



ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ
ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЬЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ
ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

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

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR
GEOLOGICAL INSTITUTE



МОНГОЛЫН ГЕОЛОГИЙН УНДСЭН АСУУДЛУУД

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Бүтээл, цуврал 22

Эрхлэх зөвлөл:

БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *Б. Лувсанданзан*,
академич *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, академич *А. В. Пейве*,
П. П. Тимофеев, *О. Төмөртоогоо*

Хариуцлагатай эрхлэгч

Н. С. Зайцев, академич *А. Л. Яншин*

1977

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 22

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН МНР *Б. Лувсанданзан*,
академик *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, академик *А. В. Пейве*,
П. П. Тимофеев, *О. Томуртогоо*

Ответственные редакторы

Н. С. Зайцев, академик *А. Л. Яншин*

1977

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

THE MAIN PROBLEMS OF MONGOLIA GEOLOGY

THE JOINT SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC RESEARCH GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 22

Editorial board:

Corresponding member of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*, academician
V. V. Menner, *V. G. Gerbova*, academician *A. V. Peive*, *P. P. Timofeev*, *O. Tomurtogoo*

Responsible editors

N. S. Zaitsev, academician *A. L. Yanshin*

Приведены новые данные по стратиграфии осадочно-вулканогенных отложений различного возраста, изложены главнейшие черты истории геологического развития и формирования структур Монголии, рассмотрены вопросы гранитного и базальтоидного магматизма, время образования и становления гранитно-метаморфического слоя в структурах различного возраста и положение в них пород офиолитовой формации, а также некоторые проблемы магматогенного и осадочного рудообразования.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем выпуске трудов экспедиции публикуются доклады, заслушанные на научной конференции по основным проблемам геологии Монголии, состоявшейся в Москве в апреле 1975 г.

Обширная территория Монголии является одной из важнейших составных частей огромного докембрийско-палеозойского Урало-Монгольского складчатого пояса, впервые обоснованного в ряде работ М. В. Муратовым. Важнейшее место в общей структуре этого пояса Монголия занимает потому, что именно здесь представляется возможным изучить его строение в полном поперечном сечении от Сибирской платформы — на севере, до Северо-Китайской — на юге. Аналогичного региона, благоприятного для восстановления чрезвычайно длительной и сложной истории формирования складчатых структур различного возраста, в составе других частей пояса больше нигде нет.

Если до недавнего времени Монголия во многих отношениях представлялась страной «загадочной и таинственной», а в геологическом отношении «белым пятном» или страной «*Terra incognita*», то за последние 20—25 лет наши знания о геологии Монголии, ее структуре, магматизме и полезных ископаемых существенно изменились и продвинулись далеко вперед благодаря развернувшимся за это время интенсивным геологическим исследованиям, проводившимся монгольскими и советскими организациями, а также специалистами ряда других социалистических стран. Среди этих исследований видное место занимают работы Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, основные результаты 8-летней деятельности которой и были подведены на отмеченной выше конференции¹.

В большинстве публикуемых ниже статей приводится, как правило, новый фактический материал, на базе которого авторы делают различные теоретические и практические обобщения. Особенно много нового получено за последнее время в области изучения стратиграфии пород докембрия и кембрия, ордовика и силура, девона, верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, что позволило уточнить многие ранее сделанные тектонические построения.

История формирования складчатых структур Монголии в основном рассмотрена в первых трех статьях. Многие из затронутых в них вопросов в какой-то мере дискуссионны. Однако приводимые в них материалы проливают некоторый свет не только на строение глубоких частей коры, но и верхней мантии. Последнее стало возможным в результате проведенного в разных тектонических зонах Монголии изучения пород офиолитовой серии, более детального изучения состава и структуры пород докембрия, выведенных на поверхность, а также вещественного состава глубинных ксенолитов, вынесенных кайнозойскими щелочными базальтами в районах Центральной и Юго-Восточной Монголии. Глубинным ксенолитам в книге посвящены две статьи.

¹ Краткое изложение содержания всех заслушанных на конференции докладов опубликовано в реферативной статье В. А. Благонравова, С. П. Гавриловой, И. Г. Лискуна и И. Б. Филипповой в журн. «Известия АН СССР», серия геол., 1975, № 11.

Гранитоидный магматизм, чрезвычайно широко развитый на территории Монголии, и тесно связанные с ним вопросы металлогении рассмотрены в ряде других статей. В них приведены материалы по петрологии, геохимии, генезису и структурному положению гранитоидов и сделаны выводы о закономерностях размещения некоторых главнейших эндогенных полезных ископаемых (главным образом, редкометальных и золота).

В книге дан разбор строения огромного Хубсугульского фосфоритового бассейна и его сравнение с другими геосинклинальными фосфоритовыми бассейнами мира. Приведенные в этих статьях материалы убедительно показывают, что изучение Хубсугульских фосфоритов имеет большое теоретическое и потенциально практическое значение.

В целом, как показывает перечень публикуемых в книге статей, в них затронуты многие вопросы геологии Монголии, имеющие не только региональное, но и более широкое значение. Нам представляется, что на материалах Монголии могут более обоснованно, чем в некоторых других складчатых областях, решаться некоторые общетеоретические геологические проблемы, связанные с выяснением условий заложения и формирования геосинклинальных структур и строением глубоких частей континентальной коры.

Н. С. Зайцев

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СТРУКТУРЫ МОНГОЛИИ

Вряд ли будет большим преувеличением сказать, что до 30-х годов текущего столетия не только о геологическом строении, но даже и о географии Монголии известно было очень мало. Географически она относилась к областям «высокой Азии», геологически — большей частью к «древнему темени Азии», а в общем оставалась «загадочной страной» или «Азией далекой и таинственной».

Однако начиная с 30-х годов наши представления о географии и геологии Монгольской Народной Республики начали очень быстро расширяться и меняться благодаря развернувшимся в то время более систематическим исследованиям, которые проводились главным образом советскими и монгольскими географами и геологами. При этом наиболее значительные результаты по геологии были получены за последние 20—25 лет, итогом которых явились три сводные геологические карты всей территории Республики, изданные в 1957, 1966 и 1972 г., составлены обобщающие труды по стратиграфии, тектонике, интрузивным и вулканогенным формациям, металлогении и полезным ископаемым, опубликованные в 50—70-х годах. Среди них солидное место занимают, с одной стороны, работы А. Х. Иванова, В. М. Синицына и сводные монографии, составленные Н. А. Мариновым или преимущественно под его руководством, а с другой — труды комплексной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Академии наук СССР и Академии наук МНР, организованной в 1967 г. при Геологическом институте АН СССР и продолжающей свои исследования в настоящее время.

До начала 1975 г. уже было издано 10 выпусков трудов экспедиции и в том числе: «Редкометалльные гранитоиды МНР» (1971), «Хубсугульский фосфоритоносный бассейн» (Ильин, 1973), «Ассоциации вулканогенных пород МНР» (1973), «Тектоника МНР» (1974), «Геокриологические условия МНР» (1974) и др., которые, как нам представляется, имеют существенное значение для выяснения истории геологического развития, формирования структур и полезных ископаемых как МНР, так и многих смежных территорий СССР и некоторых районов Центральной Азии.

Кроме того, нельзя не упомянуть работу А. С. Павленко, Л. В. Филиппова и Л. П. Орловой «О гранитоидных формациях Центрально-Азиатского складчатого пояса» (1974), представляющую наиболее полную петролого-геохимическую сводку по формациям и абсолютному возрасту домезозойских гранитоидных пород Монголии, а также монографию Л. П. Зоненшайна «Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу» (1972), большая часть которой посвящена анализу развития геологических структур Монголии. Многое сделано по изучению гранитоидов Б. Лувсанданзаном (1966) и орогенных структур и формаций А. А. Моссаковским и О. Томуртоого (Моссаковский, 1972; Томуртоого, 1972).

В ближайшее время выходят из печати еще ряд монографических работ по различным проблемам геологии Монголии, а также подготовле-

ны к изданию: Тектоническая карта МНР, Карта мезозойской и кайнозойской тектоники МНР и Карта четвертичных отложений МНР, составленная совместно с «НИЛЗарубежгеологией» Министерства геологии СССР.

Все это показывает, насколько далеко продвинулись вперед и стали более глубокими наши знания о геологическом строении и полезных ископаемых МНР не только по сравнению с первыми открытиями великих русских естествоиспытателей конца прошлого века (Г. Н. Потанина, Н. М. Пржевальского, М. В. Певцова, П. К. Козлова, В. А. Обручева), но даже и в сравнении с исследованиями 20 и 30-х годов текущего столетия. Достаточно указать, что на современном уровне знаний, среди многих общегеологических проблем Монголии сейчас обсуждаются такие проблемы, как время становления гранитно-метаморфического слоя в структурах различного возраста, а также проблемы формирования и развития этих последних в зонах с различным типом строения коры — океанической и континентальной (Пейве и др., 1972).

* * *

Огромная территория Монгольской Народной Республики, площадью свыше полутора миллионов квадратных километров (почти равная территории Ирана), находится в центре Азиатского материка. Она привлекательна для геолога тем, что на ее площади, расположенной между двумя древними (дорифейскими) платформами: Сибирской — на севере и Северо-Китайской — на юге, можно проследить последовательное и направленное развитие геологических структур, начиная с протерозоя и кончая мезозоем и кайнозоем. Такого региона, благоприятного для восстановления столь длительной истории развития складчатых сооружений различного возраста, обрамляющих древние платформы, и выяснения их взаимоотношений друг с другом в пределах материков, пожалуй, больше нигде нет. В пределах Монголии на протяжении более чем двух с половиной тысяч километров с запада на восток и более тысячи километров с севера на юг все эти структуры достаточно хорошо обнажены и доступны изучению.

Геологическое строение Монголии чрезвычайно разнообразно. Ее складчатая структура, наблюдаемая в современном срезе, формировалась в течение длительного времени и представляется весьма сложной и гетерогенной как по возрасту и морфологии структур, так и по выполняющим их осадочным, вулканогенно-осадочным, вулканогенным и плутоническим (интрузивным) формациям. Последние вообще в Монголии распространены чрезвычайно широко, а в северных и на западе центральных районах (например, в Хангае) — в особенности. Интрузивные массивы занимают здесь местами более 50% площади, образуя обширные «единые» поля. Недаром же еще в 30-х годах текущего столетия американские исследователи Ч. Берки и Ф. Моррис выделили их в качестве «великого монгольского батолита».

В истории формирования геологических структур Монголии четко выделяются следующие геотектонические эпохи: верхнепротерозойская (рифейская) с верхней возрастной границей примерно на уровне 800—900 млн. лет; раннекаледонская (которую часто называют байкальской вообще или позднебайкальской) с основной складчатостью во второй половине кембрия (верхняя граница около 500 млн. лет); собственно каледонская (додевонская); герцинская и, наконец, мезозойская. Более ранняя, чем рифейская, геологическая история восстанавливается с трудом, так как толщи пород соответствующего возраста достоверно известны в Монголии пока в немногих местах.

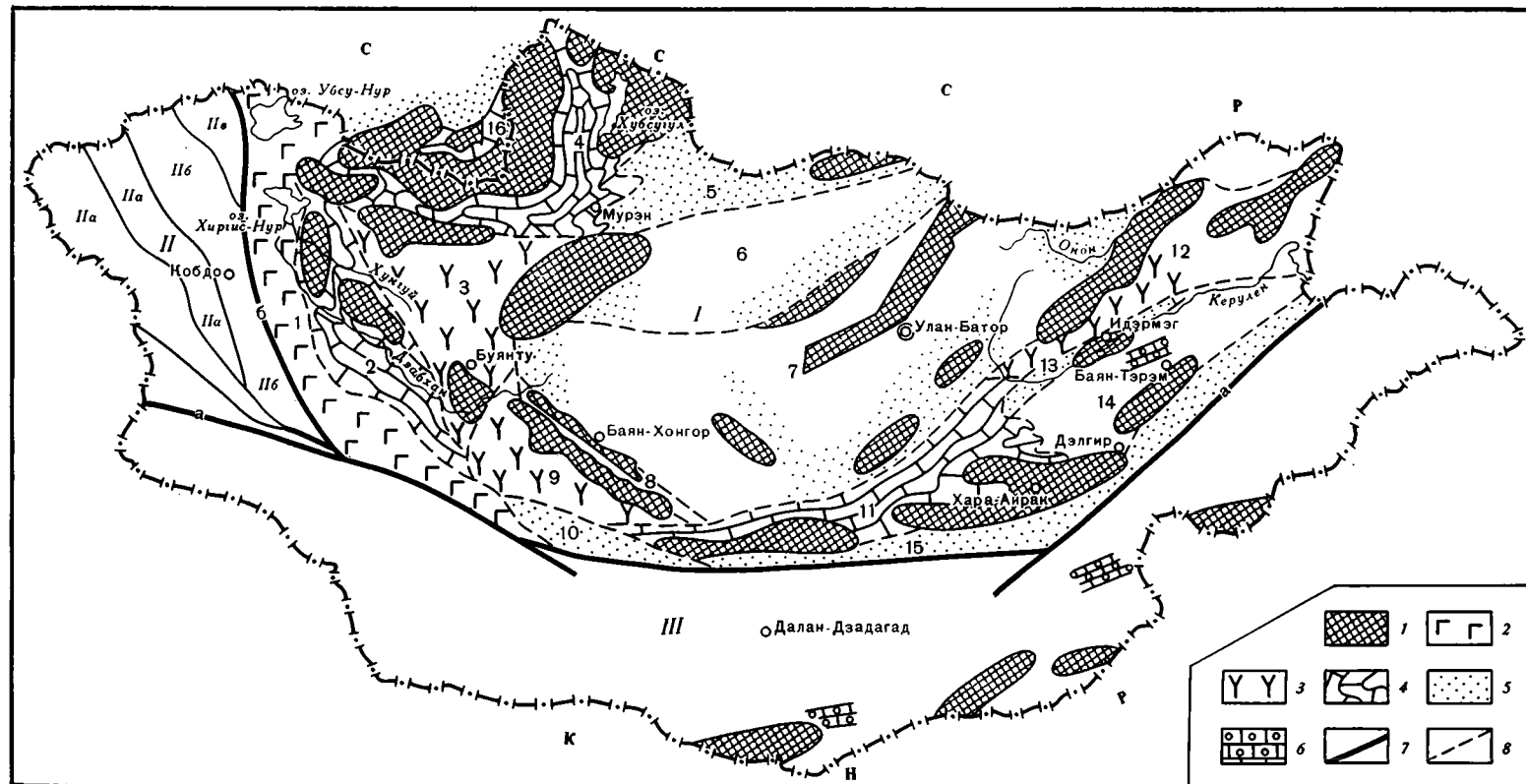
В результате перечисленных геотектонических эпох на территории Монголии создалась сложная мозаичная (В. М. Синицын назвал ее ре-

шетчато-сотовой глыбово-складчатая или слоисто-глыбовая структура (Синицын, 1959; Перфильев, 1968). Мозаичность ее структурного рисунка определяется прежде всего сочетанием отдельных линейно вытянутых структур с выдержанными простираниями, с разновеликими блоковыми структурами с разнонаправленными простираниями. Простирания различных структурных элементов Монголии, как и во многих других областях Центральной Азии, очевидно, предопределено существованием трех доминирующих систем глубинных длительных живущих зон разломов (Васильев и др., 1959): северо-западной, северо-восточной и широтной (на севере Монголии и меридиональной), которые четко прослеживаются на протяжении всех выше выделенных геотектонических эпох. В последнее время установлена значительно большая роль субширотных разломов, чем это допускалось ранее¹. С этими направлениями совпадают простирания основных складчатых структур, распределение фациальной и формационной зональности крупных комплексов пород и даже в значительной мере направления главных современных орographicеских систем и отдельных хребтов. Таким образом, зоны глубинных разломов вырисовываются в геологической истории Монголии как удивительно устойчивые, консервативные по положению, унаследованные геологические структуры. Они устанавливаются по различным геологическим и геофизическим критериям, в том числе по наличию линейно расположенных разновеликих ультрабазитовых массивов и некоторых других пород офиолитового комплекса. Зоны разломов контролируют также размещение многих гранитоидных массивов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Выявленные системы различно ориентированных разломов сочленяются друг с другом под различными (часто в торец) углами и не дают нам никаких оснований для отображения в современной структуре каких-либо плавных складчатых дуг.

Глубинными разломами вся структура Монголии разделена на ряд блоков, главнейшими из которых являются три: раннекаледонский блок Северной Монголии, занимающий большую часть страны; каледонский блок Западной Монголии, пространственно совпадающий с Монгольским Алтаем, и герцинский субширотный блок Южной Монголии. Каждый из них, в свою очередь, распадается на систему более мелких блоков (рис. 1).

Раннекаледонский блок Северной Монголии. Геологическое строение и структуры этого блока теснейшим образом связаны с геологическим строением смежных территорий СССР — Тувы, Восточного Саяна, Забайкалья. В полном соответствии с геологическим строением этих районов наблюдается широкое распространение докембрийских пород в пределах ранних каледонид Монголии, особенно в ее северных частях. Среди них в Монголии выделяются несколько разновозрастных доверхнерифейских комплексов, слагающих ряд выступов (срединных массивов) и геосинклинальных поднятий (ядра антиклинорий), образующих древнее основание в области раннекаледонской складчатости. Их возрастное расчленение в основном базируется на сравнительно-корреляционных данных с лучше изученными, близкими по составу и структурному положению формационными комплексами смежных площадей Советского Союза (Сангилена, Восточного Саяна, Хамар-Дабана). Данные по абсолютной геохронологии древних комплексов Монголии имеют только единичные. Есть основания предполагать, что наиболее древние из них слагают юго-западную часть Сангиленского массива (Тува), откуда они заходят (под покровом четвертичных отложений) на левобережье р. Тэсиин-Гол (в районе оз. Тэрэ-Холь) в Монголию. По данным Ф. П. Митрофанова, они представлены серией двупироксеновых гнейсов (гранулитов) и чарнокитов, несогласно и трансгрессивно перекрытых в

¹ См. рисунок в статье В. И. Тихонова.



Туве (в районе слияния рек Эрзина и Нарына) метаморфическими породами тескемской свиты протерозоя с базальными конгломератами в основании. Ф. П. Митрофанов считает возможным параллелизовать гранулиты и чарнокиты Сангилены с архейскими породами Алданского щита и Восточного Саяна (шарыжалгайский комплекс), от ближайших выходов архея которого Сангиленский выступ удален не менее чем на 500 км (рис. 2).

