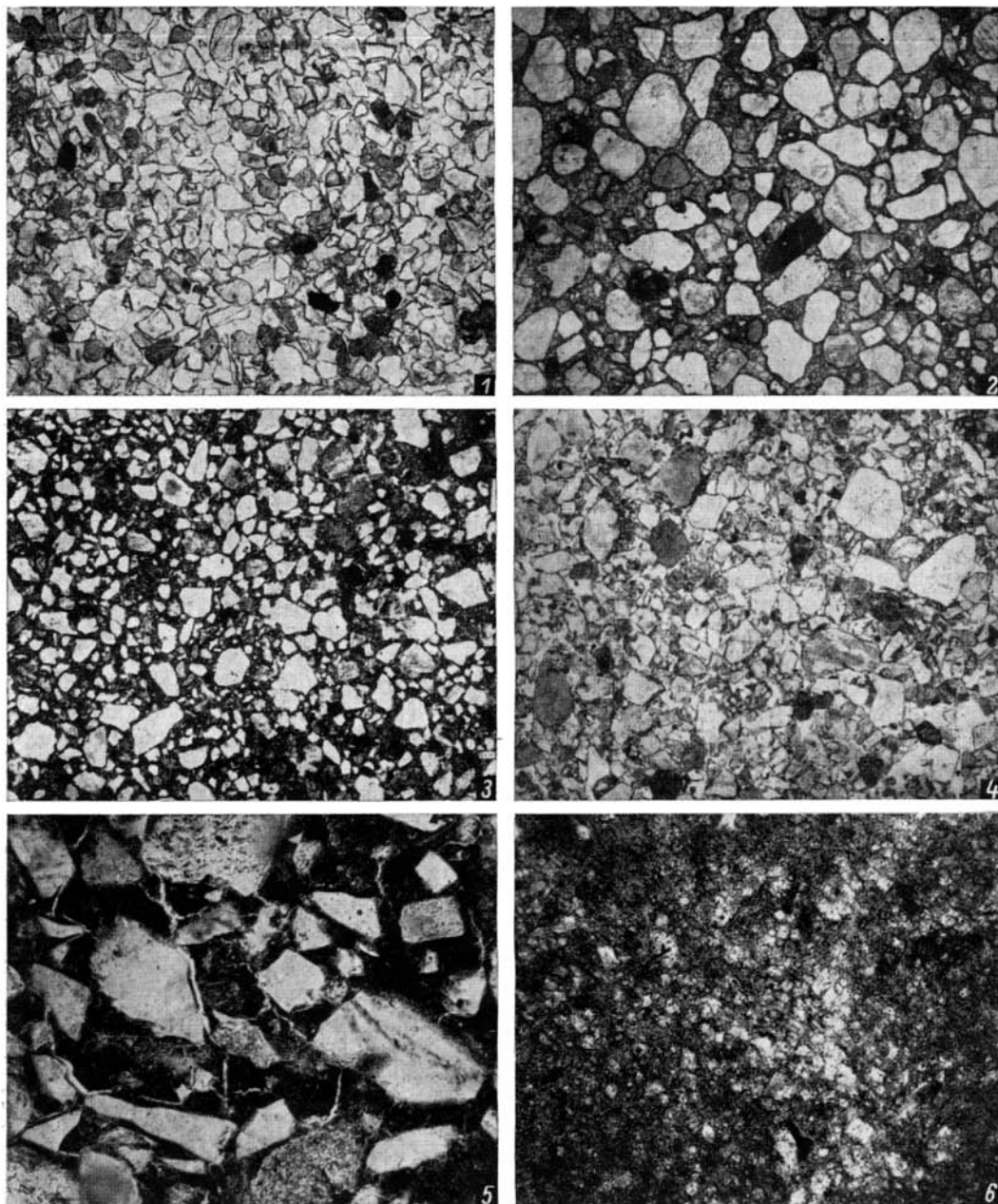


Рис. 41. Песчаные и глинистые породы верхнего мела (при одном никеле).

1 — песчаник с кальцитовым пойкелитовым цементом. Баинширэинская свита. Хара-Хутул, $\times 15$.
 2 — конкреция известково-железистого песчаника. Песчаные зерна хорошо окатаны и одеты пленками окислов железа. Барунгойотская свита. Тугрик-Булак, $\times 15$. 3 — песчаник с мелкозернистым кальцитовым цементом. Нэмэгэтинская свита. Нэмэгэту, $\times 15$. 4 — рыхлый песчаник с пленочным глинистым цементом. Барунгойотская свита. Нэмэгэту, $\times 15$. 5 — песчаник с глинистым цементом. Песчаные зерна не окатаны. Барунгойотская свита. Нэмэгэту, $\times 75$. 6 — глина с включениями доломитовых ромбоэдров. Саиншандинская свита. Оши-Нуру, $\times 25$.

Мелкозернистые песчаники имеют карбонатный или глинистый цемент, очень часто встречающийся совместно в одном образце. Глинистый материал цемента представлен мелкими округлыми агрегатами, по размеру несколько превышающими обломочные зерна данного песчаника. Такие агрегаты нередко располагаются по поверхностям мелкомасштабной косой или горизонтальной слоистости. Иногда скопление агрегатов образует базальный глинистый цемент песчаника. В процессе уплотнения осадка агрегаты теряют свою первоначальную округлую форму, края обломочных зерен внедряются в них, и в итоге образуется однородная структура глинистого цемента (рис. 41, фиг. 5). В очень редких случаях наблюдается частичное эпигенетическое замещение глинистого и карбонатного цемента гипсом.

Окатанность песчаных зерен в песчаниках верхнего мела обычно средняя или плохая. Среди исследованных в шлифах образцов выделяются хорошей окатанностью зерен песчаники из верхнемеловых отложений Тугрик-Булака (рис. 41, фиг. 2) и Баин-Дзака. Поверхность песчаных зерен в образцах из этих разрезов имеет округлые формы и «ямочки», характерные для золотых песков.

Морфоскульптурное изучение кварцевых зерен из песков верхнего мела обрывов Баин-Дзак было проведено А. Кайе по образцам, собранным Е. В. Девяткиным (Кайе, Девяткин, 1969). В четырех исследованных образцах 22% кварцевых зерен имели матовую округлую поверхность, характерную для золотых песков, 22% — блестящую окатанную поверхность, которая свойственна песчаным зернам, подвергшимся обработке в водной среде, и 52% составляли неокатанные зерна.

Минеральный состав обломочных зерен

Нами было подсчитано процентное содержание минералов обломочных зерен в 76 шлифах песчаников сайншандинской, баинширэнской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит (рис. 42).

Верхнемеловые песчаники сложены зернами кварца, полевых шпатов, обломками метаморфических кремнистых, эффузивных и интрузивных пород. Обломки кремнистых пород обычно содержат некоторую примесь хлорита. Эффузивные породы, главным образом диабазы, также существенно эпидотизированы и хлоритизированы. Среди обломков интрузивных пород наиболее широко распространены граниты.

В содержании перечисленных минералов и обломков пород наблюдается существенное различие между песчаниками сайншандинской свиты, с одной стороны, и песчаниками баинширэнской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит — с другой. Песчаники сайншандинской свиты отличаются высоким содержанием обломков пород (от 30 до 90%) и относятся к классу граувакк. Содержание кварца в них колеблется от 5 до 50%, а полевых шпатов — от 2 до 20%. В песчаниках баинширэнской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит обломки пород составляют от 0 до 25%, кварца — от 40 до 80%, полевых шпатов — от 15 до 40%. Эти породы относятся к классу кварц-полевошпатовых песчаников.

Изменение состава песчаников в разрезе верхнемеловых отложений связано с особенностями тектонического режима Северной Гоби на протяжении позднемеловой эпохи. Песчаники сайншандинской свиты были отложены совместно с грубообломочными породами в условиях расчлененного рельефа областей сноса при незначительной интенсивности процессов выветривания материнских пород. Это определило относительно высокое содержание в них неустойчивых к выветриванию компонентов — обломков изверженных и метаморфических пород. Баинширэнская, барунгойотская и нэмэгэтинская свиты были отложены в период, когда

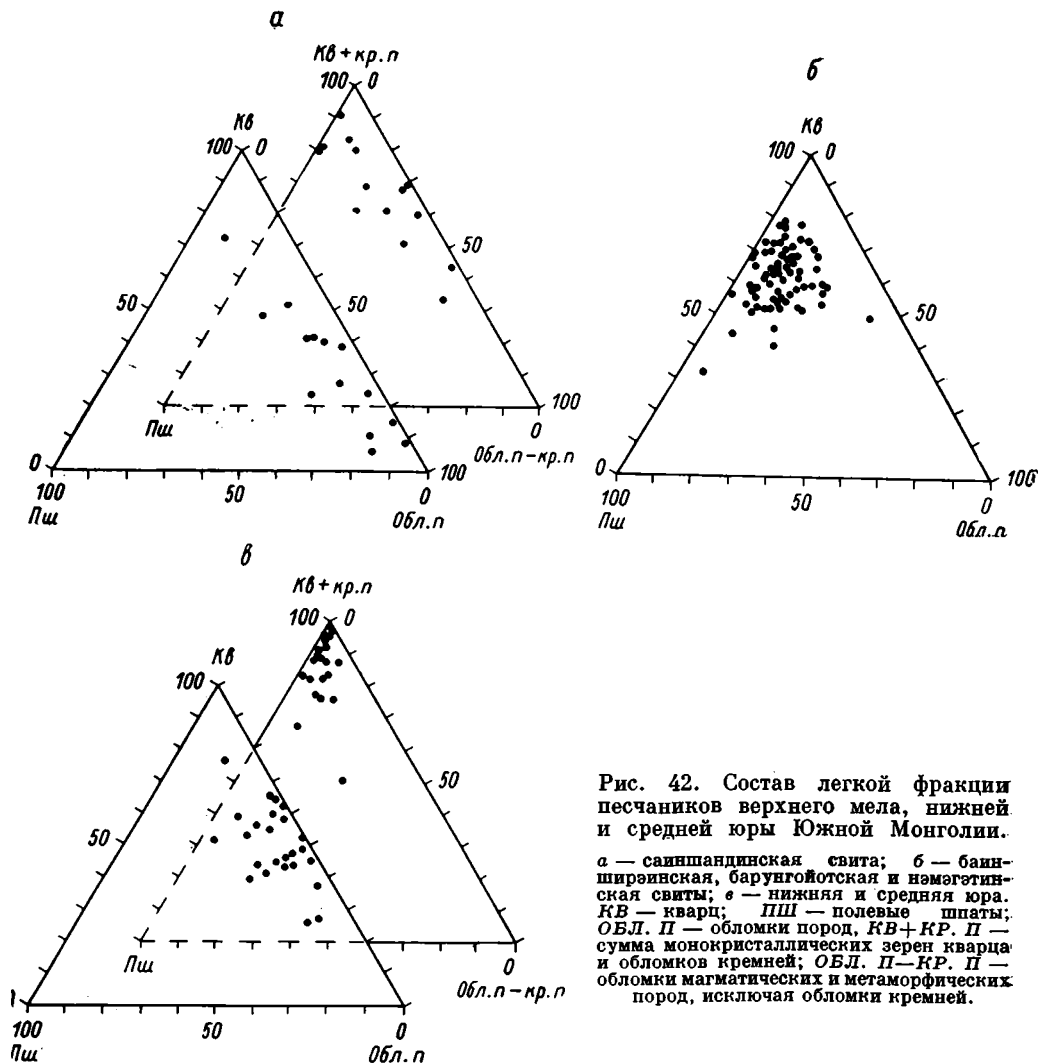


Рис. 42. Состав легкой фракции песчаников верхнего мела, нижней и средней юры Южной Монголии.

а — сайшандинская свита; б — байнширэнская, барунгойотская и нэмэгэтинская свиты; в — нижняя и средняя юра. КВ — кварц; ПШ — полевыи шпаты; ОБЛ. П — обломки пород, КВ+КР. П — сумма монокристаллических зерен кварца и обломков кремней; ОБЛ. П—КР. П — обломки магматических и метаморфических пород, исключая обломки кремней.

области сноса претерпели выравнивание. Усиление процессов химического выветривания послужило причиной отложения песчаников с более устойчивой ассоциацией обломочных минералов.

Помимо особенностей тектонического режима, на характер процессов выветривания областей сноса и соответственно на состав терригенных ассоциаций определенное влияние оказала климатическая обстановка позднемеловой эпохи. Для выяснения характера этого влияния мы провели сравнение состава терригенного материала песчаных пород верхнего мела Северной Гоби и нижней—средней юры той же территории (разрезы Хамар-Хобурин-Худук, Сайхан-Обо, Бахар-Ула). В первом случае осадконакопление происходило в условиях относительно аридного климата, во втором — при ярко выраженном гумидном климате.

Песчаники нижней—средней юры характеризуются значительно более низким содержанием полевых шпатов и высоким содержанием обломков кремнистых пород по сравнению с терригенной ассоциацией байнширэнской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит. От песчаников сайшандинской свиты их отличает меньшее содержание обломков изверженных пород и высокое — кремнистых пород (рис. 42, в).

Относительно малое количество обломков кремнистых пород в песчаниках верхнего мела объясняется их неустойчивостью в щелочной среде выветривания аридного климата. В то же время мономинеральные зерна полевых шпатов и обломки изверженных пород, также в значительной мере состоящие из полевых шпатов, значительно более устойчивы против выветривания в щелочной среде, чем в кислой при гумидном климате.

Следует отметить, что подобное же различие состава песчаных пород меловых красноцветов и угленосных толщ нижней—средней юры наблюдается на востоке Средней Азии (Сочава, 1965, 1968), где климатическая обстановка в мезозое имела в целом те же особенности, что и на территории Северной Гоби.

Исследование тяжелых минералов верхнемеловых песчаников Южной Монголии проводилось во фракции 0.1—0.2 мм, после разделения ее в бромформе. Подсчеты производились в объединенных пробах, каждая из которых характеризует один конкретный разрез той или иной свиты. Всего было изучено 76 образцов — верхнемеловых песчаников в 15 объединенных пробах (табл. 5). Основную часть тяжелой фракции исследованных песчаников составляют ильменит, гранат и эпидот. Соотношение перечисленных минералов в тяжелой фракции заметно меняется в различных районах распространения верхнемеловых отложений.

В пределах Заалтайской и Улан-Нурской впадин, на территории которых выходы верхнемеловых отложений изучены нами наиболее детально, по составу акцессорных минералов песчаных пород могут быть выделены две терригенно-минералогические провинции (рис. 43). Первая из них

Т а б л и ц а 5

Среднее содержание минералов тяжелой фракции (в %) в песчаниках верхнемеловых и ниже-среднеюрских отложений Южной Монголии

Наименование разреза	Свита	Коли- чество образ- цов	Минералы										
			ильменит	гематит + лимонит	гранат	эпидот	турмалин	циркон	апатит	ставролит	сфен	биотит	прочие
Бахар-Ула Хамар-Хубурин- Худук	Хамар- хубуирин- ская	5 5	52 5	38 92	1 —	1 1	7 2	— —	1 —	— —	— —	— —	— —
Ологой-Улан-Цаб Оши-Нуру Хэрмин-Цаб	Сайн- шандин- ская	5 1 2	39 25 61	22 3 26	4 6 3	22 64 8	1 2 —	1 — 1	3 — —	— — —	— — —	4 — 1	4 — —
Хара-Хутул Байн-Ширэ Хангил-Цаб	Байн- ширэн- ская	5 3 2	36 19 19	3 — 1	20 23 33	23 10 29	3 8 2	3 — 1	4 — 8	— — —	4 9 1	3 — 1	1 31 5
Бугин-Цаб (север- ный)	Барунгойотская + Нэмэгэтинская	3	8	2	2	68	1	—	2	—	4	13	—
Бугин-Цаб (юж- ный)		6	19	4	2	54	4	3	2	—	9	2	1
Алтан-Ула I		11	9	3	4	77	2	—	1	—	1	1	2
Нэмэгэту		11	12	3	6	70	2	—	1	—	6	—	—
Цаган-Ула		3	46	2	14	25	1	2	—	—	8	1	1
Ногов-Цаб		6	21	1	21	38	3	1	1	—	12	—	2
Ширэгин-Гашун		9	58	5	25	5	2	1	—	—	—	—	3
Тугрик-Булак Байн-Дзак		4 5	25 29	1 3	16 25	42 20	4 4	6 3	1 —	— 2	5 14	— —	— —

и Заалтайской впадин при несколько более высоком содержании граната (20—33%).

Состав тяжелой фракции сайншандинской свиты отличается от состава песчаников вышележащих меловых отложений относительно высоким содержанием гематита и лимонита (22—26% против 1—5%).

Глины

Глины широко распространены среди верхнемеловых отложений Южной Монголии. Горизонты глин многократно повторяются в разрезах, слагая верхние части ритмов.

В сайншандинской свите глины, как правило, красноцветные и в некоторых районах составляют основную часть разреза (Ологой-Улан-Цаб и особенно Оши-Нуру).

В байнширэнской, барунгойотской и нэмэгэтинской свитах глины также большей частью красноцветные, но встречаются и горизонты серых глин. Обычно глины содержат существенную алевроитовую примесь, вплоть до перехода в глинистый алевролит. Широко распространены также песчанистые глины.

По текстурным особенностям могут быть выделены два основных типа глинистых отложений: 1) красноцветные, реже серые глины, не имеющие заметной слоистости; 2) глины с тонкой горизонтальной слоистостью — серые, красные или пестрые.

В глинах, обладающих первым типом текстуры, остатки организмов встречаются относительно редко. Глины с текстурой второго типа часто переполнены раковинами остракод. Реже встречаются филлоподы и гастроподы. Горизонты слоистых глин содержат прослой мергелей с подобной же горизонтальной слоистостью. Примером глинистых отложений последнего типа могут служить горизонт 21 разреза Хэрмин-Цаб I, горизонт 10 Бугин-Цаба, горизонт 3 Барун-Баина и др.

Глины верхнемеловых отложений обычно содержат в той или иной степени карбонатную примесь и карбонатные конкреции. Карбонатная примесь встречается в виде рассеянных в породе мелких зерен, представленных как кальцитом, так и доломитом (рис. 41, фиг. 6).

В неслоистых алевроитистых и песчанистых глинах глинистый материал образует мелкие округлые агрегаты, несколько более крупные, чем сопутствующие им песчаные и алевроитовые зерна (от долей миллиметра до нескольких миллиметров). Песчано-алевритовая примесь распространена в породе неравномерно, заполняя промежутки между глинистыми агрегатами. При уплотнении осадка контуры агрегатов становятся менее отчетливыми, и образуется более или менее однородная глинистая масса. В скрещенных николях следы первичной агрегатной структуры обычно могут быть замечены.

Тонкослоистые глины также содержат алевроитовую примесь, но более мелкозернистую, чем примесь неслоистых глин. Тонкие слои, обогащенные алевроитовым материалом, многократно переслаиваются со слоями чистых глин. Глинам данного типа комковатая структура несвойственна. Чешуйки глинистых минералов располагаются вдоль плоскости слоистости, и в скрещенных николях наблюдается их одновременное угасание по всей площади шлифа.

Структуры глинистых пород свидетельствуют о характере динамики водной среды, в которой происходило отложение осадков. Глины тонкослойной текстуры образовались при медленном осаждении взвешенных глинистых частиц из спокойных вод озерного бассейна. Это подтверждается обилием в них озерной фауны и присутствием прослоев слоистых мергелей.

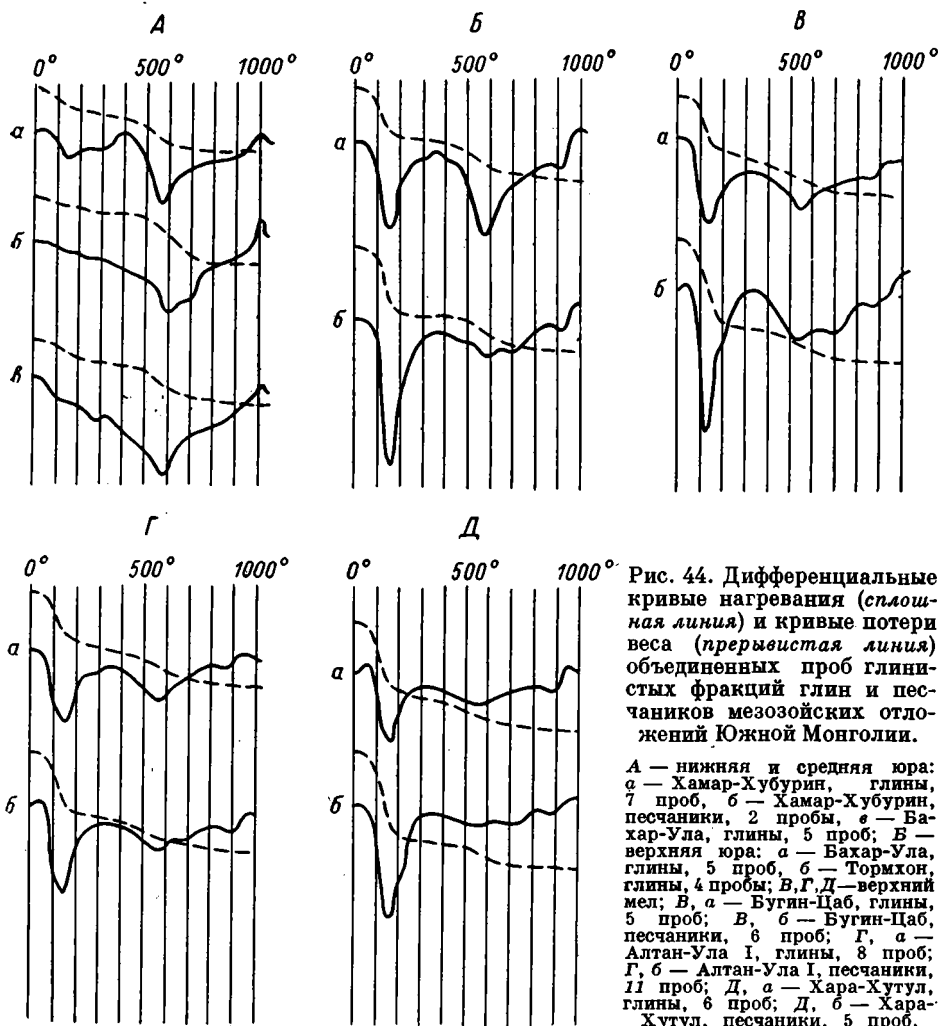


Рис. 44. Дифференциальные кривые нагревания (сплошная линия) и кривые потери веса (пунктирная линия) объединенных проб глинистых фракций глин и песчаников мезозойских отложений Южной Монголии.

А — нижняя и средняя юра: а — Хамар-Хубурин, глины, 7 проб, б — Хамар-Хубурин, песчанники, 2 пробы, в — Бахар-Ула, глины, 5 проб; Б — верхняя юра: а — Бахар-Ула, глины, 5 проб, б — Тормхон, глины, 4 пробы; В, Г, Д — верхний мел: В, а — Бугин-Цаб, глины, 5 проб; В, б — Бугин-Цаб, песчанники, 6 проб; Г, а — Алтан-Ула I, глины, 8 проб; Г, б — Алтан-Ула I, песчанники, 11 проб; Д, а — Хара-Хутул, глины, 6 проб; Д, б — Хара-Хутул, песчанники, 5 проб.

Неслоистые глины агрегатной структуры, слагающие верхние слои аллювиальных или пролювиальных ритмов, образовались в условиях водного потока, перемещавшего путем волочения по дну песчано-алевритовый материал и глинистые агрегаты. Как было отмечено выше, глинистая примесь в мелкозернистых песчаниках и алевролитах также обычно представляет собой агрегаты, деформируемые при уплотнении осадка. При этом в обоих случаях некоторая часть глинистого материала переносилась и во взвешенном состоянии.

Минеральный состав глин баинширэинской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит был определен методом термовесового анализа. Задачей данного исследования было определение общих особенностей минералогии глин верхнемеловых отложений. Глинистые фракции, выделенные из образцов глин каждого конкретного разреза свиты, определялись в одной объединенной пробе. Параллельно с этим, также в объединенной пробе, определялся минеральный состав глинистой фракции песчаных пород. В общей сложности было проведено 19 термовесовых анализов объединенных проб, выделенных из 90 образцов глин и песчаников.

Согласно данным термовесового анализа, глины баинширэинской, барунгойотской и нэмэгэтинской свит представлены гидрослюдами с при-

месью монтмориллонита. Глинистые фракции песчаников имеют состав, отличный от глинистой фракции глин. Кривые нагревания глинистых фракций песчаников по сравнению с кривыми глин имеют более значительную эндотермическую реакцию в промежутке 100—200 и около 700°, что свидетельствует о возрастании роли монтмориллонита (рис. 44).

Близкий состав глинистых фракций глин и песчаников наблюдается в разновозрастных карбонатных красноцветах востока Средней Азии (Соцава, 1965, 1968) и является отражением специфики климата позднемеловой эпохи.

Для сравнения с верхнемеловыми глинами нами было сделано несколько термовесовых анализов глинистых фракций в объединенных пробах из юрских отложений ряда районов Монголии (7 проб из 31 образца). Нижне-среднеюрские отложения образовались в условиях ярко выраженного гумидного климата, а верхнеюрские — при семиаридном климате, сходным с климатом, имевшим место в позднемеловое время. Оказалось, что в глинах из шарилинской свиты поздней юры существенную роль играют гидрослюда и монтмориллонит, а в глинах угленосной нижней—средней юры преобладающим минералом является каолинит, о чем свидетельствует основная эндотермическая реакция при 600° (рис. 44).

Красноцветные глины саиншандинской свиты (так же как и шарилинской) содержат значительную примесь окисного железа — в среднем более 6% при содержании закисного железа менее 1% (табл. 4).

Карбонатные породы

В верхнемеловых отложениях Северной Гоби встречаются два типа карбонатных пород, различающихся особенностями своего строения и генезиса. Первый из них — это известняки и доломиты конкреционной текстуры, содержащие существенную некарбонатную примесь и представляющие собой позднемеловые карбонатные коры (каliche). Второй тип карбонатных пород встречается в верхнемеловых отложениях значительно реже. Это маломощные прослои слоистых мергелей и доломитовых мергелей озерного генезиса.

Карбонатные коры и продукты их разрушения

Карбонатные коры образуются в результате приповерхностного испарения грунтовых вод, содержащих растворенные карбонаты. Семиаридный жаркий климат, пологий рельеф и присутствие карбонатных пород в областях сноса способствуют обильному накоплению карбонатов в подпочвенном слое. Этот процесс сопровождается метасоматическим замещением всех минералов первичных пород и при благоприятных условиях приводит к образованию карбонатных пород мощностью до нескольких метров, нередко распространенных на значительной площади.

В геологической и географической литературе имеется значительное количество работ, посвященных описанию строения и генезиса современных и четвертичных карбонатных кор в различных районах мира. Карбонатные коры семиаридных районов Северной Америки (каliche) описаны в работах А. В. Сидоренко (1958), Дж. Бертца и Л. Хорберга (Bertz, Norberg, 1949); Северной Африки — А. В. Сидоренко (1959), Б. Н. Михайлова (1970), В. В. Добровольского (1971); Южной Африки (кальклеты) — А. Дю Тойта (1957 г.) и т. д. Перечисленные работы далеко не исчерпывают обильную литературу о четвертичных карбонатных корях.

Наблюдая в разрезе относительно выдержанный по простиранию горизонт карбонатных пород, геологи обычно не учитывают возможность

их субаэрального генезиса и рассматривают данные образования как отложения водного бассейна. По мнению авторов (Сочава, 1973), карбонатные коры широко распространены в континентальных отложениях самого различного возраста и представляют собой одну из характерных составляющих формаций карбонатных красноцветов.

В пользу отнесения описанных в данном разделе карбонатных пород к древним карбонатным корам можно привести следующие аргументы.

1. Сходство структур и текстур данных пород со структурами и текстурами современных карбонатных кор. Повсеместно наблюдаемые следы метасоматического замещения карбонатами первичных осадков и пород.

2. Приуроченность этих образований к стратиграфическим уровням, соответствующим перерывам в осадконакоплении. Парагенетическая связь с корами выветривания.

3. Стратиграфическая выдержанность и присутствие продуктов их разрушения в покрывающих горизонтах. Последние обстоятельства исключают возможность образования данных карбонатных пород на поздних стадиях эпигенеза под воздействием глубинных вод, богатых карбонатами.

Степень замещения первичной породы карбонатным материалом и мощность карбонатной коры зависят от многих палеогеографических факторов: климата, рельефа, гидрогеологического режима, состава выветривающихся в данном регионе пород. Одним из существенных факторов, определяющим степень развития процесса приповерхностной карбонатизации, является длительность перерыва осадконакопления.

Ниже будут рассмотрены особенности карбонатных кор, маркирующих продолжительные межформационные перерывы осадконакопления, внутриформационных карбонатных кор и, наконец, пород, образовавшихся за счет разрушения карбонатных кор.

Межформационные карбонатные коры. На территории Южной Монголии межформационные карбонатные коры, образовавшиеся в течение относительно длительного перерыва в осадконакоплении, встречаются в основании и кровле отложений верхнего мела. Карбонатные коры покрывают допозднемеловую поверхность выравнивания в Северной Гоби, на которую с угловым несогласием ложатся верхнемеловые отложения. В районе горы Алтан-Ула карбонатная кора залегает на палеозойских гранитах (рис. 45, а). На северо-западном окончании хр. Баин-Цаган-Нуру (горная система Гурван-Сайхан) наблюдаются карбонатные коры на кремнистых сланцах палеозоя и на песчано-конгломератовых пестроцветах верхней юры.

В качестве примера может быть рассмотрено строение карбонатной коры на южном склоне горы Алтан-Ула. На отпрепарированной денудацией меловой поверхности выравнивания развита кора выветривания по палеозойским гранитам, которая покрывается грубообломочными красноцветами сайншандинской свиты. На некоторых участках между корой выветривания и конгломератовой толщей наблюдается карбонатная кора, представленная узловатым конкреционным известняком непостоянной мощности (до 5 м), от которого в глубь подстилающих выветрелых гранитов отходят мощные жилы-клинья, сложенные карбонатным материалом такой же структуры, как и вышележащий карбонатный горизонт. Глубина проникновения таких жил в подстилающие породы до 15 м. В контактных зонах карбонатного тела можно наблюдать структуры, отражающие различные степени замещения карбонатным материалом гранита, от гранитов, рассеянных многочисленными жилками тонкозернистых карбонатов, до известняков брекчиевидной структуры с сохранившимися в них реликтивными зернами кварца, измененных полевых шпатов и слюд (рис. 46, фиг. 1, 2; рис. 47, фиг. 1). Участки тонкозернистого карбоната ранней генерации, содержащие реликтовые фрагменты гранита, распо-

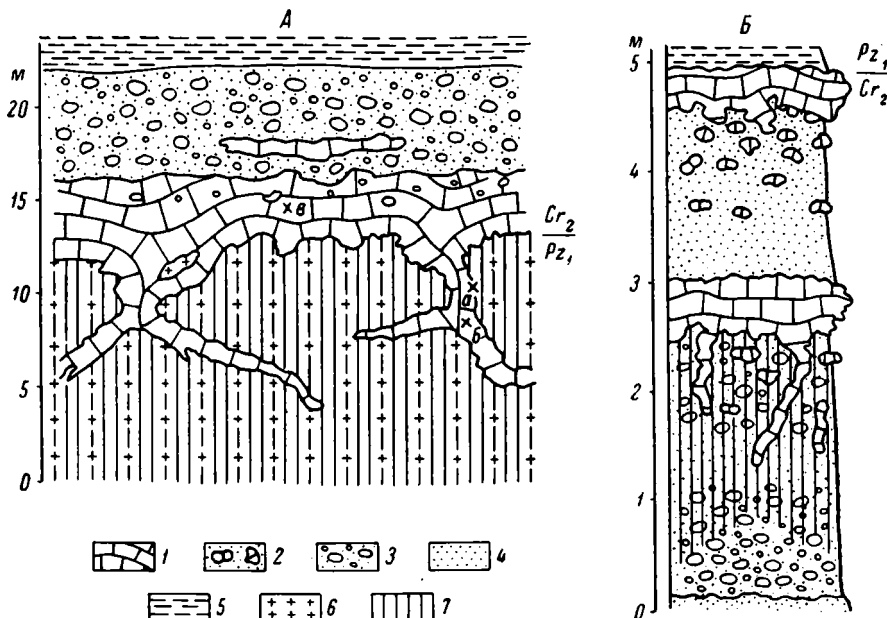


Рис. 45. Схематические разрезы межформационных карбонатных кор.

А — основание верхнего мела, севернее Алтан-Ула III; крестиками обозначены точки взятия образцов: в точке а — фиг. 1 рис. 46, фиг. 1 рис. 47, в точке б — фиг. 2 рис. 46, в точке а — фиг. 2 рис. 47; В — кровля верхнего мела, урочище Хашиату. 1 — карбонатная кора; 2 — отдельные карбонатные конкреции; 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — глины; 6 — граниты; 7 — кора выветривания.

лагаются в матрице карбоната более поздней генерации, образуя брекчиевидную структуру. Карбонатный материал поздней генерации, мелко- или крупнозернистый, обычно не содержит некарбонатных включений (рис. 47, фиг. 2).

Карбонатные коры в кровле верхнемеловых отложений наблюдаются в урочище Хашиату, в районе родника Наран-Булак, обрывов Цаган-Ула, Намэгэту и Ногон-Цаб (см. рис. 6). Эти коры обычно представляют собой пласт песчаного известняка мощностью до 2 м, состоящего из округлых карбонатных конкреций размером от 2 до 5 см. Конкреции плотно прилегают друг к другу, а свободное пространство между ними заполнено оранжевым либо серым песчаником или гравелитом. Породы этого типа внешне напоминают конгломерат (см. рис. 33).

В урочище Хашиату этот конкреционный пласт залегает на мелкогалечном конгломерате, по которому развита маломощная кора выветривания (рис. 45, б). В некоторых случаях этот горизонт выветрелых конгломератов рассекают вертикальные жилы карбонатного материала в несколько сантиметров толщиной. Конкреции, слагающие данные карбонатные коры, содержат включения песчаных зерен, иногда гравия и галек (рис. 48, фиг. 2—4). Обломочные зерна в большинстве случаев подверглись значительному замещению карбонатным материалом. Обычно они окружены каемочками мелкозернистого или тонкозернистого карбоната. Иногда таких каемочек несколько, и они образуют концентрически-слоистые нарастания на зернах (рис. 48, фиг. 1, 2). В некоторых случаях темные в проходящем свете каемочки тонкозернистого карбоната фиксируют участок породы, на котором произошло полное замещение обломочного зерна карбонатным материалом. Эта особенность структуры весьма характерна для современных известковых кор (Сидоренко, 1959).

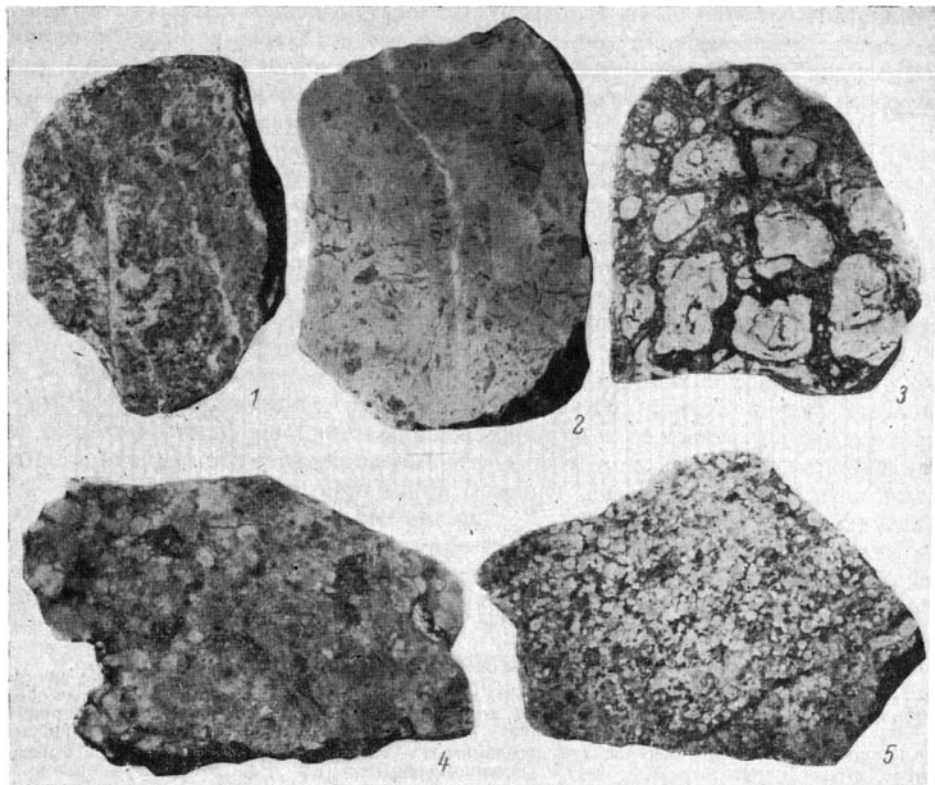


Рис. 46. Карбонатные коры и внутриформационные гравелиты. Пришлифовки, $\times 0.8$ натур. вел.