Более молодые протерозойские породы, как правило, подразделяются на три комплекса: нижний гнейсово-сланцевый, средний карбонатный или кварцито-карбонатный и верхний зеленосланцевый. Первые два относятся, вероятно, к нижнему и среднему протерозою, последний — к рифею с абсолютным возрастом 1600—800 млн. лет. Следует подчеркнуть, что все эти метаморфические комплексы в основном образовались по первично осадочным породам, хотя среди зеленосланцевого комплекса значительная роль местами (например, в Хэнтэе) принадлежит вулканогенным породам. Нижний комплекс участвует в строении Байдарикского массива (Центральная Монголия), Ханхухэйского поднятия, южных частей Сангиленского массива, в некоторых выступах Восточного Прихубсугуля и, возможно, в других местах. Наиболее древние цифры радиометрических определений получены для нижнего комплекса Байдарикского массива. Абсолютный возраст скарнированных мраморов из верхних частей этого массива, установленный К/Аг методом по флогопиту, равен 1900 млн. лет (Д. Андреас и К. Бухерт). Повторные определения, произведенные тем же методом в Геологическом институте АН СССР для проб, отобранных И. П. Палеем, показали цифру в 2600 млн. лет. Таким образом, вряд ли можно сомневаться в том, что здесь мы имеем выходы действительно нижнепротерозойских пород.

Средний комплекс, наиболее характерной чертой которого является постоянное присутствие в нем графитизированных и силицитизированных мраморов, развит в тех же районах, что и нижний, но особенно широко в зоне сочленения структур Западного Прихубсугуля и Сангилены. Это мурэнская, балыктыгхемская серия этих районов, дербинская — Восточного Саяна. Нижний и средний комплексы вместе взятые, вероятно, отвечают возрастному уровню слюдянского или бирюсинского комплекса Восточного Саяна и Хамар-Дабана.

Верхний комплекс в пределах Монголии распространен шире, чем предыдущие два, что хорошо видно на схеме (см. рис. 2). Он в основном сложен породами зеленосланцевой фации метаморфизма, хотя местами, в особенности в районах большого развития нижнепалеозойских гранитоидных интрузий, они часто переходят в амфиболитовую фацию (Бутэлийн-Нуру, Хан-Хухэй). На подстилающих отложениях в Монголии, по-видимому, повсеместно залегает с разрывом и покрывается верхнерифейско-вендско-кембрийскими отложениями также с перерывом.

Рис. 1. Структурная схема Монголии

I — раннекаледонский блок Северной Монголии; II — каледонский блок Западной Монголии (IIa — Алтайская зона, IIб — Хархиринская зона, IIв — Цаганшибетинская зона); III — герцинский блок Южной Монголии; 1 — выступы протерозойского гранитизированного основания в северном и южном блоках; 2—6 — раннекаледонские (верхнерифейско-среднекембрийские) структурно-формационные зоны: 2 — с преобладанием вулканитов андезитового и базальтового состава, 3 — с преобладанием вулканитов липарит-дацит-андезитового состава, 4 — существенно карбонатные, 5 — терригенно-карбонатно-вулканогенные, 6 — участки развития верхнерифейских или нижнекембрийских карбонатно-терригенных отложений в северном и южном блоках; 7 — главные разломы: главный Монгольский (а), Цаганшибетинский (б); 8 — условные границы структурно-формационных зон. Зоны (цифры на схеме): 1 — Озерная, 2 — Цаганолюмская (Дзабханская), 3 — Идэрская, 4 — Прихубсугульская, 5 — Джидинская, 6 — Тарято-Селенгинская, 7 — Хангай-Хэнтэйская, 8 — Байхонгорская, 9 — Байдаринская, 10 — Ихэбогдинская, 11 — Средне-Гобийская, 12 — Северо-Керуленская, 13 — Керуленская, 14 — Южно-Керуленская, 15 — Ундуршиллинская, 16 — Сангиленская

1—4 — поднятия, сложенные: 1 — археем, 2 — протерозоем, 3 — рифеем, 4 — предполагаемым докембрием под чехлом молодых отложений; 5 — рифейско-кембрийский платформенный чехол; 6, 7 — прогибы, сложенные венд-кембрием: 6 — опущенные части, 7 — относительно поднятые части; 8 — ультрабазиты; 9 — неотектонические впадины (цифры на схеме): 1 — Байкальская, 2 — Тункинская, 3 — Хубсугульская, 4 — Дархатская, 5 — Бусингольская, 6 — Терехольская, 7 — Тэсингольская; 10—11 — разломы: 10 — глубинные, 11 — региональные

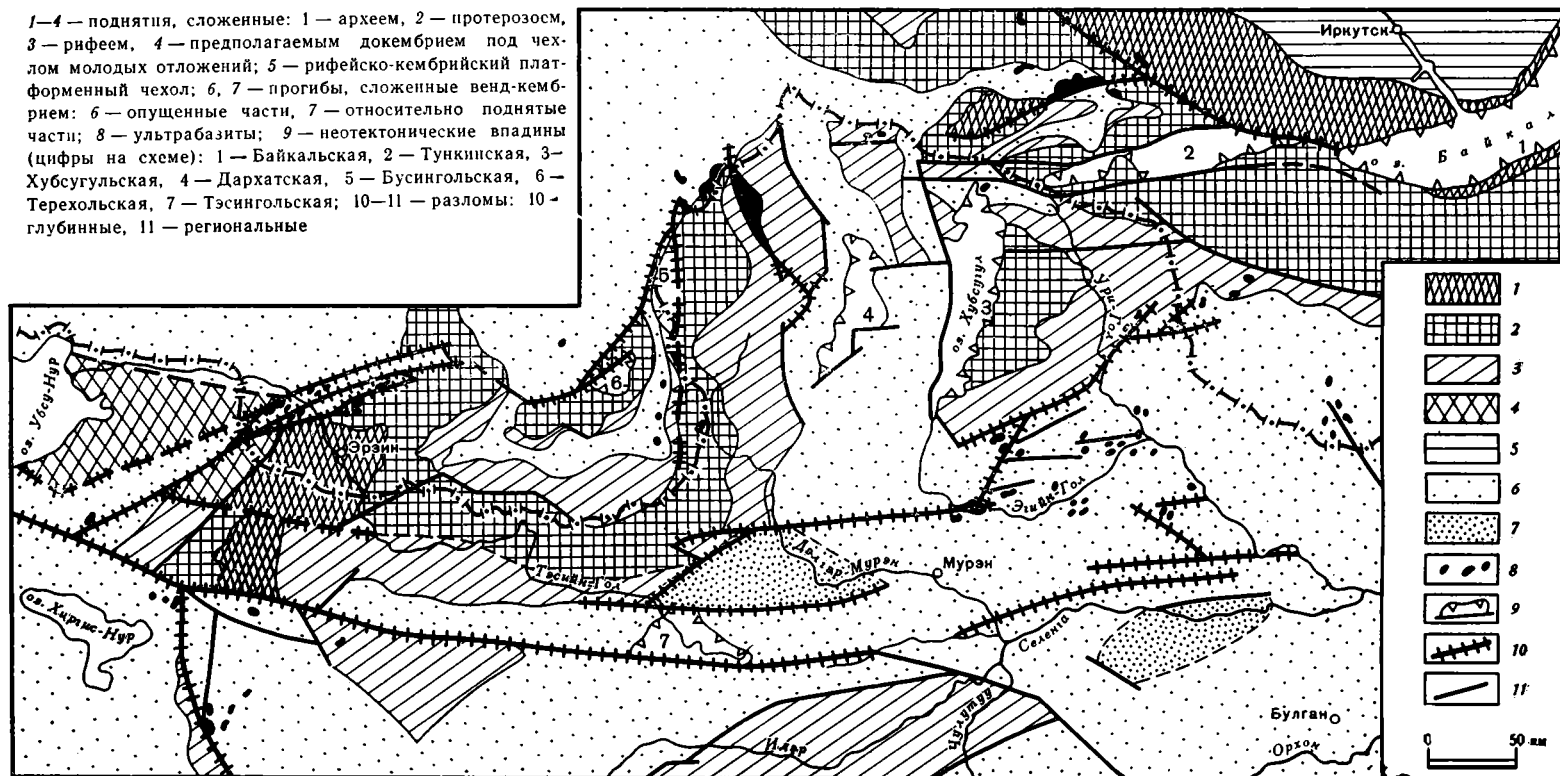


Рис. 2. Палеотектоническая схема вендско-кембрийского времени (с элементами неотектоники). Составил Н. С. Зайцев, 1975 г.

Возраст верхнего комплекса несомненно не моложе верхнего рифея, хотя данные абсолютных калий-аргоновых определений по биотиту часто дают сильно завышенные (нижнепалеозойские) цифры.

Выходы древних комплексов в срединных массивах и в геосинклинальных поднятиях северного блока Монголии весьма многочисленны и по общей занимаемой ими площади очень обширны. Все это, наряду с преобладающим первичноосадочным — карбонатным и терригенным (в том числе кварц-полевошпатовым) составом слагающих их пород, дислоцированных и гранитизированных еще в предверхнерифейское время, не оставляет сомнения в том, что уже к началу заложения верхнерифейско-кембрийских геосинклиналей на большей части блока была сформирована континентальная кора полного профиля, включая и гранитно-метаморфический слой. Об этом же убедительно свидетельствуют также данные, полученные в последнее время в результате изучения ксеногенных включений из молодых щелочных оливиновых базальтов Центральной Монголии. Среди этих включений обнаружены как продукты мантийного генезиса — пироповые и шпинелевые лерцолиты и гранатовые эклогиты, так и обломки пород корового происхождения — гранулитов, разгнейсованных габбро-диоритов и нижнепалеозойских (?) граносиенитов и гранитов (Труды Сов.-Монг. геол. эксп., вып. 7, 1973; Копежинскас, 1974; Копежинскас, Антипин, 1975; Копежинскас, Зайцев и др., 1976). Первые из них, как показывают экспериментально-расчетные данные, по-видимому, вынесены с глубин порядка 80 км, вторые — из более высоких частей сиалического слоя коры.

Сделанный нами вывод об образовании континентальной коры к началу фанерозоя вполне согласуется с неоднократными высказываниями М. В. Муратова (1963, 1966, 1967) о том, что большинство палеозойских складчатых поясов Евразийского континента заложилось и развивалось на докембрийском, главным образом рифейском основании, представленном осадочными и вулканогенными породами, в той или иной степени метаморфизованными.

Исключением для северного блока Монголии может служить только западная его часть, выделяемая под названием Озерной зоны (или Котловины Больших Озер) (см. рис. 1).

На этих древних комплексах, как правило, с несогласием и перерывом, отвечающим примерно уровню 840—900 млн. лет, как это было показано Н. С. Зайцевым и А. В. Ильиным (1970,) для районов Прихубсугуля, а для восточных районов (бассейн р. Керулен — Идэрмег) и более высокому уровню, близкому к границе кембрия и докембрия, залегают породы позднерифейско-среднекембрийского структурного комплекса. Они очень широко распространены, изменчивы в фациальном и формационном отношении. Среди них можно выделить следующие главнейшие типы геосинклинальных отложений: 1) вулканиты базальтового и андезитового состава с подчиненными им кремнисто-яшмовыми породами и линзами известняков; 2) преимущественно вулканиты липарит-дацит-андезитового состава; 3) терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения; 4) преимущественно терригенные отложения; 5) существенно карбонатные отложения (Зайцев и др., 1974). Выделенные обобщенные типы пород латерально отвечают определенным типам структурно-формационных зон, которые можно охарактеризовать в первом случае как типичные эвгеосинклинальные, во втором — как переходные между эвгеосинклинальными и миктогеосинклинальными, в третьем и четвертом — миктогеосинклинальными (в понимании термина, предложенного Ю. М. Пушаровским, 1972) и в последнем — пятом — ближе всего стоящими к миеосинклинальным. Между всеми типами этих зон существует довольно тесная взаимосвязь. В зонах третьего, четвертого и пятого типов весь разрез прекрасно расчленяется по вертикали на две части. Нижняя — вулканогенно-терриген-

ная с кислыми субареальными вулканитами — фельзитами, липаритами, кварцевыми и плагиоклазовыми порфирами, их туфами, а также с зелено- и красноцветными алевролитами, песчаниками, конгломератами. Эта часть разреза, выделяемая в Монголии под названием дзабханской или дархатской серии, отвечает в смежных частях Восточного Саяна близкой по составу и возрастному уровню сархойской серии.

Верхняя часть преимущественно карбонатная — доломитово-известняковая с многочисленными послойными кремнями, с пачками терригенных и эффузивных пород среднего состава. Она расчленяется на ряд свит, объединяемых под названием хубсугульской серии, отвечающих по возрасту и составу боксонской серии Восточного Саяна. К карбонатным породам хубсугульской серии на севере Монголии приурочен крупнейший в Азии Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (Зайцев, Ильин, 1970₂; Ильин, 1973).

Возраст пород дархатской и хубсугульской серий на основании абсолютных датировок, находок строматолитов, онколитов, а для верхней половины карбонатных пород — трилобитов, археоциат и других органических остатков устанавливается как верхний (может быть, даже и средний) рифей — средний кембрий. Пространственно карбонатный и терригенный комплексы располагаются или между обширными выступами доверхнерифейских и более древних пород основания, или тяготеют к ним. Эти выступы во время седиментации конца докембрия — кембрия представляли, по-видимому, крупные поднятия или слабо погруженные участки суши.

В целом все выделенные верхнерифейско-среднекембрийские комплексы, очевидно, можно рассматривать как разнофациальные типы пород, отлагавшихся в различных частях обширнейшего океанического бассейна, простиравшегося далеко за пределы Монголии — в Саяно-Алтайскую область, Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань, Западно-Сибирскую низменность, Забайкалье и Приморье. Этот геосинклинальный бассейн на востоке и юге имел непосредственные связи с эпиконтинентальными морями, покрывавшими Сибирскую и Китайскую платформы, а также, как показывает анализ кембрийской трилобитовой и археоциатовой фауны, и с морями Северо-Американского континента.

На большей части площади северного блока Монголии верхнерифейско-кембрийские геосинклинальные прогибы располагались, как показано выше, на коре континентального типа с уже сформированным гранитно-метаморфическим слоем. Только на западе раннекаледонского блока — в Озерной зоне, возможно, к этому времени сиалического слоя еще не существовало (Волхонин, Степанов, 1969). Этот вывод обосновывается тем, что здесь неизвестно выходов на поверхность пород древних метаморфических комплексов, а среди вендско-кембрийских отложений, выполняющих Озерный прогиб, имеется полный набор пород, типичных для эвгеосинклиналей. По данным Л. П. Зоненшайна и Н. Г. Марковой, в юго-восточной части Озерного прогиба (хр. Хан-Тайшир) разрез построен следующим образом (снизу вверх): ультрабазиты (дуниты, гарцбургиты), габброиды и пироксениты, пластинчатый комплекс — серия параллельных диабазовых даек, подушечные лавы — диабазы и спилиты, кремнисто-яшмовые и сланцевые породы с линзами археоциатовых известняков. Венчает разрез терригенная толща с отдельными прослоями известняков кембрийского возраста. Все породы образуют здесь серию крутопадающих чешуй, надвинутых одна на другую в северном направлении. В целом, Озерный прогиб представляется как эвгеосинклиналь, заложившаяся на коре океанического типа.

В других частях ранних каледонид Северного блока такого полного и взаимосвязанного ряда пород офиолитового комплекса пока не уста-

новлено, хотя их проявления и не редки. Здесь встречаются как совместно, так и разрозненно тела габброидов и сильно серпентинизированных ультрабазитов, находящиеся в различных взаимоотношениях с разновозрастными вмещающими породами, с которыми они контактируют чаще всего тектонически.

Пространственно ультрабазиты и метабазиты этой части раннекаледонского блока тяготеют либо к сравнительно узким зонам разломов, как, например, к Эргыйнгольской, либо кустообразно расположены на какой-то сравнительно ограниченной площади среди докембрийских и кембрийских пород. Здесь пока не установлено также и того стратифицированного строения офиолитовой серии в целом, которое указывалось для Озерной зоны. Возраст ультрабазитов для всего раннекаледонского блока не моложе среднего кембрия, хотя, несомненно, что среди них имеются и докембрийские, так как в обломках и гальках они присутствуют уже в базальных конгломератах верхнерифейско-кембрийского комплекса.

Приведенные данные свидетельствуют о существенных различиях в строении и условиях залегания офиолитовых серий в различных частях раннекаледонского блока. В настоящее время нам представляется наиболее вероятным связывать многочисленные выходы на дневную поверхность пород офиолитовой формации в пределах Северного блока (кроме Озерной зоны) с раздроблением и раздвижением сиалического докембрийского основания и подъемом подкорового магматического материала по зонам глубинных разломов одновременно с формированием офиолитового комплекса в пределах эвгеосинклинали Озерной зоны.

Геосинклинальное развитие эта зона, как и весь Северный блок в целом, закончила также в одно время. Первичная или собственно раннекаледонская моласса, завершающая геосинклинальное развитие, залегает всюду на различных горизонтах подстилающих пород; она известна в Озерном прогибе на северном склоне хр. Хан-Хухэй, а на востоке — в ряде мест в Джидинском прогибе (Благонравов, Зайцев, 1972). Моласса представлена мощной зеленоцветно-красноцветной толщей алевролитов, песчаников и конгломератов, в составе гальки которых наблюдаются все подстилающие породы, в том числе нижнепалеозойские гранитоиды и габброиды. По возрасту она относится к среднему — верхнему кембрию и, возможно, к низам ордовика.

Каледонский блок Западной Монголии географически совпадает с высокогорной системой Монгольского Алтая. Для него характерно очень широкое развитие мощных сложно дислоцированных очень разнообразных песчано-сланцевых пород, известных аналогов горно-алтайской серии условно верхнекембрийского возраста. Между ними кое-где в узких клиньях залегают зеленокаменные толщи с гипербазитами, по-видимому, разновозрастные эвгеосинклинальному комплексу Озерной зоны. В восточной части Монгольского Алтая — в Ачитунурском и Тонхильском синклиниях — на горно-алтайской серии пород с перерывом залегают толщи песчано-алевролитовых пород ордовик-нижнесилурийского возраста, богато охарактеризованные фауной. Местами в них имеются эффузивы среднего и основного состава. Весь этот комплекс претерпел каледонскую складчатость (до девона). На каледонских структурах развились своеобразные девонские моногеосинклинальные прогибы типа Делюно-Юстыдского и наложенные девонско-каменноугольные впадины. С этим этапом развития связано формирование гранитоидных пород, представленных аляскит-гранитной формацией с абсолютным возрастом около 320 млн. лет (Тектоника МНР, 1974; Дергунов, и др., 1971).

В целом, каледонский блок Монгольского Алтая можно представить как более длительно развивавшийся по сравнению с Озерной зоной нижнепалеозойский геосинклинальный прогиб.

Герцинские структуры Монголии. Тектоническими движениями герцинского этапа была захвачена вся территория страны. При этом в различных частях страны возникли различные по морфологии, формационному выполнению и истории развития структуры. Среди них выделяются два типа геосинклинальных складчатых структур, существенно отличающихся друг от друга: эвгеосинклинальные и моногеосинклинальные (или регенерированные). К первому типу относится субширотный складчатый пояс южно-монгольских герцинид, протягивающийся от западных до восточных границ Монголии. Этот пояс расположен к югу от раннекаледонского блока Северной Монголии и образует самостоятельный Южный блок (Дергунов и др., 1971).