1 — карбонатная кора в основании Сг, Алтан-Улы. Левый нижний край образца — гранит, рассеянный жилками известняка; правый верхний край — гранит, в значительной мере замещенный известняком. Темные зерна полевых шпатов и кварца располагаются в известняковой матрице (см. рис. 45, А; 47, фиг. 1). 2 — там же. Степень замещения первичной породы карбонатным материалом более высокая, чем на фиг. 1. На левом краю — редкие остаточные зерна полевых шпатов и кварца (темное). Карбонатный материал нескольких генераций. 3 — карбонатная кора в пограничных слоях сайншандийской и байнширэнской свит разреза Хара-Хутул. Фрагменты известняка первой генерации окружены черной каймой окислов марганца и железа (см. рис. 47, фиг. 4) и заключены в карбонатный материал более поздней генерации. 4 — внутриформационный гравелит карбонатных «катунов» из байнширэнской свиты разреза Хангил-Цаб. Карбонатные «катуны» гравийного и песчаного размера (тот же образец, см. рис. 50, фиг. 3).

Внутриформационные карбонатные коры. Внутриформационные коры многократно повторяются в разрезе верхнего мела Северной Гоби. Периоды образования каждого из слагающих данные толщи ритмов разделялись этапами некоторого прекращения осадконакопления, во время которого на поверхности или на небольшой глубине от поверхности осадков образовывалась карбонатная кора, представляющая собой пласт конкреционных известняков мощностью в первые дециметры (четвертый элемент ритмов). Структура и текстура таких конкреционных известняков аналогичны описанным выше структуре и текстуре межформационных карбонатных кор. Конкреции имеют диаметр несколько сантиметров и причудливую форму, напоминающую форму конкреций — «журавчиков», встречающихся в современных известковых почвах аридных районов. В конкрециях преобладает известковый материал, однако доломитовый материал также нередко играет существенную роль.

Наблюдались следующие типы структуры конкреций с различной степенью замещения материала первичной породы.

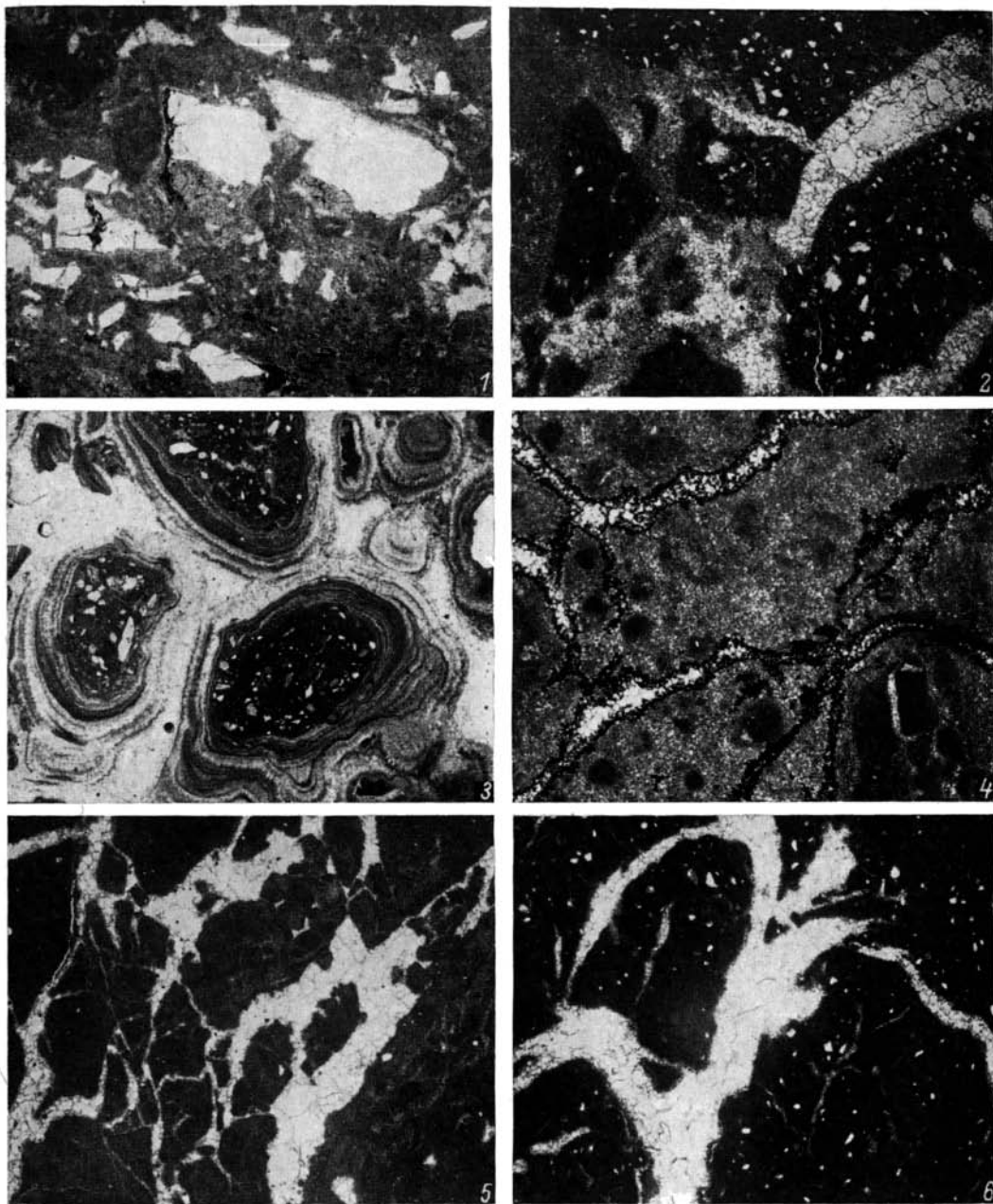


Рис. 47. Структуры карбонатных кор (при одном никеле).

1 — основание верхнего мела Алтан-Улы. Остроугольные реликты первичной породы — гранита (см. рис. 45, А; 46, фиг. 1), $\times 15$. 2 — там же. Карбонатный материал первой генерации (темное), содержит значительную примесь алевроитовых частиц, $\times 25$. 3 — верхняя часть верхнедзунбаинского горизонта разреза Улан-Ош. Известняк первой генерации (темное) песчано-алевритовый, вторая генерация имеет слоистую структуру, образуя пизолиты с преимущественным направлением роста вниз, $\times 7$. 4 — граница саиншандинской и баиншираинской свит разреза Хара-Хутул (см. рис. 46, фиг. 3), $\times 22$. 5 — комковатая структура известняковой конкреции из внутриформационной коры в саиншандинской свите разреза Ологой-Улан-Цаб, $\times 15$. 6 — структура, аналогичная фиг. 5. Барунгойотская свита разреза Алтан-Ула I. Тонкозернистый известняк первой генерации (темное). Содержит алевроитовую примесь, $\times 15$.

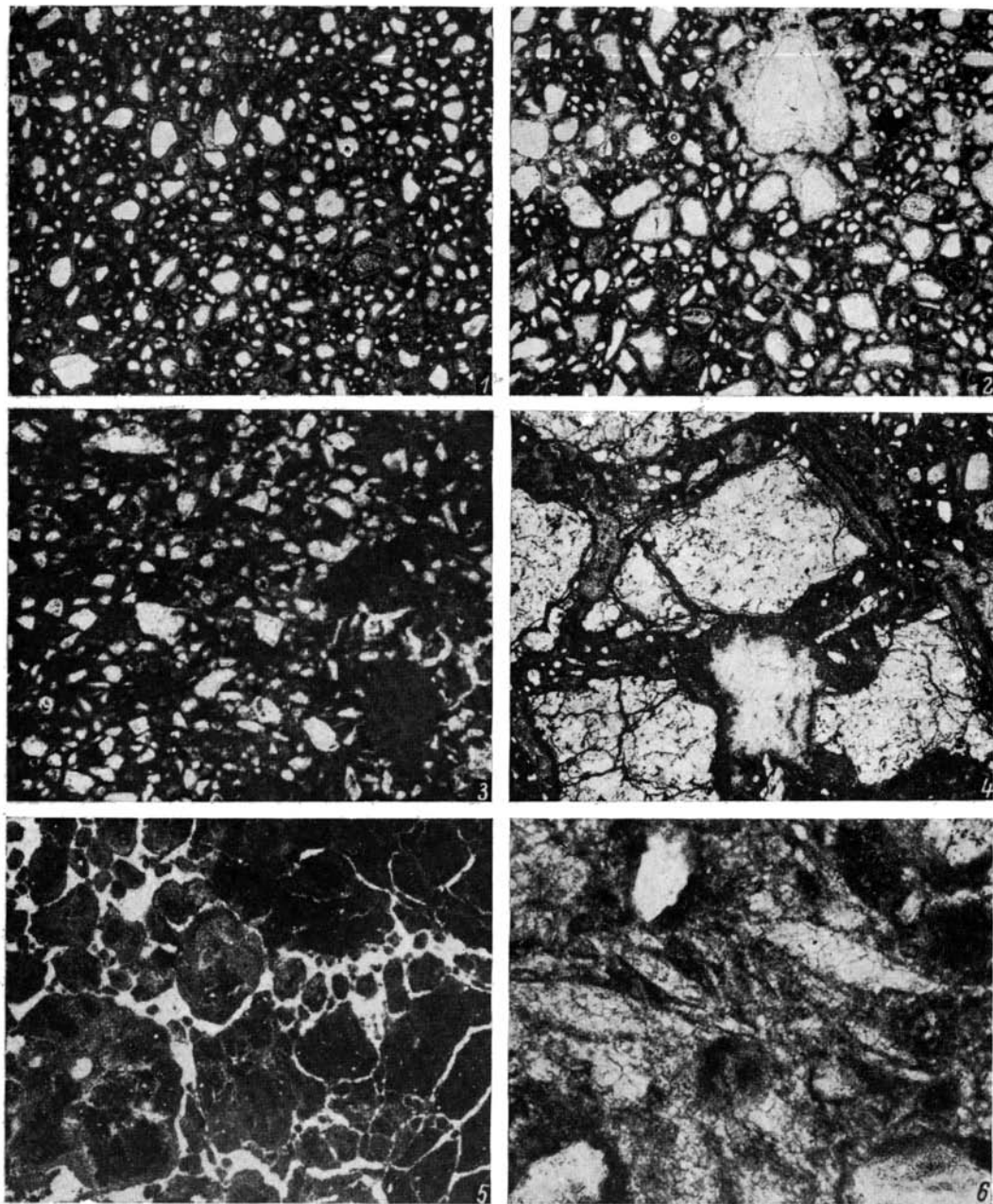


Рис. 48. Структуры карбонатной коры в кровле верхнемеловых отложений (при одном никеле).

1 — нэмэгэтинская свита разреза Баин-Дзак (слой 7). Песчаные зерна окружены темной каймой тонкозернистого кальцита, $\times 15$. 2 — нэмэгэтинская свита разреза Ширэгин-Гашун. Структура, аналогичная фиг. 1, $\times 15$. 3 — кровля нэмэгэтинской свиты разреза Нэмэгэту. Замещение песчаных зерен мелкозернистым кальцитом (в некоторых случаях полное). Темный фон — тонкозернистый кальцит, $\times 15$. 4 — там же. Замещение кремнистой гальки (светлое) кальцитом. Галька расчленена на несколько фрагментов. На ее правом краю — слоистая карбонатная корочка, $\times 9$. 5 — кровля нэмэгэтинской свиты разреза Хашияту. Стадии образования псевдообломочной структуры. В правой части снимка — тонкозернистый кальцит первой генерации, рассечен светлыми жилками кальцита второй генерации; в левой части — площадь кальцита второй генерации — увеличивается, а участки первой генерации приобретают округлую форму, $\times 15$. 6 — там же. Линзовидные псевдоморфозы кальцита по гипсу (?), $\times 75$.

1. Конкреции, состоящие из песчаника или алевролита с карбонатным цементом, чаще всего мелкозернистым. Поверхность обломочных зерен в той или иной степени корродирована. Этот тип структуры отражает наименьшую степень замещения первичной породы карбонатным материалом.

2. Конкреции песчанистого или алевролитистого известняка. Вокруг песчаных зерен наблюдаются темные в проходящем свете каемочки тонкозернистого карбоната. Коррозия обломочных зерен более значительная, чем в конкрециях с предыдущим типом структуры (рис. 48, фиг. 1, 2, 4).

3. Конкреции, которые состоят из тонкозернистого или мелкозернистого карбоната, полупрозрачного в шлифе, с редкими включениями алевроитовых или песчаных зерен, окруженных крустификационной каймой крупнозернистого карбоната. В некоторых случаях обломочные зерна полностью замещены карбонатом, что приводит к образованию «очковой» структуры (рис. 48, фиг. 3).

4. Конкреции комковатой структуры. Этот тип структур распространен наиболее широко. В шлифах можно наблюдать карбонатный материал нескольких генераций. Карбонатный материал первой генерации тонкозернистый или мелкозернистый, обычно содержит небольшую примесь корродированных песчаных или алевроитовых зерен. Крупнозернистый карбонатный материал более поздней генерации не содержит обломочной примеси и располагается в виде многочисленных жил неправильной формы. Участки карбоната первой генерации нередко имеют округлую форму, что придает породе псевдообломочный облик. Границы участков карбонатного материала различной генерации в некоторых случаях фиксируются пленкой гидроокислов железа или марганца (рис. 46, фиг. 3; рис. 47, фиг. 4; рис. 48, фиг. 5).

5. Пизолитовые структуры (рис. 47, фиг. 3). Слоистые корки окаймляют участки карбонатов более ранней генерации или некарбонатные фрагменты первичной породы. Более интенсивное отложение карбонатов происходило с нижней стороны пизолита в связи с тем, что растворы, несущие карбонатный материал, поступали снизу. Эта специфическая структура часто встречается в четвертичных карбонатных корах (Swineford et al., 1958).

Внутриформационные карбонатные коры встречаются по всему разрезу верхнего мела изученного региона. Наибольшее распространение они имеют в верхней части верхнемелового разреза — нзмэгэтинской свите (Баин-Дзак, Ширенгин-Гашун) и джибхалантской свите, в зонах, прилегающих к бортовым частям позднемеловых впадин. В Восточной Гоби существенная карбонатная кора наблюдается также в пограничных слоях сайншандинской и баинширэинской свит (горизонт 7 разреза Хара-Хутул).

Химический анализ 10 образцов карбонатных кор (табл. 6) показал, что карбонаты представлены главным образом кальцитом (до 92%). Во всех исследованных образцах имеется небольшая примесь доломита (3—5%). Исключение составляет межформационная карбонатная кора района Цахир-Улы, где наблюдалось содержание доломита 90—94% при 1—4% кальцита. Нерастворимый в соляной кислоте остаток колеблется в широких пределах в зависимости от степени замещения карбонатами первичной породы при минимальном значении 3%. Содержание Fe_2O_3 составляет 0.2—2.0%, а FeO — 0.15—0.40% при отношении $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ порядка 2—3. Высокое содержание окислов марганца (1.6%) зафиксировано в карбонатной коре на границе сайншандинской и баинширэинской свит разреза Хара-Хутул (рис. 46, фиг. 3).

Наблюдаемые в карбонатных корах структуры замещения первичной породы и нескольких стадий новообразования карбонатов напоминают

Таблица 6

Данные химического анализа карбонатных пород из мезозойских отложений Южной и Юго-Западной Монголии

Тип породы	Свита (горизонт)	Возраст	Разрез	Номер слоя	Окислы						Нерастворимый остаток	Молекулярные количества	
					Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	CO ₂		кальцита	доломита
Оверные карбонаты	Цаганцаб-ский	Нижний мел	Холботу Джаргалантин-Гол		0.19	1.73	0.29	17.91	27.38	42.31	8.13	4.4	81.9
					0.44	0.72	0.95	1.39	51.37	42.66	1.92	88.0	6.4
					0.64	1.00	0.43	1.27	32.67	27.18	35.50	55.0	5.8
					1.56	1.87	1.03	1.91	32.01	26.49	31.36	52.3	8.7
	Дзунбаин-ский	Нижний мел	Шин-Худук Холботу Бон-Цаган-Нур Хулсын-Гол		0.62	5.47	0.22	15.27	26.27	41.28	9.20	9.0	69.8
					0.23	3.46	0.12	17.95	27.00	43.17	7.44	3.6	82.0
					0.88	4.18	0.21	15.37	26.25	42.82	10.39	8.7	70.2
					1.80	1.00	1.21	1.27	32.52	26.49	32.69	54.8	5.8
					1.63	2.01	0.33	2.39	41.30	39.56	12.72	67.6	10.9
					1.47	2.02	0.54	16.68	29.36	43.88	5.43	11.0	76.2
	Сайншан-динская	Верхний мел	Хэрмин-Цаб	8	1.46	0.29	0.17	4.29	35.44	33.09	23.64	52.5	19.6
				8	1.65	0.29	0.15	1.95	32.04	27.73	35.33	52.2	8.9
	Нэмэгэтин-ская	Верхний мел	Ногон-Цаб	21	2.71	0.44	0.45	1.83	31.13	29.10	52.55	50.9	8.4
Межформацион-ные карбонат-ные коры	Сайншан-динская	Верхний мел	Алтан-Ула Цахир-Ула	1	0.33	0.29	0.03	1.45	49.08	39.99	7.83	83.8	6.6
				1	0.58	0.15	0.02	1.02	49.42	39.78	8.00	85.4	4.7
	Нэмэгэтин-ская	Верхний мел	Хашиату Байн-Дзак Нэмэгэту	11	0.41	0.22	0.05	20.23	30.22	45.68	2.59	3.7	92.5
				25	0.70	0.22	0.03	19.71	27.88	43.62	6.68	0.9	90.1
Внутриформационные карбонатные коры	Ширилин-ский	Верхняя юра	Джаргалантин-Гол Бахар-Ула Тормхон		0.35	0.86	0.67	2.20	32.33	26.14	34.23	52.1	10.1
					1.05	0.43	0.36	1.72	36.84	29.84	25.99	61.3	7.9
					3.36	0.58	0.91	1.33	25.17	21.33	45.06	41.5	6.1
	Цаганцаб-ский	Нижний мел	Джаргалантин-Гол		1.21	0.29	Сл.	1.41	38.85	33.70	23.01	65.7	6.4
					0.34	0.29	»	0.63	49.44	40.36	8.48	86.5	2.9
	Дзунбаин-ский	Нижний мел	Цогт-Обо		0.90	1.15	0.99	1.27	36.20	30.27	27.40	61.3	5.8
					0.73	0.72	0.88	1.41	49.19	40.59	4.89	84.1	6.4
	Барунгойот-ская	Верхний мел	Алтан-Ула I	16	0.80	0.72	0.23	6.93	45.35	43.87	1.58	63.6	31.7
					0.76	0.43	0.29	1.00	48.53	40.01	8.78	83.9	4.6
	Байнширеин-ская	Верхний мел	Хара-Хутул	7	1.05	0.43	0.33	1.22	41.99	29.93	19.25	71.7	5.6
				7	0.20	0.22	0.24	0.82	52.52	43.17	2.56	91.5	3.8
«Атунные» гравелиты	Барунгойот-ская	Верхний мел	Бугин-Цаб Алтан-Ула I	12	2.02	0.14	1.59	1.73	47.21	40.31	8.20	79.8	7.9
				14	1.06	0.29	0.05	0.63	20.54	16.17	59.56	35.0	2.9
				24	1.51	0.22	Сл.	0.96	24.21	18.92	52.85	40.7	4.4
				33	2.01	0.22	0.26	1.46	24.42	19.66	48.35	39.9	6.7
	Нэмэгэтин-ская	Верхний мел	Нэмэгэту	33	2.00	0.43	0.18	0.70	24.51	20.98	50.14	41.9	3.2
				40	1.27	0.43	0.20	1.55	27.07	22.46	46.63	44.4	7.1
	Байнширеин-ская	Верхний мел	Хара-Хутул	17	2.16	0.29	0.67	0.82	22.96	18.60	52.18	38.8	3.7
				11	1.79	0.29	0.27	0.68	25.83	20.36	46.23	44.3	3.1

Примечания. 1. Номер слоя дается по описаниям разрезов верхнемеловых отложений, приведенным в данном разделе монографии. 2. Аналитик В. Ф. Гусева.

структуры, которые образуют при эпигенетических изменениях углекисло-битумного типа, обусловленных воздействием на породы восходящих термальных растворов; последние поступают в водоносные горизонты по разрывным нарушениям (Щеточкин, 1970). Карбонатные породы, образующиеся этим путем, в отличие от описанных нами карбонатных кор не обнаруживают какой-либо связи с определенными стратиграфическими горизонтами, а в покрывающих отложениях не могут быть найдены перетолженные продукты их разрушения. Кроме того, изменения углекисло-битумного типа протекают в условиях восстановительной среды, что, в частности, приводит к широкому развитию пиритизации пород. При образовании карбонатных кор, напротив, имеет место окислительная среда, о чем говорит не только отсутствие следов пиритизации, но и значительное преобладание окисного железа над закисным.

Присутствие в разрезе верхнего мела Южной Монголии древних карбонатных кор свидетельствует о семиаридном климате позднего мела с чередованием засушливых и дождливых сезонов. Карбонатные коры фиксируют в разрезе стратиграфические уровни, соответствующие некоторым перерывам в осадконакоплении, причем поверхность отложений, в которых возникала кора, находилась во время этого перерыва в субаэральных условиях.

Карбонатные коры на границе верхнемеловых и палеоценовых отложений служат хорошим маркирующим горизонтом при стратиграфических корреляциях. Особенности климата и рельефа Центральной Азии на данном рубеже времени определили исключительно широкое распространение процессов образования карбонатных и кремнисто-карбонатных кор не только на территории Северной Гоби, но и за ее пределами. Подобные образования, по данным Ю. Г. Цеховского (1973), характеризуют также мел-палеогеновую границу в Зайсанской впадине Восточного Казахстана.

Внутриформационные коры обычно имеют залегание, параллельное общему напластованию толщи верхнего мела. Однако в некоторых случаях карбонатные коры фиксируют наклонную слоистость сложных пластов, что наблюдается в разрезах Баин-Дзак и Тугрик-Булак (рис. 37, 38). Следует отметить, что песчаники с наклонной слоистостью в районе этих разрезов отличаются от отложений со сходными текстурами в Заалтайской и Восточной Гоби не только наличием наклонных карбонатных кор, но и эоловым типом окатанности некоторой части песчаных зерен и отсутствием в них остатков водных организмов. Все перечисленные особенности могут рассматриваться как доказательство отложения данных толщ при климате, несколько более засушливом, чем на прилегающих территориях Южной Монголии. Карбонатные коры на поверхностях наклонных слоев свидетельствуют о накоплении данных отложений на приустьевом баре реки, испытывавшей периодические осушения или существенный спад уровня воды в русле.

Карбонатные коры в мезозойских отложениях Монголии встречаются, кроме верхнемеловых отложений, в шарилинском, цаганцабском и верхне-дзунбаинском горизонтах (рис. 49, табл. 6). Шарилинские карбонатные коры по своему строению близки верхнемеловым. Для нижнемеловых характерно относительно широкое распространение слоистых текстур типа пизолитов (рис. 47, фиг. 3).

Внутриформационные конгломераты и гравелиты — продукты разрушения карбонатных кор. Для карбонатных красноцветов самого различного возраста и района распространения весьма характерны прослои внутриформационных конгломератов и гравелитов, которые сложены обломками («катунами») карбонатных пород, непосредственно подстилающих данный конгломерат. Подобные породы широко распространены



Рис. 49. Карбонатная кора в красноцветной толще шарилинского горизонта к югу от сомона Дарби в Ихэснурской впадине Монгольского Алтая.

и в верхнемеловых отложениях Южной Монголии (рис. 46, фиг. 4, 5). Внутриформационные конгломераты обычно залегают на поверхностях размывов, разделяющих ритмы (элемент 1). Нередкое залегание внутриформационных гравелитов и конгломератов на размывной поверхности внутриформационных карбонатных кор и идентичность типов структуры карбонатного материала «катунов» и кор свидетельствуют о том, что материалом для образования внутриформационных конгломератов и гравелитов послужили продукты разрушения карбонатных кор.

В исследованных нами шлифах внутриформационных конгломератов и гравелитов наблюдались следующие типы структуры карбонатного материала «катунов».

1. Песчаник или алевролит с тонкозернистым или мелкозернистым базальным карбонатным цементом. Часто наблюдается кайма тонкозернистого карбоната вокруг корродированных обломочных зерен (рис. 50, фиг. 2, 5).

2. Тонкозернистый или мелкозернистый карбонатный материал с незначительной примесью обломочных корродированных зерен или без нее. Часто в «катунах» наблюдаются трещинки, заполненные крупнозернистым кальцитом, которые расположены в катунах радиально или концентрически. Образование трещин связано с сокращением объема карбонатного вещества при перекристаллизации и потере воды. Иногда «катуны» окрашены окислами железа в розовый цвет и покрыты снаружи железистой пленкой. Цементирующий «катуны» карбонатно-песчаный материал обычно не содержит видимой примеси окислов железа. Данный тип структуры встречается наиболее часто (рис. 50, фиг. 3).

3. Карбонат комковатой структуры. Округлые или неправильной формы участки тонкозернистой структуры располагаются в матрице средне- или крупнозернистого карбоната (рис. 50, фиг. 1).

4. «Катуны» слоистой структуры (рис. 50, фиг. 1).

Различные структурные типы «катунов» обычно наблюдаются в одном и том же шлифе. Эта особенность строения внутриформационных гравелитов наряду с наблюдаемыми в некоторых случаях косослоистыми тексту-

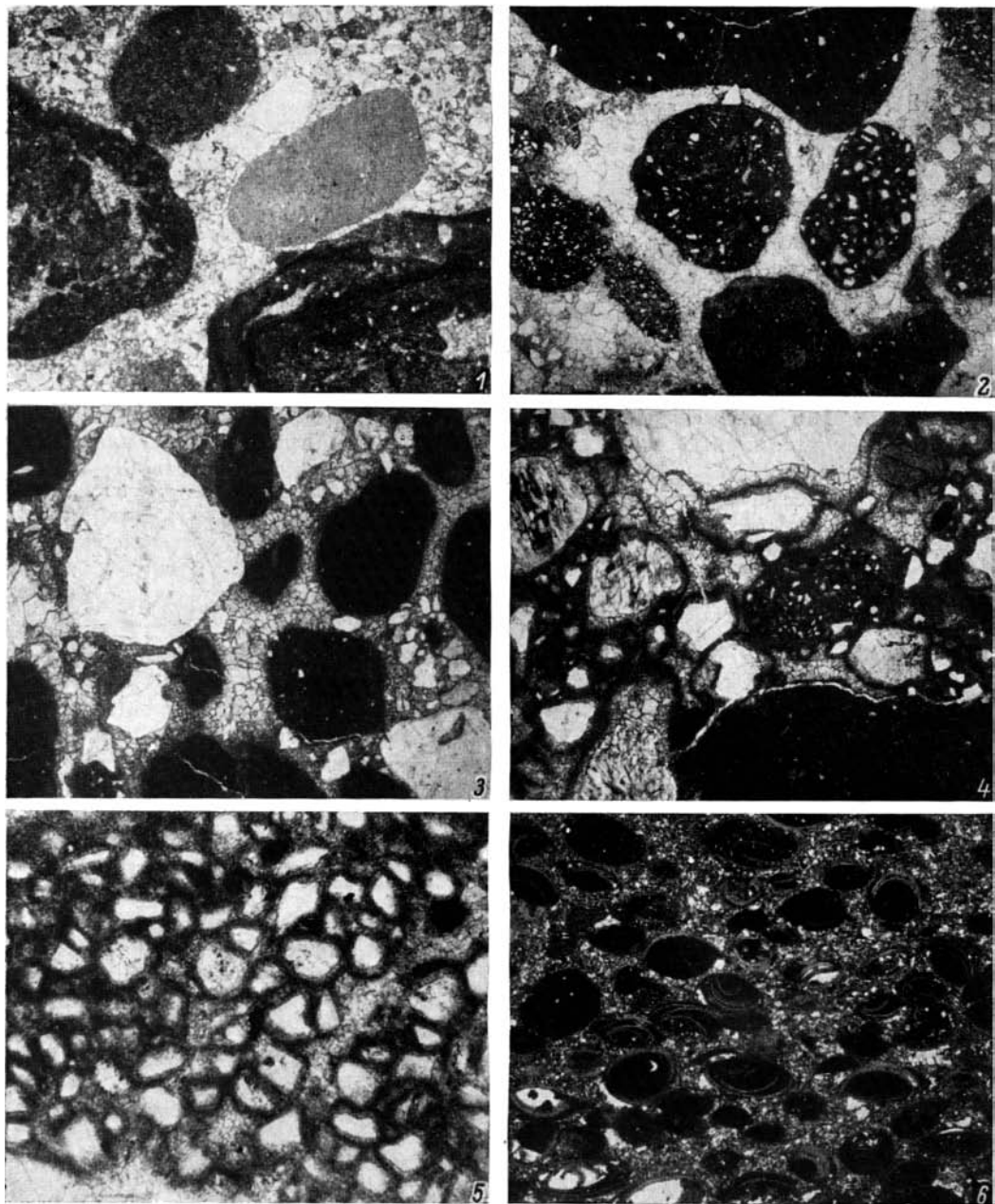


Рис. 50. 1—5 — строение внутриформационных гравелитов с карбонатными «катунами».

1 — байнширэнская свита разреза Хангил. В правом нижнем углу — «катуна» слоистой структуры, слева — комковатой структуры, $\times 18$. 2 — намэгэтинская свита разреза Намэгэту. Карбонатные катуны содержат песчано-алевритовую примесь различного гранулометрического типа, $\times 15$. 3 — байнширэнская свита разреза Хангил-Цаб (тот же образец рис. 46, фиг. 5). Светлые зерна — обломки кварца, $\times 15$. 4 — намэгэтинская свита разреза Намэгэту. В правом нижнем углу — тонкозернистый карбонатный «катуна». Песчаные зерна окружены темными каемками тонкозернистого кальцита, $\times 15$. 5 — байнширэнская свита разреза Байн-Шир. Структура карбонатного «катуна». Наблюдается кайма тонкозернистого кальцита вокруг алевритовых зерен, $\times 75$. 6 — мергель, переполненный раковинами остракод из сайншандинской свиты разреза Хэрмин-Цаб (слой 11). Внутри закрытых створок раковин, заполненных тонкозернистым карбонатным материалом, заключено еще несколько створок, $\times 15$.

рами говорит о механическом перемещении «катунов», образовавшихся при разрушении различных участков коры.

Размеры обломков песчано-гравийного экзотического материала почти всегда намного меньше, чем размеры «катунов», и кривая гранулометрического распределения данного типа породы имеет два пика — первый для материала экзотического происхождения, второй — для «катунов». Это связано с тем, что «катуны» карбонатного осадка, не успевшие утратить в процессе диагенетической перекристаллизации воду, обладали меньшим удельным весом, чем обломки экзотического происхождения.

Округлая форма «катунов» в большинстве случаев представляет собой первоначальную форму карбонатных конкреций или остаточных фрагментов коры, определенную процессами растворения, и не связана с механическим окатыванием. Поэтому название «катуны», широко принятое в литературе, по всей вероятности, не вполне соответствует их истинной природе.

Согласно данным химического анализа (7 образцов), карбонаты во внутриформационных гравелитах верхнего мела представлены главным образом кальцитом (35—45%) с некоторой примесью доломита (3—7%). Нерастворимый в соляной кислоте остаток составляет 42—58%. Содержание окисного железа превосходит содержание закисного в 3—5 раз, т. е. несколько больше, чем в карбонатных корах.

Карбонатные породы озерного генезиса

Карбонатные породы озерного генезиса относительно мало распространены в верхнемеловых отложениях данного региона. Этот тип пород обычно ассоциирует с тонкослоистыми серыми и пестрыми глинами, имеющими также озерный генезис. Тонкослоистые озерные мергели наблюдались в разрезах Ногон-Цаб и Хэрмин-Цаб в сайншандинской свите и в нижней части нэмэгэтинской свиты. Мергели содержат многочисленные раковины остракод (рис. 50, фиг. 6), которые в некоторых случаях играют породообразующую роль. В урочище Хэрмин-Цаб встречаются породы, образованные скоплением детрита остракодовых раковин, сцементированного тонкозернистым доломитом.

Химический анализ трех образцов озерных мергелей из разрезов Ногон-Цаб и Хэрмин-Цаб показал, что нерастворимый остаток составляет в них 18—44%, кальцит — 50—53, а доломит — 9—19%.

Глинистая примесь может быть равномерно распределена в массе тонкозернистых карбонатов или располагаться в ней тончайшими прослоями. В некоторых образцах глинистая примесь представлена мелкими округлыми агрегатами, которые располагаются в горизонтальных слоях, обогащенных алевритовой примесью. Глины озерного генезиса часто содержат известковые конкреции. В толще озерных глин сайншандинской свиты обрывов Барун-Баин встречаются сидеритовые конкреции, сложенные сферокристаллическими агрегатами.

Карбонатные породы озерного генезиса имеют значительно большее распространение в подстилающих толщах цаганцабского и дзунбаинского горизонтов нижнего мела по сравнению с верхнемеловыми разрезами. Приведенные ниже данные о строении и составе этих пород дают возможность представить специфику позднемелового осадконакопления и, учитывая высокую палеогеографическую информативность карбонатных пород, проследить изменения, произошедшие на рубеже раннего и позднего мела на исследованной территории. Нижнемеловые карбонатные отложения Южной Монголии по своему составу и генезису могут быть подразделены на две группы.



Рис. 51. Слои доломитов (светлые) в толще битуминозных сланцев и слоистых глин озерного генезиса. Нижнедзунбайнский (шинхударский) горизонт. Урочище Холботу в Гобийском Алтае.

1. Тонкослоистые доломиты слагают пласты мощностью в первые дециметры и многократно повторяются в ритмах битуминозных («бумажных») сланцев нижнедзунбайнского—шинхударского горизонта (рис. 51). Эти доломиты прослеживаются по простиранию на значительное расстояние и имеют четко выраженные, ровные пластовые поверхности. Пример пород подобного типа можно наблюдать в урочище Холботу (Гобийский Алтай), к югу от оз. Бон-Цаган-Нур, в районе колодца Шин-Худук, в Мандалгобийском аймаке и в ряде других пунктов.

Слоистость доломитов, вероятнее всего, имеет сезонный генезис и определяется изменением зернистости карбонатного материала (от тонкозернистого до мелкозернистого), а также примесью или прослоями глинистого материала в доломите. В цаганцабской свите Восточной Гоби в доломитах встречаются тонкие слойки пелитового туфа. Доломиты содержат незначительную примесь мелкозернистого алевроита и мелкий растительный детрит. Общее количество терригенной примеси в данном типе пород невелико — порядка 10%. Содержание доломита 70—80% при некоторой примеси кальцита. Характерно также относительно высокое содержание окислов железа (до 5%) при существенном преобладании закисного железа над окисным (табл. 6). Последнее обстоятельство связано с высоким содержанием органических соединений в осадках раннемеловых озер, слабой подвижностью и бедностью кислородом придонных вод. К этому же выводу приводят малая терригенная примесь в карбонатах и встречающийся в них комплекс организмов: скелеты рыб, остатки насекомых, филоподы и лишь изредка — моллюски. Структура карбонатного материала свидетельствует о его хемогенном образовании.

Слоистые доломиты из нижнемеловых отложений Монголии по своему составу, структуре и комплексу органических остатков близки озерным доломитовым сланцам юры хр. Каратау в Казахстане (Филиппова, 1948) и представляют собой один из распространенных типов карбонатных пород, образующихся в континентальных водоемах аридного и семиаридного климата.

2. Органогенные известняки, содержащие раковины двустворок, гастропод, остракод и остатки известковых водорослей, характерны для цаганцабского и дзунбайнского горизонтов в большей степени, чем для верхнемеловых отложений. Карбонатные породы этого типа наблюдаются в цаганцабском горизонте урочища Холботу и на Джарангалантин-Голе, в верхнедзунбайнском горизонте Хулсын-Гола (Го-

бийский Алтай), в районе сомона Цогт-Обо и во многих других пунктах распространения нижнемеловых отложений. Известняки обычно имеют мощность несколько дециметров и встречаются в ассоциации с более грубозернистым терригенным материалом, чем описанные выше доломиты. Это песчано-глинистые толщи, иногда содержащие прослои гравелитов и конгломератов.

Известняки содержат заметную песчано-алевритовую примесь. Содержание нерастворимого в соляной кислоте остатка колеблется в значительных пределах, в некоторых случаях приближаясь к 50%. Количество окислов железа меньшее, чем в слоистых доломитах, — до 3.5%. Обычно окисное железо преобладает над закисным, но иногда наблюдается обратное взаимоотношение. В карбонатной составляющей породы преобладает кальцит с примесью доломита, редко превышающей 10% валового состава породы (табл. 6). Обилие остатков разнообразной придонной фауны наряду с существенной песчано-алевритовой примесью и преобладанием окисной формы железа является следствием достаточно энергичной циркуляции придонных вод и высокого содержания в них кислорода.

В известняках нередко видны следы частичного растворения раковин и слоистые структуры нарастания известкового материала на раковинах и терригенных зернах. Подобные структуры наблюдаются в карбонатных корах. Это явление, по-видимому, связано с периодическим пересыханием озерных водоемов, приводившим к частичному растворению и переотложению органогенных карбонатов. По всей вероятности, также имел место привнос карбонатов грунтовыми водами в осадок пересохшего озера. В разрезе мезозойских отложений Монголии озерные органогенные известняки нередко встречаются в ассоциации с карбонатными корами.

Степень распространения в разрезах мезозойских толщ карбонатных пород и их генетический тип определялись общим ходом изменения тектонического режима и климата данного района. Карбонатные породы того или иного генезиса характерны для отложений верхней юры и мела и практически отсутствуют в нижней и средней юре. Гумидный климат ранне-среднеюрского времени определял богатство органическими кислотами и углекислым газом речных и озерных вод, а также отлагавшихся в них осадков. Это препятствовало химическому отложению карбонатов и сохранению в осадках известковых скелетов организмов. Относительно засушливый климат позднеюрского и мелового времени был благоприятен для отложения и сохранения в осадках карбонатов.

Преобладание того или иного генетического типа карбонатных отложений в отдельных горизонтах мезозоя определялось тектоническим режимом района в данную эпоху. Время отложения цаганцабской и нижне-дзунбаинской свит (неоком) характеризовалось относительно пологим рельефом областей сноса и интенсивным прогибанием депрессий, что привело к широкому распространению стабильно существовавших изолированных озерных бассейнов, в которых наряду с глинистыми и песчаными осадками отлагались карбонаты. В позднеюрскую эпоху, аптальбе и позднем меле наблюдалось относительное поднятие территории и накопление главным образом отложений аллювиального генезиса. В толщах аллювиальных и пролювиальных отложений карбонатные породы представлены почти исключительно карбонатными корами.

Генетические типы верхнемеловых отложений

Подводя итог описанию литологических особенностей верхнемеловых отложений Южной Монголии и характеру распределения остатков фауны, можно выделить среди них следующие генетические типы континентальных отложений.

1. Пролувиальные отложения характерны для сайншандинской, джибхалантской и в меньшей степени нэмэгэтинской свит. Существенную роль играют грубообломочные породы. Широко распространены внутриформационные карбонатные коры. Изредка встречаются кости динозавров, черепах и кладки яиц *in situ*, свидетельствующие о длительном сезонном осушении поверхности осадков.

2. Аллювиальные отложения — наиболее характерный генетический тип. Распространены в баинширэнской, барунгойотской, нэмэгэтинской и изредка сайншандинской свитах. Характерна ритмичность строения толщ, описанная нами как ритмичность первого типа (см. рис. 25, 40). Основная по мощности составляющая этих ритмов — пачки среднезернистых и мелкозернистых песчаников с наклонной слоистостью и разнообразными типами косой и косоволнистой слоистости, представляющих собой отложения береговой отмели русла меандрирующей реки. В песчаниках встречаются кости позвоночных — динозавров и черепах. Красноцветные неслоистые песчаные глины, покрывающие песчаники, представляют собой пойменные отложения, в верхней части которых наблюдается карбонатная кора. На верхнемеловых аллювиальных равнинах существовали многочисленные мелкие озера, служившие местом обитания тригониид, раковины которых совместно с костями динозавров встречаются во внутриформационных конгломератах и гравелитах.

3. Отложения крупных озер встречаются в нижней части нэмэгэтинской свиты и в сайншандинской свите. Данный генетический тип отложений представлен тонкослоистыми глинами с карбонатными конкрециями и тонкими прослоями слоистых мергелей и доломитов. Глины и карбонатные породы содержат многочисленные остатки остракод и в меньшем количестве — филлопод и гастропод.

Распределение остатков организмов по литологическим типам пород

В процессе сбора беспозвоночной и позвоночной фауны из отложений верхнего мела проводились наблюдения за составом пород, содержащих те или иные остатки организмов. Результаты этих наблюдений сведены в табл. 7. Приведенные здесь цифры отражают число горизонтов определенного литологического типа с остатками данной группы

Т а б л и ц а 7

Распределение остатков позвоночной и беспозвоночной фауны по типам пород верхнемеловых отложений Южной Монголии

Группы организмов	Конгломераты и гравелиты	Внутриформационные конгломераты и песчаники с карбонатными «катунами»	Пески и песчаники	Глины неслоистые	Глины с тонкой горизонтальной слоистостью	Мергели
Разрозненные кости динозавров	4	23	17	—	1	—
Черепашки	1	6	11	1	1	—
Двустворчатые моллюски (тригонииды)	1	22	1	—	—	—
Гастроподы	—	—	2	3	3	—
Остракоды	—	—	—	3	6	3
Филлоподы	—	—	—	1	2	—

П р и м е ч а н и е. Цифры указывают на число встреченных горизонтов с остатками фауны данной группы.

фауны, зафиксированных в каждом из описанных разрезов верхнего мела. Обычно остатки фауны встречаются в таких горизонтах в массовом количестве, реже это единичные находки.

В связи с тем что поиски и извлечение скелетов крупных позвоночных не входило в задачу наших работ, сведения о распределении указанных остатков организмов по литологическим типам пород (табл. 8) заимствованы из работы Р. Градзинского (Gradzinski, 1970). Нахождение остатков организмов определенной группы в ограниченном наборе типов пород объясняется причинами экологического и тафономического характера.

Т а б л и ц а 8

Остатки динозавров, извлеченных Польско-Монгольской палеонтологической экспедицией и тип вмещающих отложений (Gradzinski, 1970)

Группы динозавров	Внутриформационные конгломераты и галечно-песчаные отложения	Пески с прослоями внутриформационного гравия	Пески и песчаники	Песчаные алевролиты с прослоями внутриформационных обломков	Песчаные алевролиты
Карнозавры:					
почти полные скелеты	—	4	—	—	—
неполные скелеты	—	4	—	1	—
части скелетов	5	3	—	—	—
Орнитомимиды:					
почти полные скелеты	—	1	—	—	—
неполные скелеты	2	1	—	—	—
части скелетов	2	2	1	—	—
Зауроподы:					
почти полные скелеты	—	1	—	—	—
части скелетов	—	1	—	—	—
Анкилозавры:					
неполные скелеты	1	1	—	—	—
части скелетов	1	1	—	—	—

Скопление в том или ином типе пород остатков наземных позвоночных, и в первую очередь динозавров, контролируется в значительной мере тафономическими причинами. Зона обитания данных животных включала в себя разнообразные участки позднемелового ландшафта и, исходя лишь из экологического фактора, можно было бы ожидать нахождение их остатков едва ли не во всех типах верхнемеловых пород — от слоистых озерных глин до грубообломочных пролювиальных отложений. Вместе с тем разрозненные кости динозавров обычно встречаются во внутриформационных гравелитах и конгломератах, образование которых связано с кратковременными сезонными разливами рек, и в русловых песках. Более или менее полные скелеты динозавров, согласно наблюдениям Р. Градзинского, встречаются в Нэмэгэтинской впадине исключительно во внутриформационных конгломератах или песках с прослоями внутриформационного гравия. Одним из важнейших факторов, способствующих сохранению остатков организмов, и особенно таких крупных, как скелеты динозавров, является высокая скорость накопления осадка. Быстро отлагающиеся внутриформационные гравелиты являлись наиболее перспективным для сохранения остатков крупных позвоночных типом отложений в разрезе верхнего мела исследованного района. Разливы рек, сопровождавшиеся размывом карбонатных кор и отложением внутриформационных

гравелитов, представляли собой стихийное бедствие, во время которого происходила массовая гибель динозавров. Трупы быстро захоронялись в наносах. При последующем осушении аллювиальной равнины на ее поверхности продолжался процесс образования карбонатных кор. Богатство осадков, в которых были погребены трупы динозавров, карбонатами кальция и щелочная среда этих осадков способствовали быстрой минерализации костей и их дальнейшему сохранению.

В несколько ином плане происходило захоронение скелетов протоцератопсов в местонахождениях Баин-Дзак и Тугрик-Булак. Здесь многочисленные полные скелеты и их фрагменты встречаются в русловых барах рек с характерной наклонной слоистостью. В этих случаях сохранению скелетов также способствовало эпигенетическое обогащение осадков карбонатами с образованием многочисленных карбонатных конкреций и наклонных конкреционных слоев, в которых встречаются скелеты протоцератопсов и сопутствующие им остатки меловых млекопитающих. Приуроченность остатков протоцератопсов к прирусловым отмелям рек, в то время как скелеты карнозавров, гадрозавров, орнитомимид и зауропод захоронялись в стречневых отложениях речных русел аллювиальной равнины, по всей вероятности, каким-то образом связано с экологией протоцератопсов.

Кладки яиц динозавров *in situ* могут служить весьма надежным показателем некоторых особенностей данного участка древнего ландшафта. Кладки должны были располагаться в сухих местах, не заливаемых водой, по крайней мере в течение сезона, пока происходило развитие и вылупление эмбриона. Отложения, в которых встречаются кладки яиц (Ологой-Улан-Цаб, Баин-Дзак, Тугрик-Булак, Абдараин-Нуру, Ширэгин-Гашун, Хайчин-Ула и др.), представлены (кроме Тугрик-Булак) красноцветными песчаниками и конгломератами, яркая окраска которых является бесспорным свидетельством окислительных условий диагенеза. Генетически это аллювиальные или пролювиальные (Ологой-Улан-Цаб) отложения. Быстрое обизвесткование остатков яиц способствовало хорошей сохранности известковой скорлупы, а в некоторых случаях даже органической мембраны яиц и фрагментов скелета эмбриона (Сочава, 1972).

Остатки черепов в равной мере распространены как во внутриформационных конгломератах, так и в песках прирусловых отмелей. В пойменных и озерных глинах остатки черепов встречаются редко. В данном случае также наблюдается зависимость сохранности данных остатков от скорости осадконакопления. При этом в прирусловых песках остатки черепов встречаются наиболее часто и имеют лучшую сохранность скелетов.

Крупные и ребристые раковины пресноводных моллюсков семейства тригонионидид практически всегда встречаются во внутриформационных конгломератах и гравелитах. Это озерные организмы, обитавшие в спокойных прозрачных водах. Ни пески прирусловых отмелей, ни глинисто-карбонатные отложения крупных озерных бассейнов не содержат раковин тригонионидид. Местом их обитания, по-видимому, служили небольшие мелкие озера на поверхности аллювиальной равнины.

Совместное захоронение раковин тригонионидид с продуктами разрушения карбонатных кор может быть объяснено следующим образом. Карбонатные коры существовали на пониженных участках аллювиальной равнины, где уровень грунтовых вод подходил близко к поверхности. Некоторое увлажнение климата могло привести к образованию на данном участке мелкого озера, питаемого главным образом грунтовыми водами. В этих водоемах обитали тригонионидиды. Высокое pH и богатство вод бикарбонатами кальция представляли собой одно из необходимых условий существования данной группы моллюсков. Следствием обитания в водое-

мах данного типа можно рассматривать их массивные известковые раковины, столь существенно отличающие тригониоидид от пресноводных моллюсков, обитавших в зоне гумидного климата с кислыми озерными водами (Сочава, 1968). В моменты существенных разливов рек по равнине, на которой располагались эти водоемы, включая и саму площадь озер, проходили потоки, отлагавшие внутриформационный конгломерат, в котором захоронялись раковины тригониоидид. Часто встречаются закрытые раковины, что говорит о быстром прижизненном захоронении. Наблюдается также вторичное захоронение раковин тригониоидид в русловых отложениях пристержневой зоны совместно с продуктами разрушения карбонатных кор.

Раковины гастропод встречаются как в слоистых озерных глинах, так и в неслоистых комковатых глинах. Местом обитания этих организмов служили озерные бассейны и пойменные старицы.

Остракоды встречаются в большом количестве в отложениях с озерными текстурами — тонкослоистых глинах и карбонатных породах. В последнем случае их раковины могут играть породообразующую роль. При массовой отмывке остракоды выделяются и из неслоистых пойменных глин, при этом сохранность их наилучшая. Количественное распределение остатков данной группы по типам пород связано с особенностями ее экологии, а степень сохранности определяется скоростью накопления осадков.

Филлоподы встречаются в верхнемеловых отложениях редко и приурочены к слоистым озерным глинам.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

Верхнемеловые отложения распространены в южной и юго-восточной частях МНР. Современные поднятия Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая и Хэнтэя, Котловина Больших Озер и Долина Озер (исключая ее самую восточную часть) представляли собой в позднемеловую эпоху относительно приподнятую территорию, на площади которой до настоящего времени неизвестны отложения, надежно датированные как верхнемеловые. В пределах Южной Монголии верхнемеловые толщи встречаются также далеко не повсеместно. Отложения этого возраста распространены в районах современных впадин: Восточно-Гобийской, Улан-Нурской, Ингени-Хубурской, Нэмэгэтинской и Ширэгин-Гашунской и, как правило, отсутствуют в разделяющих эти впадины поднятиях.

На составленных нами палеогеографических картах (рис. 52) сделана попытка реконструкции общих очертаний областей позднемелового осадконакопления. Выделенные зоны этого периода включают в себя лишь те районы, где присутствие верхнемеловых отложений достаточно надежно доказано остатками позвоночной или беспозвоночной фауны. Нельзя исключить возможность, что область позднемелового осадконакопления была несколько шире, чем обозначено на этих картах. За пределами ограниченных нами областей встречаются отдельные выходы грубообломочных толщ, возраст которых неясен вследствие отсутствия фауны, а соотношение с подстилающими отложениями позволяет датировать их в широких пределах: от верхнего мела до кайнозоя. На геологических картах эти отложения часто условно обозначаются как верхнемеловые. Включение районов распространения этих отложений в зону позднемелового осадконакопления на палеогеографических картах лишило бы эти карты твердой документальной основы. Нельзя считать случайным то обстоятельство, что верхнемеловые отложения, в которых остатки разнообразной фауны обнаружены, приурочены лишь к определенным ограни-

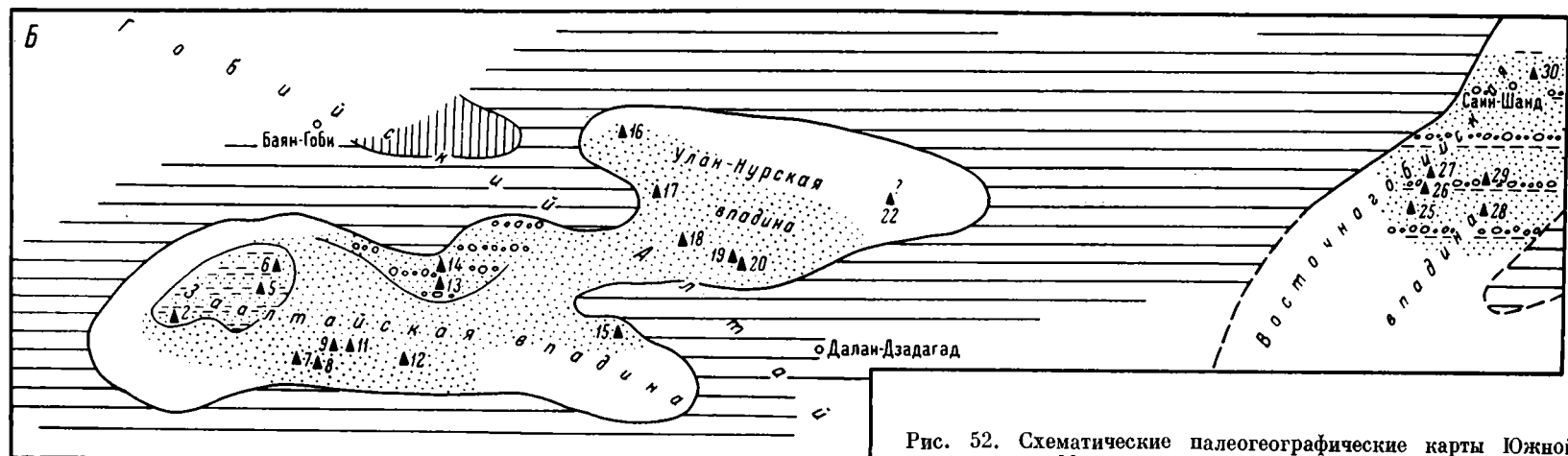
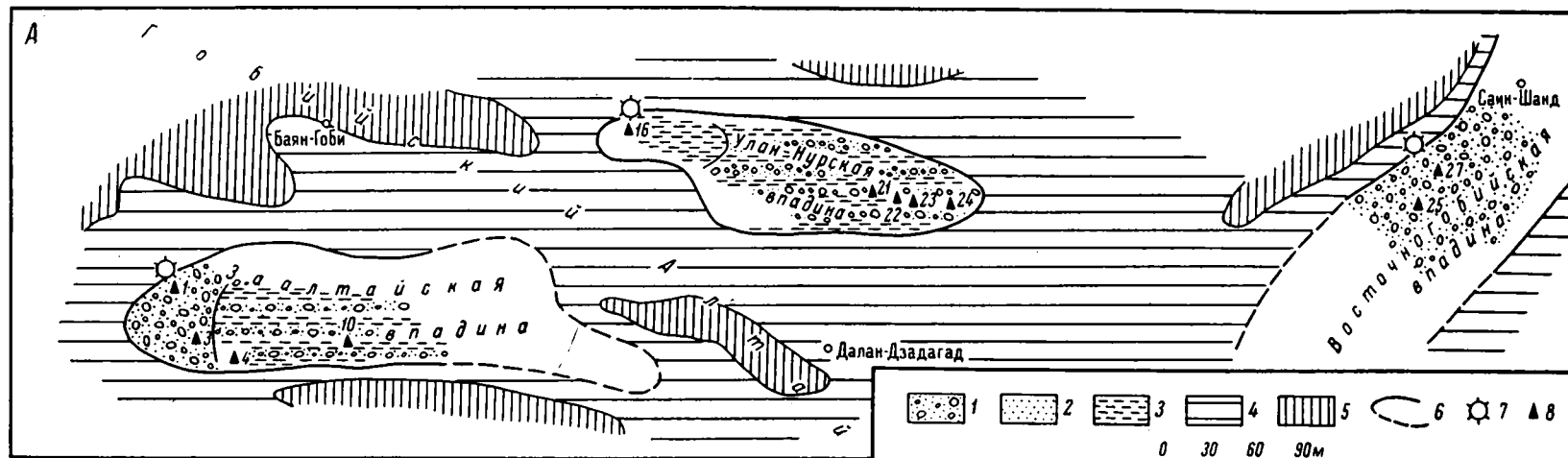


Рис. 52. Схематические палеогеографические карты Южной Монголии в поздне меловую эпоху.

А — сайишандинское время; Б — байнширэнское и джибхалантское время. 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — глины; 4 — равнины возвышенные; 5 — расчлененный возвышенный рельеф; 6 — предполагаемые границы областей осадконакопления; 7 — районы проявлений вулканизма; 8 — расположение изученных разрезов и их номера (см. рис. 24).

ченным районам Южной Монголии, и то, что эти районы в общем совпадают с контурами основных современных депрессий. Поэтому, даже если допустить возможность более широкого распространения верхнемеловых отложений в Южной Монголии, ограниченные на наших картах районы представляют собой участки наиболее интенсивного погружения в позднемеловую эпоху.

На территории Южной Монголии наблюдаются три поля распространения сайншандинской свиты, соответствующие трем основным позднемеловым впадинам: восточногобийское, предалтайское (уланнурское) и заалтайское. Грубообломочный состав сайншандинской свиты и резкие фациальные изменения указывают на относительную расчлененность областей сноса. Отложения сайншандинской свиты имеют пролювиальный, аллювиальный и в редких случаях озерный генезис. В районах, расположенных вблизи позднемеловых поднятий, сайншандинская свита почти полностью сложена плохо отсортированными конгломератами. Такие разрезы свиты наблюдаются в районе хр. Хара-Хутул, в Восточногобийской впадине и на северном склоне горы Онгон-Улан-Ула в Заалтайской Гоби. На значительной территории разрез сайншандинской свиты представлен переслаиванием конгломератов и глин. Наконец, в некоторых районах (гора Оши-Нуру) сайншандинская свита сложена главным образом красноцветными глинами.

Во второй половине сайншандинского времени в ряде районов происходит излияние базальтовых лав, покровы которых наблюдаются в разрезах возвышенностей Хара-Хутул, Оши-Нуру, Души-Ула.

В течение позднемеловой эпохи площадь районов осадконакопления не оставалась постоянной. В ряде разрезов (Абдараин-Нуру, Цахир-Ула) наблюдается выпадение сайншандинской свиты и верхнемеловые отложения ложатся на подстилающие толщи более высокими горизонтами. Из этого может быть сделан вывод о некотором расширении области осадконакопления в послесайншандинское время.

Отложения, покрывающие сайншандинскую свиту, отличаются значительно меньшей фациальной изменчивостью. На всей площади своего развития баинширэинская, барунгойотская и нэмэгэтинская свиты представлены литологически сходными типами отложений. Образование их происходило в условиях более пологого рельефа, а преобладающий генетический тип осадков — аллювиально-озерные.

В разрезах нэмэгэтинской свиты в обрывах Ногон-Цаб и Бугин-Цаб (северная часть бедленда) наблюдаются отложения, свидетельствующие о длительном существовании в этом районе озерного бассейна. Максимальная мощность этих отложений характерна для первого из указанных разрезов. Таким образом, Ингэни-Хубурская впадина, наиболее глубокая из современных впадин Южной Монголии, в позднемеловую эпоху также представляла собой относительно погруженный участок рельефа данного региона, на котором в начале нэмэгэтинского времени достаточно длительно существовал крупный озерный бассейн, в то время как на прилежащих территориях осадконакопление происходило в условиях аллювиальной равнины.

Этой же особенностью тектонического развития Южной Монголии в позднемеловую эпоху может быть объяснено исключительное обилие остатков позвоночных — динозавров и черепах — в районах, прилежащих к Ингэни-Хубурской впадине. Обилие крупных и мелких озер и болот в зоне интенсивного погружения создавало благоприятные условия для существования влаголюбивой фауны.

В конце позднемеловой эпохи, в нэмэгэтинское и джибхалантское время, произошло новое поднятие областей сноса, несколько менее существенное, чем в сайншандинское время. Следствие этого поднятия — широ-

кое распространение грубообломочных пород в джибхалантской свите, а также и в нэмэгэтинской свите в районах, прилежащих к областям сноса.

Наблюдаются следующие фациальные изменения отложений нэмэгэтинской свиты при переходе от центральных частей позднемеловой Заалтайской впадины к ее окраинным зонам: 1) в толще появляются прослои конгломератов (Ширэгин-Гашунская впадина); 2) серые песчаники замещаются красноцветными песчаниками; 3) в разрезе пропадают прослои глин; 4) возрастает карбонатность отложений. Горизонты карбонатных кор встречаются чаще и имеют большую мощность.

Отмеченное при стратиграфическом описании верхнемеловых отложений различие окраски пород барунгойотской и нэмэгэтинской свит (для первой характерны красные тона, для второй — преимущественно серые) наблюдается в центральных частях позднемеловых впадин. В прибортовых частях впадин породы нэмэгэтинской свиты приобретают преимущественно красную окраску, но отличаются от барунгойотской более высокой карбонатностью.

Поднятие территории Южной Монголии, начавшееся в конце позднего мела, продолжалось и в палеоцене, причем в зону поднятия была вовлечена и значительная часть районов позднемелового осадконакопления. Отложения, содержащие палеоценовую фауну (Хашиату, Наран-Булак, Хайчин-Ула), располагаются вблизи центральных частей позднемеловых впадин и покрывают верхнемеловые отложения, представленные относительно тонкозернистыми фациями. В районах, где в кровле верхнего мела распространены грубообломочные конгломератовые породы, палеоценовые отложения неизвестны.

Приведенные выше данные о распространении верхнемеловых отложений Южной Монголии свидетельствуют о том, что общий план распределения областей поднятия и погружения позднемеловой эпохи сохранился до настоящего времени. При этом в современном рельефе, помимо поднятий, унаследованных от позднемелового времени, наблюдаются молодые поднятия, возникновение которых связано с активизацией тектонических движений во второй половине кайнозоя. Примером таких поднятий может служить система хребтов Гильбенту-Нэмэгэту-Алтан-Ула, располагающихся в зоне, которая в позднемеловую эпоху представляла собой центральную часть Заалтайской впадины, объединявшей в себе современные Ингэни-Хубурскую, Нэмэгэтинскую и Ширэгин-Гашунскую впадины. На хр. Алтан-Ула можно наблюдать поднятую на два гипсометрических уровня и отпрепарированную денудацией допозднемеловую поверхность выравнивания, на которой участками сохранились кора выветривания и покрывающие ее базальные горизонты верхнего мела. Верхняя из этих поверхностей составляет водораздельную часть хребта. Литологический облик и мощности отложений верхнего мела в разрезах, непосредственно примыкающих к разломам, ограничивающим хребты Алтан-Ула и Нэмэгэту, исключают возможность существования на месте этих поднятий позднемеловой области сноса.

Одним из наиболее показательных индикаторов климата позднемеловой эпохи в Южной Монголии могут служить карбонатные коры, которые, как уже указывалось выше, характерны в настоящее время для районов семиаридного климата с чередованием засушливых и дождливых сезонов. Для образования карбонатных кор необходимо восходящее движение растворов в зоне капиллярного поднятия, определяемое внутрigrунтовым испарением, что возможно лишь при относительно засушливом климате. Свидетельством некоторой засушливости климата может служить также широкое распространение среди глинистых минералов монтмориллонита. С другой стороны, обилие в верхнемеловых отложениях остатков позвоночных дает возможность высказать пред-

положение о достаточно широком развитии растительного покрова на позднемеловых ландшафтах. Наличие крупных и мелких озерных бассейнов и широко развитой речной системы также указывает на существенный объем атмосферных осадков в дождливые сезоны.

Внутриформационные карбонатные коры наиболее характерны для нижней (саиншандинская свита) и верхней (нэмэгэтинская и джибхалан-тская свиты) частей верхнемелового разреза. Это может быть рассмотрено как свидетельство некоторой аридизации климата в позднем альбе—сеномане и позднем сеноне.

На границе верхнего мела и палеоцена наблюдается резкое снижение карбонатности отложений. Если верхняя часть нэмэгэтинской свиты содержит многочисленные карбонатные конкреции и горизонты карбонатных кор, то покрывающие их отложения палеоцена малокарбонатны. Лишь изредка встречаются в них мелкие карбонатные конкреции. Это изменение геохимии континентального осадконакопления на рубеже мезозоя и кайнозоя может быть объяснено гумидизацией климата в начале палеогенового периода, которая, вероятно, сопровождалась некоторым изменением состава земной атмосферы (Сочава, Гликман, 1973).

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ
МОНГОЛИИ

Мезозойские отложения Северо-Восточной Монголии представлены преимущественно вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями.

В первых сводных работах по стратиграфии мезозоя Монголии (Маринов, 1957; Турищев, 1955; Васильев и др., 1959) на основании биостратиграфических данных и по литологическим признакам для страны в целом выделялись вулканогенно-осадочный комплекс нижней и средней юры в составе хойрмотской, хамархубуринской и эффузивной свит, а также вулканогенный комплекс верхней юры.

Нижнемеловые отложения были расчленены на три свиты (снизу вверх): шарилинскую, цаганцабскую и дзунбаинскую. В составе верхнемеловых отложений выделялись две свиты: сайншандинская и баинширэнская.

Для Восточной Монголии в рукописных сводных работах В. А. Боброва 1959 г. и В. А. Варламова 1962 г. для хойрмотской свиты был принят нижнеюрский возраст, а хамархубуринская свита включалась в состав средне-верхнеюрского эффузивно-осадочного комплекса.

На сводной геологической карте, изданной в 1966 г. под ред. Н. А. Маринова и Р. А. Хасина, комплексы эффузивных и эффузивно-осадочных пород были отнесены к средней и поздней юре (андезиты, трахиандезиты, андезит-базальты, дациты, липариты, песчаники, конгломераты, редко угли) и раннему мелу (цаганцабская свита), которые представлены осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами (андезиты, базальты, реже липариты и трахилипариты).

Общий анализ стратиграфии мезозойских образований в 1967 г. для Монголии в целом провел Р. А. Хасин, который осадочно-вулканогенные отложения цаганцабской свиты, так же как и его предшественники, рассматривал в составе раннемеловых отложений.

В 1966—1967 гг. В. А. Благоднаров, С. М. Калимулин, М. В. Дурантэ и др. под общим руководством Л. П. Зоненшайна в бассейне р. Керулен и в междуречье Ульдзы и Керулена провели детальные геологосъемочные работы, в результате которых был собран дополнительный фаунистический и флористический материал, позволивший уточнить, а местами обосновать возраст раннемеловых отложений дзунбаинской свиты. В. А. Благоднаров и А. Я. Салтыковский (1971) описали эффузивы позднего мезозоя.

Детальные геологические работы, проведенные в последние годы советскими, монгольскими и венгерскими геологами, тематические вулканологические и стратиграфические исследования сотрудников Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР дали много нового материала по стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ и истории развития вулканизма, хотя еще далеко не достаточные.

Новые находки пресноводной фауны, сделанные В. Ф. Шуваловым, Г. Г. Мартинсоном, М. С. Нагибиной, Ж. Бадамгаравом и другими гео-

логами, позволили уточнить, а в ряде районов изменить возраст вулканогенно-осадочных образований. Были также получены новые данные определений абсолютного возраста вулканических пород, слагающих эти толщи.

СТРАТИГРАФИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В качестве раннемезозойских рассматриваются триасовые и нижнеюрские отложения, хотя верхний их возрастной предел нельзя считать точно установленным, в ряде мест в «ранний мезозой» могут оказаться включенными и среднеюрские отложения.

Лишь за последнее десятилетие было доказано присутствие в Восточной Монголии раннемезозойских образований, ранее оно лишь предполагалось. Верхнетриасовая флора впервые была обнаружена В. А. Амантовым в районе большой излучины р. Керулен (окрестности горы Дашибалбар), отсюда триас позднее был описан Ж. Бямба и др. (1968), новые сборы растительных остатков сделаны С. М. Калимулиным, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайном. В 1966 г. триасовая флора была найдена В. А. Благовровым и В. И. Гольденбергом (1970) в междуречье Ульдзы и Керулена. Л. П. Зоненшайн и Л. Жамьяндамба в 1969 г. описали в бассейне р. Онон (р. Джаргалантуин-Гол) полный разрез триаса (Зоненшайн и др., 1971), открыв там впервые в Монголии морские нижнетриасовые отложения. Те же геологи присутствие триаса позднее доказали на крайнем северо-востоке Монголии, в бассейне р. Дучи-Гол (продолжение известного Агинского поля Забайкалья), а также на правобережье р. Керулен, в районе пос. Барун-Цогт. Кроме того, они же нашли морскую, скорее всего раннеюрскую фауну в песчано-алевролитовых отложениях хр. Эрэндабан. Раннемезозойские отложения слагают разобщенные наложенные структуры типа грабен-синклиналей, мульд, небольших межгорных впадин. Их строение, равно как и вещественный состав отложений, усиленно изучали в последнее время М. С. Нагибина и Ж. Бадамгарав.

Основные поля развития раннемезозойских отложений и их схематические стратиграфические разрезы изображены на рис. 53. Как правило, в основании раннего мезозоя обнаруживаются размыв и резкое структурное несогласие; однако в тех случаях, когда триасовые отложения залегают на верхнепермской существенно морской толще, между ними наблюдается полное структурное согласие, а нижний триас, возможно, местами даже связан с верхней пермью постепенными переходами. Несогласие в этом случае смещается в подошву морской позднепермской толщи, позднепермский возраст которой доказала М. В. Дуранте (1971).

Сам комплекс раннемезозойских отложений не является единым. Более или менее четкий перерыв устанавливается в основании поздне-триасовых отложений, что в общем находится в соответствии с материалами по Восточному Забайкалью, где этот перерыв давно уже установлен.

Изученность как самих раннемезозойских отложений, так в особенности растительных остатков, по которым в основном устанавливается их возраст, все еще является недостаточной. Поэтому детальная корреляция разрезов пока еще невозможна. Более или менее четко выделяются морские раннетриасовые отложения. Комплекс континентальных триасовых отложений, относимых к среднему—верхнему триасу, по-видимому, не является единым, как можно судить по ряду данных, но разделить его на всей площади не удастся. В бассейне р. Дучи-Гол могут быть обособлены лишь нерасчлененные триасовые отложения. На геологических картах правобережья р. Керулен показаны местами широкие поля развития раннемезозойских эффузивов, относимых преимущественно к триасу. Но возраст их, строго говоря, обоснован крайне плохо.

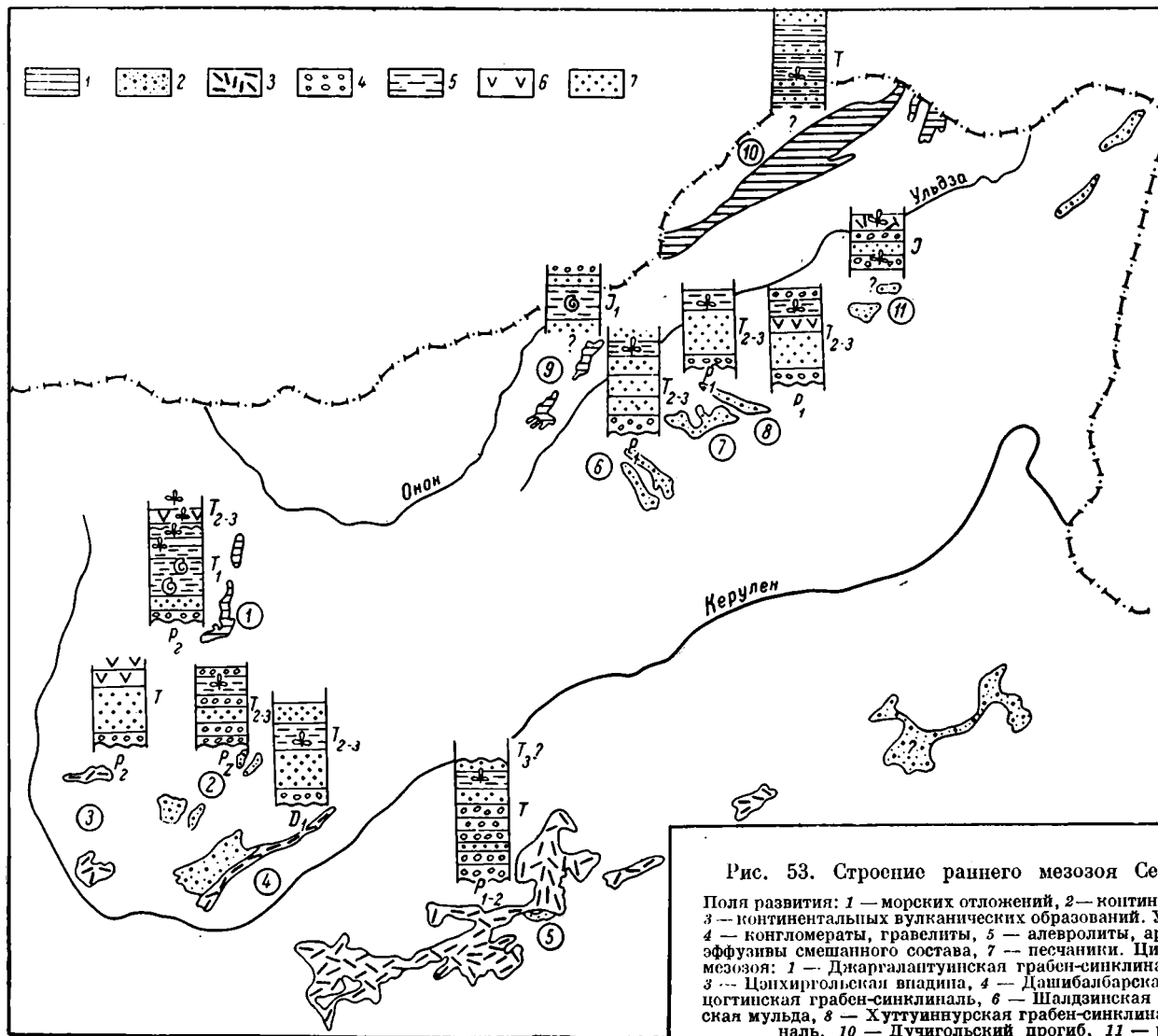


Рис. 53. Строение раннего мезозоя Северо-Восточной Монголии.