Отличительной чертой строения этого пояса являются: во-первых, ограниченность выходов в его пределах на поверхность пород древнего основания, которые известны в юго-восточной его части, где они образуют ряд блоковых поднятий, сложенных в основном терригенно-карбонатными и карбонатно-кремнисто-глинисто-сланцевыми толщами, вероятно, рифейского возраста; во-вторых, широкое развитие типично эвгеосинклинальных комплексов силурийско-девонского возраста, включающих зеленокаменные вулканогенные образования спилит-диабазового состава, яшмы, кремнисто-сланцевые и туфогенно-граувакковые толщи, а также многочисленные тела гипербазитов и габбро; в-третьих, линейно-блоковый стиль дислокаций, сопровождаемый в хребтах Дзолен, Северей тектоническими покровами, шарьяжами и развитием серпентинитового меланжа. Все это дает право трактовать Южно-Монгольскую систему геосинклинальных прогибов как заложившуюся на коре океанического типа.

Ко второму типу относятся герцинские структуры Северного блока, которые, в противоположность южно-монгольским герцинидам, являются структурами наложенными, сформировавшимися на раннекаледонском и более древнем гранитизированном основании. Наиболее крупные из них — Хангайский и Хэнтэйский синклинории, выполненные преимущественно кремнисто-терригенными и терригенно-сланцевыми породами девона и карбона. Инициальный, подводный основной вулканизм, характеризующий эвгеосинклиналь Южно-Монгольского блока, здесь отсутствует. В то же время завершающие геосинклинальное развитие первичноорогенные (или собственно орогенные) формации в герцинидах севера и юга Монголии, несмотря на различия в их строении, формировались примерно в одно время, начиная с верхнего палеозоя. Герцинские интрузивные породы орогенного (в широком понимании) этапа развития выходят далеко за пределы собственно герцинских структур. Они размещаются преимущественно в структурах обрамления или в зонах поднятий, разделявших герцинские прогибы. Таким образом, для герцинид, так же как и для каледонид, выделяются структуры с различным типом строения коры: океанической и континентальной.

Проблема гранитоидного магматизма. Для Монголии, как уже отмечалось выше, чрезвычайно характерно широкое развитие и весьма длительное проявление гранитоидного магматизма, который охватывает здесь (с известными интервалами) промежуток времени, начиная с рифея и кончая нижним мелом. Такому длительному развитию гранитоидов, сосредоточенных в основном в северных и северо-западных ее частях, примыкающих к Южно-Сибирскому гранитоидному поясу (Зоненшайн, 1972), пожалуй, трудно найти аналоги в какой-либо другой складчатой области. Это обстоятельство весьма важно в теоретическом и практическом плане, так как хорошо известно, что с гранитоидами вообще и с мезозойскими в особенности связаны главнейшие полезные ископаемые Монголии. Однако проблема длительности процессов гранитоидного магматизма, становление которого на терри-

тории Монголии происходило многократно и в значительной мере при формировании разновременных наложенных орогенных структур в континентальных условиях, требует, как нам кажется, дальнейшего всестороннего изучения. Отметим только, что размещение гранитоидных формаций в пространстве и во времени тесно связано с тектоническими движениями и структурами различных этапов развития.

Формирование гранитоидных формаций начиналось в эпохи замыкания разновозрастных геосинклинальных структур (перед образованием первично орогенной молассы) и затем возобновлялось неоднократно при последующих орогенических движениях, захватывавших ранее созданные складчатые сооружения. Становление гранитоидов протекало в условиях роста поднятий, связанных как с замыканием геосинклиналей, так и с более поздними блоково-глыбовыми движениями структур активизации (Гранитоидные и щелочные формации..., 1975).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геосинклинальные складчатые структуры Монголии, если их рассматривать в связи с формированием структур Саяно-Алтайской области, Забайкалья и южного обрамления Сибирской платформы, за длительный отрезок времени их развития пространственно смещались в направлении с севера на юг: от более древних поясов складчатости к более поздним.

Для каждой из палеозойских эпох складчатости устанавливается существование областей или блоков с океанической и континентальной корой.

С течением времени происходило усложнение строения складчатых структур и верхней части земной коры в целом.

Происходило не только наращивание кристаллического древнего фундамента Сибирской платформы за счет приращения к нему более молодых складчатых поясов обрамления, но при формировании последних этот древний фундамент дробился и вовлекался в виде разновеликих глыб в складчатые структуры фанерозоя.

Сиалическая кора на большей части Северного блока Монголии сформировалась уже к началу раннекаледонской эпохи (в доверхнерифейское время) и продолжала наращиваться в последующие эпохи, свидетельством чему является массовое проявление более позднего гранитоидного магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 7). «Наука», 1973.
- Благоназов В. А., Зайцев Н. С. Джидинская зона ранних каледонид Монголии.— Геотектоника, 1972, № 6.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Я., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Волхонин В. С., Степанов П. П. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геология, 1969, № 5.
- Геокриологические условия Монгольской Народной Республики (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 10). «Наука», 1974.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. I—II. «Недра», 1973.
- Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 14). «Наука», 1975.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблемы палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба.— Геотектоника, 1970, № 5.

- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (МНР).— Докл. АН СССР, 1970, 192, № 2.
- Зайцев Н. С., Благодрагов В. А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, 49, вып. 4.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. «Недра», 1972.
- Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед. АН СССР и АН МНР, вып. 6). «Наука», 1973.
- Кеппежинскас В. В. Ультраосновные включения в щелочных базальтоидах Монголии.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Кеппежинскас В. В., Антипин В. С. Мегакристы санидина из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии.— Геол. и геоф., 1975, № 2.
- Кеппежинскас В. В., Зайцев Н. С., Луицкий И. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Основание континентальной коры по гранулитовым ксенолитам.— Докл. АН СССР, 1976, 229, № 2.
- Лувсанданзан Б. Комплекс малых трещинных интрузий зоны Булганского глубинного разлома.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. «Недра», 1966.
- Моссаковский А. А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии.— Геотектоника, 1972, № 1.
- Моссаковский А. А., Томуртоого О. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— Докл. АН СССР, 1972, 206, № 5.
- Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.
- Муратов М. В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования.— Изв. ВУЗ'ов, геол. и разв., 1966, № 3.
- Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.— Изв. ВУЗ'ов, геол. и разв., 1967, № 10.
- Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. «Наука», 1974.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Руженцев С. В. Проблемы внутриконтинентальных эвгеосинклиналей.— В кн.: Тектоника (Докл. сов. геол. на XXIV сессии МГК). «Наука», 1972.
- Перфильев А. С. Два типа развития палеозойских геосинклинальных систем.— В кн.: Орогенные пояса. «Наука», 1968.
- Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли. «Наука», 1972.
- Редкометалльные гранитоиды Монголии (Петрология, распределение редких элементов и генезис). (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед. АН СССР и АН МНР, вып. 5). «Наука», 1971.
- Синицын В. М. Центральная Азия. Госгеографиздат, 1959.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед. АН СССР и АН МНР, вып. 9). «Наука», 1974.
- Томуртоого О. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии).— Геотектоника, 1972, № 3.

**В. А. Благодрагов, Н. С. Зайцев, Б. Лхасурен, И. П. Палей,
И. Б. Филиппова**

ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ — ОБРАЗОВАНИЯ РАННИХ СТАДИЙ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В настоящее время большинство геологов признают, что кора континентального типа формируется в результате развития и преобразования океанической коры — в этом заключается сущность геосинклинального процесса. Это положение получило широкое признание благодаря работам советских тектонистов и в первую очередь группы геологов ГИН АН СССР, возглавляемой А. В. Пейве (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971; Пейве и др., 1972).

Процесс формирования континентальной коры часто бывает очень сложным длительным и многократным. Одним из примеров такого весьма сложного становления континентальной коры может служить раннекаледонский мегаблок Северной Монголии. В его пределах значительную роль играют древние метаморфические образования, которые слагают серию разновеликих блоков, подчеркивая мозаично-блоковое строение этой территории (рис. 1). Расчленение метаморфических пород проводится главным образом по литологическим критериям. Возрастная датировка выделяемых подразделений базируется на немногочисленных радиологических данных, незначительном количестве органических остатков, а также на сопоставлении их с несколько лучше изученными протерозойскими толщами соседних районов Советского Союза (Благонравов, Ильин, 1973; Палей, Благонравов, 1974; Благонравов, Палей, 1976).

Согласно существующим представлениям, в Северной Монголии выделяются две области с различным типом строения разрезов докембрийских метаморфических образований и неодинаковым характером соотношения их с раннекаледонским (среднерифейско-нижне-, местами среднекембрийским) комплексом. На большей части территории (за исключением Хангай-Хэнтэйской зоны) эти образования отделены крупным перерывом от отложений позднего докембрия — раннего кембрия, а сводный разрез их представлен четырьмя толщами: гнейсовой, гнейсово-сланцевой, существенно карбонатной и зелено-сланцевой (рис. 2).

Сведения о самой нижней толще очень скудны. К ней относятся пироксеновые и биотит-амфиболовые гнейсы с линзами мраморов, слагающие отдельные блоки около сомона Бумбугэр и в Северной Гоби. Определение абсолютного возраста флогопита из скарнированного мрамора окрестностей сомона Бумбугэр, равное 1900 млн. лет (K/Ar метод), по-видимому, отражает возраст более поздних наложенных процессов.

К этой же толще, по-видимому, принадлежат отдельные выходы интенсивно метаморфизованных пород (вплоть до гранулитовой фации метаморфизма), установленные в 1976 г. Ф. П. Митрофановым и И. К. Казаковым на северных склонах хр. Хан-Хухэй. О существовании глубоких горизонтов криптозоя, видимо, свидетельствуют также включения гранулитов, обнаруженные в кайнозойских базальтах Хангайского нагорья (Кепежинский и др., 1976). Не исключено, что отложения этой толщи являлись аналогами комплекса гранулитов алданского типа, недавно выделенного Ф. П. Митрофановым и И. К. Казаковым (1976) в основании разреза Сангилены вблизи границы с МНР и выходящего в низовьях Онона в Восточном Забайкалье.

Гнейсово-сланцевая толща, образованная биотитовыми, гранат-биотитовыми двуслюдяными гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами и мраморами, обнажена в Восточном Прихубсугулье, в хребтах Бутэлийн-Нуру, Буянтинском, Баянхонгорском и, возможно, Сонгинском и Тарбагатайском выступах, хотя вполне вероятно, что в двух последних эти образования принадлежат самой верхней зелено-сланцевой толще, испытавшей более интенсивный метаморфизм. Мощность гнейсово-сланцевой толщи от 2000 до 5000 м. Она условно относится к среднему протерозою (скорее всего к его верхней части), так как согласно с постепенным переходом сменяется карбонатной толщей, в которой известны единичные нижнерифейские онколиты.

Существенно карбонатная толща, мощностью 2500—3000 м, представлена графитсодержащими мраморами и мраморизованными известняками, которым обычно подчинены кварц-биотито-роговообманковые и двуслюдяные сланцы, амфиболиты и кварциты. Особенно широко она развита в Прихубсугулье и Средней Гоби, в меньшей мере в

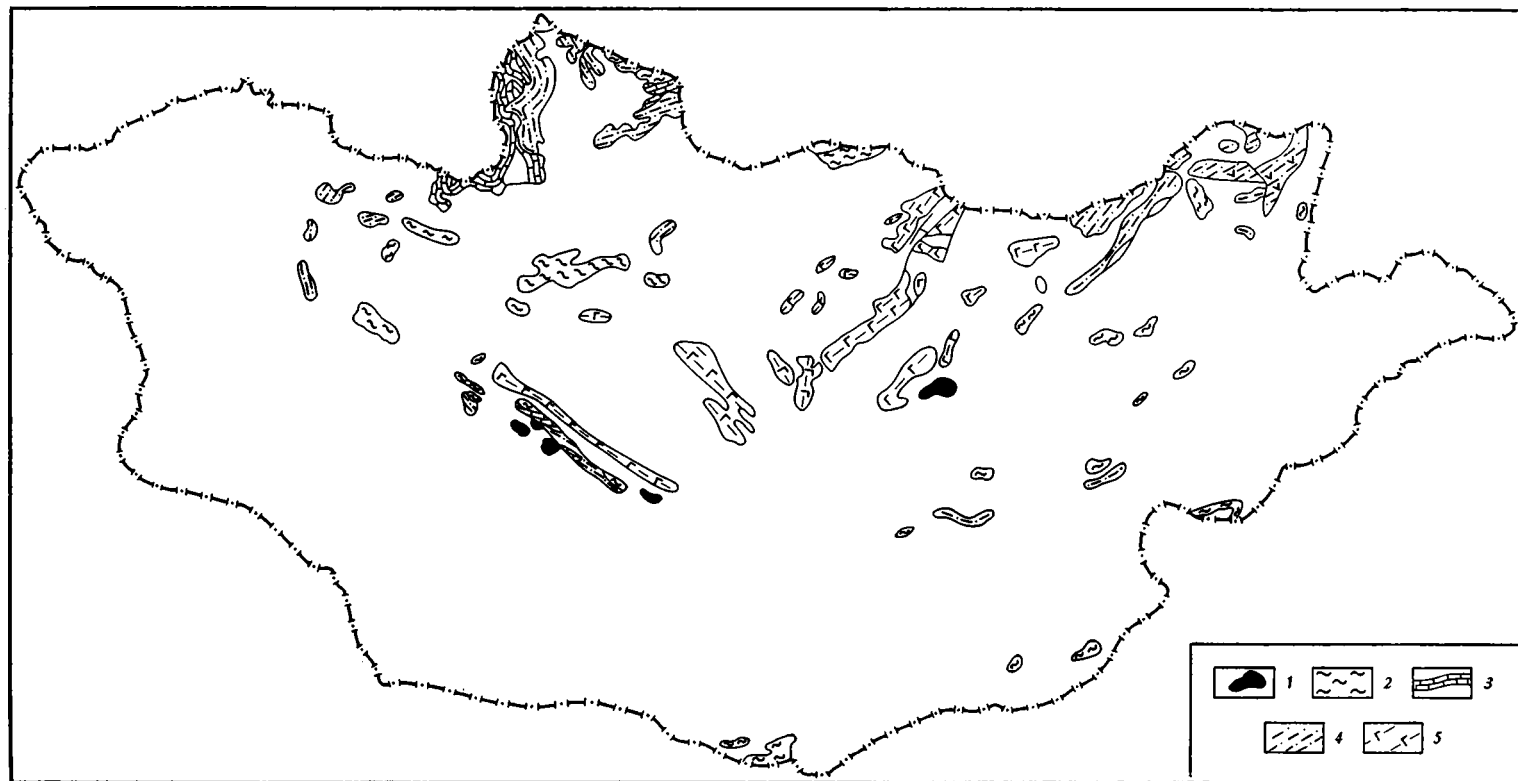


Рис. 1. Схема распространения современных выходов метаморфических образований

1 — архей — нижний протерозой (?), 2 — средний протерозой, 3 — нижний рифей, 4 — средний рифей, 5 — рифей — венд (возможно, с элементами кембрия)

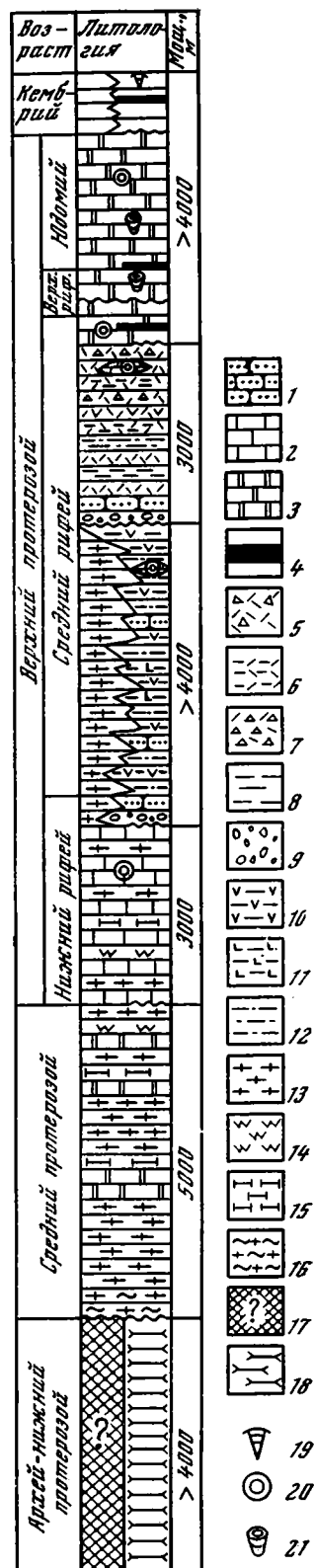
хр. Хан-Хухэй, в Баянхонгорском выступе и хр. Эрэн-Дабан. Нередко карбонатная и нижележащая гнейсово-сланцевая толща объединяются в единый гнейсово-карбонатный комплекс (Палей, Благоднаров, 1974).

Верхняя зеленосланцевая толща, отделенная от нижележащих образований перерывом и складчатостью, а местами и гранитообразованием, относится к самостоятельному зеленосланцевому комплексу. Она состоит из кварц-серицит-хлоритовых, углисто-кварц-серицитовых, кварц-эпидот-хлоритовых, актинолитовых и других сланцев нередко с реликтами псаммитовых структур, а также рассланцованных и метаморфизованных песчаников и алевролитов. Иногда появляются рассланцованные конгломераты, измененные эффузивы преимущественно среднего состава, мраморизованные известняки и доломиты. Выходы зеленосланцевой толщи известны во многих районах Северной Монголии, особенно широко она развита в Прихубсугулье и Северо-Восточной Монголии. В известняках иногда встречаются среднерифейские онколиты, а в углисто-кварц-серицитовых сланцах — верхнепротерозойские микрофитофоссилии. На правобережье Керулена (Баянэрамский выступ) мигматиты, насыщающие зеленосланцевые толщи, по данным венгерских геологов, имеют абсолютный возраст 950—1058 млн. лет (Rb/Sr метод). Близкие радиологические определения (1100, 1050, 970 млн. лет U/Pb методом) получены из пегматитов, залегающих среди метаморфических образований Средней Гоби (устное сообщение Г. А. Шаткова). Нередко зеленосланцевые толщи в результате плутонометаморфизма метаморфизованы в амфиболитовой стадии и тогда они становятся практически не отличимы от более древних среднепротерозойских толщ.