Поля развития: 1 — морских отложений, 2 — континентальных обломочных отложений, 3 — континентальных вулканических образований. Условные обозначения к колонкам: 4 — конгломераты, гравелиты, 5 — алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, 6 — эффузивы смешанного состава, 7 — песчаники. Цифры в кружках — поля развития мезозоя: 1 — Джаргалантуинская грабен-синклиналь, 2 — Муренгольские грабены, 3 — Цэнхиргольская впадина, 4 — Дашибалбарская грабен-синклиналь, 5 — Буронцогтинская грабен-синклиналь, 6 — Шалдзинская грабен-синклиналь, 7 — Гэртуйинская муфта, 8 — Хуттуиннурская грабен-синклиналь, 9 — Эрэньская грабен-синклиналь, 10 — Дучигольский прогиб, 11 — район горы Шобхо-Обо.

Нижнетриасовые отложения установлены Л. П. Зоненшайном и Л. Жамьяндамбой лишь в районе р. Джаргалантуин-Гол, в бассейне р. Онон. Они слагают Джаргалантуинскую грабен-синклиналь, выходя по обоим ее бортам. Повсеместно нижний триас представлен обломочными — песчаниковыми и песчаниково-сланцевыми — образованиями. Здесь наблюдаются два несколько различных разреза нижнего триаса: отложения северного и южного бортов Джаргалантуинской грабен-синклинали.

На северном борту наиболее полный разрез описан на горе Сайхан-Ундурин-Обо, где нижнетриасовые отложения слагают пологую мульду, погружающуюся на юг. На северном замыкании мульды они согласно залегают на отложениях верхней перми, на западном крыле несогласно ложатся на палеозойские граниты и пермские эффузивы. Здесь прослеживаются (снизу вверх) следующие породы:

1. Базальные конгломераты, залегающие по неровной размытой поверхности на серых катаклазированных гранитах 20 м
2. Полимиктовые крупнозернистые и гравийные песчаники, серые и розово-серые, большей частью крупно-косослоистые 30 м
3. Черные алевролиты, находящиеся в тонком переслаивании с темно-серыми мелкозернистыми песчаниками 20 м
4. Серые средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями черных алевролитов; характерна косая слоистость 300 м

Перечисленные четыре слоя образуют нижнюю грубообломочную песчаниковую толщу мощностью 370 м. Остальные горизонты входят в состав верхней песчано-сланцевой толщи.

5. Черные и темно-серые хлоритизированные глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники. 20 м
6. Черные пиритизированные алевролиты с редкими, плохо сохранившимися остатками двусторчатых моллюсков 30 м
7. Серые тонкослоистые окремненные песчаники с прослоями светлых среднезернистых песчаников и черных плитчатых глинистых сланцев; в низах пачки обнаружен неопределимый остаток цератита 100 м
8. Темно-серый известково-глинистый рассланцованный ракушняк, состоящий из раковин двусторчатых моллюсков и цератитов. Среди двусторчатых моллюсков Л. Д. Кипарисовой определены: *Euomorphites* (?) sp., *Bakewellia* (*Neobakewellia*) *reticularis* Popov., *B.* (*Neob.*) *aff. goldfussi* (Stromb), *Bakewellia* sp., *Posidonia* *sossunovi* Bytsch. et Efim., *P. ex gr. mimer* Oeberg, *Myalina* sp. Цератиты, по заключению Т. М. Окуновой, представлены *Euflemingites romunderi* Tozer, *Anasibirites* cf. *echimensis* Bando, *Anakashmirites* sp.
9. Черные филлитизированные глинистые сланцы (с гидрослюдами) и окремненные алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников 250 м
10. Частое переслаивание темно-серых песчаников с черными глинистыми сланцами и тонкослоистыми алевролитами 50 м
11. Темно-серые, на выветрелой поверхности светлые, сильно окремненные туффиты или пепловые туфы 10 м
12. Тонкослоистая пачка, состоящая из чередования пластов мощностью от нескольких сантиметров до 1—2 м, черных плитчатых глинистых сланцев, комковатых алевролитов и темно-серых тонкослоистых мелкозернистых песчаников; присутствуют также пласты светло- и розово-серых средне- и крупнозернистых песчаников с отпечатками неопределимой флоры. В кровле алевролитовых пластов отмечаются многочисленные следы ползания илоедов 250 м
13. Розово-серые песчаники, от средне- до крупнозернистых, массивные, распадающиеся на пласты мощностью около 0.5 м, разделенные тонкими пропластками черных алевролитов видимая мощность 150 м

Общая мощность пачки 1300 м.

На южном борту Джаргалантуинской грабен-синклинали нижнетриасовые отложения выходят на правом берегу р. Джаргалантуин-Гол примерно в 4 км к юго-западу от горы Сумбур. Они имеют следующий разрез (снизу — вверх):

1. Светло-розовые аркозовые песчаники, залегающие на размытой поверхности гранитов 2 м
2. Светлые аркозовые гравелиты и мелкогалечные конгломераты 10 м
3. Светло-серые кварцевые и аркозовые песчаники с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов 200 м
4. Ленточно-слоистые зеленые и серые мелкозернистые песчаники и алевролиты, линзовидные прослои известняковых брекчий с обломками раковин. В алевролитах заключен прослой ракушняка с двустворчатыми моллюсками и цератитами. Среди первых Л. Д. Кипарисова определила *Bakewellia* (*Neobakewellia*) *reticularis* Поров, *Bakewellia* sp., *Posidonia tenuisima* Bohm., *P. ex. gr. minor* Oeberg, *Anadontophora* sp. Цератиты в данном местонахождении имеют очень плохую сохранность. Т. М. Окунева определила лишь отпечатки со скульптурой *Euflemingites* (?) sp. и часть ядра *Anasibirites* (?) sp. 80 м

Комплекс цератитов и двустворчатых моллюсков из обоих разрезов, по заключению определявших их Т. М. Окуновой и Л. Д. Кипарисовой, принадлежит к оленекскому ярусу, его середине, отвечающей зоне *Euflemingites romunderi*.

Нижнетриасовые отложения надежно сопоставляются с низами акшаилинской серии Восточного Забайкалья, где в районе р. Халчаланги также обнаружена морская нижнетриасовая фауна.

Средний—верхний триас

К среднему—верхнему триасу на территории Восточной Монголии относятся континентальные отложения с флорой. Они слагают разобщенные грабен-синклинали. Наибольшие поля их развития относятся к большой излучине р. Керулен, к бассейнам рр. Цэнхэр-Гол и Мурон-Гол, где этими отложениями выполнены Дашибалбарская грабен-синклиналь, осевые части Муронгольских грабенов и внутренняя часть Цэнхэргольской впадины по обрамлению Баянуланского гранитного массива. Кроме того, флороносные триасовые отложения известны в Джаргалантуинской грабен-синклинали и на северо-востоке страны, в междуречье Ульдзы и Керулена. Изолированный выход их известен на правобережье р. Керулен в районе пос. Барун-Цогт. Вполне возможно распространение на крайнем северо-востоке Монголии в низовьях р. Ульдзы морских верхнетриасовых отложений, поскольку непосредственно рядом с границей в Восточном Забайкалье, в районе Торейских озер, оз. Баин-Цаган, В. А. Амантов обнаружил верхнетриасовую морскую фауну. Во всех перечисленных пунктах средний—верхний триас представлен грубо-обломочными сероцветными и зеленоцветными отложениями. К триасу относятся также эффузивные образования, развитые преимущественно на правобережье р. Керулен.

В районе Дашибалбарской грабен-синклинали триасовые отложения выходят к северу от горы Дашибалбар. Они представлены сероцветными обломочными породами, в верхней части разреза переслаивающимися с кислыми и субщелочными эффузивами. Впервые триас был обнаружен здесь В. А. Амантовым, в дальнейшем изучался С. М. Калимулиным, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайном, М. С. Нагибиной и др. (Брандт и др., 1970).

В основании разреза находится горизонт базальных крупногалечных валунных конгломератов, залегающих резко несогласно на дислоцированных и метаморфизованных песчаниках и филлитизированных глинистых сланцах нижнего девона. Мощность горизонта 100—150 м. Базальные конгломераты сменяются толщей серых и зеленовато-серых полимиктовых разнозернистых, преимущественно грубозернистых песчаников с многочисленными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность толщи не менее 400—500 м.

Выше с постепенным переходом залегает толща зеленовато-серых и черных косослоистых песчаников, покровов диабазов, алевролитов и аргиллитов и редких прослоев и линз углистых алевролитов с хорошо сохранившимися отпечатками флоры верхнего триаса (кейпера). В верхней части разреза терригенные отложения включают покровы кислых и субщелочных эффузивов, распространенных вдоль юг-юго-восточной окраины Дашибалбарской грабен-синклинали. Мощность вулканогенных пород здесь составляет несколько сотен метров. Общая мощность верхней толщи терригенных и вулканогенных пород около 1000 м, а суммарная мощность всего разреза более 1500 м. Кейперскую флору в Дашибалбарской грабен-синклинали впервые обнаружил В. А. Амантов. В 1967 г. новые сборы были сделаны С. М. Калимулиным, М. В. Дуранте и автором. Здесь содержатся: *Cladophlebis* aff. *ovata* Font., *Taeniopteris spatulata* Clell., *T. cf. maclelandii* (Oldh. et Morr.) Zeill., *T. cf. ambabiraensis* Srebr., *Baiera* (?) *gracilia* Bund., *Glossophyllum* sp., *Squamae* sp., *Danaeopsis* sp. (определение Г. Н. Садовникова).

В. А. Амантов из этого же района указывает: *Neocalamite faveatus* Vlad., *N. cf. carrerei* (Zeill.) Halle, *Schizoneura grandifolia* Kryscht. et Pryn., *Juccites ovalis* sp. nov., *Miassia acutifolia* Pryn., *Taeniopteris* cf. *stenophyllum* Kryscht. (определение В. П. Владимирович). Эта флора не оставляет сомнений в кейперском (средне-верхнетриасовом) возрасте отложений.

Геологическая обстановка, напоминающая Дашибалбарскую грабен-синклинали, наблюдается в центре Цэнхиргольской впадины, где заключены щелочные граниты Баянуланского массива. По северо-восточной окраине массива развиты аналогичные грубообломочные отложения позднего триаса. Однако на западном и южном обрамлении они замещаются вулканогенной толщей — дацитовыми и андезитовыми порфиритами, реже — липаритовыми порфирами и их туфами (Бямба и др., 1968).

В Муронгольских грабенах, расположенных в бассейне среднего течения р. Мурон-Гол, в 20—30 км к северу от Дашибалбарской грабен-синклинали, триасовые отложения залегают на поздней перми с разрывом, но без сколько-нибудь заметного структурного несогласия. В северной части грабенов (междуречье Мурон-Гола и Царьгин-Гола, район горы Урда-Дзотлат-Тологой) на верхнепермской молассе залегают мощные (до 700 м) конгломераты, включающие в верхней части прослой зеленых песчаников и черных алевролитов. Вблизи кровли грубообломочной толщи содержится ископаемая флора: *Taeniopten* cf. *ensis* Oldh., *T. lingulata* Srebr., *Cladophlebis* sp., указывающая, по мнению определившего ее Г. Н. Садовникова, на кейперский возраст отложений. Аналогичная обломочная толща выходит в южной части Муронгольских грабенов. Они здесь плохо отделяются от перми, но содержащаяся в ней флора — *Taeniopteris* cf. *athulata* McClell., *T. cf. ambabiraensis* Srebr., *T. cf. macleandii* (Oldh. et Morz.) Zeill., *Cladophlebis* aff. *subovata* Font., *Glossophyllum* sp. (определение Г. Н. Садовникова) — надежно датирует триасовый возраст отложений.

В районе р. Джаргалантуин-Гол средне-верхнетриасовые флороносные отложения установлены нами на правом берегу р. Джаргалантуин-Гол, в разрезах южного борта Джаргалантуинской грабен-синклинали. В северных разрезах, т. е. на левом берегу р. Джаргалантуин-Гол, они отсутствуют. К среднему—верхнему триасу здесь относятся две толщи, разделенные несогласием: нижняя, песчано-алевролитовая, и верхняя, образованная конгломератами, эффузивами и флороносными алевролитами.

Нижняя толща выходит преимущественно вдоль южного края Джаргалантуинской грабен-синклинали. Наиболее изученные ее разрезы от-

носятся к пологому увалу, находящемуся примерно в 4 км к юго-западу от горы Сумбур. На северном отроге этого увала они согласно налегают на слои с фауной нижнего триаса и их подошва проводится условно по грубообломочной пачке, образованной светлыми средне- и крупнозернистыми массивными песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность толщи 100 м. Выше залегают черные кремнистые алевролиты, глинистые и углистые сланцы с обильным растительным детритусом мощностью около 100 м. Из этого слоя И. А. Добрускина определила «*Thinnfeldia*» *nordenscioldii* Nath. и *Pelourdea* sp. На флороносном слое залегают конгломераты верхней толщи.

В 600 м к югу от данного разреза на том же увале, к югу от выходов в седловине палеозойских гранитов, вновь выходят средне-верхнетриасовые отложения нижней толщи. Они, минуя нижний триас, с размывом залегают непосредственно на гранитах. Разрез их следующий (снизу вверх):

1. Серые грубозернистые песчаники 40 м
2. Пласт среднегалечного конгломерата 3 м
3. Серые грубозернистые песчаники 50 м
4. Темно-серые окремненные алевролиты и аргиллиты, которые местами содержат тонкие слойки, насыщенные листовой флорой 50 м
5. Выше в разрезе вновь преобладают грубозернистые песчаники 150 м

В составе флоры И. А. Добрускина определила: *Cladophlebis janschinii* Pryn., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pelourdea* sp., *Podozamites* sp. Из этой же флороносной пачки в 1.5 км от данного разреза, кроме перечисленных форм, присутствуют также *Pitiophyllum latifolium* Tur.-Ket.

Комплекс растительных остатков, содержащихся в нижней толще, определяет, по заключению И. А. Добрускиной, кейперский и, вероятнее всего, нижекейперский возраст (верхи среднего триаса). Кроме того, отложения той же толщи присутствуют, очевидно, в разрезе на меридиональном хребте, в 5 км к востоку от горы Ихэ-Халиусчин. Здесь к ним, вероятно, относятся серые и светло-серые мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с тонкослоистыми алевролитами мощностью 200—250 м. Эта толща лежит в непрерывном согласном разрезе выше базальных горизонтов с пермскими брахиоподами и подстилает конгломераты верхней толщи. В ней самой Л. Жамьяндамба и Ж. Бадамгарав собрали остатки флоры членистостебельных и *Carpolites* sp.

Верхняя толща выходит вдоль южного берега р. Джаргалантуин-Гол. Наиболее полные ее разрезы относятся к горному массиву Ихэ-Халиусчин. Здесь она имеет отчетливое трехчленное строение, распадаясь на дополнительные толщи: 1) базальную конгломератовую; 2) среднюю, вулканогенную, существенно порфиритовую; 3) верхнюю песчано-алевролитовую, флороносную.

Базальная конгломератовая толща представлена нерасчлененными, плохо сортированными конгломератами серой и розово-серой окраски. Они состоят из среднекатанной гальки размером от 0.5—1.0 до 5—10 см, сцементированной грубозернистым песчаником. В составе гальки резко преобладают кислые эффузивы ранней перми, выходящие по обрамлению Джаргалантуинской грабен-синклинали. Кроме того, в гальке присутствуют и другие подстилающие породы: граниты, а также темные песчаники и алевролиты, очевидно, из отложений верхней перми и нижнего триаса. Мощность толщи 200—250 м. На нижнем склоне горы Ихэ-Халиусчин конгломераты венчаются 30-метровым слоем темно-серых и черных алевролитов с растительными остатками, среди которых И. А. Добрускина установила *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun., *P. reinii* Zeill., *Carpolites* sp.

Выше структурно согласно залегает вулканогенная толща, которая состоит преимущественно из темно- и зелено-серых базальтовых и андезитовых порфиритов, местами миндалекаменных. Мощность ее от 200 до 500 м. В районе горы Сумбур видно, что порфириты залегают покровами мощностью 1—5 м. По данным Д. С. Фрих-Хара, во многих местах порфириты образуют силлоподобные залежи, секущие обломочные отложения. В кровле вулканогенной толщи повсеместно залегает выдержанный горизонт светлых липаритовых порфиритов, их туфов и туфобрекчий мощностью 10—40 м. На большей части площади эффузивы ороговикованы под воздействием раннемезозойских гранитов и диоритов. Неизменные разности наблюдаются на горе Сумбур, где А. Я. Салтыковский описал три эффузивных горизонта (снизу вверх): 1) оливинные базальты; 2) пироксеновые андезито-базальты; 3) липаритовые порфиры и их туфы, отделяющиеся от основных эффузивов горизонтом туфоконгломератов. По данным А. Я. Салтыковского, основные породы принадлежат к производным слабодифференцированной известково-щелочной толеитовой магмы с высоким содержанием глинозема.

Верхняя песчано-алевролитовая толща развита только в районе горы Ихэ-Халиусчин, где она выполняет наиболее внутренние части Джаргалантуинской грабен-синклинали. Она состоит из серых мелкозернистых песчаников, плотных, видимо туфогенных, чередующихся с черными кремнистыми алевролитами, местами тонкослоистыми. В алевролитах почти повсеместно содержится ископаемая флора. Из местонахождения флоры на южном отроге горы Ихэ-Халиусчин И. А. Добрускина определила: *Cladophlebis* cf. *reossertii* (Presl.) Zeill., *Cladophlebis* sp., *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris., *Ginkgoites* sp., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, *P. reinii* Geyler. Ранее В. А. Бобров из этого же местонахождения указывал, по определениям В. А. Вахромеева, *Pityophyllum nordenskioldii* Nath., *Czekanowskia setacea* Heer., *Sphenobaiera* cf. *pulchella* Heer., *Phoenicopsis* sp.

По заключению палеофитологов, флора указывает на принадлежность вмещающих ее отложений к нижней половине юры; по мнению И. А. Добрускиной, нельзя исключить и рэтский возраст. Долгое время эти отложения относились к нижней—средней юре. Но этому противоречат данные абсолютной геохронологии. Возраст липаритовых порфиров из верхов вулканогенной толщи равен, по данным Д. С. Фрих-Хара, 206 млн лет. Граниты, прорывающие все рассматриваемые отложения, имеют, по материалам В. И. Коваленко и М. И. Кузьмина, возраст 185—195 млн лет. Резко несогласно на триас Джаргалантуинской грабен-синклинали на р. Чандмань-Гол залегают базальты и санидиновые липариты, причем последние, по данным А. Я. Салтыковского и Л. В. Фирсова, имеют возраст 175 млн лет. В соответствии с этими определениями возраст отложений не выходит за пределы 200 млн лет, т. е. является скорее всего поздне триасовым, включая, вероятно, рэт.

В междуречье Ульдзы и Керулена средне-верхнетриасовые отложения, по данным В. А. Благоднава и В. И. Гольденберга (1970), слагают три разобщенные структуры: Шалдзинскую грабен-синклиналь, Гэртуинскую мульду и Хутуиннурскую грабен-синклиналь. Средне-верхнетриасовые отложения большей частью лежат резко несогласно на доверхнепермских образованиях. Они находятся совсем рядом с позднепермской Ульдзинской впадиной, но с нею почти совсем не связаны. Однако в тех немногих местах, например на левом берегу р. Шалдзы, где средний—верхний триас лежит на верхней перми, между ними обнаруживается полное структурное согласие, хотя разрыв несомненно был.

В Шалдзинской грабен-синклинали средне-верхнетриасовые отложения резко несогласно перекрывают нижнепермские вулканиты, нижнепермские гранитоиды и, как говорилось, ложатся с разрывом, но структурно согласно на верхнюю пермь. В составе средне-верхнетриасовых отложений преобладают грубообломочные породы, различные по зернистости, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники и конгломераты, реже присутствуют алевролиты и аргиллиты, слагающие немногочисленные прослои. Более полно верхнетриасовые отложения представлены на правобережье урочища Шалдза, где изучены В. А. Благонравовым и В. И. Гольденбергом (1970). По их данным, здесь в 7 км к северу от Шар-Шувуут-Обо, они залегают с резким угловым несогласием на эффузивах нижней перми (снизу вверх) и составляют следующий разрез:

1. Грубозернистые дресвяники, состоящие из неокатанных обломков вулканогенных пород, вверх по разрезу сменяющиеся пачкой переслаивания мелкогалечных конгломератов, гравелитов, полимиктовых и вулканомиктовых песчаников . . . 100 м
2. Конгломераты разногалечные и валунные, обломочный материал которых состоит в основном из эффузивов и туфов кислого состава 50 м
3. Песчаники полимиктовые, средне- и мелкозернистые, неравномерно-ожелезненные с обугленными неопределенными отпечатками растений 800—900 м
4. Конгломераты разногалечные с редкими прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников 12 м
5. Аргиллиты черные, микрослоистые с многочисленными отпечатками флоры. Здесь присутствуют (определение И. А. Добрускиной): *Neocalamites* sp., *Cladophlebis* sp., *Pelourdea* sp., *Sphenobaiera angustifolia* (Heer) Flor., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun, *Sphenobaiera longifolia* (Pomel.) Flor., *Czekanowskia rigida* Heer, *Pityophyllum latifolium* Tur.-Ket.
6. Песчаники полимиктовые и вулканомиктовые, мелкозернистые, обычно массивные, реже тонкослоистые 400 м

Общая мощность около 2000 м.

В Гартуинской мульде по сборам Л. А. Благонравовой указываются: *Cladophlebis* sp., «*Thinnfeldia*» *nordenskioldii* Nath., *Taeniopteris spathulata* McClell., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Podozamites* sp. (определение И. А. Добрускиной).

Наконец, в самой восточной Хутуиннурской грабен-синклинали по сборам Л. П. Зоненшайна установлены: *Cladophlebis nebbensis* (Nath.), *Glossophyllum* sp., *Neocalamites* sp., *Tersiella serrata* Srebr., *Podozamites* sp. (определение Г. Н. Садовникова и В. А. Вахрамеева), а также *Pityophyllum latifolium* Tur.-Ket., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun. (определение Н. А. Добрускиной).

Весь комплекс флоры однозначно указывает на триасовый возраст отложений, преимущественно средний—верхний триас (кейпер).

В районе пос. Бурэн-Цогт средне-верхнетриасовые отложения (считавшиеся ранее палеозойскими) выходят на южном краю обширных полей развития раннемезозойских вулканитов правобережья р. Керулен. Они слагают Бурэн-Цогтинскую грабен-синклинали. Они образованы грубообломочной толщей, состоящей из чередования разногалечных конгломератов, зеленых грубообломочных песчаников, реже алевролитов. Разрез распадается на две части: нижнюю — мощностью около 1000 м, существенно конгломератовую, и верхнюю — мощностью около 500 м, песчано-алевролитовую. Все породы обладают отчетливой косою слоистостью дельтового типа; толща, вероятно, имеет аллювиальное происхождение. Наклон косонаслоенных серий указывает на принос материала на северном борту с северо-запада, на южном борту — с юго-запада. Об этом же говорит и резкое изменение состава обломочного материала. На северном борту в обломках преобладают пермские эффузивы, выходящие на северном обрамлении грабен-синклинали, а на южном — граниты. Эти данные говорят о том, что Бурэн-Цогтинская грабен-синклинали является конседиментационным образованием,

возникшем на месте древней крупной речной долины с крутыми бортами. Долина была, вероятно, наклонена к востоку.

По всему разрезу встречаются многочисленные обломки окаменелых стволов деревьев. В верхней толще в двух пунктах Л. П. Зоненшайном и Л. Жамьяндамбой найдена флора. В первом пункте, находящемся в узком овраге на северной окраине пос. Бурэн-Цогто, А. И. Добрускина определила два вида *Sphenobaiera* sp., во втором пункте, в 5 км к северу от Бурэн-Цогт, — *Szekanowskia* sp., *Pitiophyllum latifolium* (?) Tur.-Ket., *Podozamites* sp. и чешую хвойных. Флора свидетельствует о триасовом возрасте отложений.

Триасовые отложения, нерасчлененные

На крайнем северо-востоке Монголии, на левобережье р. Ульдза, в бассейне р. Дучи-Гол, на южном продолжении известного Агинского поля Забайкалья широким развитием пользуются песчано-сланцевые толщи, до недавнего времени считавшиеся палеозойскими. В последние годы было доказано, что большая часть этих толщ принадлежит триасу (данные Е. В. Барабышева, Т. М. Окуновой и др.). Они были выделены в акшаилинскую серию. Аналоги этой серии прослеживаются и на территории Монголии. Они слагают ограниченную разломами полосу восток-северо-восточного простирания, следуя вдоль верхнего течения р. Дучи-Гол до гранитных массивов горы Хуху-Ула.

В соответствии с материалами Л. П. Зоненшайна и Л. Жамьяндамбы данная толща представляет собой песчаниковый флиш. Преобладающая окраска пород зелено-серая, песчаники обычно более светлые, а алевролиты темно-серые. В целом ряде обнажений хорошо видно ритмичное строение толщ. Флиш является двухкомпонентным и состоит из песчаников и алевролитов. Мощность ритмов варьирует от 50 см до 2 м, местами эта ритмичность нарушена появлением 5—10-метровых слоев грубозернистых песчаников, также ритмично чередующихся между собой. В подошве ритма обычно располагается средне- или мелкозернистый зелено-серый песчаник, массивный, лишенный слоистости. Часто он налегает по неровной размытой поверхности на алевролиты предшествующего ритма, из-за чего мощность этих алевролитов сокращается в два раза. Постепенно песчаники сменяются тонкозернистыми зелеными песчаниками, как правило, тонкослоистыми, а в самых верхах — диагонально-слоистыми. Выше слоистые разности сменяются зелено-серыми, серыми алевропесчаниками, а далее — алевролитовым элементом ритма, образованным оскольчатыми алевролитами, которые переходят вверх в аргиллиты. Алевролитовый элемент часто венчается тонким (1—2 см) слоем, насыщенным растительным детритусом, в котором преобладают обрывки членистостебельных, а также встречаются споры. Мощность песчаникового элемента обычно раза в два превышает мощность алевролитового элемента. Аналогичное строение флишевая толща сохраняет во всех обнажениях. Общая ее мощность не менее 2000 м, местами, видимо, значительно больше. Ей свойственны интенсивные деформации с образованием опрокинутых, часто изоклинальных складок. В составе обломочного материала песчаников большое место занимают кислые эффузивы и граниты, т. е. породы, отсутствующие в непосредственной близости и, следовательно, принесенные из районов правобережья р. Ульдзы, где выходят и эффузивы и граниты.

Возраст флишевой толщ, по всей видимости, является триасовым. Из сборов Л. П. Зоненшайна и Л. Жамьяндамбы на северо-восточном берегу от Бага-Далай И. А. Добрускина определила раннемезозойскую *Sphenobaiera* sp. Следует сказать, что в 1959 г. Ю. Г. Вязова и другие ис-

следователи обнаружили в этой толще позднепермский спорово-пыльцевой комплекс. Если исключить переотложение спор и пыльцы, то флишевую толщу надо относить к верхней перми—триасу.

Нижняя юра

Присутствие нижнеюрских отложений в северо-восточной Монголии доказано очень слабо. В северных районах, тяготеющих к хр. Эрэндабан и бассейну р. Ульдзы, к нижней юре относятся осадочные терригенные образования. В более южных районах вполне возможно наличие нижней юры в составе мезозойских вулканических накоплений в бассейне р. Керулен, но в настоящее время они не могут быть четко обособлены, поэтому ниже описываются лишь осадочные нижнеюрские отложения.

Наиболее полные данные по нижней юре относятся к хр. Эрэндабан. Здесь нижнеюрские отложения¹ слагают Эрэнскую грабен-синклиналь, занимающую осевую часть хр. Эрэндабан, непосредственно к северу от пос. Эрэн. По данным Л. П. Зонаншайна и Л. Жамьяндамбы, в разрезе преобладают черные и темно-серые алевролиты и аргиллиты, очень плотные, скользящие, как правило, лишенные слоистости. Они чередуются с серыми мелкозернистыми песчаниками и серыми глинистыми сланцами. Эпизодически появляются линзовидные слои мелкогалечных конгломератов, насыщенных алевролитовой галькой. Крайне редки тонкослоистые песчано-алевролитовые пачки. Местами породы сильно изменены, ороговикованы, очевидно, под воздействием мезозойских гранитов, слагающих массивы на северном склоне хребта. В целом в видимой нижней части разреза преобладают алевролиты, в верхней — песчаники и конгломераты. Общая видимая мощность равна примерно 500 м. Органические остатки найдены в одном пункте, примерно в 2.5 км к северо-западу от пос. Эрэн, на южном отроге хр. Эрэндабан, в 0.5 км к югу от его гребня. Здесь в серых глинистых сланцах содержатся ракушники, состоящие из сплюснутых и рассланцованных раковин двусторчатых моллюсков плохой сохранности. Коллекция фауны была изучена Т. М. Окуновой. В своем заключении она отмечает большое сходство характера захоронения и родового комплекса остатков фауны с нижнеюрским комплексом (точнее среднелейасовым) Восточного Забайкалья. С определенной долей вероятности она определила *Anodontophora* (?), *Myophoria* (?), *Modiolus* (?), *Anatina* (?). Все эти роды включает и восточно-забайкальский комплекс, который занимает стратиграфическое положение в узком интервале между базальными слоями юры и слоями с *Amaltheus margaritatus* Montf. домерского подъяруса среднего лейаса.

В бассейне р. Ульдзы, к югу от Дашибалбар-сомона, видимо, к нижней половине юры принадлежит грубообломочная толща, вскрывающаяся в районе горы Шовхо-Обо. Она состоит из светло-серых гравелитов и крупнозернистых песчаников, перемежающихся с мелко- и среднегалечными конгломератами; местами появляются пачки зеленых грубозернистых песчаников. Мощность не менее 1500 км. Примечателен резко полимиктовый состав обломочного материала: в нем содержится разнообразие граниты, кислые эффузивы, рассланцованные граувакки, глинистые сланцы и т. д. Во многих местах распознается крупная диагональная косяя слоистость, свидетельствующая о континентальных условиях накопления осадков. На горе Шовхо-Обо в прослоях мышино-серых кремнистых аргиллитов (туффитов?) содержатся плохо сохранившиеся остатки флоры, среди которых И. А. Добрускина смогла установить лишь *Sphenobaiera* sp. и *Podozamites* sp., распространенные в триасе и юре. По своей

¹ Относимые ранее ошибочно к средней—верхней юре.

литологии эта толща близко напоминает нижнюю юру так называемых алгачинских фаций Восточного Забайкалья, формировавшихся в прибрежной и континентальной обстановке.

Вулканогенные раннемезозойские образования

Надежно датированные раннемезозойские вулканиды известны в составе триаса Дашибалбарской и Джаргалантуинской грабен-синклиналей. Они были охарактеризованы при описании разреза этих грабен-синклиналей. Кроме того, к раннему мезозою относят часто большие поля эффузивов смешанного состава на правобережье р. Керулен. Действительно целый ряд косвенных данных указывает на возможность присутствия раннемезозойских вулканогенных толщ, а именно: широкое развитие здесь субвулканических гранитоидов с абсолютным возрастом 190—200 млн лет; появление местами (по данным З. Белла, в районе Мунку-Хан-сомона) ниже позднемезозойских вулканидов иных по составу вулканических толщ; наличие даек и согласных тел профиритов в триасе Барунцогтинской грабен-синклинали. Однако ни состав, ни объем, ни точная возрастная принадлежность этих вулканических толщ неизвестны. В районе между Мункухан-сомоном и пос. Барун-Цогто в их составе как будто бы преобладают андезитовые и дацит-андезитовые порфириты; очень примечательны разности пород с крупными (по несколько сантиметров) лейстами плагиоклаза. Местами появляются также щелочные разности типа ортофиров. В целом по составу эти вулканогенные образования близки к доказанным триасовым эффузивам Дашибалбарской грабен-синклинали и обрамления Баянуланского массива. Поэтому их возраст обычно принимается также триасовым. Но нельзя исключить и принадлежность хотя бы части из них к нижней юре.

Палеогеографические реконструкции

На рис. 54 выполнены схематические палеогеографические реконструкции по отдельным отрезкам раннего мезозоя: раннему триасу, позднему триасу и ранней юре, а также (рис. 54, А) по поздней перми. Эти реконструкции, конечно, еще далеки от совершенства, так как построены на недостаточной фактической базе, но думается, что они в общих чертах отражают истинную картину распространения палеогеографических обстановок и их смену во времени. На всех схемах грубо противопоставлены друг другу морские фации континентальным и выделены отдельно также зоны вулканизма.

Площадь, охваченная палеогеографическими схемами, включает не только Северо-Восточную Монголию, но и сопредельные районы Восточного Забайкалья, для территории которого использованы материалы М. С. Нагибиной (1969), а также данные последних исследований Г. М. Окуновой, Е. В. Барабышева, И. Рутштейна. За интерпретацию палеогеографии ответственны, однако, только Л. П. Зоненшайн и Л. Жамьяндамба.

Обычно на палеогеографических схемах раннего мезозоя Восточного Забайкалья морские прогибы позднего триаса и ранней юры слепо заканчивались где-то в районе восточной окраины Агинского поля, несмотря на то что максимальные мощности той же нижней юры наблюдались как раз в этих местах. Находки морских раннемезозойских отложений в Северо-Восточной Монголии позволяют, очевидно, смело рисовать продолжение морских прогибов через Агинское поле до северо-восточных отрогов Хэнтэйского хребта. Из сравнения схем между собой вытекает,

что на протяжении всего раннего мезозоя морской бассейн вытягивался постоянно в северо-восточном направлении примерно вдоль бассейна р. Онон. Представляется возможным именовать в дальнейшем этот прогиб Ононским. В целом он ориентирован примерно вдоль известного Монголо-Охотского линеамента.

Заложение Ононского прогиба относится, вероятно, ко второй половине поздней перми: контуры морских бассейнов раннемезозойской эпохи полностью вписываются в контуры позднепермского бассейна и наследуют их. Не случайно триас и поздняя пермь, там где они залегают совместно, пластуются, как говорилось выше, без структурного несогласия. Вместе с тем в ходе геологической истории западный край Ононского прогиба постепенно отступал к востоку, уходя из Монголии, причем при каждом таком отступлении происходила и некоторая перестройка его конфигурации.

На всех отрезках геологического времени достаточно четко восстанавливается южная береговая линия Ононского прогиба. Для поздней перми она выявляется по смене морских фаций с богатой морской фауной бассейна р. Цэнхэр-Гол и Джаргалантуин-Гол прибрежными и континентальными флороносными фациями Муронгольских грабен. Для нижней половины триаса береговая линия примерно совпадала с южным бортом Джаргалантуинской грабен-синклинали, как это следует из резкого уменьшения мощности морского раннего триаса в южном направлении и появления там континентальных обломочных отложений с флорой. В поздне-триасовое время южная граница трактуется сменой морских фаций района Торейских озер континентальными в междуречье Ульдзы и Керулена. В Восточном Забайкалье южная граница раннеюрского бассейна давно уже установлена по появлению грубообломочных прибрежных и континентальных отложений «алгачинской» юры.

Северная же береговая линия Ононского прогиба может быть намечена лишь крайне приблизительно. Несомненно областями поднятия и размыта были в раннем мезозое районы, тяготеющие к бассейну р. Чикоя (северо-западный склон Хэнтэйского и Даурского хребтов); здесь ранний мезозой представлен только континентальными, преимущественно вулканогенными фациями. Северную береговую линию надо искать где-то в 200-километровом интервале от этого поднятия до районов Джаргалантуинской грабен-синклинали и р. Хапчеранги. Во всяком случае в Джаргалантуинской грабен-синклинали при прослеживании слагающих ее отложений на север, в глубь Хэнтэйского хребта, никаких признаков приближения к северной береговой линии не наблюдается. Напротив, разрезы поздней перми и раннего триаса становятся, если можно так сказать «мористее», в них полностью исчезают конгломератовые и гравелитовые пачки, разрез приобретает флишеподобный характер. В связи с этим не исключено, что значительные части так называемого Хэнтэй-Даурского свода в раннем мезозое в сводовом поднятии участия не принимали, а скорее наоборот, испытывали погружение. Свод же как таковой оформился, очевидно, лишь в позднем мезозое. Аналогичное явление можно считать доказанным для хр. Эрэндабан, который, судя по находке в его осевой части морской нижней юры, в раннем мезозое входил в область погружения, а в качестве поднятия стал выступать в позднем мезозое. Свидетели такого вздымания сохранились в виде конгломератовых толщ средней—верхней юры, прослеживающихся вдоль южного поднятия хр. Эрэндабан.