Вышележащий верхнедокембрийско-кембрийский комплекс отделен от зеленосланцевого крупным перерывом, соответствующим

Рис. 2. Сводный разрез метаморфических образований Северной Монголии (за исключением Хангай-Хэнтэйской зоны)

1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — фосфориты; 5 — туфобрекчии; 6 — дациты, липариты, кварцевые порфиры; 7 — брекчии, конгломерато-брекчии; 8 — рассланцованные алевролиты; 9 — конгломераты; 10 — средние эффузивы; 11 — основные эффузивы; 12 — кварц-серицитовые; кварц-хлоритовые и другие зеленые сланцы; 13 — биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы; 14 — кварциты; 15 — амфиболиты; 16 — гранитизированные гнейсы; 17 — фрагменты древнейшей континентальной коры (гнейсы с реликтами гранулитовой фации алданского типа); 18 — предполагаемый меланократовый фундамент; 19 — трилобиты; 20 — онколиты; 21 — строматолиты



байкальской (рифейской) складчатости, которая сопровождалась метаморфизмом, дислокациями и гранитообразованием. Этот комплекс, формировавшийся в интервале от верхов среднего рифея до середины кембрия, характеризуется очень сложным строением, большой мощностью (до 5000—7000 м) и неодинаковым возрастным объемом, устанавливаемым по фауне трилобитов, археоциат, строматолитов и онколитов. В его составе, там где он налагает на протерозойско-рифейское основание, выделяется три основных типа разрезов: существенно вулканогенный, терригенно-карбонатно-вулканогенный и преимущественно карбонатный (Зайцев, Благоданов, Бямба, 1974).

Вулканогенный тип разреза, характерный для бассейна Идэра и юго-западной части Хангая (Идэрская и Байдарикская зоны), образован пестрыми, но преимущественно серо-зелеными морскими и субаэральными туфами, туфолитами и эффузивами липарит-дацит-андезитового ряда при преобладании пирокластических производных над лавовыми. На разных уровнях появляются немногочисленные горизонты туфогенно-осадочных и карбонатных пород.

Терригенно-карбонатно-вулканогенный тип разреза, свойственный Джидинскому району и междуречью Ульдзы и Керулена (Джидинская и Северо-Керуленская зоны), представлен песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известняками и доломитами, которые в совокупности преобладают над вулканитами. Среди последних доминируют эффузивы и туфы андезитового состава, которым подчинены более кислые и более основные лавы и пирокласты.

Существенно карбонатный тип разреза развит в Прихубсугулье, в бассейне Селенги, окрестностях г. Дархан, в бассейне р. Дзабхан и Средней Гоби (Хубсугульская, Тарято-Селенгинская, Дзабханская или Цаганоломская и Средне-Гобийская зоны). Он отличается преобладанием известняков и доломитов, среди которых, особенно в низах и верхах разреза, появляются вулканические производные кислого и среднего состава, а также терригенные породы. Характерно, что в нижней части разреза вулканы и терригенные, часто грубообломочные породы, обладают красноцветной или пестроцветной окраской и очень напоминают орогенные образования.

Иной разрез позднего докембрия, возможно, с элементами нижнего кембрия установлен И. Б. Филипповой в Хангай-Хэнтэйской зоне, ограниченной с севера Баянгольским разломом (продолжение известного Монголо-Охотского линейного элемента), а с юга Баянхонгорской и Северо-Гобийской шовными офиолитовыми зонами, приуроченными к глубинным разломам (рис. 3). Здесь наблюдается мощный (5,5—6 км) метаморфический комплекс, расчленяющийся на три согласно пластуемые толщи.

Нижняя толща мощностью 1000—1800 м образована хлорит-биотит-кварцевыми, слюдяно-полевошпат-кварцевыми сланцами, переслаиваемыми с кварц-хлорит-мусковитовыми, кварц-биотитовыми, двуслюдяными сланцами, возникшими за счет песчано-глинистых пород.

Средняя толща кремнисто-вулканогенно-сланцевая характеризуется обилием «зеленых» пльчатых микросланцев по вулканогенным и туфогенно-глинистым породам: альбит-эпидот-хлоритовых, эпидот-слюдяно-актинолитовых, эпидот-альбит-мусковит-хлоритовых, эпидот-слюдяно-кварцевых, кварц-хлоритовых, чередующихся с метаэффузивами основного и среднего состава, кварцитами и сильно рассланцованными песчаниками. В Хангае отмечаются маломощные прослои известняков и туфоконгломератов. Мощность толщи 1800—2000 м.

Верхняя толща (2000—2500 м) состоит из часто, нередко флишиoidalно чередующихся кварц-полевошпатовых песчаников сильно рассланцованных и метаморфизованных с филлитизированными алевролитами и филлитами (серицит-хлорит-кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые и

другие сланцы). На северо-западе Хэнтэя в толще присутствуют линзовидные прослои известняков, содержащие плохо сохранившиеся остатки онколитов позднерифейско-вендского облика (устное сообщение З. А. Журавлевой). На этом основании предполагается, что верхняя толща относится к верхам среднего рифея — венду (возможно, с элементами нижнего кембрия), а две нижние условно считаются ниже-среднерифейскими.

Нижние две толщи по степени метаморфизма принадлежат кварц-биотитовой и кварц-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Метаморфизм верхней толщи ближе к филлитовой стадии. В зонах некоторых разломов они испытывают локальный высокотемпературный плутонометаморфизм, превращаясь в гнейсово-сланцевые образования амфиболитовой фации, местами насыщенные мигматитами и послойными телами гранитов.

Резко отличается от описанных выше метаморфических образований позднекембрийско-раннекембрийский комплекс, развитый в узких шовных зонах, приуроченных к глубинным разломам. Эти зоны ограничивают с юга раннекаледонский мегаблок, совпадая с Главным Монгольским линейным элементом. Северо-западнее они расширяются и переходят в рифтоподобную Озерную зону, а на северо-востоке глубоко проникают внутрь метаблока (Баянхонгорская, Северо-Гобийская, Керуленская шовные зоны). В составе этого комплекса преобладают подушечные и шаровые лавы базальтового, андезит-базальтового и андезитового состава, сопровождающиеся яшмами и кварцитами. Среди этих пород нередко туфогенно-осадочные и терригенно-карбонатные толщи, располагающиеся на различных уровнях. Эффузивы обычно ассоциируют с гипербазитами и габброидами, а иногда и с серией даек основного состава. В шовных зонах в рассматриваемом комплексе установлены лишь вендские онколиты и только в Озерной зоне в нем содержатся богатые сообщества нижекембрийских археоциат.

Изложенный материал позволяет подойти к истории геологического развития и оценить сложность тектонических процессов, происходивших при формировании континентальной коры в Северной Монголии.

Существовавшая повсеместно или фрагментарно древняя архейская континентальная кора в ниже-средне-протерозойское время испытала мощную деструкцию, масштабы и

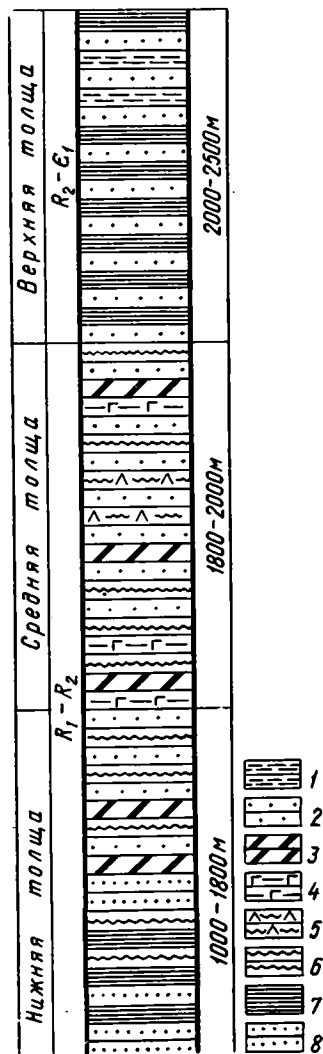


Рис. 3. Сводный разрез метаморфического рифейско-нижекембрийского комплекса Хангай-Хэнтэйской зоны

1 — алевриты и филлиты; 2 — олигомиктовые песчаники расланцованные; 3 — кварциты; 4 — метаэффузивы основного и среднего состава; 5 — альбит-эпидот-хлоритовые, эпидот-слюдяно-актинолитовые и другие сланцы по эффузивам; 6 — кварц-хлоритовые, кварц-мусковит-хлоритовые и другие сланцы по глинистым породам; 7 — кварц-биотитовые двуслюдяные сланцы по глинистым породам; 8 — слюдяно-полевошпат-кварцевые сланцы (сильно метаморфизованные и расланцованные песчаники)

интенсивность которой авторы оценивают по-разному. Большинство полагает, что в результате этих процессов разрушения образовался обширный морской бассейн, по-видимому, океанического типа с многочисленными островами, сложенными архейскими образованиями — фрагментами древнейшей сиалической коры.

В конце среднего и в начале верхнего протерозоя существовали геосинклинальные условия, сопровождавшиеся устойчивым прогибанием и формированием толщ значительной мощности. Отлагались преимущественно алевроитовые и пелитовые осадки. Иногда терригенное осадконакопление прорывалось карбонатной седиментацией, приведшей к образованию горизонтов известняков, впоследствии преобразованных в мраморы. На отдельных участках, возможно, проявлялась вулканическая деятельность, если считать амфиболиты ортопородами.

В нижнерифейское время наметилась дифференциация морского бассейна. Обособилась наиболее глубоководная часть, совпадавшая с Хангай-Хэнтэйской зоной, хотя первичную конфигурацию и размеры глубоководной впадины в настоящее время установить невозможно. В ней накапливались псаммито-пелитовые и пелитовые осадки континентального подножья. В остальной акватории бассейна произошла интенсивная нивелировка ранее существовавших островов и формировались главным образом карбонатные осадки.

В конце нижнего рифея периферические части бассейна (Западное Прихубсугулье, хр. Эрэн-Дабан, Средняя Гоби) подверглись складчатости и метаморфизму с образованием гранитов и плагиогранитов. В них возникли конседиментационные поднятия, очевидно, представляющие собой цепочки островов, отвечающие участкам зарождения гранитно-метаморфического слоя. Таким образом, для значительной территории Северной Монголии заканчивается собственно океаническая стадия развития земной коры.

В среднерифейское время происходит накопление мощных терригенных толщ. Терригенная седиментация изредка прерывалась вспысками андезитового вулканизма и формированием карбонатных осадков. Источниками обломочного материала в значительной мере служили уже существовавшие поднятия.

В Хангай-Хэнтэйской зоне, в среднем рифее происходят излияния базальтовых и андезитовых лав, чередующиеся с образованием хемогенных кремнистых, а также пелитовых осадков. Характер распределения осадков и тектонический режим, существовавший при их накоплении, свидетельствуют о том, что на большей части территории Северной Монголии этот этап соответствует переходной стадии формирования земной коры и только в центральной ее части, в Хангай-Хэнтэйской зоне продолжалась еще океаническая стадия. Во второй половине среднего — начале позднего рифея, в интервале 1100—800 млн. лет, проявляются интенсивные движения, соответствующие байкальской (рифейской) складчатости, которая, помимо Северной Монголии, охватила огромные пространства Алтае-Саянской области, Забайкалья, Енисейского края и других регионов Сибири (Алтухов и др., 1973; Клитин, 1975). На значительной площади Северной Монголии, кроме Хангай-Хэнтэйской зоны, происходило тектоническое скучивание, дислокация, метаморфизм и гранитизация протерозойско-рифейских толщ. В результате этих процессов был сформирован гранитно-метаморфический слой, на котором впоследствии развивались раннекаледонские, герцинские и мезозойские структуры Северной Монголии. На территории, охваченной рифейской складчатостью, после различного по длительности перерыва происходило формирование верхнедокембрийско-кембрийского геосинклинального комплекса. Причем в ряде районов (Западное Прихубсугулье, Дзабханская, Северо-Керуленская и другие зоны) в начальные стадии образования этого комплекса накапливались пестро-

цветные терригенные отложения и преимущественно субаэральные вулканы андезит-дацит-липаритового ряда, которые имеют определенные черты сходства с орогенными образованиями. Это безусловно свидетельствует о наличии здесь мощного гранитно-метаморфического слоя. Вполне закономерен также миеосинклинальный характер нижнекембрийских отложений, перекрывающих зеленосланцевый рифейский метаморфический комплекс в окрестностях сомона Идэрмэг в долине Керулена. К тому же типу принадлежат рифейско-вендские карбонатно-терригенные и карбонатные толщи, опоясывающие Хангай-Хэнтэйскую зону (юго-западное окончание хр. Эрэн-Дабан, междуречье Орхона и Толы, окрестности г. Дархан) и широко распространенные в юго-восточной части раннекаледонского мегаблока (Средняя Гоби). Стабильные зоны континентальной коры с карбонатно-терригенным разрезом верхнедокембрийско-кембрийского комплекса разделяются зонами с интенсивно проявленным вулканизмом различного состава (Джидинская, Идэрская и Северо-Керулэнская зоны). Бурная вулканическая деятельность свидетельствует о сильной раздробленности в этих районах созданного в рифее гранитно-метаморфического слоя. Наличие в Джидинской зоне андезитобазальтовых лав, по-видимому, мантийного происхождения, указывает о проникновении здесь расколов в подкоровые слои.

В Хангай-Хэнтэйской зоне, где рифейские движения, вероятно, не проявились, сохранился унаследованный морской прогиб, в котором отлагались флишиодные обломочные толщи, характеризующие переходную стадию развития земной коры.

В венде — начале раннего кембрия, судя по имеющимся материалам, гранитно-метаморфический слой пережил новый крупный этап деструкции. В результате интенсивного растяжения на юге и юго-западе раннекаледонского блока вдоль Главного Монгольского линейamenta и его северо-западных ответвлений (Озерная зона) образовалась протяженная рифтовая океаническая система, которая послужила началом развития Палео-Тетиса. Растягивающие усилия в рифтовой системе компенсировались сжатием в соседних районах. Сжатие вызвало в Хангай-Хэнтэйской зоне складчатость геосинклинальных толщ и закрытие океанического бассейна. В зонах глубинных разломов, ограничивающих Хангай-Хэнтэйскую зону (Баянгольский, Баянхонгорский, Северо-Гобийский и др.), происходило выжимание остатков океанического ложа в виде протрузий гипербазитов, нередко сопровождающихся другими породами офиолитовой ассоциации.

В периферической северо-западной части Хангай-Хэнтэйской зоны процессы сжатия обусловили высокотемпературный плутометаморфизм амфиболитовой стадии вплоть до гранитообразования, сосредоточенный в основном между Баянгольским и Иуругольскими разломами и вдоль северо-западных разломов Восточно-Хангайского поперечного поднятия. Здесь возникла система гранито-гнейсовых куполов, образование которых связано скорее всего с надвиганием дислоцированных геосинклинальных толщ Хангай-Хэнтэйской зоны на континентальный блок Северной Монголии. В западных районах Хангая сжатие привело к тектоническому скучиванию и образованию покровных структур, что обусловило интенсивное развитие процессов гранитообразования в раннем палеозое. Эти процессы способствовали формированию на площади Хангай-Хэнтэйской зоны гранитно-метаморфического слоя. Однако, как полагает И. Б. Филиппова, этот слой не отвечал «зрелой» континентальной коре, поскольку в ранне- и средне-поздне-палеозойское время в пределах этой зоны вновь возникали геосинклинальные бассейны, близкие к океаническим, в которых накапливались кремнисто-терригенные толщи, ассоциирующиеся с зеленокаменными вулканами. При этом континентальная кора в западной

части Хангай-Хэнтэйской зоны окончательно сформировалась только в верхнем палеозое, а в северо-восточной ее части, на месте Хэнтэйского синклинория, возможно, лишь в начале мезозоя.

На остальной территории Северной Монголии в палеозое и мезозое происходило наращивание гранитно-метаморфического слоя, созданного в рифе и особенно значительным оно было после проявления салаирской (раннекаледонской) складчатости, сопровождавшейся образованием огромных масс гранитоидов.

Таким образом, формирование континентальной коры в Северной Монголии было длительным и неодновременным. На большей территории гранитно-метаморфическое основание было создано к верхнему рифею. Наиболее длительное развитие гранитно-метаморфического слоя происходило в Хангай-Хэнтэйской зоне, отвечающей более глубоководной части рифейского океанического бассейна.

Конструктивное развитие континентальной коры прерывалось этапами ее частичной деструкции. Первый такой этап проявился в раннем — среднем протерозое, второй приурочен к венду — началу кембрия. В это время в одних районах происходило раскалывание и раздвигание континентальных блоков, а в других — сжатие, тектоническое скупивание осадков и закрытие наиболее длительно развивавшейся геосинклинальной системы.

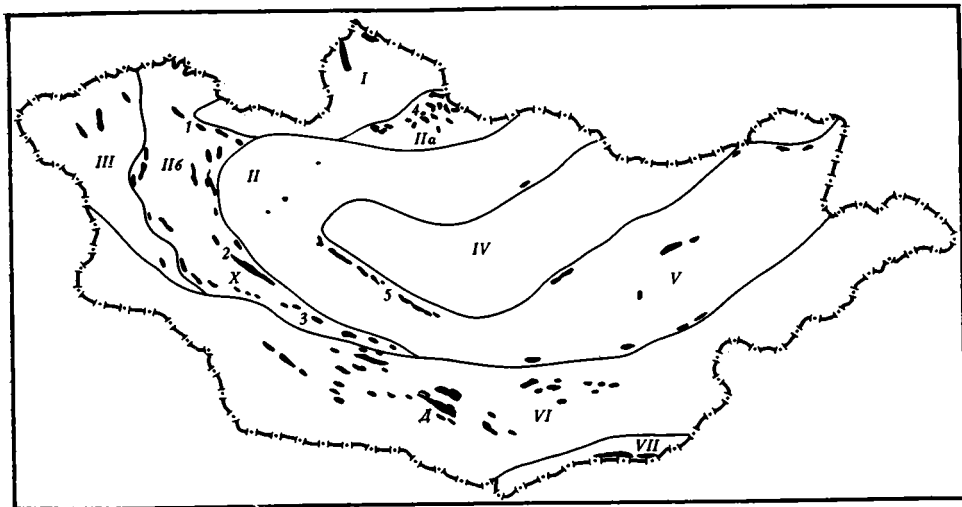
ЛИТЕРАТУРА

- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев П. Н. Тектоника Забайкалья. «Недра», 1973.
- Благодрагов В. А., Ильин А. В. Протерозойская группа. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. «Недра», 1973.
- Благодрагов В. А., Палей И. П. Строение докембрийских толщ Северо-Восточной Монголии. — Бюлл. МОИП, 1976, отд. геол., 51, вып. 2.
- Зайцев Н. С., Благодрагов В. А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии. — Бюлл. МОИП, 1974, отд. геол., 49, вып. 4.
- Кепежинский В. В., Зайцев Н. С., Луцкий И. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Основание континентальной коры по гранулитовым ксенолитам. — Докл. АН СССР, 1976, 229, № 2.
- Клигин К. А. Проблема байкальской складчатости в свете современных данных. Геотектоника, 1975, № 4.
- Митрофанов Ф. П., Казаков И. К. Конгломераты с валунами гранулитов в основании докембрия Сангиленского массива Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Л., «Наука», 1976.
- Палей И. П., Благодрагов В. А. Области развития протерозойских складчатых комплексов. — В кн.: Тектоника Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, № 4, 1969.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, 196, № 3.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. — Сов. геология, 1972, № 12.

Л. П. Зоненшайн

ОФИОЛИТЫ МОНГОЛИИ

Офиолиты развиты практически во всех складчатых областях Монголии от докембрийских до позднепалеозойских (см. рисунок), однако они изучены пока очень слабо. В большинстве мест по существу откартированы только тела гипербазитов, в то же время сведения о других горизонтах офиолитовой ассоциации — о габбро, спилит-диабазовых



Распространение офиолитов на территории Монголии

Черное — выходы офиолитов: I — позднедокембрийская складчатая область Прихубсугуль, II — ранние каледониды Северной Монголии, IIa — Джидинская эвгеосинклинальная зона, IIb — Озерная эвгеосинклинальная зона, III — поздние каледониды Монгольского Алтая, IV — герциниды Хангай-Хэнтэйской зоны, V — ранние каледониды Центрально-Монгольской зоны, VI — герциниды Южно-Монгольской зоны, VII — позднепалеозойская Солонкерская зона; офиолитовые комплексы: Д — дзольский, Х — хантайширский; офиолитовые пояса (цифры на схеме): 1 — Ханхухэйский, 2 — Дзабханский, 3 — Ихэбогдинский, 4 — Аргыйнгольский, 5 — Баянхонгорский

лавах, глубоководных кремнистых осадках — крайне немногочисленны, равно как в большинстве случаев не выяснены ни условия залегания офиолитов, в частности гипербазитов среди вмещающих пород, ни соотношения между отдельными членами офиолитовых комплексов. Вместе с тем проведенные детальные исследования офиолитов в некоторых районах Монголии являются крайне важными для понимания всей проблемы офиолитов.

В докембрийской складчатой области Прихубсугуль офиолитовая ассоциация никем не описана. В Западном и Северном Прихубсугуле располагается ряд тел гипербазитов, в том числе крупнейший (50×15 км) Шишхидский или Хойтаугуйский дунит-гарцбургитовый массив (Благонравов, Быховер, 1974 г.; Леснов, 1975 г.). Эти тела вмещаются преимущественно зеленосланцевой окинской свитой рифейского возраста, в которой местами значительную роль играют зеленокаменно-измененные лавы основного состава, по-видимому, спилиты и диабазы. По-видимому, некоторые части окинской свиты составляют первичную оболочку гипербазитов, образуя вместе с ними офиолитовую ассоциацию. Можно надеяться, что будущие исследования выявят в Прихубсугуле полные офиолитовые разрезы.

В кембрийской, раннекаледонской складчатой области Северной Монголии офиолиты слагают значительные площади в пределах Озерной, Джидинской и других эвгеосинклинальных зон, образуя протяженные офиолитовые пояса: Ханхухэйский, Дзабханский, Ихэбогдинский, Аргыйнгольский, Баянхонгорский, Керуленский и др.

В Ханхухэйском поясе офиолиты практически не изучены, хотя их присутствие не вызывает сомнений, поскольку здесь развиты как спилит-диабазовые лавы и кремнистые накопления (ханхухэйская свита), так и гипербазиты, среди которых, в частности, отмечаются гарцбургиты и верлиты.

Офиолиты юго-восточной части Озерной эвгеосинклинальной зоны, слагающие Дзабханский пояс, в последние годы детально изучались

сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и МНР (Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. Жамьяндамба, Н. Г. Маркова, И. П. Палей, О. Томуртоого). Установлено, что Дзабханский пояс представляет собой гетерогенное образование. На большей своей части он состоит из серии тектонических пластин и зон гипербазитового меланжа, маркирующих крупный шарьяжный фронт, по которому карбонатные и карбонатно-терригенные комплексы венда — нижнего кембрия Цаганоломской зоны (расположенной к востоку и северо-востоку от Озерной зоны), а также подстилающий их фундамент докембрийских метаморфических пород тектонически перекрывают эвгеосинклинальные толщи Озерной зоны. Шарьяжи хорошо выявляются в хр. Хасагт-Хайрхан, где вендско-кембрийские известняки тектонически залегают на гипербазитах, выходящих из-под них в эрозионном окне. В междуречье рек Дзабхан-Гол и Хунгуй-Гол (район горы Хутуль-Ус-Ула), по данным И. П. Палея, гипербазиты слагают несколько очень пологих, почти горизонтальных тектонических пластин, расположенных среди метаморфических и карбонатных толщ протерозоя и нижнего кембрия.

Офиолиты сохранили свой первоначальный разрез только на юго-восточном окончании Озерной зоны в хр. Хан-Тайшир, хотя и здесь они залегают также в тектонических покровах. Хантайширский офиолитовый комплекс, по данным Л. П. Зоненшайна и М. И. Кузьмина (1976), имеет следующее строение.

Основание комплекса повсеместно слагают гипербазиты, представляющие аподунитовыми и аюгарцбургитовыми серпентинитами. Гипербазиты испытали полифазную деформацию вплоть до появления в них зон тектонического течения с образованием серпентинитовых сланцев. По химическому составу гипербазиты очень однообразны, принадлежат к сильно дифференцированным разностям (Шейнманн, Лутц, 1974), обогащенным Fe и Mg и истощенным литофильными элементами. Важно отметить, что в геохимическом отношении гипербазиты отличаются от обычных альпинотипных гипербазитов резким обеднением титаном (0,9 г/т по сравнению со средним 300 г/т, свойственным альпинотипным гипербазитам). Мощность гипербазитов, видимо, не менее 5000 м.

Гипсометрически и стратиграфически выше гипербазитов залегают пироксениты и габбро, которые часто обособливаются в два самостоятельных слоя: пироксенитовый и габбровый. Непосредственно у контакта с пироксенитами в гипербазитах появляются слойки и неправильной формы обособления, обогащенные кристаллами пироксена, что свидетельствует, по-видимому, о метасоматическом изменении гипербазитов под воздействием пироксенитов. Пироксениты состоят в основном из пироксенов как моноклиновых, так и ромбических, а также в меньшей мере из плагиоклаза и редко — оливина. По химическому составу (см. таблицу) они резко оторваны от гипербазитов, отличаясь от них прежде всего сильно повышенными содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 и CaO. Однако количество щелочей остается очень низким ($\text{Na}_2\text{O} — 0,14\%$ и $\text{K}_2\text{O} — 0,02\%$). Мощность пироксенитов от 50 до 400 м.

Габбро связано с пироксенитами незаметными переходами. Они по существу имеют тот же минералогический состав, но соотношения пироксенов и плагиоклазов меняются на обратные. В габбро сохраняются низкие содержания щелочей: $\text{Na}_2\text{O} — 1,22\%$, $\text{K}_2\text{O} — 0,04\%$, характерно малое количество титана (360–650 г/т) (см. таблицу). Мощность габбро около 400 м.

В габбровом слое, особенно в верхних его частях, появляются многочисленные субпараллельные дайки диабазов, которые местами проникают и в пироксениты. Они начинают самостоятельный стратиграфический горизонт офиолитового комплекса, являющийся полным аналогом пластинчатой серии параллельных даек (sheeted dykes), описанной в Троодосском массиве Кипра и в других местах. Пространство, занятое

дайковой серией, почти на 100% заполнено сильно сближенными диабазовыми дайками, ориентированными в одном направлении. Дайки имеют мощность от первых десятков сантиметров до первых метров. Междайковые пространства заполнены сильно перетертыми и катаклазированными породами габбрового состава, несколько обогащенными по сравнению с габбровым слоем SiO_2 , K_2O , а также Rb, Sr, Ba. Дайки часто соприкасаются между собой, внедряясь друг в друга и всегда сопровождаются зонами закалки. Внутри дайковой серии заключены маломощные жилы плагиогранофиров. Мощность дайковой серии (замеченная от кровли габбро до подошвы лав, т. е. по восстанию даек) не менее 1000 м.

Средний химический состав (в % на безводный остаток) и средние содержания редких элементов (в г/т) в породах Хантайширского офиолитового комплекса (по Зоненшайну, Кузьмину, 1977)

Компонент	Гипербазиты (5) *	Пироксениты (7)	Габбро (7)	Диабазы дайковой серии (7)	Подушечные лавы (11)
SiO_2	42,24	51,39	49,05	55,69	54,44
TiO_2	—	0,05	0,12	0,16	0,39
Al_2O_3	0,52	3,00	18,43	11,93	14,35
$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	8,87	10,43	7,74	8,23	10,35
MnO	0,13	0,24	0,13	0,16	0,18
MgO	46,19	22,79	7,16	10,34	6,24
CaO	0,42	8,98	12,54	7,02	5,35
Na_2O	0,03	0,14	1,22	2,94	4,17
K_2O	0,02	0,02	0,04	0,24	0,12
K	130	130	430	2200	1000
Na	270	830	8600	22500	32400
Li	4,0	1,4	3,2	2,3	3,6
Rb	1,4	0,6	0,7	2,2	1,8
Ba	15	13	19	34	38
Sr	6	10	19	64	83
Ti	9	368	630	920	2346
Cr	3760	1475	183	750	249
Ni	1800	520	187	150	75
V	41	157	181	220	208

* В скобках — число анализов.

Дайки через переходный горизонт эруптивных брекчий переходят вверх в монотонную толщу подушечных лав мощностью 1000—1500 м. Лавы — зеленокаменно изменены, обладают спилитовой и диабазовой структурой. По нормативному составу лавы содержат 50% плагиоклаза (преимущественно альбита), 20—30% гиперстена, в меньшем количестве диопсид, редко — оливин. Почти всегда присутствует кварц (3—10%). По химическому составу (см. таблицу) подушечные лавы, равно как аналогичные им диабазы дайковой серии, можно отнести к низкокальциевым кварцевым толентам. Особо необходимо подчеркнуть очень низкие содержания K_2O и TiO_2 . Среднее содержание K_2O составляет всего 0,12%, а во многих анализах 0,05—0,10%; средняя концентрация TiO_2 равна 0,39%. В то же время содержание SiO_2 повышено по сравнению с базальтами и составляет 54—55% (т. е. по кремнекислотности породы являются андезит-базальтами). По концентрациям большинства элементов лавы и дайковые диабазы очень близки к океаническим толентам, а содержания K, Ti, Rb, Ba, Sr в них даже ниже, чем в океаниче-

ских базальтах (по этим параметрам диабазы хантайширского комплекса являются даже «сверхокеаническими»). Однако от толеитов срединно-океанических хребтов они отличаются (помимо пониженных K_2O и TiO_2) повышенным содержанием SiO_2 и более низким Al_2O_3 (12—14%). Содержание железа в лавах остается более или менее постоянным при любых значениях SiO_2 и MgO , т. е. они стоят ближе к известково-щелочной серии, свойственной островным дугам, но отнеси их к этой серии никак нельзя из-за крайне низких содержаний К и литофильных редких элементов.

Разрез хантайширского офиолитового комплекса венчается осадочными породами, которые распадаются на две толщи: нижнюю, мощностью не более 300 м, сложенную в основном кремнистыми сланцами и яшмами, и верхнюю, отделенную от нижней разрывом и включающую тела рифовых археоциатовых известняков. Археоциаты датируют верхние горизонты офиолитового комплекса как нижний кембрий, его нижние части относятся, вероятно, к венду.

Геологические, петрохимические и геохимические данные привели Л. П. Зоненшайна и М. И. Кузьмина (1977) к выводу, что гипербазиты оторваны от остальных членов хантайширского офиолитового комплекса и представляют собой тот фундамент, на котором шло формирование вышележащих офиолитовых горизонтов. Среди остальных магматических пород офиолитового комплекса обособливаются две группы с разной тенденцией магматической дифференциации: габбро-пироксенитовая с анортозитовой тенденцией и базальтовая, включающая дайковую серию и подушечные лавы, с кварцевой тенденцией. Предполагается, что обе эти группы пород возникли в ходе двустадийной эволюции единого магматического очага кварц-толеитового состава. В первую стадию, когда магматическая камера была закрытой, шла гравитационная дифференциация с выпадением пироксеновых куммулятов внизу камеры и скоплением кристаллов плагиоклаза сверху с одновременным обогащением базальтовой жидкости в центре камеры. Во вторую стадию, отмеченную раскрытием камеры, остаточный базальтовый расплав из центра камеры устремился в виде серии даек наверх, дав начало излияниям подушечных лав.

Офиолиты хантайширского комплекса несомненно формировались в океанических условиях, однако они существенно отличаются от основных и ультраосновных пород срединно-океанических хребтов, т. е. хотя они и формировались в пределах океанов, но не в срединно-океанических хребтах. О возможной геодинамической обстановке образования хантайширского и подобных ему офиолитовых комплексов, содержащих в своем разрезе серию параллельных даек, можно судить, исходя из того, что к числу такого рода комплексов принадлежат очень молодые, среднекайнозойские офиолиты о-ва Макуори, расположенного в восточной части Индийского океана к югу от Новой Зеландии. Геологические и геофизические исследования показывают (Antarctic Oceanology, II, 1972), что этот остров приурочен к сложно построенной границе скольжения друг относительно друга двух крупных блоков, или плит, литосферы: Индоокеанской и Тихоокеанской. Внутри этой зоны возникают местные участки растяжения, которые «заполняются» офиолитовыми породами. Очевидно, для хантайширского комплекса можно также предполагать образование в аналогичной зоне скольжения, существовавшей в венде-кембрии по обрамлению Палео-Азиатского океана.

Ихэбогдинский офиолитовый пояс и его продолжение на северо-запад прослеживается по разобренным телам гипербазитов. Только в хр. Ихэ-Богдо эти тела достигают более или менее значительных размеров, они сложены дунитами, гарцбургитами, а также верлитами и лерцолитами (Геология МНР, 1973). На северном склоне хр. Монгольский Алтай к югу от сомона Халунь установлено, что гипербазиты

слагают протрузии и зоны меланжа, залегающие ниже зеленокаменно-сланцевых толщ условно вендско-кембрийского возраста.

Аргынгольский офиолитовый пояс находится на западном продолжении Джидинской эвгеосинклинальной зоны Западного Забайкалья. По данным А. В. Ильина и Р. И. Волкова, на большей части этого пояса наблюдаются многочисленные тела гипербазитов, которые залегают либо в форме протрузий, либо в небольших тектонических пластинах. Отмечаются также (левобережье р. Эггын-Гол) зоны типичного серпентинитового меланжа. Гипербазиты большей частью ассоциируются с толщей подушечных лав, подвергшейся местами сильному зеленокаменному изменению. Кроме того, здесь же развиты кремнистые сланцы и яшмы. По-видимому, в данном районе офиолитовая ассоциация, хотя и присутствует в полном объеме, но встречается в сильно тектонически разобранном виде. Отличительной особенностью данного района являются также значительные проявления высокотемпературного метаморфизма, наложенного в том числе и на породы офиолитовой ассоциации. Офиолитовый комплекс находится в сложных тектонических соотношениях с мощными терригенными отложениями и известняками.

Баянхонгорский офиолитовый пояс протягивается по южному краю Хангай-Хэнтэйской зоны, отделяя ее от выступов протерозойского основания Центрально-Монгольской зоны. Примечательна прямолинейная форма Баянхонгорского пояса, контролируемая серией разломов северо-западного простирания. Большинство этих разломов проявляли активность после среднего палеозоя, первичные условия залегания нижнепалеозойских офиолитов Баянхонгорского пояса остаются невыясненными. Здесь, кроме гипербазитов, слагающих многочисленные протрузии, развиты толщи основных эффузивов, есть также габброиды. Соотношения этих пород с гипербазитами неизвестны. Наряду с толщами, которые могут составлять офиолитовую ассоциацию, в этом поясе распространены карбонатные и карбонатно-терригенные отложения венда и, вероятно, нижнего кембрия, т. е. породы, формировавшиеся в существенно иных фациальных условиях, чем офиолиты. Поэтому нельзя исключить здесь возможность крупных шарьяжных перекрытий, приведших к тектоническому совмещению разнофациальных групп пород.

В Керуленском поясе, протягивающемся по левому берегу р. Керулен в районе г. Ундэр-Хан, открырованы тела гипербазитов, которые, по данным И. П. Палея, залегают пологим тектоническим покровом на спилитах, диабазах и позднекембрийских известняках. Кроме гипербазитов, здесь широко развиты габброиды.

В среднепалеозойской, герцинской складчатой области офиолиты сконцентрированы в Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоне.

По-видимому, отдельные горизонты офиолитовой ассоциации развиты по северному краю Южно-Монгольской зоны, в Баянлэгской подзоне, где они представлены накоплениями спилитов и диабазов нижнесилурийского возраста. Среди эффузивов располагаются тела габброидов, лавы местами перекрыты кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, получающими в отдельных районах широкое распространение. Сланцы насыщены серпентинитовыми протрузиями.

Максимального распространения офиолиты достигают в осевых частях Южно-Монгольской зоны, причем повсеместно они слагают разного размера и формы аллохтонные пластины. Обычно также появление многочисленных серпентинитовых протрузий и зон гипербазитового меланжа. Тектонические покровы, сложенные офиолитами, в настоящее время установлены во многих участках Южно-Монгольской зоны: на ее востоке, в районе сомона Мандах (Суетенко, 1973) и сомона Манлай (В. И. Гольденберг, устное сообщение), в ее центре, в хребтах Гурван-

Сайхан и Дзолен (Зоненшайн и др., 1975), на ее западе, в хр. Нэмэгэту и в Гобийском Алтае. Офиолиты обычно тектонически перекрывают девонские и нижнекаменноугольные отложения, среди которых главное место занимают вулканические породы известково-щелочного состава и песчано-алевролитовые толщи с известняками, т. е. комплекс пород, формировавшийся в обстановках, близких к современным островным дугам и окраинным морям. Местами (хр. Дзолен) в видимом основании этих толщ появляются гипербазиты, составляющие, очевидно, то меланократовое, океаническое основание, на котором закладывались среднепалеозойские островные дуги.