Поднятия, обрамлявшие Ононский прогиб, а в данном случае речь идет о поднятиях, располагавшихся к югу от него, по всей видимости, имели сильно расчлененный рельеф. Их размыв доставлял грубообломочный материал в прибрежную зону Ононского прогиба, а также в неболь-

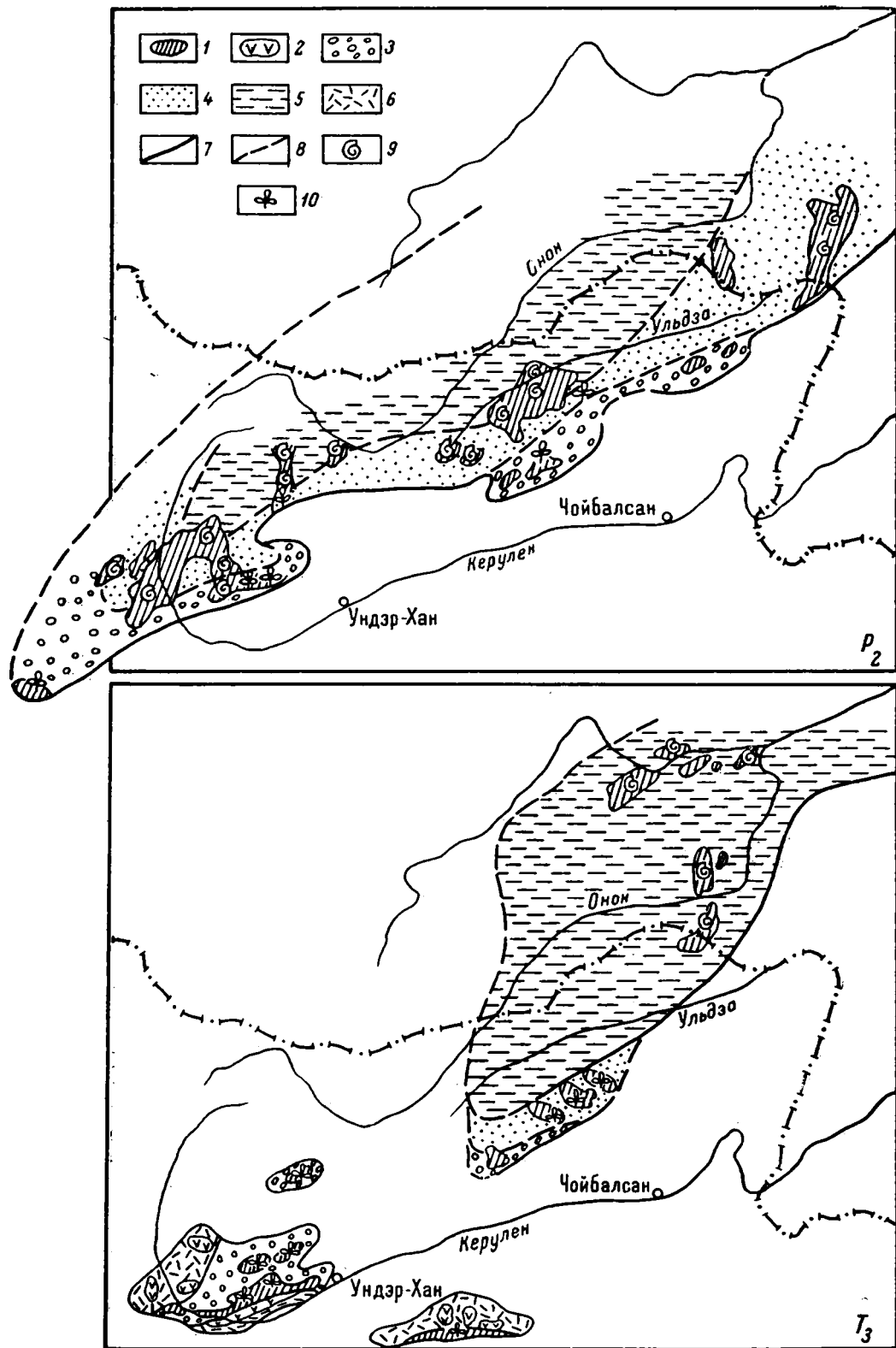
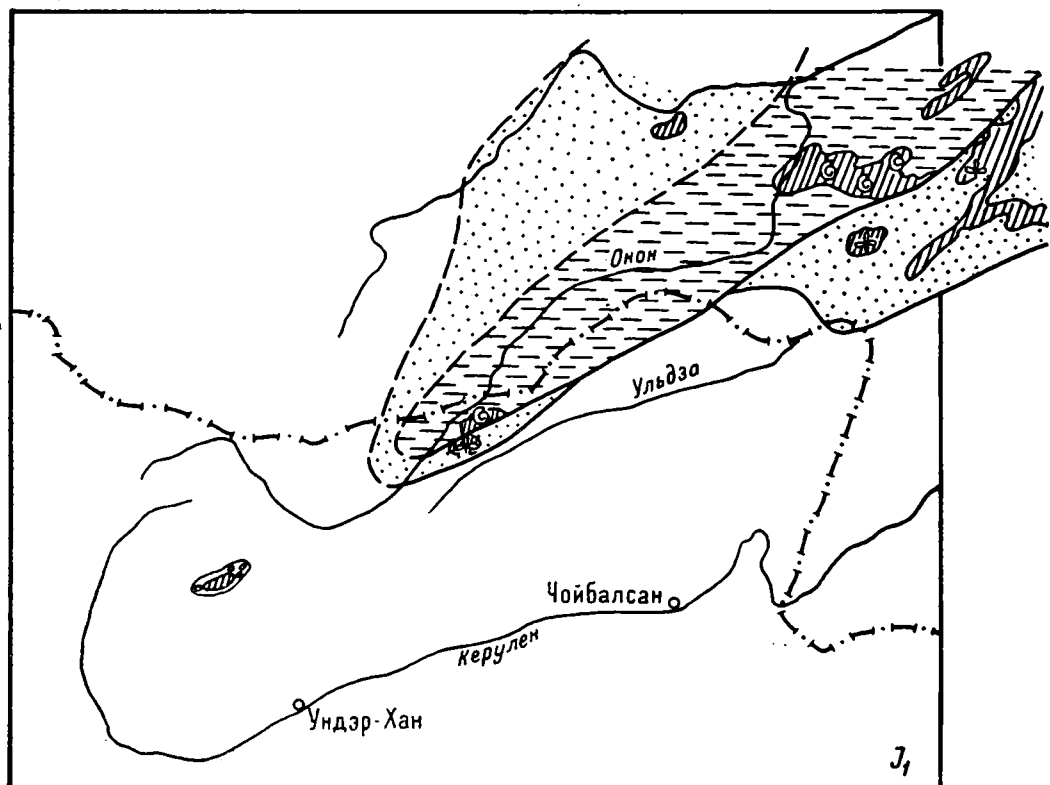
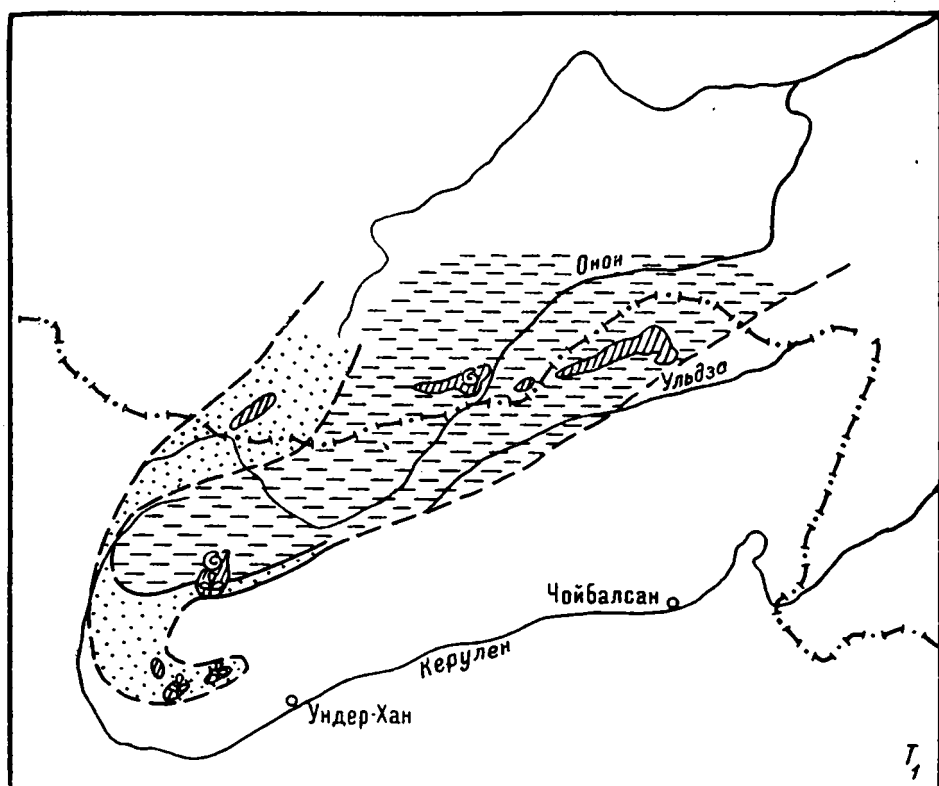


Рис. 54. Палеогеографические схемы поздней перми и раннего мезозоя Северо-Восточной Монголии и смежных частей Восточного Забайкалья (Ононский прогиб). Составили Л. Жамьяндамба и Л. П. Зоненшайн.



1 — выходы на поверхность осадочных отложений соответствующего возраста; 2 — то же, вулканогенных образований; 3 — континентальные озерные, аллювиальные и дельтовые осадки; 4 — прибрежно-морские и лагунные, местами углистые осадки; 5 — морские осадки; 6 — зоны вулканизма; 7 — границы фациальных зон; 8 — то же, предполагаемые; 9 — ископаемая фауна; 10 — ископаемая флора.

шие межгорные котловины. Важное место на этих поднятиях занимали зоны наземных вулканических извержений, окружавших полукольцом западное окончание Ононского прогиба.

СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Позднемезозойские отложения Северо-Восточной Монголии представлены преимущественно вулканогенными и осадочно-вулканогенными отложениями.

В первых сводных работах по стратиграфии мезозоя Монголии (Турищев, 1955; Маринов, 1957; Васильев и др., 1959) на основании биостратиграфических данных и по литологическим признакам для страны в целом выделялись вулканогенно-осадочный комплекс нижней и средней юры в составе хойрмотской, хамархубуринской и эффузивной свит, а также вулканогенный комплекс верхней юры. Нижнемеловые отложения были расчленены на три свиты (снизу вверх): шарилинскую, цаганцабскую и дзунбаинскую. В составе верхнемеловых отложений выделялись две свиты: сайншандинская и баинширэнская.

Для Восточной Монголии в рукописных сводных работах В. А. Боброва (1959 г.) и В. А. Варламова (1962 г.) для хойрмотской свиты был принят раннеюрский возраст, а хамархубуринская свита включалась в состав средне-верхнеюрского эффузивно-осадочного комплекса. На сводной геологической карте, изданной в 1966 г. под ред. Н. А. Маринова и Р. А. Хасина, комплексы эффузивных и эффузивно-осадочных пород были выделены под индексом J_{2-3} (андезиты, трахиандезиты, андезитобазальты, дациты, липариты, песчаники, конгломераты, редко угли) и K_1 (осадочно-вулканогенные и вулканогенные породы — андезиты, базальты, реже липариты и трахилипариты). Общий анализ стратиграфии верхнемезозойских отложений в 1967 г. для Монголии в целом был проведен Р. А. Хасиным, который осадочно-вулканогенные образования цаганцабской свиты, так же как и его предшественники, рассматривал в составе раннемеловых отложений.

В 1966—1967 гг. В. А. Благодоров, С. М. Калимулин, М. В. Дуранте и другие геологи под общим руководством Л. П. Зоненшайна в бассейне р. Керулен и на междуречье Ульдзы и Керулена провели детальные геологосъемочные работы, в результате которых были собраны дополнительно палеонтологические и флористические материалы, позволившие уточнить, а местами обосновать возраст раннемеловых отложений дзунбаинской свиты. В. А. Благодоров и А. Я. Салтыковский (1971) описали эффузивы позднего мезозоя.

Детальные геологические работы, проведенные в последние годы советскими, монгольскими и венгерскими геологами, тематические, вулканологические и стратиграфические исследования Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР дали много нового материала по стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ и истории развития вулканизма, хотя еще далеко не достаточного.

Новая пресноводная фауна, найденная В. Ф. Шуваловым, Г. Г. Мартинсоном, М. С. Нагибиной, Ж. Бадамгаравом и другими геологами, позволила уточнить, а в ряде районов изменить возраст вулканогенно-осадочных образований. Были также получены новые данные определений абсолютного возраста вулканических пород, слагающих эти толщи. Анализ всех этих материалов на северо-востоке Монголии позволяет выделить единый комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, для которых в целом весьма характерным является более пологое залегание по сравнению с вышеописанными Л. П. Зоненшайном нижнемезозойскими отложениями. Слои падают обычно под углом 10—15 до 20°, лишь

местами падение нарушено более резкими изгибами (до 60—80°) в зоне приразломных глыбовых деформаций и штоков интрузивных пород. Между литологически разными отдельными частями разреза внутри верхнемезозойского комплекса не наблюдается резких угловых несогласий.

В основу стратиграфического расчленения верхнемезозойского осадочно-вулканогенного комплекса положены естественные ассоциации пород и их соотношение в пространстве. Возраст отложений определяется на основании находок органических остатков и данных определений абсолютного возраста. Наибольшие трудности вызывает расчленение андезито-базальтовой, обычно весьма монотонной части разреза, и выяснение возможного повторения этого типа разреза в составе общей серии вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Проведенные стратиграфические исследования сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР позволили четко отделить на территории Монголии крупные области, в пределах которых распространены весьма различные по составу разновозрастные мезозойские и, в частности, позднемезозойские отложения. Тем самым прямая корреляция отложений по их составу (при отсутствии фауны или флоры) стали невозможными. Для отдельных впадин удалось проследить распространение разновозрастной (верхне-дзунбаинской, или хухтынской, по Г. Г. Мартинсону) фауны в весьма различных по составу отложениях, в карбонатно-глинистых озерных фациях и грубообломочных конгломератах и песчаниках пролювиальных фаций (рис. 55).

Изучение взаимоотношений внутри вулканогенных толщ на

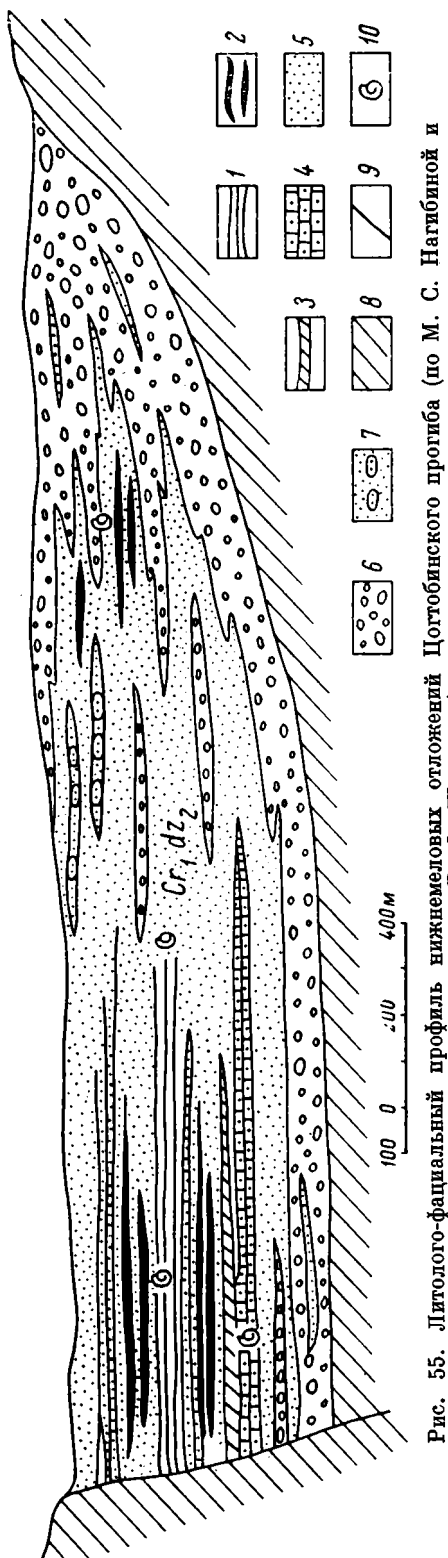


Рис. 55. Литолого-фациальный профиль нижнемеловых отложений Цогтобинского прогиба (по М. С. Нагибиной и В. Ф. Шувалову).

1 — алевролиты; 2 — линзы угля и углистых алевролитов; 3 — мерзлы; 4 — известняки с онколитами и строматолитами; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — песчаники с железистыми конкрециями; 8 — породы мезозойского основания; 9 — разломы; 10 — места находок пресноводной фауны (верхней дзунбаинской свиты).

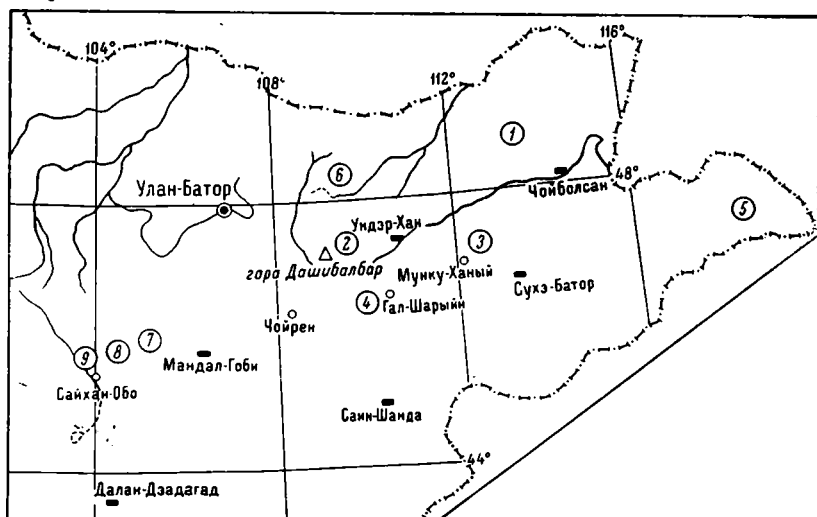


Рис. 56. Схема расположения позднемезозойских разрезов Восточной Монголии, описанных в тексте.

Цифры на карте соответствуют стратиграфическим разрезам.

востоке Монголии (к северу от г. Чойбалсана, в районе Галшарыйн-сомона, и других местах) позволили выявить обратные стратиграфические соотношения между кислыми вулканитами, относимыми ранее к средней—поздней юре, и цаганцабскими базальтами раннего мела. Принимая во внимание все эти особенности при современной степени изученности Северо-Восточной Монголии, представляется возможным выделить в целом серию позднемезозойских отложений, объединив толщи вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, которые ранее выделялись в составе цаганцабской свиты, и вулканогенно-осадочные толщи поздней или средне-поздней юры (рис. 56—58).

Основываясь на содержании флоры, З. И. Вербицкая возраст этих отложений определила в следующих пределах: конец средней юры—поздняя юра и, возможно, низы раннего мела. Эта серия вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород по своему стратиграфическому положению и составу входящих в нее пород сопоставляется с падоронской серией прилегающих территорий Восточного Забайкалья СССР, где она достаточно широко развита. В Северо-Восточной Монголии мы предлагаем именовать ее чойбалсанской серией. Стратиграфически выше и без заметного несогласия на породах чойбалсанской серии залегают отложения дзунбаинской свиты, которые, вероятно, также следовало бы именовать серией, как это станет ясным при дальнейшем изложении.

Чойбалсанская и дзунбаинская серии. Отложения чойбалсанской серии распространены на северо-востоке Монголии, где они слагают широкие поля, наложенные на самые различные структурные элементы палеозойского основания, или нижнемезозойские прогибы. Эти отложения представлены лавами и пирокластическими образованиями базальтов, андезитов-базальтов, трахибазальтов, дацитов, трахилипаритов и липаритов. Местами вулканогенные породы переслаиваются с осадочными, преимущественно грубообломочными и туфогенно-осадочными отложениями, содержащими отпечатки флоры и пресноводной фауны. Разрезы этих отложений мы изучали к северу от г. Чойбалсан на левобережье р. Керулен, близ Ундурхана и горы Дашибалбар, а также в системе Южно-Чойбалсанских прогибов, на правом берегу р. Керулен.

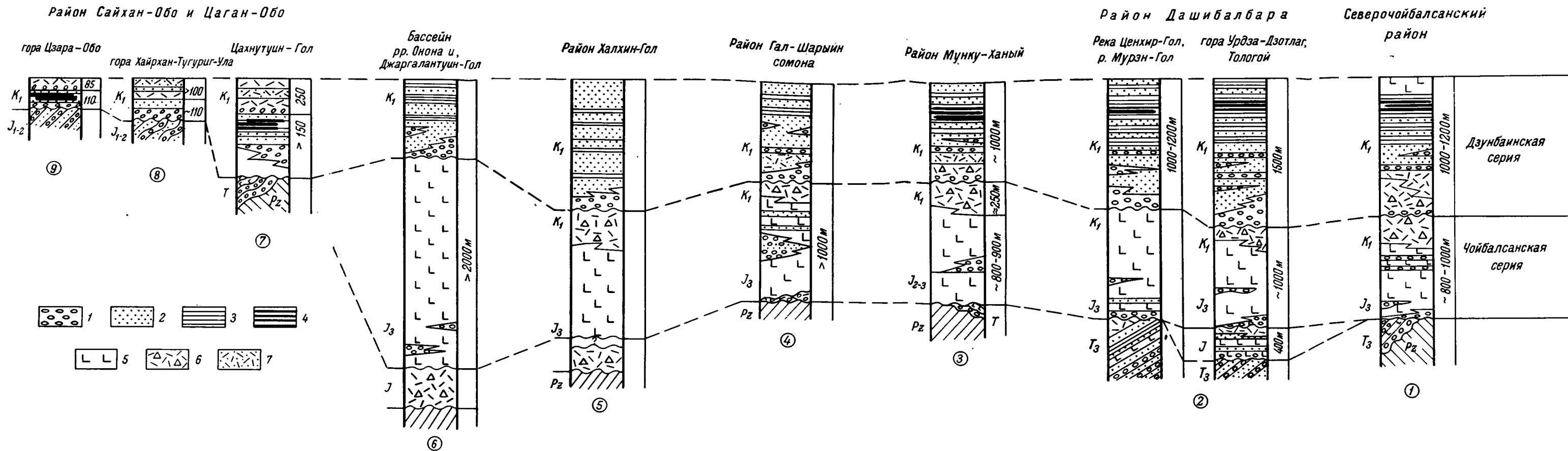


Рис. 57. Сопоставление разрезов позднего мезозоя Восточной Монголии.

Цифры в кружках соответствуют расположению разрезов на карте рис. 56. 1 — конгломераты, галечники и конгломератобрекчии; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, аргиллиты, бигуминозные сланцы и мергели; 4 — угли и углистые породы; 5 — основные и средние эффузивы (базальты, андезитобазальты, андезиты, трахибазальты, латиты и др.); 6 — кислые и субщелочные вулканиты; 7 — туфопесчаники и кислые туфы.

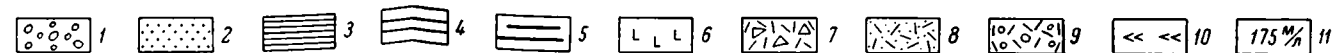
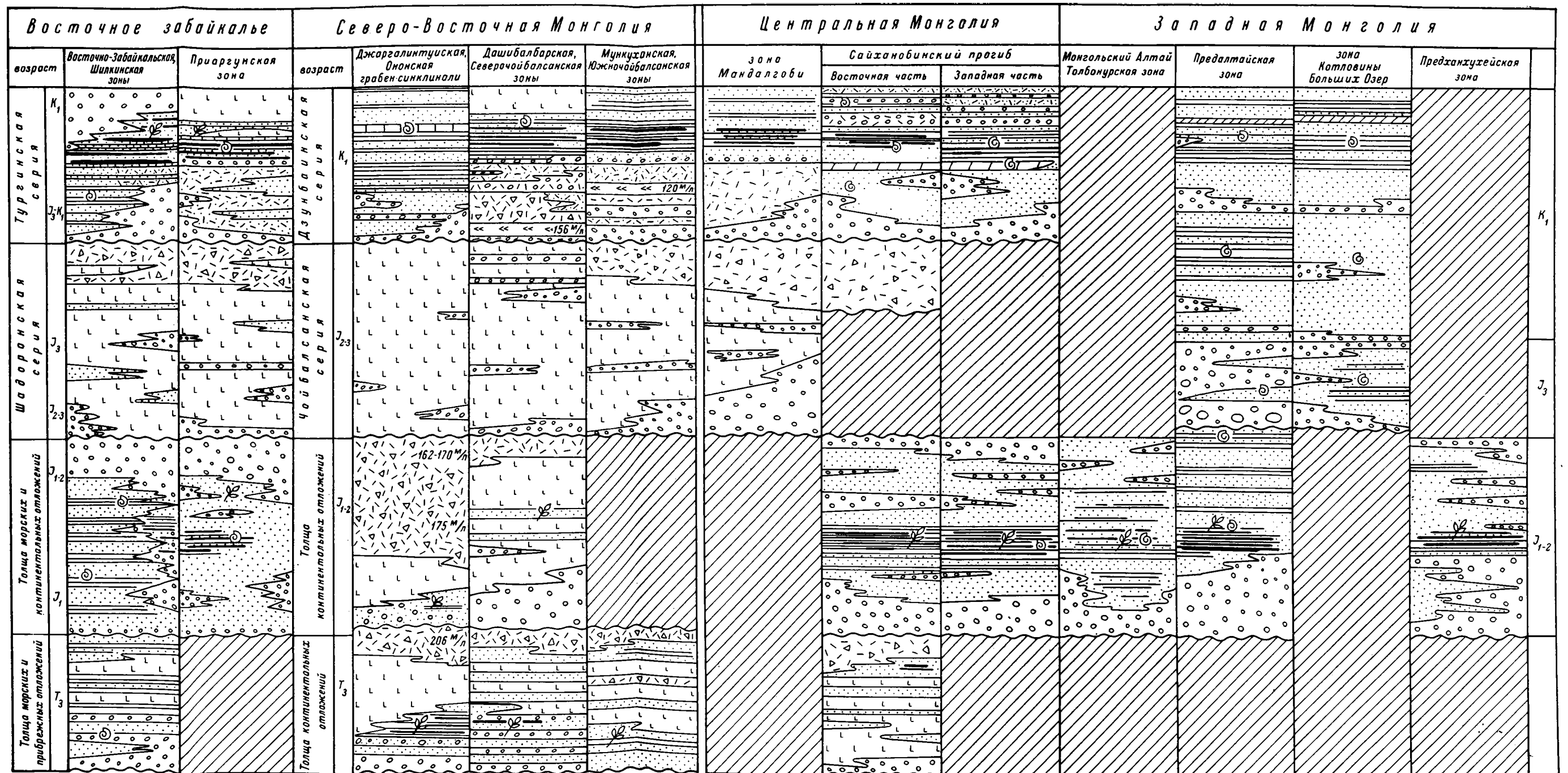


Рис. 58. Сопоставление разрезов мезозойских отложений Монголии и Восточного Забайкалья.

1 — конгломераты и конгломератобрекчи; 2 — песчаники и слабосцементированные пески; 3 — алевролиты, аргиллиты, битуминозные сланцы; 4 — известняки и мергели; 5 — угли и углистые породы; 6 — основные и средние эффузивы: базальты, андезиты (порфириты), трахитбазальты, латиты и др.; 7 — кислые субщелочные вулканы; 8 — кислые туфы, туффиты и туфопесчаники; 9 — туфоконгломераты; 10 — дациты; 11 — цифры абсолютного возраста (определения калий-аргоновым методом).

Для всех этих районов характерно, по данным Д. И. Фрих-Хара, однотипное изменение состава вулканогенных пород снизу вверх по разрезу, от основных разновидностей к кислым. На фоне отмеченной, совершенно определенной эволюции состава вулканогенных пород местами наблюдается переслаивание контрастных по составу вулканогенных образований, обычно на границе отдельных стратиграфических горизонтов. Мощность отложений этой серии в различных прогибах Восточной Монголии колеблется от нескольких сотен метров до 1000—1500 м. Лишь в районе сомона Мунку-Ханый, по данным З. Белла, мощность этих отложений значительно больше. Имеем ли мы одну толщу пород с описанной сменой состава вулканитов снизу вверх по разрезу или можно выделить повторение однотипного разреза по вертикали в составе полного разреза чойбалсанской серии, пока остается неясным.

Ниже приводим описание конкретных разрезов Северо-Чойбалсанского района и системы Южно-Чойбалсанских прогибов, долины р. Онона и окрестностей сомона Цаган-Обо.

К северу от г. Чойбалсан в районе Сергилен-сомона в 1969—1970 гг. Д. И. Фрих-Харом, Ж. Бадамгаравом, Ган-Очиром, а также и М. С. Нагибиной, Л. П. Зоненшайном были изучены отложения чойбалсанской серии, слагающие крупную синклиналичную структуру (рис. 59).

На геологической карте Монголии 1966 г. здесь выделялись две толщи: кислые вулканиты средней—верхней юры и базальты цаганцабской свиты нижнего мела. При полевых исследованиях 1970 г. были установлены обратные стратиграфические соотношения согласно залегающих основных и кислых эффузивов. Кроме того, В. Ф. Шуваловым и нами были проведены сборы пресноводной фауны, позволившие уточнить возраст этих отложений.

Мы выделяем здесь толщу согласно залегающих пород, имеющую трехчленное строение. Нижняя часть ее сложена преимущественно основными эффузивами, средняя — осадочно-вулканогенными образованиями и верхняя — кислыми лавами, туфами и туфогенно-осадочными породами. Вкрест простирания синклиналичной структуры Северо-Чойбалсанского прогиба и по простиранию в составе этой серии отложений наблюдаются фациальные изменения, поэтому ниже мы приводим раздельное описание этих отложений, слагающих северное и южное крылья структуры.

На северном борту синклинали в районе Дахилгету-Булак (Драгоценный источник) наблюдается следующий разрез (рис. 59).

Нижняя часть разреза сложена базальтами, андезито-базальтами и их туфами. В основании толщ местами залегают базальные конгломераты небольшой мощности. В других местах покровы базальтов залегают непосредственно на размытой поверхности разновозрастных палеозойских осадочных и метаморфических пород и на прорывающих их верхнепалеозойских гранитоидах, а также флористически охарактеризованных верхнетриасовых отложениях.

Андезито-базальтовая толща представлена чередованием различно раскристаллизованных покровов базальтов и андезитов с плотной, пузырчатой или миндалекаменной текстурой. Черные, серые и красно-бурые андезиты и базальты местами переслаиваются с линзами и маломощными прослоями туфов и туфобрекчий. Мощность отдельных покровов андезито-базальтов колеблется от 3—5 до 10—15 км. По данным Д. И. Фрих-Хара, снизу вверх по разрезу вулканогенной части разреза наблюдается закономерная смена состава от более основных базальтовых разновидностей пород к более кислым андезито-базальтам и дацитам. Общая мощность нижней части разреза составляет 300—500 м.

Средняя часть разреза, залегающая согласно на андезито-базальтах, представлена чередованием прослоев конгломератов, туфоконгломератов,

Северное крыло синклинали

Южное крыло синклинали

К северу
оз. Ихэ Джосу Нур

Озеро Бага Джосу-Нур
Джаргаланту Булак

Река Дахилгату-Булак

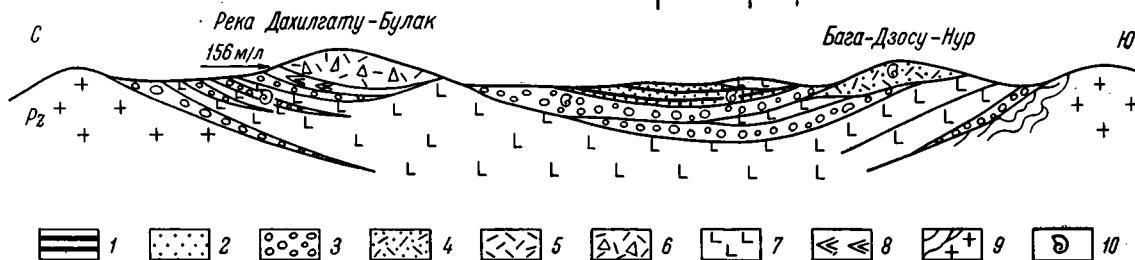
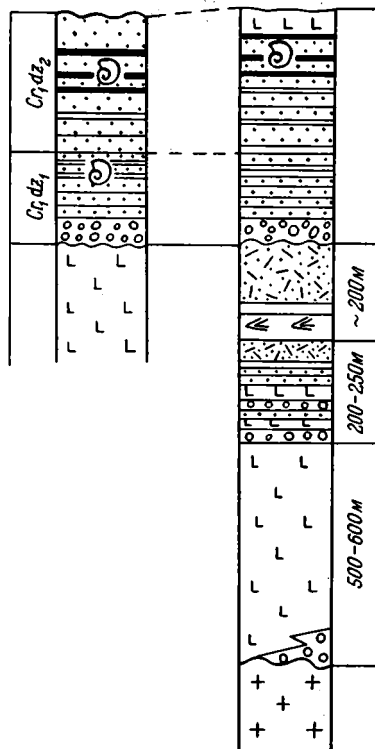
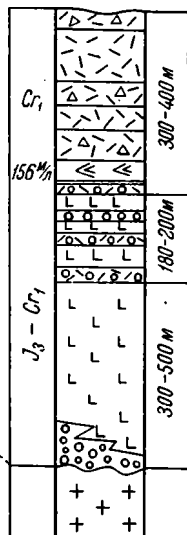
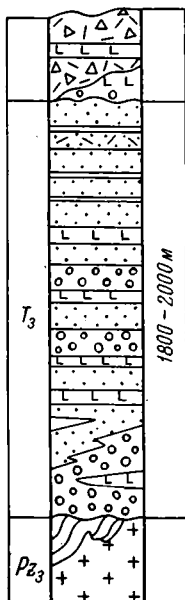


Рис. 59. Сопоставление стратиграфических разрезов Северочойбалсанского прогиба.

1 — угли и углистые глины; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — кислые туфы и туфопесчаники; 5 — липариты; 6 — дабобрекчи и туфолавы липаритов; 7 — базальты, трахибазальты и андезиты; 8 — дациты; 9 — палеозойское основание (граниты и метаморфизованные породы); 10 — место находок пресноводной фауны.

разнозернистых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с покровами базальтов и андезито-базальтов. Среди осадочных пород заключены прослои и линзы кислых пепловых туфов и туффитов. Эти отложения частью непосредственно продолжают разрез нижней андезито-базальтовой толщи, а местами залегают на палеозойских гранитах. К северу от источника Дахилгату-Булак наблюдается следующий разрез средней толщи (снизу вверх):

1. Горизонт разногальечных конгломератов и туфоконгломератов, содержащих гальки и валуны верхнепалеозойских гранитов, обломки пермских эффузивов, а также базальтов нижней толщи и других пород соседних поднятий 10—15 м
2. Покровы плотных, черных базальтов 30—40 м
3. Гравелиты грубозернистые и среднезернистые, существенно аркозовые песчаники с инкрустационным кварцевым цементом 15 м
4. Покровы базальтов 20 м
5. Грубозернистые аркозовые песчаники, переслаивающиеся с туфоалевролитами и пепловыми туфами 10 м
6. Покровы плотных, черных базальтов и трахибазальтов 30—40 м
7. Пачка туфоконгломератов, гравелитов и туфопесчаников, в верхней части содержащая прослои кислых туфов 20—30 м

Общая мощность средней части разреза составляет 180—200 м.

Среди прослоев белых и светло-серых туфопесчаников и туфоалевролитов из этой толщи к востоку от оз. Сабыйн-Нур в 1971 г. Г. Г. Мартинсоном и В. Ф. Шуваловым были найдены пресноводные остракоды, по предварительным определениям И. Ю. Неуструевой — *Cypridea remota* Grüb., *Mongolianella palmosa* Mandl., и другие формы, характерные для цаганцабской свиты. Кроме того, обнаружены фрагменты рыб, отнесенных к *Lycophthera middendorffii* Reis., которые, по мнению Г. Г. Мартинсона, также характерны для цаганцабской свиты (верхняя юра—нижний мел).

Верхняя часть разреза, залегающая совершенно согласно на средней толще, сложена кислыми эффузивами и их туфами. В основании залегают очень характерные покровы красновато-бурых дацитов, липаритов и трахилипаритов, различно раскристаллизованных, и их стекол. Абсолютный возраст покрова трахилипарита (156 ± 6 млн лет)¹ определен калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЭМа АН СССР. Мощность этого горизонта 40—50 м. Выше по разрезу залегают покровы светло-желтых, светло-сиреневых и белых липаритов, трахилипаритов, их туфов и лавобрекчий. Среди вулканогенных пород преобладают лавы и лавобрекчий. Мощность толщи кислых вулканитов приблизительно может быть определена в 300—400 м.