Строение офиолитов изучено сейчас на срединном отрезке Южно-Монгольской зоны в хр. Дзолен (Зоненшайн и др., 1975). Здесь офиолиты слагают аллохтон, залегающий крупным шарьяжем на вулканогенно-терригенной островодужной ассоциации девона и отчасти силура. Большая часть аллохтона образована метаморфическими породами зеленосланцевой фации метаморфизма, среди которых присутствуют как зеленокаменные породы по основным эффузивам и габброидам, так и сланцы по кремнистым и тонкообломочным породам, т. е. метаморфизму подверглись главным образом составные горизонты офиолитового комплекса. Внутри аллохтона картируется пакет тектонических пластин, сложенных тремя группами пород: 1) гипербазитами, 2) зелеными эффузивами и яшмами и 3) олистостромой. Гипербазиты представлены либо серпентинитовым меланжем, либо целикомыми пластинами. Меланж заключен в основании всех тектонических пластин. Целиковые участки гипербазитов сложены в той или иной мере серпентинизированными гипербазитами: перидотитами, гарцбургитами, верлитами, иногда дунитами и лерцолитами; часто в них наблюдается расслоенность. По химическому составу гипербазиты принадлежат к слабо дифференцированной серии (Зоненшайн, Кузьмин, 1977) и в этом отношении практически идентичны ультраосновным породам, драгированным из срединно-океанических хребтов. В ряде мест видно, что гипербазиты постепенно сменяются вверх меланократовыми пироксеновыми габбро, альбитизированными и амфиболитизированными. Для габбро примечательны такситовые структуры и большая неравновесность состава, что свидетельствует скорее об их метасоматическом происхождении. Габбро переходят в мелкообломочные вулканические брекчии (по данным А. С. Павленко, возникают за счет габброизации этих вулканических пород). Выше располагаются зеленые альбитизированные диабазы и спилиты, которые перекрываются красными яшмами, кремнистыми сланцами, темными гиалокластическими туфами и кремнистыми алевролитами. В яшмах отмечены остатки радиолярий, указывающие, вероятно, на ордовикский возраст офиолитов. По химическому составу спилиты и диабазы принадлежат к толеитовой серии, отличаясь невысоким (0,16—0,20%) содержанием K_2O . Они безусловно близки к типичным океаническим толеитам. Олистострома залегает обычно тектонически ниже офиолитов, но является более молодой, поскольку содержит обломки пород офиолитового комплекса. Она состоит из глыб рифовых известняков, песчаников и конгломератов, заключенных во флишеподобной песчано-алевролитовой толще. Возраст фауны из разных глыб варьирует от силура до среднего девона. Олистострома служит, очевидно, показателем шарьирования офиолитов на островодужные комплексы. Палеогеографические реконструкции позволяют предположить, что офиолиты первоначально слагали океаническое поднятие в бассейне, расположенном между континентом Северной Монголии, обрамленном барьерным рифом, и островной дугой, находившейся где-то на юге. После среднего девона океаническое офиолитовое поднятие было шарьировано на юг, перекрыв островную дугу. Данные по другим районам, в частности по Мандалобинскому горному массиву (О. Д. Суетенко, уст-

ное сообщение) и по Хабтагайскому горному массиву (В. И. Гольденберг, устное сообщение), также говорят об общем направлении движения шарьяжей к югу и, следовательно, о тектоническом перекрытии Северо-Монгольским континентом расположенного к югу от него Южно-Монгольского океанического бассейна.

Дзоленский офиолитовый комплекс существенно отличается от хантайширского. В нем нет дайковой серии, отсутствуют четко выраженные габбро-пироксенитовые слои, гипербазиты принадлежат к слабо дифференцированной серии, а не к сильно дифференцированной, как в хантайширском комплексе, лавы относятся к типичным океаническим толеитам. Какие-либо заметные различия между офиолитами Дзоленского комплекса и основными и ультраосновными породами срединно-океанических хребтов не выявлены, тогда как подобные различия для хантайширского комплекса очевидны. Все это говорит о существовании на территории Монголии двух типов офиолитовых комплексов, один из которых — дзоленский — формировался в условиях, близких к современным срединно-океаническим хребтам, а другой — хантайширский — в зонах скольжения блоков, или плит, океанической литосферы.

В позднепалеозойской складчатой области, охватывающей на крайнем юге Монголии Солонкерскую зону (Борзаковский, Суетенко, 1970), офиолиты локализованы в узкой припограничной полосе. Они представлены гипербазитами, габбро, лавами основного состава и осадочными, кремнисто-сланцевыми породами, содержащими каменноугольную фауну. Соотношения между гипербазитами и другими членами офиолитовой ассоциации не изучены, также еще мало сведений и об условиях залегания офиолитовых горизонтов. Эпизодические наблюдения, проведенные рядом геологов, говорят о том, что и здесь большую роль должны играть тектонические покровы. Гипербазиты представлены перидотитами и вебстеритами (Геология МНР, 1973), которые, судя по немногочисленным анализам, принадлежат к слабо дифференцированной серии. В гипербазитах описываются тела габбро и диабазов, однако их соотношения с гипербазитами детально не изучены. Среди лав, составляющих оболочку гипербазитовых тел, преобладают зеленокаменно-измененные спилиты и диабазы. Они ассоциируются с кремнистыми сланцами, алевролитами и туфами. Офиолиты Солонкерской зоны протягиваются в широтном направлении, по-видимому, далеко за пределы Монголии, уходя на запад и восток на территорию Китая.

Из проведенного выше обзора офиолитов Монголии видно, что хорошо документированных и полно обработанных материалов по ним еще, к сожалению, крайне мало. Офиолиты в настоящее время привлекают все большее внимание, поскольку они, как установлено (Пейве, 1969), представляют собой остатки океанической коры геологического прошлого и маркируют тем самым следы былых океанических бассейнов. На территории Монголии можно решать целый круг вопросов, относящихся к офиолитам, в частности такие: действительно ли офиолитовые ассоциации, учитывая выясненную во многих регионах закономерную их стратификацию (гипербазиты — габбро — подушечные лавы — глубоко-водные кремнистые осадки), должны считаться цельными геологическими комплексами, составные части которых связаны генетическим родством, или они представляют собой совмещенные в разрезе серии, формировавшиеся в разное время, в разной обстановке и, возможно, первоначально разобщенные? В связи с этим, являются ли изверженные породы офиолитов производными одной мантийной магмы или разным членам офиолитовой ассоциации отвечают свои самостоятельные магмы? Являются ли строение и разрез офиолитовых комплексов одними и теми же для всех комплексов или существуют различные типы офиолитовых разрезов? Существуют ли различия между офиолитами и входящими в

их состав альпинотипными гипербазитами, с одной стороны, и ультраосновными и основными породами океанов — с другой? и т. д.

Изучение офиолитов хантайширского и дзоленского комплексов позволило хотя бы частично уже ответить на некоторые вопросы. Оно показало оторванность гипербазитов от остальных членов офиолитовой ассоциации, выявило существование по крайней мере двух типов офиолитовых разрезов и наметило петрологическую модель образования того типа офиолитов, к которому принадлежит хантайширский комплекс. Даже имеющиеся данные однозначно указывают на определяющее значение горизонтальных тектонических движений и шарьяжеобразования в процессе выведения офиолитов, т. е. прежнего океанического ложа, на поверхность. На территории Монголии намечается еще одна важная особенность, слабо проявленная в других регионах. Если во многих районах мира тектонические пластины, сложенные офиолитами, залегают обычно на карбонатно-терригенных отложениях прежних континентальных окраин, т. е. возникают в процессе надвигания пластин океанической коры на континент (процесс обдукции), то в Монголии, наоборот, как установлено в хребтах Хан-Тайшир и Дзолен, отложения континентальной окраины тектонически перекрывают офиолиты, а те в свою очередь ложатся на островодужные комплексы, т. е. здесь происходит надвигание континентальных блоков на океанические бассейны. Можно надеяться, что дальнейшие целенаправленные исследования офиолитов Монголии откроют еще много нового, что позволит в конечном счете приблизиться к пониманию глубинных геологических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Борзаковский З. А., Суетенко О. Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии.— Геотектоника, 1970, № 5. Геология Монгольской Народной Республики. Т. I, II. «Недра», 1973.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской геосинклинали в хребте Дзолен.— Геотектоника, 1975, № 4.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Суетенко О. Д. Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба Юго-Восточной Монголии.— Геотектоника, 1973, № 3.
- Шейнманн Ю. М., Лутц Б. Г. Вещественные группы ультрабазитов: их значение для тектонического анализа.— Геотектоника, 1974, № 4.
- Antarctic Oceanology, II. The Antarctic — New Zealand sector.— Antarctic Res. Ser., 1972, 19.

В. И. Тихонов

РАЗЛОМЫ МОНГОЛИИ

Разрывные нарушения, широко развитые на территории Монголии, в значительной мере определяют общий облик ее тектонического строения, а также характер отдельных структур различного порядка. В геологическом отношении Монголия принадлежит восточной части Центрально-Азиатской складчатой области, располагаясь на стыке крупных геоструктурных поясов: Алтае-Саянского и Монголо-Охотского. Ее узловое положение между острым углом Сибирской платформы на севере и прямым широтным краем Северо-Китайской — на юге предопределяет важность расшифровки разрывной тектоники данной территории, спо-

собной стать ключевой и в понимании структуры смежных областей, тем более что разломы являются прекрасным индикатором как вертикальных, так и горизонтальных движений.

Многие исследователи, изучавшие геологию Монголии, подчеркивали большое значение разломов в строении и развитии структур данной области. Эти сведения можно найти в работах И. П. Рачковского, В. А. Обручева, В. М. Синицына, А. Х. Иванова, В. А. Амантова, Н. А. Маринова, Н. С. Зайцева, П. С. Матросова, А. Б. Дергунова, А. П. Зоненшайна, Н. Г. Марковой, М. С. Нагибиной, Э. В. Михайлова, В. И. Тихонова, О. Д. Суетенко, А. А. Моссаковского и др. В них выявились две концепции на пространственное положение, морфологию и генезис основных систем разрывных дислокаций. Представители одной концепции полагают, что на данной территории существуют несколько пространственных систем разломов, которые в значительной мере определяют возникновение и формирование отдельных блоков и структур земной коры. Представители другой считают ведущими дуговые системы нарушений.

В. М. Синицын и А. Х. Иванов возглавили первое направление. В. М. Синицын еще в 1954—1956 гг. выделял три пространственные системы разрывных нарушений: северо-западную, северо-восточную и широтную. А. Х. Иванов (1959) предложил схему разломов Монголии, на которой показал, кроме упомянутых трех систем, еще и субмеридиональную. Эти нарушения по своей значимости он разделил на три группы: глубинные, региональные и локальные, а по отношению к складчатой структуре — на согласные, продольные, продольно-поперечные (согласные к структурам одной глыбы и несогласные к другой) и перекрестно-поперечные (диагональные разломы).

Позднее, некоторые исследователи стали трактовать наиболее крупные разломы как системы дуговых структур, выгнутых в южном направлении (Амантов, Михайлов, Старченко, 1967; Амантов и др., 1968; Зоненшайн, 1972, и др.).

Проведенное нами специальное изучение различных материалов по геологии Монголии подтвердило в целом представления А. Х. Иванова о существовании на территории Монголии четырех пространственных систем разломов и выявило большие горизонтальные перемещения по наиболее крупным нарушениям. Трактовка разломов в виде допускаящихся дуг нашими данными не подтвердилась.

Схематическая карта разломов (см. рисунок) составлена на основании изучения различных материалов: геологических, геофизических (гравиметрических и аэромагнитных), дешифрирования аэрофотоснимков, космических и телевизионных снимков на всю территорию страны, а также специального изучения топоосновы масштаба 1 : 500 000 и частично масштаба 1 : 200 000. Все эти данные сопоставлялись между собой и, кроме того, дополнялись и контролировались полевыми исследованиями.

На этой карте видно, что все разломы образуют четкие пространственно взаимосвязанные системы, вероятно, обусловленные единой динамикой. Общие представления о динамике движений и принципы классификации разломов были нами изложены ранее (Тихонов, 1974.). Ниже рассматривается морфология разломов различных пространственных систем и характер движений по ним.

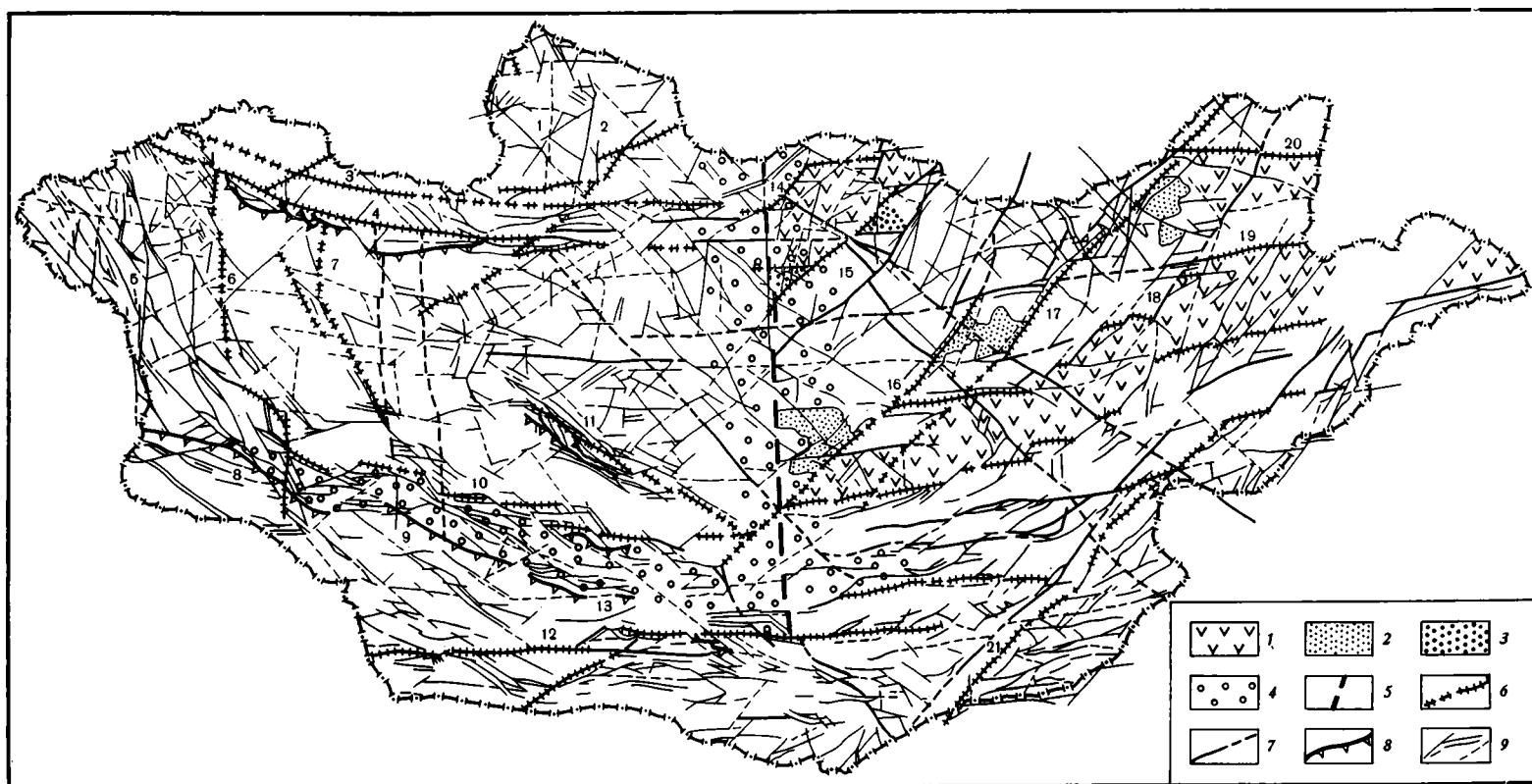
Разломы северо-восточной системы, крупнейшими из которых являются Селенгинский, Иуругольский, Южно-Хэнтэйский, Ононский, Делгирский и др., наиболее распространены в Восточной Монголии. Для выяснения характера и масштаба движений по разломам данной системы остановимся на примере строения Восточно-Монгольского вулканического пояса (Зоненшайн, 1972, и др.). Исследователи, описывающие этот пояс, как правило, считают его структурой северо-восточного про-

стирания, насыщенной мезозойскими вулканитами. Проведенное нами изучение этой структуры с применением вышеуказанных методов привело нас к несколько иным выводам.

Восточно-Монгольским вулканическим поясом называется зона, насыщенная эффузивами и субвулканическими телами мелового, юрского и в меньшей степени пермского и каменноугольного возраста. Располагается она к юго-востоку от долины нижнего течения р. Керулен, достигая 80—100 км ширины, имея протяженность на территории Монголии около 900 км. По своей природе пояс представляет собой зону проницаемости, характеризующуюся многочисленными разновеликими разломами и трещинами, преобладающего широтного простирания. Северное и южное ограничения пояса четкие и проходят по зонам крупных глубинных разломов субширотного простирания (см. рисунок). Время заложения зоны разломов пояса пока остается неясным, и, вероятно, относится к нижнему палеозою. Как зона растяжения, проницаемая для магматических пород, структура пояса оформилась, видимо, в верхнем карбоне и просуществовала до конца нижнего мела. Вулканический пояс пересекается разломами различных пространственных систем, среди которых ведущую роль играют разломы северо-восточного простирания. Керуленским, Ононским и Южно-Хэнтэйским разломами пояс разбит на отдельные блоки, которые левосторонними движениями ступенчато смещены друг относительно друга. Относительное смещение отдельных крупных участков пояса достигает 100—140 км, а общая амплитуда горизонтального перемещения по всем блокам составляет примерно 440—450 км. Основные движения блоков по системе северо-восточных разломов происходили, видимо, на рубеже нижнего и верхнего мела, так как распространение верхнемеловых и кайнозойских пород выходит за рамки ступеней пояса и подчиняется другим закономерностям.

Если отмеченные горизонтальные перемещения имеют место для вулканического пояса, то они, естественно, должны затронуть и другие смежные структурные комплексы. Это явление действительно существует и отражено в структуре Предхэнтэйского прогиба, выполненного главным образом терригенными породами нижней и верхней перми, расположенными северо-западнее вулканического комплекса пояса. Указанные образования концентрируются на трех изолированных площадях: северная располагается на правом берегу р. Ульдза-Гол; вторая — в западной части большой излучины р. Керулен, а третья находится южнее большой излучины р. Тола. В. А. Амантов с соавторами (1967), М. В. Дуранте (1976) и Е. Е. Павлова (устное сообщение) считают все три участка принадлежащими единому бассейну. Сопоставив пространственное положение указанных площадей пермских отложений с зонами крупных разломов, замечаем, что каждая из них располагается на той же ступени, на которой расположены вулканиты Восточно-Монгольского пояса. Следовательно, пермские отложения данных районов принадлежали единому прогибу широтного простирания, а в дальнейшем крупными разломами северо-восточного простирания были разбиты на блоки, смещенные относительно друг друга, образовавшие отдельные отрезки единого вулканического пояса. Масштаб горизонтального перемещения соответствует масштабу смещения участков вулканического пояса.

Сходный облик ступенчатости, с соизмеримыми масштабами перемещения отдельных блоков, можно наблюдать и в строении Селенгинского вулканического пояса и смежных комплексов. Так, примыкающий с юга к поясу структурный комплекс верхнего протерозоя — нижнего кембрия по Иругольскому разлому северо-восточного простирания смещен по левостороннему сдвигу на расстояние порядка 200 км (см. рисунок). Таким образом, разломы северо-восточной системы представляют собой крутопадающие левосторонние сдвиги (Тихонов, 1977).



Схематическая карта разломов Монголии. Составил В. И. Тихонов, 1975 г.