Вдоль северо-восточной и южной границ выходов этой толщи наблюдается непосредственное залегание кислых вулканитов на черные базальты и андезито-базальты. Местами наблюдаются корни кислых вулканитов в виде силлов и экструзивных тел, прорывающих толщу базальтов или пронизывающих по разломам, которые ограничивают клиновидные выступы палеозойского основания. Абсолютный возраст образца трахилипарита из покрова вулканогенной части разреза к северу от родника Дахилгату-Булак определен в 156 ± 6 млн лет, что соответствует поздней юре—раннему мелу.

Вдоль южного борта синклинали наблюдается сходный разрез осадочно-вулканогенных отложений, отличающийся от описанного выше главным образом по фациям средней и верхней его частей.

Нижняя часть разреза также представлена толщей базальтов и андезитов, слагающих обширные поля, которые протягиваются к северу от Сергилен-сомона и далее на запад более чем на сотню километров. Средняя и верхняя части разреза сложены преимущественно осадочными и

¹ Взаимоотношение толщ вызывает большое сомнение, так как абсолютный возраст свидетельствует о юрском возрасте пород.

пирокластическими образованиями. Лавовые покровы играют весьма незначительную роль. К западу от оз. Бага-Дзосу-Нур непосредственно на толще андезито-базальтов и дацитов залегает средняя толща конгломератов, песчаников и алевролитов, переслаивающихся с базальтами и кислыми пепловыми туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, выходы которых наблюдаются в окрестностях горы Джиргаланту-Обо и в долине Джиргаланту-Булак. В нижней части разреза средней толщи залегают крупногалечные конгломераты, состоящие из галек и валунов размером от 5—10 до 20—30 см в диаметре, черных базальтов, фиолетово-серых андезито-базальтов и дацитов (из нижней толщи), палеозойских гранитов и других метаморфических пород, которые сцементированы грубо-зернистым песчаным материалом. Выше по разрезу среди конгломератов заключены прослои грубозернистых песчаников и туфоконгломератов с вулканогенным цементом и два-три покрова черных базальтов (10—15 м) с миндалекаменной структурой. Выше по разрезу среди осадочных пород заключены прослои тонкослоистых туфитов и кислых пепловых туфов. Общая мощность вулканогенно-осадочной части разреза здесь составляет 200—250 м.

Восточнее, между озерами Ихэ-Дзосу-Нур и Бага-Дзосу-Нур, непосредственно на нижнюю толщу базальтов и андезито-базальтов налегают красно-бурые дациты и трахилипариты, а также толща кислых пирокластических пород. Наиболее хорошие обнажения этой толщи находятся на северном борту оз. Ихэ-Дзосу-Нур. Здесь в основании разреза залегает горизонт светлых гравелитов, туфогравелитов и песчаников, в которых в 1971 г. Г. Г. Мартинсон и В. Ф. Шувалов обнаружили огромное количество остракод, по мнению Г. Г. Мартинсона, цаганцабского облика. Среди них определены *Mongolianella palmosa* Mandl., *Timiriasevia costata* Gal. и др. Толща кислых пирокластических пород представлена светлыми тонкозернистыми туфопесчаниками, агломератными туфами с локальными покровами флюидальных липаритов и их туфолав. Местами туфогенные породы пересечены экструзивными телами липаритов и гранит-порфиров. Мелкие штоки и дайки дацитов, липарито-дацитов и липаритов пересекают также нижнюю толщу андезито-базальтов и базальтов. Более крупные экструзивные тела, также прорывающие базальты и среднюю толщу конгломератов и песчаников, были описаны в районе горы Алташи-Холбо в 1970 г. А. Я. Салтыковским и Д. Оролмой.

Возраст описанной верхней толщи вулканогенно-осадочных и кислых пирокластических пород на основании упомянутых выше находок фауны, по мнению Г. Г. Мартинсона, соответствует поздней юре—раннему мелу.

Отложения дзунбаинской серии слагают центральную часть Северо-Чойбалсанской синклинали в пределах урочища Будун-Гоби. Эти отложения, местами обнажающиеся из-под покрова более молодых наносов, были частично изучены в 1970 г. и более детально в 1974 г. В. Ф. Шуваловым и Г. Г. Мартинсоном. В составе дзунбаинской серии выделяются две свиты: нижняя и верхняя с соответствующими комплексами фауны. Нижняя дзунбаинская свита залегает на базальтах и кислых пирокластических породах чойбалсанской серии с разрывом и небольшим несогласием. Базальные горизонты, обнажающиеся вдоль северного борта синклинали, представлены разногалечными конгломератами, которые в изобилии содержат гальку цаганцабских базальтов и андезитов и более редкую гальку гранитов, песчаников и других пород палеозойского основания. Содержание обломков и галек серых, бурых, малиновых и красно-бурых андезито-базальтов в основании разреза так велико, что конгломераты и песчаники местами приобретают красновато-бурый оттенок. Обломочный материал весьма неравномерно окатан и плохо сортирован. Выше залегают разнотекстурированные песчаники с прослоями алевролитов и линзами гравелитов.

Верхняя часть разреза нижнедзунбаинской свиты сложена переслаивающимися мелкозернистыми, слабосцементированными песчаниками и алевролитами с прослоями серых глин, местами содержащих пресноводную фауну. В 1970 г. М. С. Нагибина, Ж. Бадамгарав и Ган-Очир в этой толще (к северу от оз. Ихэ-Дзосу-Нур) нашли единичные филлоподы и остракоды. В 1971 г. Г. Г. Мартинсон и В. Ф. Шувалов провели здесь дополнительные сборы фауны и обнаружили рыбы *Lycoptera fragilis* Huss., *Stichopteus reissi* Wood. (определения В. П. Яковлева), а также филлоподы и остракоды. Филлоподы были определены Е. К. Трусовой как *Estherina* ex gr. *sidorowi* Now. З. И. Вербицкая изучила споро-пыльцевые комплексы из наших образцов той же толщи, доминирующее положение в которых занимали хвойные сем. *Pinaceae* — 86%. В незначительном количестве была определена пыльца хвойных сем. *Podocarpaceae*, пыльца *Classopollis*, *Araucariacites australis* Cook. и *Spheripollenites perinatum* Brenner.

Среди спор преобладающими являются представители папоротников сем. *Osmundaceae* — 5% и споры *Cyathidites minor* Coup. — 3%. В виде единичных экземпляров установлены *Schizosporis reticulatus* Cook. et Dettm., *Leptolepidites verrucatus* Coup. и *Polypodites minor* Verb. Следует отметить, что данный комплекс имеет весьма обедненный систематический состав.

Таксоны, характерные для юрских комплексов, здесь не установлены. Несмотря на отсутствие схизейных и глейхениевых, здесь встречены свойственные только меловым комплексам *Schizosporis reticulatus* Cook. et Dettm. и *Spheripollenites perinatus* Brenner. В остальном данный комплекс очень маловыразителен, поэтому можно лишь отметить, что в целом его характер не противоречит правомерности отнесения исследуемых отложений к раннему мелу.

На основании перечисленных выше форм пресноводной фауны возраст вмещающей толщи Г. Г. Мартинсон определил как раннемеловой, соответствующий нижнедзунбаинской свите. Мощность отложений этой свиты может быть определена очень приблизительно — порядка 100—150 м.

Выше залегает верхнедзунбаинская свита, представленная толщей угленосных отложений, состоящая из чередующихся слабодиагенетизированных алевролитов и аргиллитов с маломощными прослоями и линзами бурых углей и углистых алевролитов. В верхней части разреза наблюдается переслаивание бурых углей с серыми разномелкозернистыми песчаниками, прослоями мергелей и озерных известняков, которые согласно перекрываются покровами серых и малиново-красных опадитизированных андезито-базальтов с пузырчатой структурой. На поверхности отдельных покровов видны шлаковые корни.

На южном берегу оз. Бага-Дзосу-Нур в прослоях озерных известняков В. Ф. Шуваловым и Г. Г. Мартинсоном найдены гастроподы *Campeloma* cf. *clavilithiformis* Grab., *Campeloma* sp., *Viviparus* sp., характеризующие, по мнению Г. Г. Мартинсона, верхнюю часть разреза раннего мела, которая соответствует верхнедзунбаинской свите. Мощность верхнедзунбаинской свиты может быть предположительно определена в 150—200 м.

Отложения описанной дзунбаинской серии Северо-Чойбалсанской синклинали очень близки к нижнемеловым отложениям Торейской грабен-синклинали, расположенной севернее, в Восточном Забайкалье, на самой границе с Монголией. Отложения Торейской грабен-синклинали в конце 60-х годов были детально изучены по кернам буровых скважин и естественным выходам С. М. Синицей, которая здесь собрала богатые комплексы пресноводной фауны остракод, гастропод, пелиципод, филлопод, а также рыб и насекомых. В верхней части осадочного разреза Торейской грабен-синклинали залегают андезито-базальты и их агломеративные туфы и туфолавы, имеющие мощность более 75 м. Между отдельными

покровами андезито-базальтов заключена пачка аргиллитов и мелко-зернистых песчаников до 10 м мощности, содержащая обильную фауну раннемеловых остракод.

В разрезе Торейской грабен-синклинали на основании изучения пресноводной фауны С. М. Синица выделяет три комплекса: в нижней части разреза — дауриновый нижнетургинский, в средней — уссурийскоприсовый — верхнетургинский и в верхней — ципридовый торейский (или нижнекутинский) раннего мела. Самый верхний, торейский, комплекс (в котором заключены базальты), по мнению С. М. Синица, характеризует верхнюю часть разреза раннего мела.

Отложения чойбалсанской серии имеют также широкое распространение на правобережье р. Керулен, к югу и юго-западу г. Чойбалсана и Ундурхана. В этих районах наряду с базальтами и андезито-базальтами большое распространение имеют и кислые вулканиты. Наиболее крупные поля их распространены в районе пос. Улан-Цэриг и сомонов Мунку—Ханый, Гел-Шарыйн и в других местах. Эти вулканиты слагают систему Южно-Чойбалсанских впадин, расчленяющих Прикеруленское или Южно-Керуленское поднятие.

В этом районе нами были изучены отдельные разрезы позднемезозойских отложений чойбалсанской и дзунбаинской серий сомонов Мунку-Ханый и Гал-Шарыйн.

В районе Мунку-Ханый-сомона позднемезозойские отложения были изучены нами вдоль западного крыла Дэльгэрнуурской синклинали (рис. 60) Мункуханского прогиба. Они представлены здесь почти исключительно вулканогенными и частично вулканогенно-осадочными образованиями чойбалсанской серии, в составе которой выделяются четыре толщи: первая, нижняя, толща андезито-базальтов и порфиритов; вторая толща трахибазальтов и андезито-базальтов; третья толща дацитов, липаритов и трахилипаритов, их туфов и вулканических брекчий; четвертая, верхняя, вулканогенно-осадочная толща, представленная липаритовыми туфами, туфопесчаниками и конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются более тонкозернистыми осадочными и угленосными отложениями. В нижней части разреза среди осадочных и пирокластических пород залегают покровы и силлы трахилипаритов. Все четыре толщи имеют близкие условия залегания и сменяют друг друга вверх по разрезу согласно или с размывом.

Первая, нижняя, толща представлена покровами серых и фиолетово-серых авгитовых порфиритов с крупными вкрапленниками светлых плагиоклазов, вверх по разрезу сменяющихся темно-серыми и черными андезитами, андезито-базальтами и базальтами. Породы этой толщи обычно в той или иной степени изменены, местами пронизаны субвулканическими телами роговообманковых порфиритов, гранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров или микрогранитов (рис. 61). Мощность этой толщи несколько сотен метров.

Вторая толща сложена в основном черными и серыми трахибазальтами и андезито-базальтами обычно миндалекаменной или пузырчатой текстуры. Миндалины выполнены халцедоном, агатом, хлоритом и реже кальцитом. Мощность трахибазальтовой толщи 400—500 м.

Покровы базальтов в одних местах залегают непосредственно на размытой поверхности палеозойских гранитов, в других они подстилаются базальными конгломератами, залегающими на различных структурах палеозойского основания, а также на среднеюрских гранитоидах горы Шара-Ундур и др.

Третья толща, залегающая стратиграфически выше базальтовой, сложена покровами дацитов, липаритодацитов, липаритов, трахилипаритов, а также их туфов и вулканических брекчий. К северо-востоку от



Рис. 60. Схематическая геологическая карта окрестностей сомона Мунку-Ханый. Составлена в 1970 г. М. С. Нагибиной, Д. И. Фрих-Харом и Ж. Бадамгаравом с использованием материалов 1968 г. З. Белла.

1 — современные отложения; 2 — трахилипариты (K_1); 3 — туфопесчаники и туфоконгломераты (K_1); 4 — субвулканические липариты и гранит-порфиры, 5 — липариты и их туфы. Вулканогенные отложения чойболсанской серии (J_2-K_1): 6 — базальты, андезит-базальты и трахибазальты, 7 — конгломераты, 8 — гранит-порфиры, 9 — диорит-порфиры, 10 — порфириды, андезиты и андезит-базальты (J_2); 11 — граниты; 12 — окремненные андезиты (вторичные кварциты); 13 — вулканогенно-осадочные отложения (T_3); 14 — домезозойское основание; 15 — разломы; 16 — вулканические аппараты.

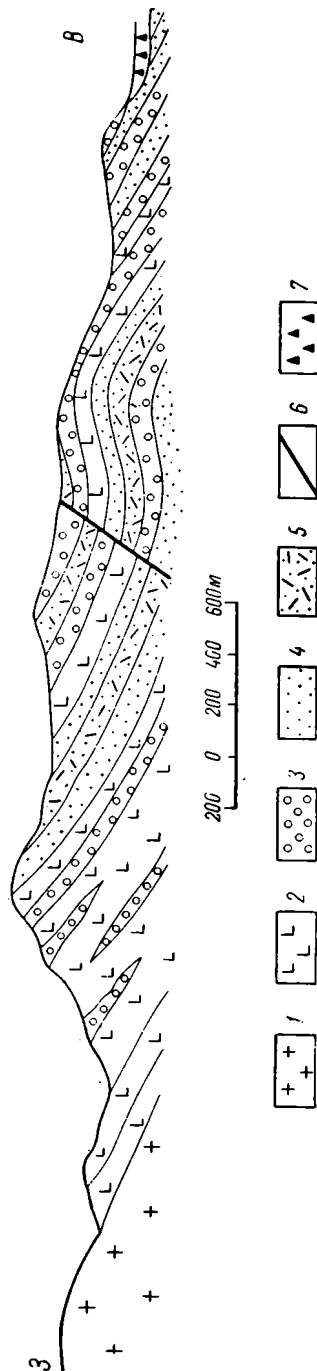


Рис. 61. Северо-западный борт Ононской грабен-синклинали, гора Биндурья-Ула (зарисовка обнажения).

1 — палеозойские граниты; 2 — базальты; 3 — конгломераты; 4 — аркозовые песчаники; 5 — аркозовые песчаники с кремнистым цементом; 6 — разломы; 7 — современные отложения.

колодца Энгэрийн-Худук можно наблюдать разрез вулканических покровов, в которых наблюдается постепенное изменение состава снизу вверх по разрезу от трахибазальтов и андезитобазальтов к дацитам. В ряде мест вдоль северного борта Дэльгэрнурской грабенсинклинали базальты прорваны многочисленными субвулканическими телами липаритов и трахилипаритов.

К северу от сомона Мунку-Ханый, в окрестностях колодца Энгэрийн Худук, сохранились отчетливо выраженные в рельефе вулканические постройки центрального типа, впервые отмеченные З. Белла и сложенные липаритами, трахилипаритами, вулканическими стеклами, перлитами и пирокластическими породами. Жерловые части вулканов сложены штоками и дайками липаритов, гранит-порфиров и их автоматическими брекчиями. Мощность толщи кислых вулканитов в разных участках колеблется от 150 до 250 м.

Четвертая, верхняя, толща представлена главным образом осадочными и осадочно-пирокластическими отложениями, залегающими согласно на базальтах. В основании толщи залегают кислые туфы и туфопесчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов. В последних содержатся гальки базальтов, кварцевых порфиров и дацитов из нижележащей толщи, а также гальки палеозойских, раннемезозойских гранитов и других пород. Цемент конгломератов кремнистый или кремнистокарбонатный. Среди конгломератов встречаются прослои туфогенных кремнистых пород (силицилитов), а также покровы или силлы дацитов и трахилипаритов. Выше по разрезу залегают преимущественно осадочные породы: песчаники, гравелиты и алевролиты. Среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород заключены покровы и силлы трахилипаритов. Вверх по разрезу состав осадочных пород становится более тонкозернистым — преобладают

алевролиты и аргиллиты, местами слабоугленосные. Мощность верхней толщи вулканогенно-осадочных пород, по геофизическим данным, до 1 км. Отложения верхней свиты слагают ядро пологой Дэльгэрнурской синклинали.

Верхняя толща описанного разреза по составу отложений сопоставляется нами с фаунистически охарактеризованной дзунбаинской свитой раннего мела соседнего Северо-Чойбалсанского района. Раннемеловые

вой возраст этой толщи подтверждается данными абсолютного возраста.

По материалам З. Белла был определен абсолютный возраст покровов дацитовых игнимбритов и туфолов из верхней толщи западного борта Дэлгэрнурской синклинали. Было отобрано три пробы биотита из этих покровов по простиранию. Абсолютный возраст по данным определения аналитическим рубидиево-стронциевым методом составляет 89—112 и 120 млн лет. Венгерский аналитик А. Ковач считает наиболее надежной последнюю цифру — 120 ± 10 млн лет. Остальные цифры, по его мнению, менее точные. Таким образом, наиболее надежный возраст 120 ± 10 млн лет соответствует раннему мелу.

Сходный разрез позднемелового комплекса вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений был изучен в 1967—1968 гг. венгерским геологом З. Белла при проведении в этом районе геологосъемочных работ. Северо-восточную часть системы Южно-Керуленских впадин З. Белла объединил под названием «Баинтэрэмско-Шарахадинской депрессии» северо-восточного простирания, в пределах которой он выделил отдельные впадины: Мункуханскую, Дэлгэрнурскую, Баинтеремскую, Шарахадинскую и др., разделенные между собой продольными и поперечными горст-антиклиналями. Осадочно-вулканогенная серия отложений, слагающая Баинтэрэмско-Шарахадинскую депрессию, занимает площадь около 3—3.5 тыс. км².

В составе этого комплекса З. Белла выделяет: 1) осадочно-пирокластическую толщу, состоящую из чередующихся ярко окрашенных туфолов, игнимбритов, туфов умеренно кислого или субщелочного состава и слабоцементированных песчаников и конгломератов с прослоями красноватых глин; 2) эффузивную толщу, сложенную афировыми пузырчатыми или миндалекаменными андезитами и андезито-базальтами; 3) вулканогенно-осадочную толщу, состоящую из белесых, светло-серых и сиреневых липаритовых туфов, туффитов и вулканомиктовых пород преимущественно кислого состава, среди которых заключены прослои бентонитов (характерно присутствие в нижней части горизонтов и линз оливиновых гиалобазальтов); 4) осадочную толщу, представленную двумя фациями: пестроцветные пролювиальные и алювиальные отложения с горизонтами кислых и средних вулканических пород; сероцветные битуминозные тонкослоистые алевролиты и аргиллиты, накопившиеся в озерных условиях.

Мощность всего комплекса отложений, по данным З. Беллы, равна 4—6 км, причем верхние две толщи составляют около 1.5—2 км. Мощность нижней толщи весьма изменчива в различных впадинах. Наиболее постоянной сохраняется мощность эффузивной толщи — 300—500 м.

В 5 км к юг-юго-востоку от горы Шара-Хада, по описаниям З. Белла, верхние горизонты осадочной толщи пересечены флюоритовыми жилами. В зоне развития флюоритовых жил наблюдаются крепко цементированные лилово-красные песчаники, гравелиты и конгломераты. Такая (кремнистая) цементация пространственно тесно связана с флюорит-халцедоновыми жилами. К северу от описанной зоны кремнелых пород прослеживаются угленосные раннемеловые отложения.

Сопоставление вышеописанного нами разреза в окрестностях Мунку-Ханый-сомона (вдоль западного крыла Дэлгэрнурской синклинали) с приведенным разрезом З. Белла позволяет отметить следующее. Вторые толщи андезито-базальтов и андезитов в том и другом разрезах полностью совпадают. Третья и четвертая толщи, соответствующие верхней части разреза, также в целом совпадают, хотя толщи переслаивания кислых вулканитов и осадочных пород в нашей схеме несколько смещаются вверх по разрезу.

Нижнюю толщу мы выделяем в ином объеме и составе. По нашим наблюдениям, андезито-базальтовая толща местами подстилается конгломератовой. Кислые эффузивы залегают в ней в виде sillов и даек, пересекающих не только конгломераты, но и базальты, а также верхнюю туфогенно-осадочную толщу, поэтому кислые вулканиды (трахилипариты и дациты) в районе Мунку-Ханый-сомона мы исключаем из состава нижней толщи. Осадочную песчано-конгломератовую пачку, подстилающую базальты, мы включаем в состав третьей андезито-базальтовой толщи.

К нижней части разреза описанного комплекса отложений мы относим толщу авгитовых порфиров и андезито-базальтов, согласно подстилающих третью толщу. На геологической карте венгерских геологов эта толща отделена разломами от третьей и отнесена условно к средней—верхней юре.

Резюмируя сказанное, в районе Мунку-Ханый-сомона к чойбалсанской серии мы относим три нижние толщи описанного разреза. Четвертая, верхняя, толща соответствует дзунбаинской серии раннего мела (рис. 57, 58). Далее к юго-западу выходы позднемезозойской серии вулканогенно-осадочных пород с небольшими перерывами прослеживаются к окрестностям Гал-Шарыйн-сомона и железнодорожной станции Чойрен, где они слагают обширную Чойренскую впадину.

К юго-западу от Гал-Шарыйн-сомона вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения в разные годы изучали Б. М. Казаков, Н. П. Гилевая, Ю. М. Логинов, С. И. Мормиль и др. Здесь выделялись конгломерато-песчаниковая угленосная толща нижней—средней юры, цаганцабская толща основных и частично кислых эффузивов, осадочная дзунбаинская толща и толща кайнозойских базальтов. В 1968 г. М. С. Нагибина совместно с Л. П. Зоненшайном, а в 1970 и 1971 гг. — с Д. И. Фрих-Харом и Ж. Бадамгаравом в тех же районах провели маршрутные исследования.

Наиболее широко в этом районе распространены отложения чойбалсанской серии в новом понимании. Они представлены нижней толщей базальтов, трахибазальтов, андезито-базальтов и андезитов пузырчатой и миндалекаменной структуры. Миндалины выполнены агатом, халцедоном, хлоритом и реже кальцитом. Толща основных и средних эффузивов мощностью 500—700 м залегает полого на разновозрастных палеозойских породах и раннемезозойских гранитоидах. Местами покровы трахибазальтов и андезитов переслаиваются с горизонтами светло-серых и белесых конгломератов и аркозовых песчаников до нескольких десятков метров мощности. Местами на андезито-базальтах в виде крупных линз залегает более мощная белесая толща конгломератов, аркозовых песчаников с кремнистым цементом, туфопесчаников, кремнистых алевролитов и туффитов с прослоями углистых алевролитов, содержащих плохо сохранившиеся отпечатки обломков растений. В песчаниках содержатся также отпечатки крупных стволов деревьев. Эти отложения содержат многочисленные гальки андезитов и базальтов, миндалин халцедона и агата из подстилающей толщи, а также многочисленные обломки и гальки кислых эффузивов. Мощность осадочных пород — 300—400 м. Осадочные породы по простирацию переслаиваются с базальтами и замещаются последними.

Из отложений описанной пачки осадочных пород из двух проб коллекции Л. Н. Якобсон З. И. Вербицкая выделила споро-пыльцевые комплексы. В обеих пробах отчетливо преобладает пыльца хвойных сем. *Pinaceae*: 74% в первой и 53% во второй. В небольших количествах присутствует пыльца хвойных сем. *Podocarpaceae*: 35% в первой и 3% во второй; *Classopollis* — 1.5% в каждой; гинкговых, саговых и беннеттито-

вых: 3.5% в первой и 4% во второй, *Quadraeculina limbata* Mal. — 0.5% в каждой.

Наибольшим распространением в споровой части спектра пользуются споры *Cyathidites minor* Cour.: 7% в первой пробе и 14% во второй. Присутствуют споры плауновидных сем. *Lycopodiaceae*: 3% в первой и 6% во второй. В виде единичных экземпляров (0.5—1.0%) фиксируются споры папоротников сем. *Osmundaceae*, *Dictyophyllidites* sp., *Salvinia* sp.

Среди спор особое внимание следует обратить на ряд таксонов, которые, хотя и встречаются в небольших количествах, имеют существенное стратиграфическое значение. К ним следует отнести: *Lycopodiumsporites intortirallus* (Sach. et Il.) comb. nov., *Cadargasporites verrucosus* Reis. et Will., *Aletes striatus* Sach. et Il., *Lycopodiumsporites demimuris* (Danz-Corsin et Lavienne) Reis. et Will., *Neoraistrickia taylorii* Plauf. et Dettm., *N. elongata* Reis. et Will., *Ceratosporites helidonensis* de Jersey, *Densosporites crassus* Tralau, *Coptospora* sp., *Uvaesporites cerebrealis* Tralau, *Tripartina variabilis* Mal. Все перечисленные формы более свойственны юрским спорово-пыльцевым комплексам, особенно первые три, не отмеченные пока в отложениях раннего мела.

Таким образом, З. И. Вербицкая считает, что с уверенностью можно отметить лишь близость данных комплексов к комплексам из эффузио-осадочной толщи, вскрытой скважинами на территории Восточного Забайкалья в Южно-Аргунской депрессии (район пос. Абагуйтуй). Эта толща, согласно схеме Л. Н. Якобсон, датируется как поздняя юра. Вполне возможно, что своим основанием она опускается в верхние горизонты средней юры. Ранее описанная пачка осадочных пород рассматривалась отдельно от эффузивной серии и условно относилась к ранней—средней юре.

Верхняя толща залегает согласно на андезито-базальтах и представлена вулканитами — бурыми и светлыми дацитами, липаритами, трахилипаритами, их туфами, лавобрекчиями и туфолавами, местами переслаивающимися с туфопесчаниками и туфоконгломератами. В отдельных участках наблюдается последовательная смена вулканических потоков снизу вверх по разрезу от андезитов нижней толщи до дацитов, липаритов и трахилипаритов верхней толщи. Подобный разрез был описан Д. М. Фрих-Харом в северо-восточной части гряды Барун-Мандал-Обо. К югу от Барун-Мандал-Обо в основании верхней толщи кислых эффузивов, по данным бурения, наблюдается переслаивание покровов андезито-базальтов с осадочными и вулканогенно-осадочными породами и кислыми туфами, туфопесчаниками, содержащими кремнистые стяжения и бентонитовые глины. Из этих прослоев вулканогенно-осадочных пород Г. Г. Мартинсоном были отобраны и определены остатки пресноводной фауны: гастроподы — *Galba pervioides* Martins., *Valvata orbiculata* Kol., *Probaicalia vitimensis* Martins.; пелециподы — *Arguniella compacta* Kol., *Arg. elongata* (Ramm.), *Arg. quadrata* (Martins.), *Arg. compacta* Kol., *Limnocyrena wangshinensis* (Grab.); филлоподы — *Brachygrapta* cf. *charanorica* Oley., *Sphaerograpta* sp., *Bairdestheria* sp.; рыбы — *Lycoptera middendorfi* Reis. и остракоды. Комплекс фауны, по мнению Г. Г. Мартинсона, характерен для цаганцабской свиты поздней юры—раннего мела Южной Монголии. Мощность переходной пачки пород 200—250 м. Мощность толщи кислых вулканитов 100—150 м.

В основании толщи кислых эффузивов и туфов соседнего района, по данным Б. М. Казакова, залегает песчано-конгломератовый горизонт (50—100 м), имеющий ограниченное распространение. Из песчаников этого горизонта в районе оз. Айрак Е. М. Андреева определила споры *Medullina exilis* Mal., *Bentosella platichila* var. *cretacea*, *Lophotriletes of-*

fluens Bolch., *Pinus* aff. *jacuthicus*, характерные, по ее мнению, для низов раннего мела.

Описанный разрез осадочно-вулканогенных отложений Чойбалсанской серии в районе Гал-Шарыйн-сомона имеет общую мощность более 1000 м. Возраст этих отложений охватывает период времени от конца средней юры до раннего мела включительно (рис. 58). В отложениях цаганцабской свиты (в прежнем понимании), по данным Р. А. Хасина, встречаются *Ferganokoncha*, что, по мнению Г. Г. Мартинсона, также свидетельствует об ее юрском возрасте.

По данным Л. Н. Якобсон, в описанном разрезе вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород чойбалсанской серии толща миндалекаменных и массивных базальтов, андезитов-базальтов и трахиандезитов мощностью 300—350 м, разделенных покровами санидиновых и морионовых липаритов и их лавобрекчий, встречается дважды. По мнению Фрих-Хара, мощная толща миндалекаменных андезитов-базальтов и трахиандезитов единая, составляет нижнюю часть разреза вулканогенных пород, местами «расслоена» экструзиями липаритов.

На породах чойбалсанской серии согласно и с размывом залегают отложения нижней дзунбаинской свиты. Они представлены преимущественно осадочными породами, конгломератами, песчаниками, алевролитами, местами углистыми алевролитами.

В юго-западной части этого района отложения чойбалсанской серии (песчаники, конгломераты и андезитов-базальты) пересечены системой параллельных даек черных оливиновых базальтов северо-восточного, близкого к меридиональному, простирания (СВ 20°). Мощность отдельных даек колеблется от 1—2 до 5—10 м. Поле этих даек имеет около 3 км ширину и более 5 км по простиранию.

Аналогичное поле даек оливиновых базальтов широтного простирания было описано З. Белла в районе Мунку-Ханый. Поле даек черных базальтов здесь имеет ширину 1—2 км и длину около 12 км. Верхняя возрастная граница этих базальтов не ясна: возможно, по времени внедрения они соответствуют базальтам, приуроченным к верхней части разреза верхнедзунбаинской свиты конца раннего мела, как это описано нами в Северо-Чойбалсанском районе и известно на территории Забайкалья в Торейской впадине и в других местах Приаргунья (Лучицкий, Нагибина, 1938).

Описанные выше соотношения толщи базальтов, андезитов и кислых вулканитов в составе цаганцабской серии были ранее отмечены и в других местах рассматриваемого района Восточной Монголии. Так, в Обосомонской впадине, в районе оз. Шутын-Хубурин-Нур и восточнее Баин-Ула, в 1945 г. Р. А. Хасин описал толщу вулканогенно-осадочных пород — кислых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и аркозовых песчаников (100—150 м), залегающих на базальтах и андезитах и перекрывающихся фаунистически охарактеризованными отложениями дзунбаинской свиты раннего мела. В тонкоплитчатых глинистых сланцах туфогенной толщи в северной части Обосомонской впадины Р. А. Хасин обнаружил фауну *Lycoptera middendorfi* Jones, *Estheria middendorfi* Jones и др.

В крупной Ононской грабен-синклинали и сопряженных с ней более мелких структурах также широко распространены осадочно-вулканогенные отложения позднего мезозоя. Ононская грабен-синклиналь имеет северо-восточное простирание, протягивается вдоль долины р. Онона от Халхерангинского района Восточного Забайкалья на территорию Северо-Восточной Монголии более чем на 350 км.

Позднемезозойские отложения здесь залегают на размытой поверхности докембрийских, ниже-верхнепалеозойских отложений и на про-

рывающих их гранитоидах. В большом количестве они содержат гальку раннемезозойских гранитов, прорывающих фаунистически охарактеризованные раннемезозойские отложения триаса и рэт-лейаса в бассейне р. Джаргалантуин-Гол (левый приток р. Онона). На Монгольской территории мезозойские отложения представлены нижней толщей конгломератов, грубозернистых песчаников, переслаивающихся с базальтами и липаритами, и верхней толщей трахибазальтов и трахиандезитов.

На правом водоразделе р. Чадман-Гол (бассейн р. Джаргалантуин-Гол) на размытой поверхности катаклазированных палеозойских гранитов полого залегает нижняя толща осадочно-вулканогенных пород, разрез которой начинается горизонтом базальных конгломератов, состоящих из галек и валунов подстилающих катаклизированных гранитов, различных метаморфических пород и большого количества галек нижнемезозойских биотито-роговообманковых и аляскитовых гранитоидов; последние прорывают толщу палеонтологически охарактеризованных триасовых и нижнеюрских (или рэт-лейасовых) отложений, а также гранитпорфиров и кварцевых порфиров. Гальки и валуны плохо отсортированы, размер их от 1—2 до 20—30 см в диаметре. Окатанность их также различная. Гальки мезозойских гранитов обычно хорошо окатаны. Цементирующий их песчаный материал легко рассыпается при выветривании. Мощность базального горизонта не превышает 20—30 м.

Выше залегают два покрова базальтов, разделенных прослоем гравелитов и грубозернистых аркозовых песчаников с кремнистым цементом. Базальты содержат миндалины халцедона. Мощность покровов базальтов 15—20 м.

Непосредственно на базальты согласно залегают покровы светлых савидиновых липаритов с хорошо выраженной порфировой структурой (вкрапленники санидина и черного мориона). Основная масса местами содержит миндалины, выполненные халцедоном и опалом. Выше липаритов залегают разрушенные осадочные отложения в виде россыпи песка и галек. Абсолютный возраст образца липарита (по материалам А. Я. Салтыковского), определенный калий-аргоновым методом (данные Лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР), равен 175 млн лет. Определения абсолютного возраста проведены под руководством Л. В. Фирсова.

Отложения верхней толщи пользуются широким распространением в долине р. Онона, где она представлена мощной толщей трахибазальтов и андезитов с подчиненными прослоями конгломератов, гравелитов и песчаников.

Эта толща на монгольской территории выполняет узкую, протяженностью в несколько сотен километров, Ононскую грабен-синклиналь. Строение ее мы изучали вместе с Д. И. Фрих-Харом в 1970 г. в районе горы Бундурья-Ула, вдоль северо-западного крыла грабен-синклинали, на левом склоне долины р. Онона.

На размытой поверхности катаклазированных палеозойских гранитов здесь залегают покровы трахибазальтов и андезитов (рис. 61) с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов 10—15 м мощности. В составе обломков и галек преобладает гранитный (аркозовый) материал. Размер галек 3—5 см в диаметре.

Выше по разрезу наблюдается переслаивание грубо- и среднезернистых аркозовых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с редкими прослоями темно-серых мелкозернистых песчаников. Среди осадочных пород наблюдаются отдельные маломощные покровы базальтов и темно-серых кремнистых пород (туфогенные силицилиты) мощностью 0.5—1.0 м и реже туфы липаритов. Аркозовые песчаники и гравелиты цементированы кремнистым или серицито-кремнистым цементом. Мощность

базальной андезито-базальтовой толщи здесь равна 200—250 м. Видимая мощность осадочной пачки более 200 м. Южнее, по данным Л. П. Зоненшайна, мощность базальтовой толщи в Ононской грабен-синклинали составляет несколько километров.

Северная часть той же Ононской грабен-синклинали в пределах Советского Забайкалья изучена значительно детальнее. Здесь, по данным В. В. Старченко, Е. А. Белякова, И. Н. Фомина, Е. В. Барабышева (1966) и других геологов, выделяется букукунская свита конгломератов, конглобрекчий и песчаников, в верхней части разреза которой залегают туфы и туффиты кислого состава. На основании содержащихся в осадочных породах флористических остатков возраст букукунской свиты определяется как средне-позднеюрский.

Стратиграфическим и фаціальным аналогом этой свиты, по мнению В. В. Старченко, является джаргалантуйская свита, сложенная лавами, туфолавами и пирокластическими породами кислого, субщелочного и реже щелочного состава при подчиненном значении эффузивов основного и среднего состава, которые залегают в нижней части разреза. В основании джаргалантуйской свиты наблюдаются базальные конгломераты и конглобрекчии. Абсолютный возраст субвулканических липаритов из этой свиты (гора Алханай), по данным ИГЭМ (Томсон и др., 1963), определенный калий-аргоновым методом, соответствует 162—170 млн лет. Мощность вулканогенных отложений джаргалантуйской свиты колеблется от нескольких сотен метров до 1 км.

На отложениях букукунской и джаргалантуйской свит с несогласием залегает бырчинская свита средних основных эффузивов, представленная покровами порфиритов, андезитов, андезито-базальтов, трахиандезитов и трахибазальтов, их туфов и туфолов. Мощность отдельных покровов колеблется от 3—5 до 10—15 м; снизу вверх по разрезу увеличивается основность пород. Мощность отложений бырчинской свиты достигает 400 м. Возраст вулканитов этой свиты на основании стратиграфических взаимоотношений определяется как позднеюрский.

На вулканитах бырчинской свиты залегают осадочные конгломерато-песчано-глинистые, местами угленосные отложения. По данным С. М. Синицы (1969), в составе этих отложений здесь выделяются две свиты: нижняя, тургинская (конгломераты, песчаники и тонкопереслаивающиеся алевролиты и аргиллиты), и верхняя, мангутская (песчаники, алевролиты с прослоями известняков, содержащих фауну раннего мела). Общая мощность осадочных пород 400—450 м.