1 — вулканические пояса (зоны проницаемости) Восточной Монголии; 2 — терригенные отложения перми; 3 — вулканогенно-осадочные отложения верхнего протерозоя — нижнего кембрия; 4 — зоны скучивания; 5 — предполагаемое продолжение Таймыро-Байкальского разлома; 6 — глубинные разломы; 7 — региональные разломы; 8 — надвиги и покровы; 9 — прочие разломы. Разломы (цифры на схеме): 1 — Дархатский; 2 — Хубсугульский; 3 — Баянульский; 4 — Ханхухэйский; Делюносаг-

сайский; 6 — Цаганшлбэтинский; 7 — Дзабханский; 8 — Булганский; 9 — Заалтайский; 10 — Ихэбогдинский; 11 — Баянхонгорский; 12 — Гобитяньшанский; 13 — Гурбансайханский; 14 — Селенгинский; 15 — Нуругольский; 16 — Южно-Хэнтэйский; 17 — Ононский; 18 — Керуленский; 19 — Чойбалсанский; 20 — Ульдэнский; 21 — Дзунбанский

В Западной Монголии ведущими из диагональных разломов являются нарушения северо-западной системы. Несмотря на их худшую изученность, все же и здесь намечается сходная картина ступенчатого строения, но в зеркальном отражении. Смещение субширотных структур крупными разломами северо-западного простирания можно наблюдать на всей территории и особенно в пределах Монгольского и Гобийского Алтая. Наиболее отчетливо эта ступенчатость устанавливается на Ихэбогдинском разломе, ограничивающим с севера Гобийский Алтай. Здесь хорошо видно, как этот субширотный разлом сечется крутопадающими нарушениями северо-западной системы, по которым произошли правосторонние движения, ступенчато сместившие отдельные отрезки указанного глубинного шва и смежных структурно-стратиграфических комплексов (см. рисунок).

Подсчет суммарной амплитуды горизонтальных перемещений по северо-западным швам дает цифры, сходные с суммарной амплитудой горизонтальных перемещений по разломам северо-восточной системы на востоке Монголии.

Следует отметить, что в восточной и западной Монголии сосуществуют разломы как северо-восточной, так и северо-западной систем, но для востока — северо-западные, а для запада — северо-восточные являются резонансными (Тихонов, 1974_{1,2}), и горизонтальные перемещения по ним значительно меньше, чем для основных систем.

Произведенный нами структурный анализ впервые позволил выделить также систему крупных субширотных разломов. Среди них имеется ряд крупных глубинных швов, сопровождающихся базитами и гипербазитами. В некоторых случаях наблюдается попарное расположение крупных разломов, подчеркивающих особенности геологического строения. Например, глубинные разломы Ханхухэйский и Дзунгобийский несомненно связаны с положением венд-кембрийского пояса вулканогенных пород, а Ихэбогдинский и Заалтайский — отчетливо ограничивают специфическую структуру Гобийского Алтая.

Морфология разломов субширотной системы, имея общую основу, в то же время обладает некоторыми отличительными особенностями на разных участках территории. Так, разломы к северу от Гобийского Алтая, в области каледонид, отличаются от разломов, расположенных южнее — в области герцинид. Крупнейшие разломы области каледонид, обычно крутопадающие, с мощной зоной дробления, достигающей нескольких километров. В то же время примыкающие и оперяющие их более мелкие нарушения представляют собой чаще всего надвиги и покровы, надвигание по которым происходило, как правило, в южном направлении. Кроме того, вдоль крупных швов часто наблюдаются запрокинутые на юг складки. Подобную картину можно наблюдать в зоне глубинного Ханхухэйского разлома. Здесь, в южном борту хр. Хан-Хухэй (севернее восточного окончания оз. Хиргис-Нур), нами закартирована крупная (свыше 20 км в поперечнике) лежащая антиклинальная складка, сформированная венд-кембрийскими вулканогенно-карбонатными толщами, запрокинутая на юг, а к северу от оз. Хиргис-Нур, имеется надвиг пород венд-кембрия на красноцветы силура. Е. В. Девяткиным и Т. В. Николаевой (1975) к северу от оз. Хиргис-Нур установлено надвигание угленосных юрских пород на отложения среднего — верхнего плиоцена, а у подножия хр. Цаган-Шибету ими же (1974) отмечен надвиг ордовикских эффузивов на юрские породы.

Разломы области герцинид как крупные (глубинные), так и более мелкие, как правило, представляют собой надвиги и шарьяжи, хотя встречаются и дислокации, подобные ханхухэйским, например, в зоне Гоби-Тяньшанского разлома. Наиболее крупными надвигами данной области являются Булганский (Тихонов, 1974₂) и подстилающие его Заалтайский и Гурбансайханский. Вообще надвиги и шарьяжи различ-

ного масштаба в области герцинид широко развиты. Примыкающие к крупным разломам складчатые структуры обычно сильно сжаты и нередко образуют системы килевых складок.

Приведенные факты дают основание полагать, что в отличие от сдвиговых систем северо-восточной и северо-западной, относящихся к типу сколовых трещин, широтные нарушения представляют собой систему трещин сжатия при общем движении масс с севера на юг.

Система субмеридиональных разломов наиболее слабо изученная, так как она затушевана разломами других пространственных систем. Однако эта система существует и оказывает серьезное влияние на геологическую структуру Монголии. Исследователям, знакомым с геологией Монголии, давно известно, что эта территория делится на западную и восточную части, имеющие свои особенности геологического строения. Зона раздела проходит примерно в районе 104° восточной долготы. Если взглянуть на аэромагнитную карту Сибирской платформы, можно видеть мощную зону меридионально вытянутых магнитных аномалий, пересекающих структуру платформы с севера на юг. В пределах упомянутой зоны К. А. Савинский (1972) выделил, по геофизическим данным, крупный глубинный Таймыро-Байкальский разлом. Если продолжить это нарушение на юг, то оно совпадет с зоной раздела Восточной и Западной Монголии. Следовательно, раздел на восточную и западную части данной территории, вероятнее всего, проходит по зоне того же глубинного шва.

Наиболее крупные субмеридиональные нарушения известны пока в Западной Монголии. Из них можно назвать Делюносагсайский разлом, проходящий внутри структуры Монгольского Алтая; Цаганшибетинский глубинный разлом и северную часть Дзабханского, ограничивающих структуры котловины Больших Озер, а также Дархатский и Хубсугульский разломы. Кроме того, по телевизионным снимкам отдешифрированы два крупных меридиональных нарушения, располагающихся западнее Дзабханского разлома. Из структур меридионального простираения, так или иначе связанных с развитием данной системы разломов, относятся Хубсугульская впадина, связанная с Хубсугульским и сопровождающими его разломами, а также Дархатская и Бусийнгольская котловины, связанные с новейшими нарушениями того же названия.

В пределах Монгольского Алтая известен прогиб меридионального простираения, сопряженный с Делюносагсайским разломом, выполненный вулканогенно-осадочными образованиями девона. Крупная котловина Больших Озер, заключенная между Цаганшибетинским и Дзабханским разломами, видимо, представляет собой также структуру растяжения более древнего заложения. Кроме названных, субмеридиональные разломы и структуры имеются в других районах Западной и Восточной Монголии, но в настоящее время их значимость и роль в истории геологического развития страны пока остаются невыясненными. Из рассмотренных примеров вытекает, что субмеридиональное направление разломов принадлежит, вероятнее всего, системе трещин растяжения, которым часто отвечают раздвиги.

Описанные пространственные системы нарушений имеют характерную для них морфологию и направление движений, подобно системам трещин, возникающих на боковой стенке кубика хрупкого материала при сдавливании его под прессом.

Выше были выделены различные пространственные системы разрывных нарушений и определен характер смещения по ним. Взаимодействие между движущимися массами по различно направленным системам разломов, по-видимому, и создало то многообразие структурных форм, которыми богата территория Монголии. Выяснено, что наиболее заметные и значительные горизонтальные перемещения фиксируются по диагональным швам. Причем в Восточной Монголии они происходят

по северо-восточным разломам, определяясь как левосторонние сдвиги, а в западной — по северо-западным, являясь правосторонними. Другими словами, движение блоков земной коры, разбитой разломами диагональной и ортогональной систем, а также резонансными разломами, движутся в Восточной Монголии на юго-запад, а в Западной — на юго-восток. Суммарная амплитуда горизонтальной составляющей сдвигов весьма значительна. Для востока страны она составляет примерно 450 км, а с учетом сдвиговой ступени вулканогенного пояса, находящейся за пределами страны (в районе оз. Далай-Нур), она превысит 500 км. Примерный подсчет горизонтальных перемещений на западе Монголии дает цифры того же порядка. Обе системы разломов — как северо-восточная, так и северо-западная составляют с меридианом угол, равный примерно 45°. Эти два «потока» глыб земной коры, сталкиваясь в зоне раздела, расположенной на продолжении Таймыро-Байкальского разлома, образуют одну из структур скручивания. Гравиметрические материалы (Волхонин, Степанов, 1969) показывают в этом месте утолщение земной коры.

Другой тип скручивания представляет структура Гобийского Алтая. В ее пределах широко развиты разломы типа надвигов, покровов, линз и чешуй. Сложена она разнофациальными породами почти всего палеозоя — от венд-кембрия до карбона включительно. Все породы интенсивно перематы. По многим нарушениям фиксируются выходы базитов и гипербазитов, местами наблюдается меланж (Зоненшайн, 1977). Сходные типы структур имеются и на южном окончании Монгольского Алтая. С севера структура этой зоны ограничивается Ихебогдинским глубинным швом, а с юга — крупными надвигами: Булганским, Заалтайским и Гурбансайханским (Тихонов, 1974_{1,2}). Плоскость этих надвигов полого падает на север. По геофизическим данным (Волхонин, Степанов, 1969), в зоне Гобийского Алтая происходит значительное увеличение мощности коры. Таким образом, структуру Гобийского Алтая можно считать зоной скучивания структур.

Описанные две зоны скучивания, как видим, имеют свои особенности как генетические, так и морфологические. Первую предварительно можно охарактеризовать как зону скучивания типа глыбового столкновения, а вторую — типа чешуйчатого напоздания.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. — Геол. и геофиз., 1967, № 6.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б. и др. Основные черты тектоники Монгольской Народной Республики. В кн.: Орогенические пояса (Докл. совет. геологов на XXII сессии Межд. геол. конгресса. Проблема 3). «Наука», 1968.
- Волхонин В. С., Степанов П. П. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. — Сов. геология, 1969, № 5.
- Девяткин Е. В., Николаева Т. В. Структуры новейшей активизации Монголии (неоген-антропоген). В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 11). «Наука», 1975.
- Дуранте М. В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 16). «Наука», 1976.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. «Наука», 1972.
- Зоненшайн Л. П. Офиолиты Монголии. В кн.: Основные проблемы геологии Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 22). «Наука», 1977.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. — Геотектоника, 1971, № 4.
- Иванов А. Х. Тектонические разломы. В кн.: Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Савинский К. А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. «Недра», 1972.

Тихонов В. И. Строение пограничной зоны герцинской и каледонской складчатых областей на западе Монголии.— Геотектоника, 1974, № 4.
Тихонов В. И. Разломы. В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
Тихонов В. И. Восточная Монголия. В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. «Наука», 1977.

Д. Доржнамжаа, З. А. Журавлева

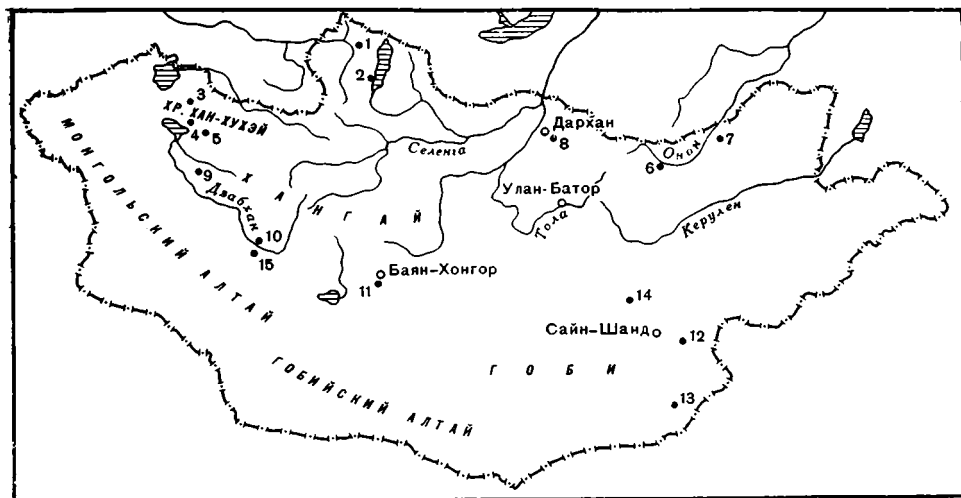
МИКРОФИТОЛИТЫ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ МОНГОЛИИ, ИХ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

На территории МНР древние органические остатки, представленные в основном микрофитолистами и реже строматолитами, найдены к настоящему времени почти во всех карбонатных разрезах верхнего докембрия. Большинство верхнедокембрийских микрофитолитов, известных в Монголии, выявлены в результате специальных биостратиграфических исследований, проводившихся нами с 1967 г. в составе Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. До этого времени систематического изучения микрофитолитов, встречающихся в древних толщах, не проводилось, хотя находки этих органических остатков (онколитов) в докембрийских отложениях были известны и ранее. В. А. Амантов, А. В. Ильин, Л. П. Зоненшайн, А. А. Храпов, О. Д. Суетенко и другие исследователи находили их в различных районах страны, в частности в Хангае, Прихубсугулье, Хэнтэе, Средней Гоби (определения принадлежат в основном А. Г. Вологдину и И. К. Королёку).

Микрофитолиды из карбонатных пород верхнего докембрия и кембрия Монголии объединены в 5 различных комплексов, закономерно сменяющих друг друга во времени (см. таблицу и рисунок). Эти комплексы аналогичны ранее выделенным в Советском Союзе З. А. Журавлевой (1964) в опорных разрезах Сибири. Большое количество сборов микрофитолитов сделано А. В. Ильиным, И. П. Палеем, И. С. Зайцевым и авторами во время полевых исследований 1967—1974 гг., в различных частях территории Монголии, результаты этих исследований частично опубликованы (Доржнамжаа и др., 1972; Маркова и др., 1972; Доржнамжаа, 1973, 1975; Ильин, 1973; Журавлева, 1974; Палей, Доржнамжаа, 1974).

Первый комплекс микрофитолитов, отвечающий нижнему рифею, намечен условно в отложениях мурэнской свиты Дархатской впадины и представлен лишь двумя руководящими для этого комплекса формами — *Osagia libidinosa* Z. Zhur., *Radiosus tenebricus* Z. Zhur. В Советском Союзе этот комплекс широко развит в отложениях бульбухтинской свиты восточной окраины Патомского нагорья, в гонамской и омахтинской свитах Учуро-Майского района, в котуйканской свите западного склона Анабарского массива, кюютингдинской свите Оленекского поднятия (Журавлева, 1964) и шангулежской свите Присяяня (Нарожных, 1973). Микрофитолиды этого комплекса во многих районах Сибири встречаются совместно со строматолитами *Kussiella kussiensis* (Masl.), *Nucleella figurata* Kom., характерными для нижнего рифея, в отложениях с абсолютным возрастом 1500—1570 млн. лет (Семихатов, 1974).

Второй комплекс микрофитолитов, отвечающий среднему рифею, характерен для отложений окинской свиты, дархатской серии и доднур-



Местоположение опорных разрезов верхнего докембрия Монголии, охарактеризованных находками комплексов микрофитолитов (название разрезов указано в таблице)

ской свиты хубсугульской серии Западного Прихубсугулья, туфогенно-осадочной толщи южного склона хр. Хан-Хухэй, карбонатной толщи района сомона Биндурья, эрэндабанской свиты одноименного хребта, кварцито-карбонатной толщи Улан-Ульского поднятия и орцогской свиты Среднегобийской зоны. В перечисленных разрезах установлен следующий комплекс микрофитолитов: *Osagia lamellata* Kor., *Osagia tenuilamellata* Reith., *Osagia columnata* Reith., *Osagia argillosa* Milst., *Vesicularites flexuosus* Reith., *Osagia undosa* Reith., *Osagia composita* Z. Zhur. В Советском Союзе этот комплекс широко представлен во многих разрезах Сибири — в Патомской складчатой зоне, в бассейне р. Чары, на северо-западном склоне Алданского щита, в Учуро-Майском районе, в улунтуйской и голоустенской свитах Прибайкалья (Журавлева, 1964) и в тагульской свите Восточного Саяна (Нарожных, 1973). Формы этого комплекса встречаются совместно со строматолитами группы *Baicalia* Krylov., *Tungussia* Semich., характерными для отложений среднего рифея с абсолютным возрастом 1100—1300 млн. лет (Семихатов, 1974).

Третий комплекс микрофитолитов, отвечающий верхнему рифею, выделяется условно. Он встречается в отложениях хармайинской свиты хубсугульской серии Дархатской впадины и дарханской свиты Дарханского района Северной Монголии и представлен формами плохой сохранности из групп *Asterosphaeroides* Reith. et Z. Zhur., *Radiosus* Z. Zhur., *Osagia aculeata* Z. Zhur. Этот комплекс широко развит в отложениях алянчской и холычской свит Патомской складчатой зоны, юсмастакской свиты Анабарского массива (Журавлева, 1964), ипситской свиты карагасской серии Восточного Присаянья (Хоментовский и др., 1972) и других районах Сибири. Во многих местах формы этого комплекса встречаются совместно со строматолитами группы *Gymnosolen* Steinm., характерными для верхнего рифея в отложениях с абсолютным возрастом 760—990 млн. лет (Журавлева, 1964). Формы третьего комплекса микрофитолитов, развитые в известняках хармайинской свиты, находятся на одном и том же стратиграфическом уровне со строматолитами: *Jugusania cylindrica* Krylov (Сборы Н. С. Зайцева, определения И. Н. Крылова), характерными для верхнего рифея (Волков и др., 1972).