Осадочные отложения нижнего мела в пределах советской части Ононской грабен-синклинали перекрываются покровами оливиновых базальтов.

Сопоставление разрезов вулканогенных и осадочно-вулканогенных отложений бассейна р. Онон на советском и монгольском отрезках ее течения позволяет сделать следующие выводы. Описанная выше в бассейне р. Чадман-Гол (Монголия) толща кислых вулканитов (санидино-вых липаритов) с покровами базальтов в основании по абсолютному возрасту и стратиграфическому положению хорошо сопоставляется с джаргалантуйской свитой (Забайкалье) средне-позднеюрского возраста.

Забайкальской бырчинской свите средних и основных эффузивов позднеюрского возраста на территории Монголии соответствует толща трахиандезитов и трахибазальтов. Мощность основных и средних эффузивов в монгольской части Ононской грабен-синклинали при этом сильно возрастает.

Кроме описанных разрезов позднемезозойских отложений в Северо-Восточной Монголии, В. А. Благоданов, М. В. Дуранте, С. М. Қалиму-

лин и другие геологи в 1966—1967 гг. в ряде впадин детально описали осадочные, фаунистически охарактеризованные отложения дзунбаинской серии.

В междуречье Ульдзы и Керулена В. А. Благоднаров, В. И. Гольденберг и другие геологи в западной части Чойбалсанской впадины, к северо-востоку от оз. Холостыйн-Нур, описали разрезы дзунбаинской серии. Отложения этой серии, залегающие согласно или с размывом на базальтах чойбалсанской серии, по наблюдениям в естественных выходах, а также в кернах буровых скважин и по географическим данным (высоко-частотное электророндирование), расчленяются на три литолого-стратиграфических горизонта (или толщи).

Нижняя песчано-конгломератовая толща сложена грубозернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с прослоями слабоцементированных конгломератов. Мощность ее 100—350 м, в центральной части впадины — 600—700 м. К северо-востоку от оз. Холостыйн-Нур в глинистых прослоях собрана пресноводная фауна пелеципод: *Limnocyrena undurchanica* sp. nov., *L. cf. wangshinensis* (Grab.) и остракоды: *Cypridea unicostata* Galeeva, *Ostracoda* sp. (определения Г. Г. Мартинсона и Л. И. Галеевой).

Средняя глинистая толща сложена глинами, частично битуминозными, голубовато-серого (до темно-серого) цвета с горизонтами листоватых аргиллитов «бумажных сланцев». Мощность 100—500 м. В скважине близ колодца Тохон-Худук в этих отложениях собрана фауна пелеципод, определенная Г. Г. Мартинсоном как *Limnocyrena undurchanica* sp. nov., *L. cf. recta* Kolesn., *L. kweichowensis* (Grab.), *L. cf. wangshihensis* (Grab.), и остракод: *Cypridea unicostata* Galeeva, *Darwinula contracta* Galeeva, *Lycoperacypis multifera* Lüh. (определения Л. И. Галеевой), *Cypridea cf. spinigera* Lüh., *C. aff. fundata* Lüh., *C. cf. fundata* Lüh., *Mongolianella polymosa* Mandelst. (определения Е. С. Станкевич) и др.

Верхняя угленосная толща сложена слабоцементированными светло-серыми песчаниками и песками с прослоями бурых углей (0.1—4.5 м), местами содержащих твердый битум. Мощность толщи 200—250 м. В скважине, которая расположена в 4 км к северо-западу от оз. Холостыйн-Нур, в аргиллитах и глинах собраны остракоды, определенные Л. И. Галеевой: *Cypridea koskulensis* Mandelst., *C. unicostata* Galeeva, *C. polira* Galeeva, *Origoilyocypris echinata* Mandelst., *C. tugurigenis* Lüh., *Lycoperacypis fabaeformis* Galeeva, *L. multifera* Lüh., *L. infantilis* Lüh. Возраст отложений дзунбаинской свиты, по мнению Л. И. Галеевой, определяется как раннемеловой (для нижней и средней толщи — баррем, для верхней — апт). Общая мощность описанных отложений в центральной части впадины составляет 1000—1200 м, к бортам постепенно уменьшается.

В 1966—1967 гг. на левобережье р. Керулен в бассейне среднего течения С. М. Калимулин, М. В. Дуранте в пределах Дэлгэрханского и Шарбагинского грабенов описали данный ниже разрез дзунбаинской свиты по данным бурения и высокочастотного электророндирования.

Верхняя часть разреза этой свиты представлена следующим комплексом пород: переслаивающимися серыми, темно-серыми и зеленоватыми песчаниками, алевролитами и алевропесчаниками, часто разномелочными и плохо сортированными. Породы повсеместно насыщены растительными остатками плохой сохранности. Характерны горизонты листоватых аргиллитов «бумажных» сланцев. Подчиненную роль играют конгломераты, приуроченные к бортовым частям впадин. К песчано-алевролитовым породам тяготеют прослои бурых углей. В Шарбагинском грабене с этой толщей связано угольное месторождение близ оз. Соди-Нур. Согласно данным высокочастотного электророндирования, дзунбаинская серия

в этом районе также имеет трехчленное строение. Вещественный состав нижней (1000 м) и средней (400—425 м) пачек охарактеризован выше. Суммарная мощность всех трех пачек дзунбаинской серии 1500 м.

В верхней угленосной толще собрана обильная фауна пелеципод, остракод, филлопод и костистых рыб, определенных Г. Г. Мартинсоном, Е. С. Станкевич и Л. И. Галеевой. Остракоды представлены: *Origolyocypris echinata* Mandelst., *Lycocypris infantilis* Lüh., *L. debilis* Lüh., *L. fabaeformis* Galeeva, *L. circulata* Lüh., *L. ingloria* Lüh., *Mongolianella zerusata* Galeeva, *M. khamariniensis* Galeeva, *Mongolianella* sp. indet., *Limnocypridea* cf. *tumulosa* Lüh., *Cypridea kerulensis* sp. nov., *Clynocypris* cf. *dentiformis* Galeeva, *Rhinocypris* aff. *tugarigensis* Lüh., *Cypridea spinigera* Lüh. и др. Отдельные формы из приведенного комплекса фауны, по мнению Л. И. Галеевой, широко распространены в барреме, большинство же является местными формами, характерными для дзунбаинской свиты МНР.

Кроме того, здесь же были встречены единичные филлоподы — *Pseudosteria* (*Tuvinopsis*) *meridionalis* Novoj., характерные для альбских отложений Забайкалья.

На территории Центральной Монголии позднемезозойские отложения также довольно широко распространены.

Ниже мы охарактеризуем лишь отдельные районы распространения раннемеловых отложений; впервые обнаруженных М. С. Нагибиной и Ж. Бадамгаравом в северной части крупнейшего юрского Сайханобинского прогиба. Ранее частично эти отложения относились либо к позднему мелу, либо (гора Душкин-Чжирим-Хайрхан-Ула) к ранней—средней юре (Николаева, Шувалов, 1966). Описание этих отложений здесь представляет особый интерес, так как выходы их расположены в зоне перехода восточного вулканогенно-осадочного типа разрезов раннемеловых отложений к западному типу, для которого характерны только осадочные комплексы и полное отсутствие вулканитов.

Фаунистически характеризованные нижнемеловые отложения в пределах Сайханобинского прогиба были установлены в 1970 и 1971 гг. Они залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных ниже-среднеюрских песчаников и конгломератов и слагают три разобщенные плоские мульды, наложенные на различные участки Сайханобинского прогиба. Наиболее крупная из них Онгыйнгольская располагается на западе прогиба, в бассейне р. Онгыйн-Гол, к северу от сомона Сайхон-Обо. Две сравнительно небольших мульды находятся в центральной части Сайханобинского прогиба — в районе горы Хайрхан-Тугуриг-Ула и в его восточной части — в пределах Цахиуртугин-Гоби и горы Душкин-Чжирим-Хайрхан-Ула.

Разрезы нижнемеловых отложений в этих районах, хотя и различаются между собой по мощностям и фациям, однако некоторые литологические особенности их строения позволяют выявить определенные черты сходства и наметить закономерную изменчивость в их пространственном распределении. Во всех перечисленных районах распространения в составе нижнемеловых отложений выделяются две толщи. Нижняя толща — наиболее фациально изменчивая — представлена сероцветными и красноцветными терригенными отложениями: от грубообломочных конгломератов и конглобрекций до тонкозернистых алевролитов, углистых глин и углей, а также прослоев карбонатных пород (мергелей и песчанистых известняков). Верхняя толща сложена преимущественно грубозернистыми песчаниками, конгломератами, чередующимися с вулканогенными отложениями (кислыми туфами и туффитами), а также криштовулканическими образованиями. Все породы верхней толщи сильнокремнистые и, как правило, слагают более высокие части рельефа.

Наиболее обширную площадь выходы нижнемеловых отложений занимают на западе района к северу и северо-западу от сомона Сайхан-Обо, а также левобережье р. Онгыйн-Гол в окрестностях гор Цзара-Обо-Ула, Улан-Нуру, урочища Цаган-Шарой-Тцин-Холай и в других местах, где они слагают широкую Онгыйнгольскую впадину.

Наиболее полный разрез этих отложений вскрывается на западном борту этой впадины (склоны горы Цзара-Обо-Ула близ оз. Дашиагин-Нур; рис. 62, 63).

Н и ж н я я т о л щ а снизу вверх по разрезу имеет следующее строение:

1. На размытой поверхности стоящих почти на геловах ниже-среднеюрских конгломератов и песчаников залегают практически несцементированные или слабосцементированные галечники и пески с мелкой галькой. Выше по разрезу они сменяются красными и малиново-красными плотными глинами и суглинками с линзами голубовато-зеленых мергелей. Видимая мощность красных глин 10—15 м . . . 30—35 м
2. Слой желтых песков, в основании которого залегают горизонт гравелита, сцементированный железистым цементом . . . 5.5 м
3. Железистые гравелиты, выше по разрезу сменяющиеся светло-серыми (от крупно- до мелкозернистых) аркозовыми песчаниками . . . 3 м
4. Светло-желтые пески, слабосцементированные с прослоями малиново-красных суглинков и серых известковистых песчаников (до 0.5 м), содержащих известковые конкреции . . . 8 м
5. Пачка переслаивающихся желтых и серых песков с редкими прослоями глин, содержащих многочисленные остатки пресноводных пелеципод и гастропод . . 10 м
6. Пачка переслаивающихся желтых и светло-серых песков с прослоями темно-серых углистых алевролитов и углей до 1 м мощности . . . 25—30 м
7. Пачка серых песков с прослоями темно-серых известковистых глин, содержащих многочисленные остатки пресноводной фауны, среди которых Г. Г. Мартинсоном определены: *Sphaeridium doulingi* (Mc. Learn.), *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *Limnocyrena* sp., *Campeloma yihsiensis* Grab., *Campeloma clavilithiformis* Grab., *Physa* cf. *erdenica* Martins. . . 15 м
8. Горизонт светло-серых гипсов с характерной структурой «Con in Con» . . 2—3 м

Общая мощность нижней толщи около 110 м.

В е р х н я я т о л щ а, залегающая согласно на нижней, представлена светло-серыми и белыми, плотными, существенно аркозовыми песчаниками и гравелитами с кремнистым и вулканогенно-кремнистым цементом, среди которых в нижней части разреза заключены маломощные (до 3 м) прослои светло-желтых несцементированных песков. Мощность прослоек кремнистых гравелитов и грубозернистых песчаников от 1 до 5—6 м. Общая мощность верхней толщи кремнистых пород 40—45 м.

Обломочный материал в составе кремнистых песчаников и гравелитов в различной степени окатан и плохо сортирован. Преобладают обломки полевых шпатов и кварца, в меньшем количестве — обломки гранитов, эффузивных пород, юрских песчаников и алевролитов. Обломки сцементированы микрокристаллическим кварцем. Структура цемента заполнения пор местами инкрустационная.

Кремнистые породы слагают верхнюю часть восточного склона горы Цзара-Обо. Отдельные глыбы кремнистых пород обламываются и, застревая при падении вниз, беспорядочно торчат в виде острых уступов, напоминающая «иголки» ежика. Общая мощность нижнемеловых отложений горы «Ежик» составляет 130—150 м.

На западе к центральным частям Онгыйнгольской впадины верхняя кремнистая толща выклинивается, а нижняя представлена более тонкозернистыми терригенно-карбонатными озерными фациями.

В 4—5 км к западу и юго-западу от горы Цзара-Обо вдоль южных и восточных обрывов Улан-Нуру обнажается существенно карбонатная часть разреза, представленная чередованием прослоев белых песчаных

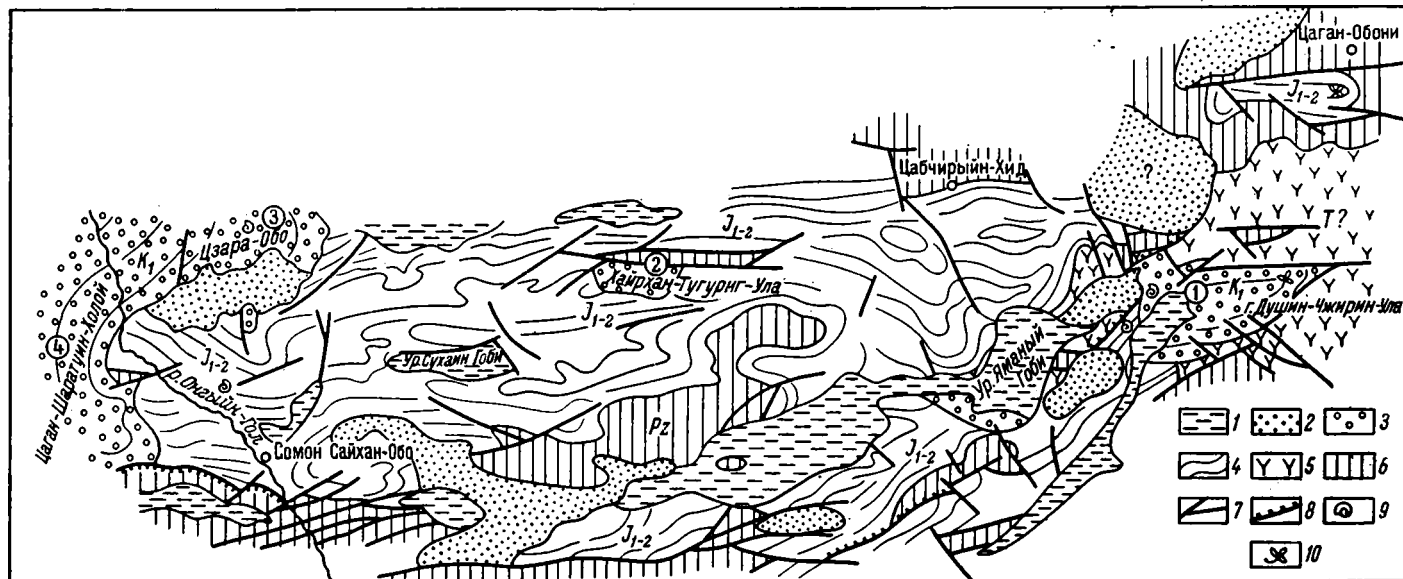


Рис. 62. Схематическая геологическая карта района сомона Сайхан-Обо.

1 — современные отложения; 2 — верхнемеловые отложения; 3 — отложения нижнего мела; 4 — отложения нижней—средней юры; 5 — вулканогенно-осадочные и интрузивные образования условно триасового возраста; 6 — выходы домезозойского основания; 7 — разломы; 8 — надвиги; 9 — места находок пресноводной фауны, 10 — места находок флоры. Цифры в кружках — расположение описанных разрезов K_1 .

известняков и белых и светло-серых аркозовых песчаников, линз гравелитов с известковистым известково-железистым цементом. Мощность прослоев колеблется от 1—2 до 8 м. Видимая мощность терригенно-карбонатных пород равна 20—30 м.

В центральной части Онгыйнгольской впадины на правобережье р. Онгыйн-Гол в уступах урочищ Цаган-Шаройтуин-Холой и Цаган-Нуру снизу вверх по разрезу выходят желтовато-розовые слабосцементированные песчаники и алевролиты видимой мощностью 5—10 м, на которых согласно залегают белые и светло-серые аркозовые песчаники с известковистым цементом; последние содержат прослой известковистых алевролитов и маломощные (1.0—1.5 м) прослой песчанистых известняков и известковистых конкреций. Видимая мощность карбонатно-песчаниковой пачки составляет 10—15 м. Залегание слоев здесь практически горизонтальное. Общая мощность отложений в центральной части впадины неизвестна.

Возраст описанной толщи отложений Онгыйнгольской впадины на основании приведенного выше комплекса пресноводной фауны, по мнению Г. Г. Мартинсона, соответствует нижнему мелу (апт-альбу), т. е. верхнедзунбаинской свите (хухтыкский горизонт). На различных горизонтах описанного разреза нижнемеловых отложений (рис. 62) залегают толща рыхлых грубообломочных красноцветных осадков нерасчлененного верхнего мела — неогена.

В центральной части Сайханобинского прогиба (в 40 км к востоку от горы Цара-Обо) в окрестностях горы Хайрхан-Тугуриг-Ула нижнемеловые отложения залегают на размытой поверхности дислоцированных песчаников и конгломератов нижней—средней юры, а также на доюрских кислых вулканитах. Эти отложения располагаются непосредственно к югу от узкого клиновидного выступа доюрского основания, ограниченного разломами. Они слагают гору Хайрхан-Тугуриг-Ула высотой 1 546.6 м и соседние увалы. Разрез этой толщи хорошо обнажен на юго-западном склоне горы Хайрхан-Ула. Нижняя толща снизу вверх по разрезу имеет следующее строение:

1. Базальные конгломераты, валуны и галечники слабо сцементированы красными суглинками и песками. Гальки и валуны от 5—10 до 15—20 см в диаметре, хорошо окатанные или угловатые, состоят главным образом из подстилающих юрских песчаников и гравелитов. В большом количестве содержатся гальки различных гранитов, а также кислых и средних вулканитов, слагающих соседние поднятия 30—50 м
2. Горизонт бурых суглинков, содержащий прослой мелкогалечного конгломерата (0.5 м) с известковистым цементом 5 м
3. Бурые пески и суглинки, выше которых залегает пласт (0.7 м) серых грубозернистых, существенно аркозовых песчаников с кремнистым цементом 10 м
4. Бурые пески и суглинки с прослоем светло-серого грубозернистого песчаника (0.5 м) 20 м
5. Светло-серый существенно аркозовый песчаник, вверх по разрезу переходящий в конглобрекцию с кремнистым цементом 4.5 м
6. Бурые суглинки 3 м

Верхняя толща согласно залегает на нижней и представлена сильно-окремнелыми породами — светло-серыми конглобрекциями, аркозовыми песчаниками с кремнистым цементом, переслаивающимися туфоалевролитами, кислыми пепловыми туфами и туфогенными сидицилитами. Мощность верхней толщи 100—110 м.

Конглобрекции состоят из обломков и галек юрских песчаников и в меньшем количестве — обломков гранитов и эффузивов, сцементированных кремнистым туфогенным цементом.

Кремнистые песчаники и гравелиты горы Хайрхан-Тугуриг-Ула по составу и характеру цементации чрезвычайно близки описанным выше

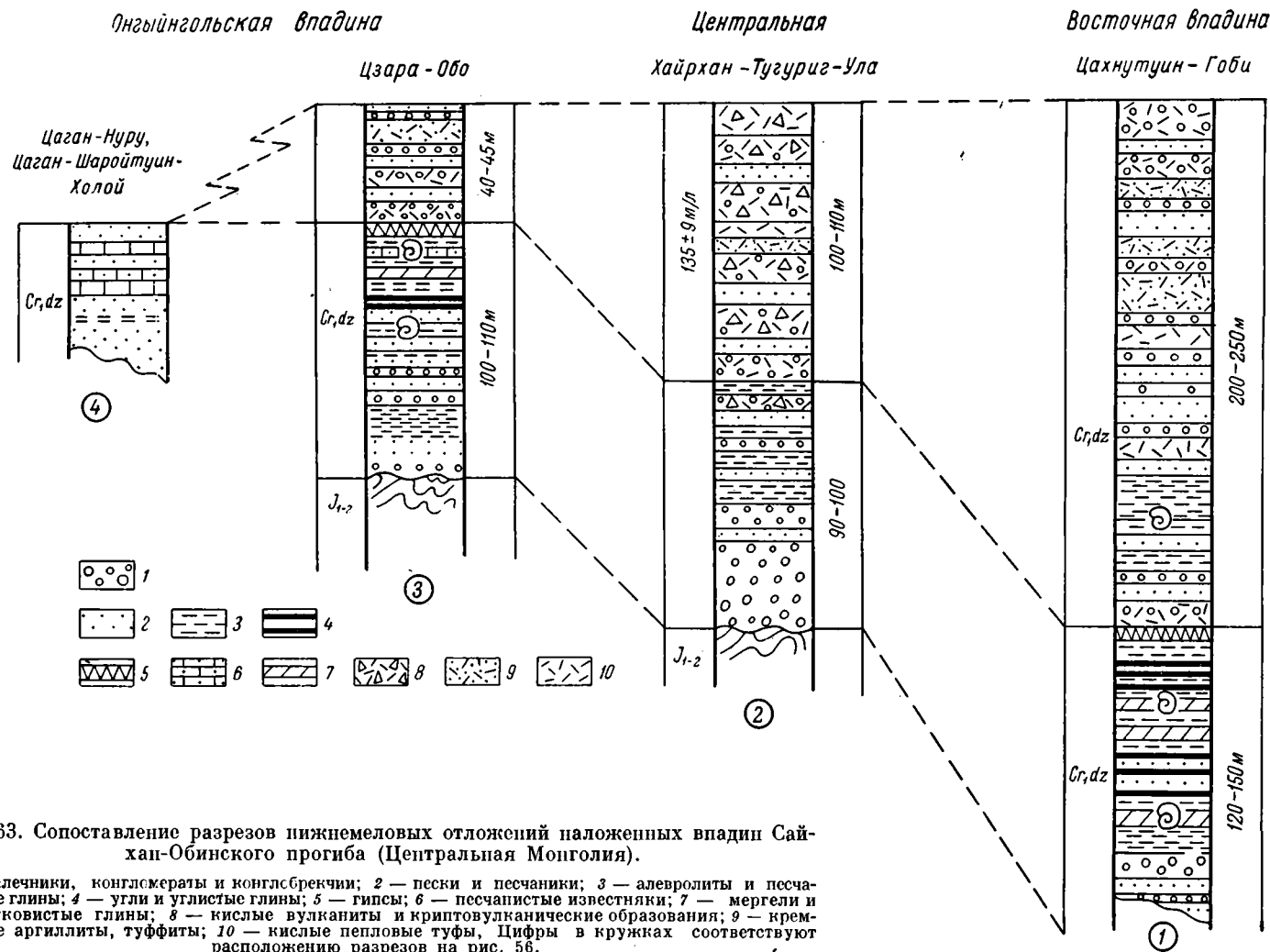


Рис. 63. Сопоставление разрезов нижнемеловых отложений наложенных впадин Сайхан-Обинского прогиба (Центральная Монголия).

1 — галечники, конгломераты и конгломератные брекчии; 2 — пески и песчаники; 3 — алевролиты и песчаные глины; 4 — угли и углистые глины; 5 — гипсы; 6 — песчаные известняки; 7 — мергели и известняковые глины; 8 — кислые вулканиты и криптовулканические образования; 9 — кремнистые аргиллиты, туффиты; 10 — кислые пепловые туфы. Цифры в кружках соответствуют расположению разрезов на рис. 56.

песчаникам с горы «Ежик» (Цзара-Обо-Ула). Некоторым отличием толщи кремнистых пород горы Хайрхан-Тугуриг-Ула является наличие среди них явно туфогенных пород, в том числе туффитов и туфогенных силицилитов. Общая мощность разреза около 200 м.

Отложения горы Хайрхан-Тугуриг-Ула прорваны разветвляющимися жилами криптовулканических тел светло-серых и желтых фельзитов и липаритов, а также прожилками кварца, халцедона и флюорита. Определение абсолютного возраста образца липарита с горы Хайрхан-Тугуриг-Ула калий-аргоновым методом в ИГЕМ АН СССР дало 135 ± 9 млн лет, что соответствует раннему мелу. Зона сильного окремнения с многочисленными прожилками и жеодами флюорита, впервые описанная М. С. Нагибиной совместно с Ж. Бадамгаравом, прослеживается к западу от горы Хайрхан-Тугуриг-Ула на протяжении 6 км. Совершенно аналогичные отложения дзунбаинской серии с кремнистым цементом, пересеченные многочисленными прожилками флюорита и халцедона, были описаны Э. Белла в районе горы Шара-Хада (близ г. Чойбалсан).

Аналогичные раннемеловые отложения с кремнистым цементом известны в Даинской впадине Восточного Забайкалья, где они также пересечены многочисленными криптовулканическими телами кислого состава. С этими образованиями связано Балейское месторождение.

В восточной части Сайханобинского прогиба нижнемеловые отложения слагают значительные по размерам синклинальные структуры северо-восточного простирания в пределах Цахиуртуин-Гоби и Яманий-Гоби. В Яманий-Гоби нижнемеловые отложения из-под покрова более молодых кайнозойских осадков выходят только на юго-западном борту, где обнажены лишь терригенно-карбонатные горизонты белых песчаных известняков и известковистых песчаников.

Более полный разрез нижнемеловых отложений, охарактеризованных фауной и флорой, обнажен в северной части Цахиуртуин-Гоби, однако базальные горизонты здесь также не обнажены. Нижняя терригенно-угленосная толща в естественных обнажениях выходит в северо-западной части урочища Цахиуртуин-Гоби, где она слагает ядра небольших брахиантиклинальных структур. Здесь же эта толща в 1971 г. была разбурена до глубины 119 м монгольской гидрогеологической партией. При дальнейшем изучении керна скважин были обнаружены угленосные отложения в центральной части урочища Цахиуртуин-Гоби.

Н и ж н я я т о л щ а представлена чередованием тонких прослоев серых глин, мергелей с углистыми глинами и алевролитами, а также прослоями бурых (сильнозольных) углей. Мощность отдельных прослоев от 10—15 см до 1 м. В прослоях серых глин и мергелей из керна скважины мы собрали многочисленные остатки лимноцирен, определенных Г. Г. Мартинсоном как *Limnocyrena wangshihensis* (Grab.), *L. pussilla* (Reis), *Limnocyrena* sp., характеризующих раннемеловой возраст отложений (дзунбаинская серия). Мощность нижней терригенно-угленосной толщи здесь превышает 120—150 м.

В е р х н я я вулканогенно-осадочная кремнистая толща, залегающая совершенно согласно на нижней, имеет следующее строение.

1. На границе нижней и верхней толщ, так же как и на горе Цзара-Обо-Ула, залегают горизонт гипсов около 1 м мощностью с характерной структурой «Соп in Соп». Выше совершенно согласно залегают светло-серые и желтые грубозернистые песчаники, гравелиты и конглобрекции с кремнистым и железисто-кремнистым цементом. В нижней части разреза наблюдаются отдельные прослои гравелитов с карбонатным цементом. Пачки кремнистых песчаников и гравелитов (10—15 м) переслаиваются с темно-серыми кремнистыми глинами (5—10 м) и линзами или тонкими

прослоями (5—10 см) бурых окремнелых глин. Мощность нижней пачки 50—80 м.

Среди темно-серых окремнелых глин видны многочисленные остатки крупных (до 0.5 м в диаметре) окремнелых стволов деревьев, обрывков листьев и стеблей, также полностью замещенных кремнеземом. В шлифах кремнистых пород прекрасно видно внутреннее строение растительных тканей. В окремнелых бурых глинах содержатся многочисленные остатки лимноцирен и филлопод, среди которых Г. Г. Мартинсоном определены *Limnocyrena cf. shantungensis* (Grab.), *Bithynia* sp. (нижний мел). Филлоподы предварительно определены Е. К. Трусовой как *Bairdestheria* sp. раннемелового возраста, возможно, верхнедзунбаинского.

2. После перерыва в обнажении, стратиграфически выше, на горе Душин-Чжирим-Хайрхан-Ула и ее отрогах залегает толща, представленная чередованием пачек, прослоев и линз конгломератов, конглобрекций, гравелитов и песчаников с кремнистым и кремнисто-туфогенным цементом. Им подчинены прослои белых туфопесчаников, туфогенных силилитов, кислых туфов и кремнистых алевролитов. В песчаниках наблюдаются окремнелые стволы деревьев, обрывки растений.

Песчаники и гравелиты с кремнистым цементом совершенно аналогичны описанным выше породам с горы Хайрхан-Тугуриг-Ула и Цзара-Обо-Ула, где они также слагают верхнюю часть разреза. Все породы описанной толщи сильноокремнелые. Мощность прослоев и пачек конгломератов возрастает вверх по разрезу, достигая 10—15 м. В описанной толще кремнистых пород видны пластовые и секущие тела фельзитов и липаритов. Общая мощность верхней толщи терригенно-кремнистых пород 200—250 м.

Из средней части разреза верхней толщи среди многочисленных обломков растений найдены отпечатки гинкго хорошей сохранности; по определению В. А. Вахрамеева, это *Ginkgo cf. adiantoides* (Ung.) Schap., характеризующий возраст отложений как верхи нижнего мела.

Состав обломочного материала описанной толщи нижнемеловых отложений Цахиуртуин-Гоби свидетельствует о поступлении его за счет размыва соседних поднятий. В составе галек и обломков конгломератов, конглобрекций и песчаников в большом количестве содержатся эффузивы различного состава — розовые ортофиры, фиолетовые и серые порфиристы, буро-красные грахиты, а также розовые граниты и грано-сиениты, поступавшие в нижнемеловой бассейн с севера и юга за счет размыва толщи аналогичных вулканитов условно триасового возраста, которая прорвана розовыми гранитами и граносиенитами. Кроме обломков вулканогенных пород триаса, в составе нижнемеловых гравелитов и конгломератов присутствуют гальки юрских песчаников и алевролитов, а также большое количество аркозового материала, поступавшего за счет разрушения широко развитых на соседних поднятиях палеозойских гранитоидов. Окатанность обломочного материала очень неравномерная, так же как и сортированность его по величине обломков.

Сравнение разрезов нижнемеловых отложений наложенных впадин Сайханобинского прогиба позволяет отметить прежде всего следующие черты сходства. В трех описанных, достаточно полных разрезах довольно четко прослеживается двучленное строение (рис. 63). Нижняя часть сложена терригенными отложениями, разнофациальными — от тонкозернистых и угленосных до грубообломочных. В отдельных частях терригенного разреза имеются элементы красноцветных переотложенных глин в виде тонких прослоев и линз или отдельных пачек. Грубозернистые конгломератовые и конглобрекчиевые фации горного пролювия преобладают в разрезе Центральной наложенной мульды в районе горы Хайрхан-Тугуриг-Ула, расположенной вблизи узкого клиновидного выступа верхнепалеозойских вулканитов, который существовал, вероятно, во время

отложения этих осадков. В восточных районах Цахиуртуин-Гоби в нижней толще заключены наиболее мощные пачки угленосных отложений, формировавшихся в озерно-болотных условиях, в то время как в пределах Онгыйнгольской впадины пока выявлены лишь отдельные маломощные линзы углей и углистых глин среди преобладающих терригенных и терригенно-карбонатных осадков обширных озерных бассейнов. Об изменении мощности нижней части разреза судить пока трудно, так как мы не везде имеем полные разрезы.

Верхняя часть нижемеловых отложений — терригенно-вулканогенно-кремнистая — имеет четкие изменения состава и мощности отложений по направлению с запада на восток. Для верхней части разреза во всех трех районах чрезвычайно характерным является наличие кремнистого цемента почти во всех разновидностях обломочных пород — от конгломератов и конглобрекций до алевролитов. В восточных районах с терригенными породами, кроме того, переслаиваются туфогенные образования кислого состава (пепловые туфы, туфогенные силицилиты), а также имеются пластовые и секущие тела фельзитов и липаритов. Мощность верхней терригенно-кремнистой части разреза значительно увеличивается с запада на восток от 40—45 до 200—260 м. При этом отчетливо возрастает роль вулканогенных образований в том же направлении.

Далее к востоку и северо-востоку от сомона Цаган-Обо за пределами наших исследований на геологической карте 1 : 1 500 000 Монголии, изданной в 1966 г. под ред. Н. А. Маринова и Р. А. Хасина, выделена довольно крупная впадина, сложенная нижнемеловыми отложениями дзунбаинской серии. Вдоль западного ее борта (Улан-Тологой-Гоби) к югу от горы Шандана-Улан-Ула полого залегающие раннемеловые отложения также представлены светло-серыми и белыми кремнистыми породами — кремнистыми туффитами и силицилитами.

В крайних западных районах в пределах Онгыйнгольской впадины туфогенно-кремнистые породы выпадают из разреза, и толща нижнемеловых отложений представлена относительно тонкозернистыми терригенно-карбонатными фациями без вулканитов, типичными для западных районов Монголии, Котловины Больших Озер и др.

Сравнение описанных разрезов позднего мезозоя Восточной Монголии с соседними территориями Восточного Забайкалья позволяет сделать следующие выводы (табл. 9).

На востоке и северо-востоке Монголии, так же как в Восточном Забайкалье Советского Союза, по своему геологическому положению, условиям залегания, составу вулканогенных и осадочных пород в позднем мезозое представляется возможным выделить две серии отложений: нижнюю — преимущественно вулканогенную и верхнюю — преимущественно осадочную.

На востоке и северо-востоке Монголии весьма широким распространением пользуется сложно построенная нижняя континентальная серия вулканогенных и вулканогенно-осадочных, согласно залеганиям пород, возраст которой, на основании содержащихся органических остатков, определяется в довольно широком интервале времени: от верхов средней юры до раннего мела включительно. Мы условно объединяем эту серию пород под названием чойбалсанской. По своему стратиграфическому положению, составу и условиям залегания чойбалсанская серия в целом хорошо сопоставляется с шадоронской серией Восточного Забайкалья, возраст которой определяется от средней до поздней юры включительно. Кислые вулканиты верхней части разреза этой серии (в Приаргунье) относятся к низам раннего мела (Захаров, 1972). С вулканитами чойбалсанской серии, так же как в Восточном Забайкалье с шадоронской серией,

Таблица 9

**Схема сопоставления мезозойских образований Восточной Монголии
и Восточного Забайкалья**

Восточное Забайкалье		Северо-Восточная Монголия	
Поздний мезозой	Тургинская серия	Кутинская свита (аргунская, мангутская)	Верхняя дзунбаинская свита
		Тургинская свита (торейская, устькарская)	Нижняя дзунбаинская свита
	Шадоронская серия	Липариты, трахилипариты, трахибазальты, трахиандезиты с прослоями осадочных пород	Липариты, трахилипариты, трахибазальты, трахиандезиты с прослоями осадочных пород
		Базальты, андезиты, порфири-ты, трахибазальты	Базальты, андезиты, порфириты, трахибазальты
Чойбалсанская серия			
Несогласие			

Нижняя—средняя юра, верхний триас, палеозой

сочетаются комагматичные интрузивные и субвулканические образования гранитоидов различного состава, гранит-порфиров, липаритов и в меньшем количестве более основных пород.

В отдельных районах Северо-Восточной Монголии (бассейн р. Онона) выделяются более ранние комплексы вулканитов среднего, основного и кислого состава, хорошо сопоставляющиеся с вулканогенными толщами так называемой гольцовой юры Даурской зоны Забайкалья (гольцы Сохондо, джаргалантуйская свита Ононской грабенсинклинали и др.). Абсолютный возраст этих вулканитов 162, 170, 175, 185, 186 млн лет. Имеют ли вулканогенные образования этого возраста более широкое распространение в других районах Восточной Монголии, пока остается не ясным.

Верхнюю серию осадочных и вулканогенно-осадочных пород Северо-Восточной Монголии мы предлагаем выделять под названием дзунбаинской серии, поскольку она по своему стратиграфическому положению, особенностям литологического состава и условиям залегания также является полным аналогом верхней части разреза позднего мезозоя Восточного Забайкалья, которую, по нашему мнению, следовало бы именовать тургинской серией. В составе отложений тургинской серии выделяются тургинская свита (аналоги торейская и устькарская в разных впадинах), слагающая нижнюю часть разреза единой толщи, и кутинская свита (аналоги аргунская и мангутская), слагающая ее верхнюю часть. Возраст этих отложений, согласно схеме Ч. М. Колесникова (1964), относится к поздней юре—раннему мелу (тургинская, торейская, устькарская) и раннему мелу (кутинская, аргунская, мангутская).

Отложения дзунбаинской свиты Монголии, по мнению Г. Г. Мартинсона, относятся к раннему мелу. Такое расхождение в определении возраста одного и того же комплекса отложений, вероятно, связано с различной оценкой возрастного диапазона распространения отдельных видов пресноводной фауны у разных палеонтологов.

Для отложений дзунбаинской серии Восточной Монголии характерна большая пестрота осадочных и вулканогенно-осадочных фаций свидетельствующая о накоплении осадков в межгорных впадинах в озерных озерно-аллювиальных и пролювиальных условиях. По литологическим призна-

кам для различных районов Монголии проводится двух- и трехчленное деление этой серии.

В Восточной Монголии для отложений дзунбаинской серии, так же как и в Восточном Забайкалье для отложений тургинской серии, можно выделить структурно-фациальные зоны с разнокачественным составом отложений — осадочным и вулканогенно-осадочным. В Восточном Забайкалье Приаргунская структурно-фациальная зона; впервые выделенная М. С. Нагибиной (1946а, 1946б), а затем многими другими исследователями (Писцов, 1966; Сеница, 1969), характеризуется наличием кислых вулкаников и их пирокластов, а также базальтовых лав (Аргунская, Урулюнгуйская и Уровская впадины). В Центральной и Шилкинской структурно-фациальных зонах вулканогенный материал либо полностью отсутствует, либо содержится в ничтожном количестве.

В Восточной Монголии непосредственным продолжением Приаргунской структурно-фациальной зоны является система Чойбалсанских и особенно Южно-Чойбалсанских впадин. На ряду с ними выделяются области, где вулканогенные отложения в составе дзунбаинской серии (при современной степени изученности их литологии) не выявлены.

В ряде мест Восточной и Центральной Монголии отложения дзунбаинской серии пересечены криптовулканическими телами кислого состава (фельзитов, липаритов, трахилипаритов и трахиандезитов), а также гидротермальными жилами и штокверками (халцедона, кварца, флюорита). В этих участках обычно широко проявлена цементация осадочных пород кремнистым или эффузивно-кремнистым материалом. Аналогичные кислые криптовулканические образования известны в Балеysком районе (Даинская нижнемеловая впадина) и в других местах Восточного Забайкалья, где с этими телами связан флюорит.

Если продолжить сопоставления раннемеловых отложений далее на восток, например к Большому Хингану, то в составе отложений этого возраста сильно возрастает роль вулканогенного материала. В отложениях раннего мела, по нашим данным (М. С. Нагибина, 1959, 1961, 1969), вдоль северо-восточного склона Большого Хингана вулканики представлены лавобрекчиями, туфолавами липаритов и флюидалными покровами липаритов, которые в разрезе толщи преобладают над осадочными породами. Широким распространением здесь пользуются жерловые фации, автомагматические брекчии, выходы которых позволяют восстанавливать палеовулканические постройки.

Изложенный выше материал по стратиграфии мезозоя Монголии свидетельствует о том, что ее территория в течение большей части рассматриваемого времени являлась областью интенсивного осадконакопления. За этот период в континентальных впадинах страны накопились разнообразные по составу и генезису толщи осадочных и эффузивно-осадочных пород весьма значительной мощности. Лишь на северо-востоке республики установлены морские отложения триасового и раннеюрского времени.

Анализ пространственного распространения и мощностей отложений, слагающих различные комплексы пород, говорит о том, что центры осадконакопления и интенсивность этого процесса на указанном отрезке времени не оставались постоянными. Триасовые отложения развиты почти исключительно на севере и северо-востоке Монголии. Основными районами распространения ниже-среднеюрских отложений являются пограничный с Северной Гоби район Юго-Восточного Хангая, Восточная Гоби, Предалтайская и Предханхухэйская зоны Западной Монголии и, возможно, северо-восток страны. В существовавших здесь глубоких впадинах ранне-среднеюрского времени сформировались терригенные образования общей мощностью до 5000 м (Сайханобинский прогиб). В конце юры (кимеридж—титон) и раннем мелу основные районы осадконакопления располагались уже в северо-западной части Гобийского Алтая, на западе и юго-востоке гобийской части Монголии. В наиболее глубоких впадинах этих районов накопились континентальные образования суммарной мощностью 2500—3000 м. В позднем мелу осадкообразование протекало исключительно в районах Гоби, причем за все позднемеловое время в наиболее погруженных частях обширных гобийских впадин накопилось осадков не более 1000 м. Тем самым в Монголии выявляется закономерное смещение основных центров осадконакопления с севера и северо-востока на юг, юго-запад и юго-восток, а также существенное замедление темпов накопления терригенного материала с ранне-среднеюрского к позднемеловому времени.

Вместе с тем в пределах ранне-среднеюрского, позднеюрско-раннемелового и позднемелового времени центры формирования осадков были относительно устойчивыми, на что указывают, как правило, совместное распространение отдельных свит, входящих в состав мезозойского разреза, и согласное залегание большинства из них друг на друге. Выделенные комплексы осадков (ранне-среднеюрский, позднеюрско-раннемеловой и позднемеловой), соответствуют трем важнейшим этапам мезозойского осадконакопления в Монголии. Эти три комплекса существенно отличаются по темпам накопления осадков и по расположению основных бассейнов седиментации на территории республики. Специфика каждого из указанных этапов седиментации подчеркивается существенными различиями в литолого-фациальном составе соответствующих комплексов осадков и степенью дислоцированности. Для каждого из них характерны и опреде-

ленные комплексы ископаемых организмов. Важно также, что основные этапы осадконакопления обычно отделялись друг от друга перерывами, приходящимися на начало и середину поздней юры и конец раннего мела. Эти перерывы, указывающие на самостоятельность каждого этапа, фиксируются региональными угловыми и стратиграфическими несогласиями, наблюдавшимися между соответствующими комплексами осадков.

Несмотря на известную однотипность процессов седиментации в те или иные отрезки мезозойского времени на больших территориях Монголии, наблюдается значительное отличие в вещественном составе континентальных образований в различных крупных регионах. Различия выражались как в изменении литолого-фациального состава пород, их окраске, так и развитии вулканогенных образований. Специфика континентальных образований в различных крупных регионах Монголии позволила установить разноименные стратиграфические подразделения в следующих четырех регионах: Восточно-Гобийском, Гоби-Алтайском (Центральная Монголия), Монголо-Алтайском (Западная Монголия) и Хангай-Хэнтейском. Для корреляции этих разноименных региональных свит выделены коррелятивные горизонты, характеризующиеся специфичным составом органических остатков.

Если в разрезах Восточно-Гобийского и Гоби-Алтайского регионов преобладающее значение имеют нормально-осадочные и эффузивно-осадочные образования, а в Монголо-Алтайском регионе — исключительно осадочные толщи, закономерно меняющиеся в течение мезозойского времени, то в Северо-Восточной Монголии (Хангай-Хэнтейский регион) в юрско-раннемеловое время доминируют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, требующие особого подхода при стратиграфическом расчленении. Разрезы мезозойского времени северо-востока МНР существенно отличаются по своему вещественному составу от одновозрастных толщ южных, центральных и западных ее территорий и ближе всего стоят к континентальным сериям Восточного Забайкалья.

Учитывая всю сложность дробного деления вулканогенных образований Северо-Восточной Монголии на достаточно обоснованные самостоятельные свиты, М. С. Нагибина предложила расчленить позднемезозойские толщи этого региона на две серии: чойбалсанскую и дзунбаинскую. Применение такого термина свободного пользования в данном случае вполне оправдано, но весьма спорной остается пока возрастная индексация этих серий, ибо чойбалсанская серия охватывает широкий интервал — от верхов средней юры до начала раннего мела; дзунбаинская серия включает в себе весь ранний мел. На северо-востоке республики совершенно отсутствует типичная для остальных регионов красноватая позднеюрская шарилинская свита. Она, вероятно, замещается здесь эффузивными образованиями. Более насыщены эффузивным материалом и отложения цаганцабского времени.

На основании вышеизложенного в настоящее время для юрско-раннемелового периода устанавливаются в пределах Восточно-Гобийского региона следующие свиты: хамархубуринская (J_{1-2}), шарилинская (J_3), цаганцабская ($J_3-K_1^1$), шинхударская (K_1^{2-3}) и хухтукская (K_1^{4-5}). В Гоби-Алтайском регионе (Центральная Монголия) выделяются бахарская свита (J_{1-2}), нурачинская ($J_2^?$), тормхонская (J_3), ундурухинская ($J_3-K_1^1$), андахударская (K_1^{2-3}), хулсынгольская (K_1^{4-5}).

Для Монголо-Алтайского региона (Западная Монголия) осадочные толщи делятся на свиты: жаргалантскую (J_{1-2}), дарбискую (J_2), ихэснурскую (J_3), гурванэрэнскую ($J_3-K_1^{1-3}$), зэрэгскую (K_1^{4-5}). В Хангай-Хэнтейском регионе выделяются нерасчлененные чойбалсанская и дзунбаинская серии.

Для корреляции разноименных, но одновозрастных региональных

свит юрско-раннемелового времени использованы следующие коррелятивные горизонты: хамархубуринский, шарилинский, цаганцабский, шинхудукский и хухтыкский.

Хамархубуринский горизонт охватывает отложения нижней и средней юры, шарилинский — верхнюю юру (кимеридж—титон), цаганцабский является переходным горизонтом от титона к валажину, шинхудукский датируется готерив-барремом, хухтыкский характеризует интервал от апта до альба.

Для позднемеловых отложений, которые отличаются спокойным платформенным залеганием, выделяются единые свиты для всей территории Южной Монголии — саиншандинская, баинширэинская, барунгойотская и нэмэгэтинская. Полный разрез позднемеловых толщ представлен как в Восточной, так и в Заалтайской Гоби; лишь севернее Гобийского Алтая, по-видимому, отсутствуют отложения нэмэгэтинской свиты.

Подводя итоги проделанной большим коллективом советских и монгольских геологов работы, следует подчеркнуть некоторые важнейшие ее результаты, а также остановиться на наиболее существенных проблемах стратиграфии мезозоя Монголии, которые требуют еще своего решения в ближайшем будущем.

1. Одним из важнейших итогов проведенных исследований является выяснение площадного распространения мезозойских отложений в слабо изученных регионах Западной и Центральной Монголии, а также юго-западе Заалтайской Гоби. Впервые на западе МНР установлено широкое развитие пестроцветных верхнеюрских и нижнемеловых континентальных отложений. Одновременно доказано отсутствие здесь верхнемеловых осадочных толщ. Установлены многие новые районы развития юрских и меловых отложений в Монголии. Выяснено отсутствие триасовых толщ в западных и центральных районах республики.

2. Впервые на северо-востоке Монголии, в бассейне р. Онон, установлены морские триасовые и раннеюрские (?) отложения, свидетельствующие о том, что в начале мезозоя наряду с континентальными условиями в ограниченных по площади районах Монголии существовали и морские условия осадконакопления. В более позднее время (начиная со средней юры) повсеместно в Монголии формирование осадочных и вулканогенных толщ протекало исключительно в континентальных условиях.

3. Установлено, что область развития позднемеловых отложений в Монголии ограничивается ее гобийской территорией. Впервые удалось выявить присутствие в разрезе позднего мела не только сеноманских и туронских осадков, как это предполагалось ранее, но и сенонских — от коньякских до маастрихтских включительно. Выявление новых районов размещения раннепалеогеновых отложений в тех же районах, где представлены и маастрихтские осадки, позволяет установить границы смены органического мира между поздним мелом и кайнозоем.

4. Важным результатом исследований является выявление общих этапов в образовании мезозойских разрезов на большей части территории Монголии (Западной, Центральной, Южной и Юго-Восточной), где достаточно отчетливо выделяются разновозрастные комплексы континентальных образований.

Выяснено также, что разрезы ниже-среднеюрского и верхнеюрско-нижнемелового комплекса в различных частях МНР испытывают существенные изменения как по вертикали, так и в латеральном направлении. Например, на западе Монголии в составе этих комплексов присутствуют исключительно осадочные отложения, в то время как на востоке страны большая роль принадлежит вулканогенным образованиям. В Центральной и Юго-Восточной Монголии в разрезах этих комплексов эффузивы присутствуют лишь спорадически. Существенное колебание испытывают лито-

логический состав и окраска некоторых разновозрастных толщ, слагающих указанные комплексы континентальных образований. Установлено, что в разрезе нижнего мела Западной Монголии отсутствуют характерные для этого времени в других районах республики битуминозные тонколистоватые «бумажные» сланцы, замещающиеся здесь глинами, аргиллитами и карбонатными сланцами. Наблюдается повышенное процентное содержание красноцветных пород в разрезах юры и раннего мела Западной Монголии по сравнению с районами Центральной, Юго-Восточной и Северо-Восточной Монголии.

Несмотря на значительный объем проведенных исследований и достигнутые успехи, многие вопросы стратиграфического расчленения мезозойских пород Монголии остаются еще нерешенными. Одна из главных проблем — отсутствие надежных схем стратиграфического расчленения эффузивно-осадочных юрских и меловых образований Северо-Восточной Монголии. Выделенные в гл. V серии являются пока условными геологическими подразделениями, могут рассматриваться лишь как начальный этап в создании схем. Главные усилия в будущем здесь должны быть сосредоточены на выявлении дополнительных критериев для разделения серий на свиты, на уточнение нижних и верхних их возрастных границ и на установление характерных стратиграфических реперов. Необходимо усиление поисков ископаемых органических остатков в различных частях разреза.

Очень слабо изученными остаются до сих пор юрские и нижнемеловые отложения в крайних северных районах республики. Данные, имеющиеся по этому региону, не позволяют пока расчленить их подобно тому, как это сделано по другим регионам.

Некоторые разногласия у авторов вызывают вопросы, связанные с датировкой возраста барунгойотской свиты, и ее корреляция со свитами Восточной Гоби. Так, например, А. В. Сочава параллелизует барунгойотскую свиту с баинширэинской, датируемой сеноманом — нижним сеноманом; Г. Г. Мартинсон и В. Ф. Шувалов, установившие залегание баинширэинских отложений под барунгойотскими в Заалтайской Гоби, считают ее аналогом джибхалантской свиты Восточной Гоби и датируют кампанским возрастом. По-разному авторы настоящей монографии проводят границы между некоторыми позднемеловыми свитами, оценивая их площадное распространение с различных позиций. Все это свидетельствует о том, что и позднемеловые отложения Монголии еще нуждаются в дальнейшем стратиграфическом изучении, причем в первую очередь необходимо обратить особое внимание на продолжение поисков в них ископаемых органических остатков и проведении дополнительных литолого-фациальных исследований.

Несомненно, что изложенный в монографии материал внесет весьма существенные изменения в представление о стратиграфии и корреляции континентальных толщ, а также площадном размещении широко распространенных в Монголии мезозойских отложений. Новые стратиграфические схемы и подробное описание многочисленных разрезов с привязкой к ним разнообразных органических остатков позволят приступить к составлению детальных палеогеографических карт и решить некоторые вопросы размещения руд полезных ископаемых.

- Александров Г. П. Новые данные о нижнеюрских угленосных отложениях юго-запада Тувы. — Материалы по геологии Тувинской АССР, вып. 1. Кызыл, 1969.
- Барсболд Р. Стратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела гобийской части Монгольской Народной Республики. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Барсболд Р. Стратиграфическое расчленение и корреляция верхнемеловых континентальных отложений МНР. — Тр. Научн.-иссл. геол. инст., Улан-Батор, 1970.
- Барсболд Р. Биостратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела гобийской части МНР. М., 1972.
- Башарина Н. П. Тектоника Каргинской впадины (Юго-Западная Тува). — Геология и геофизика, 1968, № 5.
- Благонаров В. А., Гольденберг В. И. О верхнетриасовых отложениях междуречья Ульды и Керулена (Северо-Восточная Монголия). — ДАН СССР, 1970, т. 194, № 6.
- Благонаров В. А., Салтыковский А. Я. Некоторые особенности мезозойского вулканизма Северо-Восточной Монголии (междуречье рр. Онон и Керулен). — ДАН СССР, 1971, т. 187, № 2.
- Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., 1967.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. — Тр. ГИН АН СССР, 1962, вып. 59, М.
- Брант С. Б., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С. О новой щелочной вулканоплутонической ассоциации Восточной Монголии. — Изв. АН СССР, 1970, сер. геол., № 11.
- Булмасов А. П., Балакина Л. М., Дувжир Ч. и др. Гоби-Алтайское землетрясение. М., 1963.
- Бямба Ж., Мориль С. И., Рягузов Н. Т. Новые данные по стратиграфии раннего мезозоя большой излучины р. Керулен в Восточной Монголии. — Изв. АН СССР, 1968, сер. геол., № 8.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., 1959.
- Волонтей Г. М. К вопросу о строении мезозойского структурного яруса Тувы. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 1. Новосибирск, 1962.
- Волчкович К. Л. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии. — Бюлл. МОИП, 1961, т. 66, отд. геол., т. 36, вып. 1.
- Галеева Л. И. Остракоды меловых отложений Монгольской Народной Республики. М., 1955.
- Девяткин Е. В. Мезо-кайнозойская тектоника Западной Монголии (автореферат доклада). — Бюлл. МОИП, 1967, отд. геол., № 3.
- Добровольский В. В. Карбонатные коры Восточной Африки и Ближнего Востока. — Почвоведение, 1971, № 9.
- Дуранте М. В. Стратиграфия перми Монголии. Автореф. канд. дисс. М., 1971.
- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., 1957.
- Ефремов И. А. Предварительные результаты работ первой Монгольской палеонтологической экспедиции АН СССР, 1946 г. — Тр. Монгольской комиссии АН СССР, вып. 38. М.—Л., 1949.
- Ефремов И. А. Палеонтологические исследования в МНР. — Тр. Монгольской комиссии АН СССР, вып. 59. М., 1954.
- Зоненшайн Л. П., Кипарисова Л. Д., Окунева Т. М. Первая находка морских триасовых отложений в Монголии. — ДАН СССР, 1971, т. 199, № 5.

- Иванов А. Х. Геология и полезные ископаемые Кобдоского района Монгольского Алтая. — Тр. Монгольской комиссии АН СССР, вып. 2. М., 1953.
- Иванов А. Х. Тектоника и основные черты геологического развития северо-востока Монголии. — Сов. геология, 1961, № 5.
- Кайе А., Девяткин Е. В. Морфоскульптурные исследования кварцевых зерен из песков мезо-кайнозойских отложений Монголии. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 5.
- Каландадзе Н. Н., Решетов В. Ю. Интересные палеонтологические находки в Монголии. — Природа, 1971, № 5.
- Колесников Ч. М. Стратиграфия континентального мезозоя Забайкалья. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и кайнозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.—Л., 1964.
- Конжукова Е. Д. Новые ископаемые крокодилы из Монголии. — Тр. ПИН АН СССР, 1954, т. 48.
- Лебедева З. А. Геологические исследования восточной окраины Харкиринского массива Северо-Западной Монголии. Северная Монголия, I. Л., 1926.
- Ли-Сы Гуан. Геология Китая. М., 1952.
- Лосев А. Л. Геологическая изученность угольных месторождений Тувы. — В кн.: Сообщения о докладах и научных работах Совета по изучению производительных сил АН СССР. М., 1954.
- Лувсанданзан Б. Новые данные о юрских отложениях в Монгольском Алтае. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1970.
- Лучицкий И. В., Нагибина М. С. О молодых эффузивах Восточного Забайкалья. — Бюлл. МОИП, 1938, отд. геол., т. XVI (1).
- Любимова П. С. Остракоды меловых отложений восточной части Монгольской Народной Республики. Л., 1956.
- Малеев Е. А. Некоторые замечания о геологическом возрасте и стратиграфическом распределении панцирных динозавров Монголии. — ДАН СССР, 1952, т. 85, № 4.
- Малеев Е. А. Панцирные динозавры верхнего мела Монголии. — Тр. Палеонтол. инст. АН СССР, 1954, т. 48.
- Малеев Е. А. Хищные динозавры Монголии. — Природа, 1955а, № 6.
- Малеев Е. А. Гигантские хищные динозавры Монголии. — ДАН СССР, 1955б, т. 104, № 4.
- Малеев Е. А. Новые хищные динозавры из верхнего мела Монголии. — ДАН СССР, 1955в, т. 104, № 5.
- Малеев Е. А. Панцирные динозавры верхнего мела Монголии. — Тр. ПИН АН СССР, 1956, т. 62.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М.—Л., 1957.
- Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., 1967.
- Мартинсон Г. Г. О стратиграфии мезозойских континентальных отложений Забайкалья. — ДАН СССР, 1955, т. 105, № 2.
- Мартинсон Г. Г. Мезозойские и кайнозойские моллюски континентальных отложений Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии. М.—Л., 1961.
- Мартинсон Г. Г. О сопоставлении мезозойских континентальных отложений Монголии с другими районами Азии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., 1966.
- Мартинсон Г. Г. Пресноводные моллюски из альбских отложений Баян-Хонгорского аймака. — В кн.: Фауна мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1971.
- Мартинсон Г. Г. О стратиграфии юрских и меловых отложений Монголии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 12.
- Мартинсон Г. Г., Соचाва А. В., Барсболд Р. О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 5.
- Мартинсон Г. Г., Шувалов В. Ф. Стратиграфическое расчленение верхней юры и нижнего мела Юго-Восточной Монголии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 10.
- Михайлов Б. М. Гипергенез в аридных тропиках Восточной Африки. — Литология и полезные ископаемые, 1970, № 5.
- Нагибина М. С. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946а, № 1.
- Нагибина М. С. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1946б, № 4.
- Нагибина М. С. Верхнемезозойские континентальные отложения Забайкалья, их состав и условия образования. — Тр. ГИН АН СССР, 1951, вып. 128, сер. геол., № 49.

- Нагибина М. С. Вопросы стратиграфии мезозоя Восточного Забайкалья и прилегающих территорий. Совещание по разработке стратиграфических схем Забайкалья (тезисы доклада). Л., 1961.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., 1963.
- Нагибина М. С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., 1969.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. — Геотектоника, 1970, № 6.
- Нагибина М. С., Девяткин Е. В., Шувалов В. Ф. Основные черты мезозойской и кайнозойской тектоники и магматизма Монголии (тезисы). — В кн.: Материалы научной конференции, посвященной 30-летию геологической службы МНР. Улан-Батор, 1970.
- Нейбург М. Ф. Геологические исследования в районе хр. Батыр-Хайрхан (Северо-Западная Монголия) в 1926 г. — Материалы Комиссии по исследованию Монгольской и Тану-Тувинской Народных Республик и Бурят-Монгольской АССР, вып. 7. Л., 1929.
- Николаева Т. В. Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Л., 1971.
- Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Юрские отложения Юго-Восточного Хангая и прилегающих к нему районов Северной Гоби. — Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., 1966.
- Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое. — Вестник ЛГУ, 1969, сер. геол., геогр., вып. 3.
- Новожилов Н. И. Листоногие ракообразные верхней юры и нижнего мела Монголии. — Тр. ПИН АН СССР, 1953, т. 48.
- Новожилов Н. И. Местонахождения млекопитающих нижнего эоцена и верхнего палеоцена Монголии. — Тр. Монгольской комиссии АН СССР, вып. 59. М., 1954.
- Обручев В. А. Краткий геологический очерк караванного пути от Кяхты до Калгана. — Изв. ИРГО, 1893, т. 29, вып. 5.
- Писцов Ю. П. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. II, М., 1966.
- Разумовская Е. Э. К стратиграфии Монгольского Алтая. — Изв. АН СССР, 1946, сер. геол., № 5.
- Рождественский А. К. Новый представитель утконосных динозавров из верхнемеловых отложений Монголии. — ДАН СССР, 1952, т. 76, № 2.
- Рождественский А. К. Местонахождения верхнетретичных млекопитающих на западе Монгольской Народной Республики. — Сб. работ по палеонтологии МНР. (Тр. Монгольской комиссии АН СССР, вып. 59). М., 1954.
- Рождественский А. К. Новые данные о пситтакозаврах — меловых орнитоподах. — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., 1955.
- Сидоренко А. В. Известковые накопления (каличе) в пустынях Мексики. — Изв. АН СССР, 1958, сер. географ., № 1.
- Сидоренко А. В. Известковые пустынные коры Египта. — ДАН СССР, 1959, т. 128, № 4.
- Синица С. М. Биостратиграфическое расчленение и корреляция разрезов верхнего мезозоя Центрального и Восточного Забайкалья. — Изв. Забайкальск. филиала Геогр. общ. СССР, 1969, т. 5, № 4.
- Сочава А. В. Литология, стратиграфия и условия образования красноцветной формации мела Ферганы. — В кн.: Меловые континентальные отложения Ферганы. Л., 1965.
- Сочава А. В. Красноцветы мела Средней Азии. Л., 1968.
- Сочава А. В. Типы верхнеюрских и меловых красноцветных формаций Средней и Центральной Азии. — В кн.: Континентальные образования восточных районов Средней Азии и Казахстана. Л., 1969а.
- Сочава А. В. Яйца динозавров из верхнего мела Гоби. — Палеонтол. журн., 1969б, № 4.
- Сочава А. В. Новое о строении скорлупы яиц динозавров. — Природа, 1971, № 8.
- Сочава А. В. Скелет эмбриона в яйце динозавра. — Палеонтол. журн., 1972, № 4.
- Сочава А. В. Карбонатные коры (каличе) в красноцветных формациях докембрия и фанерозоя. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Л., 1973.
- Сочава А. В., Гликман Л. С. Циклические изменения содержания кислорода в атмосфере и эволюция. — Материалы эволюционного семинара. Владивосток, 1973.

- Станкевич Е. С., Сочава А. В. Остракоды сенона Монголии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя МНР. М., 1974.
- Старченко В. В., Беляков Е. А., Фомин И. Н., Барабашев Е. В. Геология средне-верхнеюрских вулканогенных образований Центрального Забайкалья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. II. 1966.
- Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 94, М., 1964.
- Томсон Э. Н., Иванов И. Б., Константинов Р. М., Полякова О. П., Лобанова Г. М. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья. — Изв. АН СССР, 1963, сер. геол., № 12.
- Турищев И. Е. Нижнемеловые отложения юго-восточной части Монгольской Народной Республики. — ДАН СССР, 1954, нов. сер., т. 99, № 3.
- Турищев И. Е. Новые данные по стратиграфии мела юго-восточной части Монголии. — Геол. сб. III (VI) ВНИГРИ, Л., 1955.
- Турищев И. Е. К вопросу об условиях накопления осадков мела в юго-восточной части Монголии. — Тр. ВНИГРИ, вып. 95, Геол. сб., № 2, Л., 1956.
- Филипова М. В. Петрографическая характеристика и условия образования юрских пород хребта Каратау. — Тр. ПИН АН СССР, т. 15, вып. 1, 1948.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. 19, сер. геол., М.—Л., 1960.
- Хосбаяр П. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии и история ее геологического развития за это время. Автореф. канд. дисс. М., 1972.
- Хосбаяр П. Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Западной Монголии. — ДАН СССР, 1973, т. 208, № 5.
- Цеховский Ю. Г. Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации (Восточный Казахстан). М., 1973.
- Череповский В. Ф. Новое буроеугольное месторождение Шагайн-Тэг в Юго-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., 1966.
- Шувалов В. Ф. Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях юго-восточных районов Монгольского Алтая. — ДАН СССР, 1968, т. 179, № 1.
- Шувалов В. Ф. О верхнеюрских красноцветных континентальных отложениях Монголии. — ДАН СССР, 1969, т. 189, № 5.
- Шувалов В. Ф. Стратиграфия континентального мезозоя и мезозойская история геологического развития Центральной Монголии. Автореф. канд. дисс. М., 1970а.
- Шувалов В. Ф. Мезозойские отложения юго-восточной части Монгольского Алтая. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1970б.
- Шувалов В. Ф., Степанов И. В. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Хара-Айрацкого района Восточной Гоби. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., 1970.
- Щеточкин В. Н. Изменения углекисло-битумного типа на урановых местонахождениях пластовой кислородной зональности. — Литология и полезные ископаемые, 1970, № 4.
- Якушина А. А. О некоторых меловых пресноводных моллюсках Южного Приморья. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.—Л., 1964.

- Allen J. R. L. Petrology, origin and deposition of the highest lower Old Red sandstone of Shropshire, England. — J. Sed. Petr., 1962, v. 32, № 4.
- Allen J. R. L. The sedimentation and palaeogeography of the Old Red sandstone of Anglesey, North Wales. — Proc. of the Yorkshire Geol. Soc., 1965, v. 35, part 2, N 8.
- Berkey Ch., Granger W. Later sediments of the desert basins of Central Mongolia. — Amer. Mus. Novit., 1923, N 77.
- Berkey Ch., Morris Fr. Geology of Mongolia. — The Amer. Mus. Nat. Hist., 1927, v. 2.
- Bertz J. H., Horberg L. Caliche in Southeastern New Mexico. — J. of Geol., 1949, v. 57, № 5.
- Gradzinski R. Sedimentation of dinosaurbearing upper cretaceous deposits of the Nemegt basin, Gobi desert. Results of the Polish-Mongol. Palaeont. Exp., part II. Warszawa, 1970.
- Gradzinski R., Kazmierczak J., Lefeld J. Geographical and geological data from the Polish-Mongolian Palaeontological Expeditions. Results of the Polish-Mongol. Palaeont. Exp., part. I. Warszawa, 1968.

- K i e l a n - J a w o r o w s k a Z. Preliminary data on the upper cretaceous entherian mammals from Bayn Dzak Gobi desert. Results of the Polish-Mongol. Palaeont. Exp., part I. Warszawa, 1968.
- K i e l a n - J a w o r o w s k a Z. New Upper Cretaceous multituberculate genera from Bayn Dzak, Gobi Desert. — Palaeont. Polonica, 1970, v. 21, Warszawa.
- K i e l a n - J a w o r o w s k a Z., S o c h a v a A. V. The first multituberculata from the uppermost Cretaceous of the Gobi desert (Mongolia). — Acta Palaeont. Polonica, 1966, v. 14, № 3.
- L e f e l d J. 1965. The age of mammal containing beds at Bain-Dzak, Northern Gobi Desert. — Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. III, v. 13, № 1.
- M o r r i s F r. Central Asia in cretaceous time. — Bull. of the Geol. Soc. Amer., 1936, v. 47.
- O s m o l s k a H., R o n i e w e c z E. Denocheiridae, a new family of theropod dinosaurs. Results of the Polish-Mongol. Palaeont. Exp., part II. Warszawa, 1970.
- S w i n e f o r d A., L e o n a r d A. B., F r y e I. C. Petrology of the Pliocene pisolitic limestone in Great Plains. — Bull. of the State Geol. Surv. of Kansas, 1958, v. 130, part 2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Глава 1	
К вопросу о принципах стратиграфии и корреляции мезозойских континентальных образований Монголии (Г. Г. Мартинсон)	7
Глава 2	
Стратиграфия мезозоя Западной Монголии (Е. В. Девяткин, Г. Г. Мартинсон, В. Ф. Шувалов, П. Хосбаяр)	25
Комплекс пород нижней и средней юры	27
Комплекс пород верхней юры	37
Комплекс пород верхней юры и нижнего мела	41
Глава 3	
Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии (В. Ф. Шувалов)	50
Комплекс пород нижней и средней юры	57
Комплекс пород верхней юры и нижнего мела	66
Комплекс пород верхнего мела	96
Глава 4	
Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии (А. В. Сочава)	113
Стратиграфия верхнемеловых отложений	113
Литология верхнемеловых отложений (А. В. Сочава, В. Ф. Гусева)	146
Палеогеография Южной Монголии в позднемеловое время	178
Глава 5	
Стратиграфия мезозоя Северо-Восточной Монголии	183
Стратиграфия раннемезозойских образований (Л. П. Зоненшайн, Л. Жемьяндамба)	184
Стратиграфия позднемезозойских образований (М. С. Нагибина, Ж. Бадамгарав)	198
Заключение (Г. Г. Мартинсон, В. Ф. Шувалов)	226
Литература	230

Өмнөх уг	5
Б у л э г 1	
Монгол орны дундтөрмөлийн эх газрын хурдасын давхаргазуй ба жиших зарчимын тухай асуудалд (Г. Г. Мартинсон)	7
Б у л э г 2	
Өрнөт Монголын дундтөрмөлийн давхаргазуй (Е. В. Десяткин, Г. Г. Мартинсон, В. Ф. Шувалов, П. Хосбаяр)	25
Доод ба дунд юрын чулуулгын бүрдэл	27
Дээд юра чулуулгын бүрдэл	37
Дээд юра ба доод цэрдийн чулуулгын бүрдэл	41
Б у л э г 3	
Төв Монголын дундтөрмөлийн давхаргазуй (В. Ф. Шувалов)	50
Доод ба дунд юрын чулуулгын бүрдэл	57
Дээд юра ба доод цэрдийн чулуулгын бүрдэл	66
Дээд цэрдийн чулуулгийн бүрдэл	96
Б у л э г 4	
Өмнөт Монголын дээд цэрдийн хурдасын давхаргазуй ба литологи (А. В. Сочава)	113
Дээд цэрдийн хурдасын давхаргазуй	113
Дээд цэрдийн хурдасын литологи (А. В. Сочава, В. Ф. Гусева)	146
Дээд цэрдийн цаг үеийн өмнөт Монголын эртний газарзуй	178
Б у л э г 5	
Зуун-умарт Монголын дундтөрмөлийн давхаргазуй	183
Туруу дундтөрмөлийн хурдасын давхаргазуй (Л. П. Зоненшайн, Л. Жемьяндамба)	184
Хожуу дундтөрмөлийн хурдасын давхаргазуй (М. С. Нагибина, Ж. Бадамгарав)	198
Д у г н э л т (Г. Г. Мартинсон, В. Ф. Шувалов)	226
Ашигласан хэвлэл	230

CONTENTS

Foreword	5
Chapter 1	
To the question about principles of stratigraphy and correlation of Mesozoic continental deposits (<i>G. G. Martinson</i>)	7
Chapter 2	
Stratigraphy of Mesozoic deposits of Western Mongolia (<i>E. V. Devyatkin, G. G. Martinson, V. F. Shuwalov, P. Hosbayar</i>)	25
Lower and Middle Jurassic complexes of rocks	27
Upper Jurassic complexes of rocks	37
Upper Jurassic and Lower Cretaceous complexes of rocks	41
Chapter 3	
Stratigraphy of Mesozoic deposits of Central Mongolia (<i>V. F. Shuwalov</i>)	50
Lower and Middle Jurassic complexes of rocks	57
Upper Jurassic and Lower Cretaceous complexes of rocks	66
Upper Cretaceous complexes of rocks	96
Chapter 4	
Stratigraphy and lithology of Upper Cretaceous deposits of Southern Mongolia (<i>A. V. Sochava</i>)	113
Stratigraphy of Upper Cretaceous deposits	113
Lithology of Upper Cretaceous deposits (<i>A. V. Sochava, V. F. Guseva</i>)	146
Paleogeography of Southern Mongolia in Late Cretaceous times	178
Chapter 5	
Stratigraphy of Mesozoic deposits of North-Eastern Mongolia	183
Stratigraphy of Lower Mesozoic formations (<i>L. P. Zonenshin, L. Zhemyan-damba</i>)	184
Stratigraphy of Upper Mesozoic formations (<i>M. S. Nagibina, J. Badamgarav</i>)	198
Conclusion (<i>G. G. Martinson, V. F. Shuwalov</i>)	226
References	230

Стратиграфия мезозойских отложений Монголии
Труды, вып. 13

Утверждено к печати
Институтом озероведения АН СССР

Редактор издательства *Т. П. Жукова*
Художник *М. И. Разулевич*

Технический редактор *Г. А. Бессонова*

Корректоры *Ж. Д. Андропова* и *Г. А. Мошкина*

Сдано в набор 24/XII 1974 г. Подписано к печати 26/VI 1975 г.
Формат бумаги $70 \times 108^{1/8}$. Бумага № 2. Печ. л. 15+2 вкл.
(3,4 печ. л.)=22,05 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 23,19. Изд. № 5475.
Тип. зак. № 1486. М-31691. Тираж 650. Цена 2 р. 64 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

*В магазинах конторы «Академкнига»
имеются в наличии книги:*

Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. 46 карт. История геологического развития Северного Приуралья в палеозое и мезозое. (Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт). 1972. 108 стр. 3 р.

История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане. Часть I. Труды лаборатории геологии угля. Т. 12. 1961. 311 стр., 16 табл. 2 р. 90 к.

История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане. Часть 2. Труды лаборатории геологии угля. Т. 13. 1961. 257 стр., 34 л. карт. и табл. 2 р. 27 к.

Люфанов Л. Е. Стратиграфия и литология палеозоя и мезозоя западной окраины Вилуйской синеклизы. 1964. 109 стр. 74 к.

Мокринский В. В. и др. Закономерности развития и размещения раннемезозойского угленакопления на территории Крыма, Кавказа и Прикаспия. 1965. 223 стр., 4 вкл. 1 р. 83 к.

Саркисян С. Г. и др. Литология мезозоя и палеогена нефтегазоносных районов Западно-Сибирской низменности. 1967. 174 стр. 1 р. 36 к.

Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Сибири и Дальнего Востока. Труды ин-та геологии и геофизики. Вып. 91. 1969. 107 стр. 98 к.

Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозоя севера Тихоокеанского кольца. Труды Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского ин-та. Вып. 40. 1973. 324 стр. 3 р. 01 к.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. 1960. 258 стр., 6 карт и табл. 1 р. 85 к.