Четвертый комплекс микрофитолитов соответствует юдомиию (терминальному рифею). Этот комплекс развит очень широко и характерен для отложений босхатской свиты хубсугульской серии Дархатской впа-

Микрофитолиты и строматолиты в верхнедокембрийских отложениях Монголии

Стратигра- фические подразде- ления		Комплекс фито литов	Дархатская впадина (1) *	Западное побережье оз. Хубсугул (2)	Хребет Хан-Хухэй			Район сомона Бин- дурья (6)	Хребет Эрен-Дабан (7)	Дарханский район (8)	Дзабханская зона		Баянхонгорская (11)	Тотошаньский район		Среднегобийская зона (14)	Хребет Хан-Тай- шир (15)	
					Северный склон (3)	Южный склон (4)	г. Бурин-Хайрхан (5)				г. Ихэ-Бурал- Ула (9)	г. Забхан (10)		Улан-Ульское подня- тие (12)	Таттошанское подняtie (13)			
Палеозой	Кембрий	Nubecularites catagraphus Reitt. (1), N. angulatus Z. Zhur. (2), N. densus Z. Zhur. (3), Radiosus marginatus Z. Zhur. (4), Osagia senta Z. Zhur. (5), Epiphyton Bornem (6), Botomi- nella lineata Reitt. (7), Renalcis Vol. (8)	Хоридулинская свита (1—5)	Хэсэнская свита (1—5)							Верхнецаганолом- ская свита (6—8)					Верхняя часть (1)	Хантайширская свита (5, 8)	
		Vesicularites compositus Z. Zhur. (9), Vesicularites rectus Z. Zhur. (10), V. concretus Z. Zhur. (11), V. enor- mis Z. Zhur. (12), V. bothrydiolor- mis (Krasnop.) (13), Volvatella zo- nalis Nar. (14), V. vadosa Z. Zhur. (15), Ambigolamellatus horridus Z. Zhur. (16), Vermiculites irregularis (Reit.) (17), Nubecularites abustus Z. Zhur. (18), N. antis Z. Zhur. (19), Osagia minuta Z. Zhur. (20), Radi- osus vitreus Z. Zhur. (21), Renalcis Vol. (22), Osagia nimia Z. Zhur. (23), Nubecularites morrulus Z. Zhur. (24)	Босхатская свита (10—19)	Арасанская свита (14—16, 23—24)	Кварцитосланце- во-конгломерато- вая толща (11)	Карбонатная толща (11, 14, 16—17, 20, 23)	Вулканогенно-оса- дочная толща (11, 13—14, 16)	Терригеннокарбо- натная толща (11, 14—16, 20)		Буралтуйская сви- та (13—14, 16—17)	Карбонатная толща (11—12)	Нижнецаган олом- ская свита (10—11, 14—16, 18, 22, 24а)	Сланцевоизвестня- ковая толща (10, 12, 14—16, 23)	Терригенная толща (14—15, 18, 20)	Тольинульская свита (9, 11, 18)	Хухубинская свита	Нижняя часть (11, 24)	Нижняя часть уланшандин- ской свиты (14—16, 20)
Рифей (верхний докембрий)	Венд (юдомий)																	
	Верхний	Boxonia grumulosa Kom. (24a), Osagia aculeata Z. Zhur. (25), As- terosphaeroides Reitt. et Z. Zhur. (25a), Radiosus Z. Zhur. (26), Iurusania cylindrica Krylov. (26b)	Хармайнская свита (25—266)							Дарханская свита (26)								
		Средний	Osagia lamellata Kor. (27), O. te- nuilamellata Reitt. (28), O. column- ata Reitt. (29), O. argillosa Milst. (30), Vesicularites flexuosus Reitt. (31), O. undosa Reitt. (32), O. com- posita Z. Zhur. (33)	Доднурская свита (27—29, 31—32)			Туфогенно-осадо- чная толща (28—29)		Карбонатная толща (27—28, 33)	Эрэндабанская свита (28, 32)					Кварцито-карбонат- ная толща (28, 30, 32)		Орцогская свита (27)	
	Дархатская серия (27—30) Окинская сви- та (27)																	
Нижний		Osagia libidinosa Z. Zhur. (34), Ra- diosus tenebricus Z. Zhur. (35)	Мурэнская свита (34— 35), салигская свита															

* Цифры в скобках (1) — (15) — местонахождение опорных разрезов (см. рисунок).

дины, арасанской свиты западного побережья оз. Хубсугул, кварцито-сланцево-конгломератовой толщи северного склона хр. Хан-Хухэй, карбонатной толщи южного склона хр. Хан-Хухэй, вулканогенно-осадочной толщи горы Бурийн-Хайрхан, терригено-карбонатной толщи района Биндурья сомона, буралтуйской свиты Дарханского района, карбонатной толщи горы Ихэ-Бурал-Ула, нижецаган-оломской свиты бассейна р. Дзабхан, сланцево-известняковой толщи Баянхонгорской зоны, терригенной толщи Улан-Ульского поднятия, тольинульской свиты Тотошаньского поднятия, нижней части хухуоботинской свиты Среднеобийской зоны и нижней части уланшандинской свиты хр. Хан-Тайшир.

В составе четвертого комплекса обнаружены следующие формы микрофитолитов: *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *Vesicularites rectus* Z. Zhur., *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *N. antis* Z. Zhur., *Osagia nimia* Z. Zhur., *Radiosus vitreus* Z. Zhur., *Renalcis* Vol. и др.

За пределами Монголии четвертый или юдомский (Решение совещания по стратиграфии вендских отложений..., 1972) комплекс как стратиграфическое подразделение четко выделяется в основных разрезах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Микрофитолиты этого комплекса установлены в следующих районах: Юдомо-Майском, северо-западном склоне Алданского щита, Патомском нагорье, Северо-Байкальском нагорье, Прибайкалье, Присяянье, Хараулахском выступе, на Урале и многих других. Нижняя граница этого подразделения в изученных разрезах Советского Союза фиксируется по смене верхнерифейских микрофитолитов юдомскими, а верхняя — проводится по массовому появлению скелетной фауны нижнего кембрия, а местами сменой комплексов кембрийских микрофитолитов. Такая же закономерная смена установлена в пределах Монголии для разрезов богхатской свиты хубсугульской серии Дархатской впадины, арасанской свиты западного побережья оз. Хубсугул, нижецаганоломской свиты р. Дзабхан, а также хухуоботинской свиты Среднеобийской зоны (см. таблицу).

Пятый комплекс микрофитолитов выявлен в разрезах Западного Прихубсугулья, Дзабханской и Среднеобийской зон, хр. Хан-Тайшир и других районов. В его составе присутствуют многочисленные своеобразные по строению формы, в частности *Osagia poletaei* Krasnop., *Epirhyton* Born., *Botominella lineata* Reitl., *Renalcis* Vol., *Nubecularites catagraphus* Reitl., *Nubecularites parvus* Z. Zhur., *Osagia senta* Z. Zhur.

В этом комплексе содержатся руководящие формы, характерные для алданского и ленского ярусов нижнего кембрия.

Выделенные комплексы микрофитолитов из описываемых отложений Монголии, как указано выше, совпадают с комплексами микрофитолитов, установленными в докембрии и в нижнем кембрии многих регионов Советского Союза.

ВЫВОДЫ

Изучение микрофитолитов (онколитов и катаграфий) из опорных разрезов верхнего докембрия и нижнего кембрия Монголии, расположенных в различных структурно-фациальных зонах, позволяет выделить пять сравнительно хорошо различающихся между собой и широко распространенных комплексов, соответствующих нижнему, среднему, верхнему рифею, юдомии, а также нижнему кембрию. Из них наиболее богатыми онколитами являются комплексы, отвечающие среднему рифею и юдомии, а на уровнях нижнего и верхнего рифея встречены лишь по две руководящие формы. Редкие находки микрофитолитов на этих уровнях обусловлены, по-видимому, особыми литолого-фациаль-

ными и палеотектоническими условиями, а также, вероятно, связаны с более интенсивным метаморфизмом карбонатных пород и несовместным их распространением в разрезах.

Стратиграфическая (возрастная) смена онколитов и катаграфий находится в соответствии с возрастной последовательностью, устанавливаемой по строматолитам и по фауне нижнего кембрия. В целом, приведенное изучение микрофитоцитов свидетельствует о целесообразности использования их для стратиграфического расчленения и корреляции верхнедокембрийских отложений Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

- Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д., Храпов А. А. Новые данные о докембрийских и нижнепалеозойских отложениях Восточной Гоби (МНР).— Докл. АН СССР, 1968, 183, № 3.
- Волков Р. И., Зайцев Н. С., Ильин А. В., Осокин П. В. Ухагольское месторождение фосфоритов в Восточном Саяне.— Сов. геология, 1972, № 2.
- Доржнамжаа Д., Зверева Л. А., Кеппинская К. В., Палей И. П. Новые данные о стратиграфии докембрия южного склона хр. Хан-Хухей.— Труды Геол. ин-та АН МНР, вып. 2. Улан-Батор, 1972.
- Доржнамжаа Д. О находках онколитов и строматолитов из докембрийских отложений Монголии.— В кн.: Вопросы географии Монголии. Вып. 12. Улан-Батор, 1973.
- Доржнамжаа Д. Стратиграфическое расчленение и корреляция верхнедокембрийских отложений МНР. Автореф. канд. дисс. Улан-Батор, 1975.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (МНР).— Докл. АН СССР, 1970, 192, № 2.
- Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение.— Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 114.
- Журавлева З. А. Возраст и корреляция древних отложений Северо-Западной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 12.
- Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. «Наука», 1973.
- Маркова Н. Г., Коробов М. Н., Журавлева З. А. К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1972, 47, № 1.
- Нарожных Л. И. Стратиграфическое значение микрофитоцитов верхнего докембрия запада Русской платформы и юго-востока Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. М., 1973.
- Палей И. П., Доржнамжаа Д. Особенности стратиграфии и структуры верхнедокембрийских отложений северного склона хр. Хан-Хухэй.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, № 2.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. «Наука», 1974.
- Решение совещания по стратиграфии вендских отложений Сибирской платформы и ее непосредственного обрамления. Новосибирск, 1972.
- Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. Об определении объема верхнего рифея и его расчленения по строматолитам и микрофитоцитам.— Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 6.

Ч. Минжин, Х. С. Розман, Д. Т. Цай

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ОРДОВИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

Фаунистически обоснованные отложения ордовика Монголии наиболее широко распространены в пределах Монгольского Алтая. Впервые они были выявлены здесь в северных районах (Чернышев, 1937), а позже — и в других. Среди работ, проведенных в последние годы, отметим исследования Н. Г. Марковой и А. Б. Дергунова, заложившие основу биостратиграфии ордовика Западной Монголии. Наиболее детальные сведения по стратиграфии ордовика относятся к южной части Монгольского Алтая (район сомонов Тонхил и Цэцэг), где Н. Г. Марковой

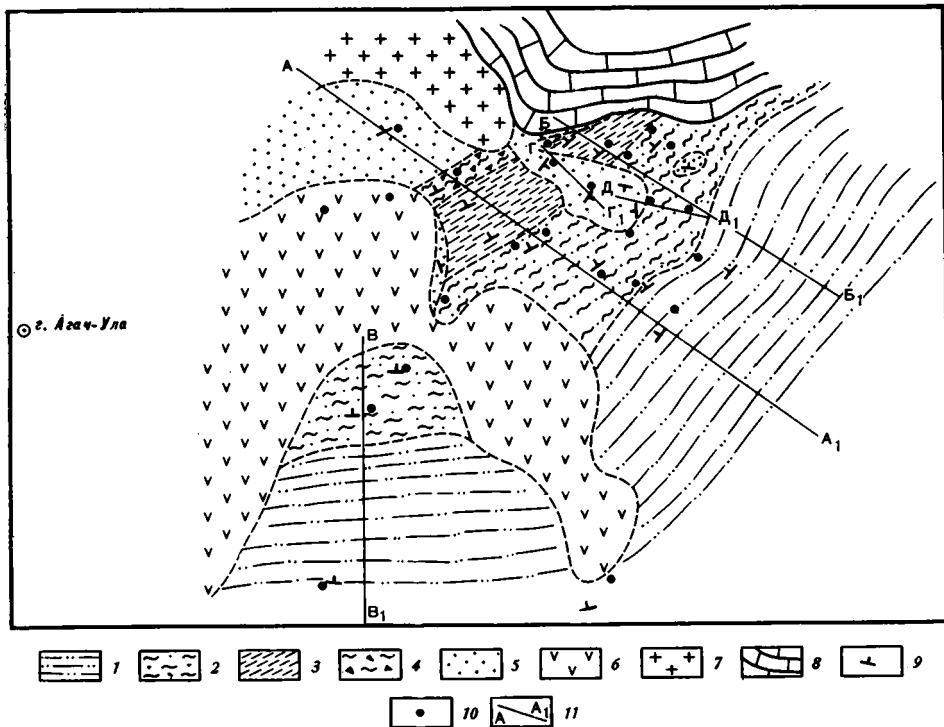


Рис. 1. Геологическая схема района распространения ордовикских отложений, южнее сомона Тонхил. Составлена Х. С. Розман и Ч. Минжином

1 — раннеордовикские переслаивающиеся алевролиты и песчаники, кливажированные и филитизированные; 2 — верхнеаренинские алевролиты с подчиненными прослоями песчаников; 3 — лланвирнские аргиллиты и алевролиты; 4 — лландейловские окремненные аргиллиты и подчиненные им песчаники; 5 — карадокские песчаники; 6 — девонские субвулканические тела; 7 — гранитоиды; 8 — девонские известняки; 9 — элементы залегания; 10 — точки наблюдения; 11 — основные разрезы

(1975) впервые выявлена последовательность разновозрастных ордовикских отложений и дано ярусное их расчленение.

В настоящей статье сообщаются результаты дальнейшего изучения ордовикских отложений, предпринятого нами в 1974 г.¹ Приводимые в статье предварительные определения фауны выполнены: по брахиоподам — Х. С. Розман; по граптолитам — Д. Т. Цаем.

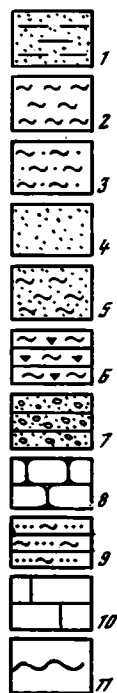
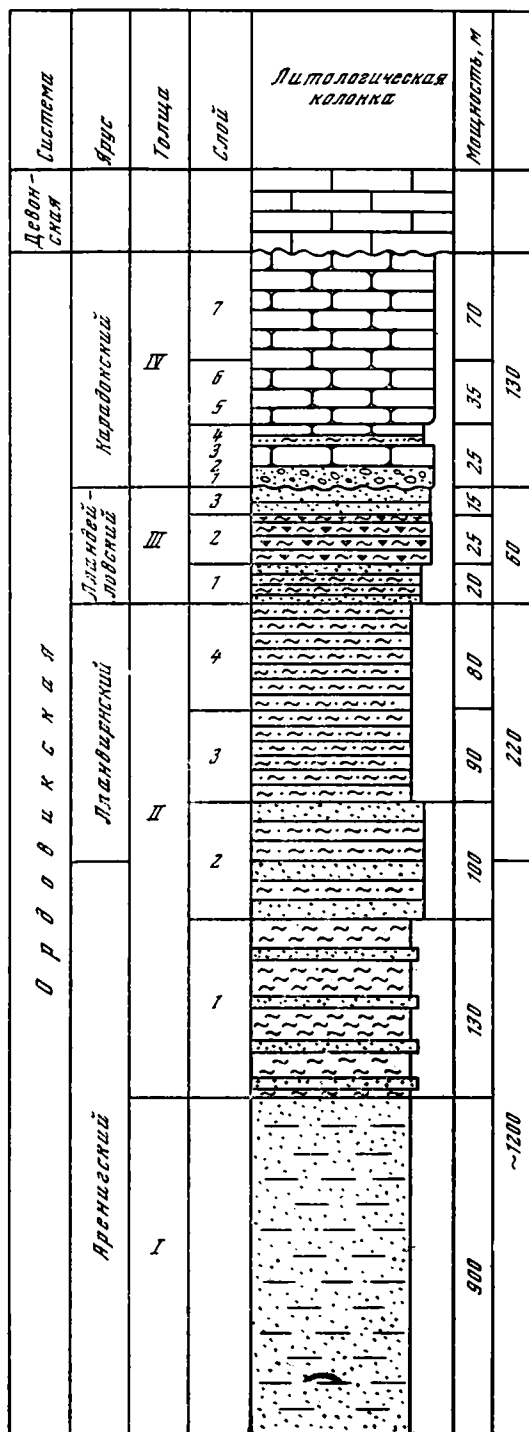
Наиболее полный разрез ордовика выявлен Х. С. Розман и Ч. Минжином в 3,0 км восточнее горы Агац-Ула, южнее сомона Тонхил, где с юго — юго-востока к север — северо-западу вкрест простирания пересекаются практически непрерывные выходы разновозрастных ордовикских отложений (рис. 1, А—А₁).

В этом моноклинальном разрезе с азимутом падения пород 320—340° и углом падения в 45—60°, снизу вверх прослежены (рис. 2).

Мощность, м

- I. Толща флишоидных зеленовато-серых слюдистых алевролитов и песчаников, филитизированных и пиритизированных; породы сильно кливажированы. Остатки фауны не обнаружены. до 900
- II. Алевролиты и песчаники, охарактеризованные граптолитами и беззамковыми брахиоподами, образующие следующую последовательность.
 1. Алевролиты зеленовато-серые, слюдистые с подчиненными прослоями (до 0,3 м) серых мелкозернистых слюдистых песчаников; породы кливажированы. Содержат граптолиты — *Dictyonema* sp. indet., *Isograptus* sp., *I. imi-*

¹ Полевые работы проводились Х. С. Розман и Ч. Минжином.



- 1 — алевриты и песчанники, флишондные, филлитизированные;
- 2 — аргиллиты с остатками граптолитов;
- 3 — алевриты с остатками граптолитов;
- 4 — песчанники слюдяные, мелкозернистые; 5 — переслаивающиеся песчанники, алевриты и листоватые аргиллиты;
- 6 — аргиллиты плитчатые с обильными остатками брахиопод и трилобитов;
- 7 — конгломераты, переходящие в гравелиты и песчанники;
- 8 — песчанники мелко- и среднезернистые, плитчатые;
- 9 — алевриты с линзовидными прослоями песчанников;
- 10 — известняки мраморизованные;
- 11 — перерыв в осадконакоплении

Рис. 2. Разрез ордовикских отложений южнее сомона Тонхил

- tata (Harris), *Tristichograptus ensiformis* (Hall), *T. sp.*, *Expansograptus sp.*, *Dichograptus sp.*, *Loganograptus sp.*, *L. ex gr. logani* (Hall), *Phyllograptus? sp.*, *Tetragraptus sp. indet.* до 130
2. Переслаивающиеся зеленовато-серые сильно кливажированные песчаники, алевролиты и аргиллиты; мощность прослоев до 0,4 м. Содержат граптолиты — *Loganograptus? sp. indet.*, *Phyllograptus sp. indet.*, *Tristichograptus ensiformis* (Hall), *T. angustus* Mu et Lee, *T. sp.*, *Isograptus sp.*, *Expansograptus sp.*, *Tetragraptus sp.*, *Glyptograptus sp. indet.*, *Pseudoclimacograptus sp.* до 100
3. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, прослоями черные, сильно кливажированные. Содержат обильные граптолиты — *Pendeograptus sp.*, *P. aff. pendens* (Elles), *Isograptus sp.*, *Expansograptus sp.*, *Tristichograptus angustus* Mu et Lee, *T. sp.*, *T. (Tetragraptus) bigsbyi* (Hall), *T. (Eotetragraptus) quadribrachiatatus* (Hall), *Tylograptus geniculiformis* Mu, *T. sp.*, *Phyllograptus sp.*, *Climacograptus? sp.*, *Hallograptus sp.*, *Acrograptus sp.*, *Glyptograptus sp.* до 90
4. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, пропластками листоватые, содержат граптолиты — *Isograptus sp.*, *Expansograptus sp.*, *Tylograptus sp.*, *Glyptograptus sp.*, *Climacograptus sp. indet.*, *Hallograptus sp.* до 85
Общая мощность слоев равна 400 м
- III. Выше по разрезу с видимым согласием и постепенным литологическим переходом налегают терригенные отложения, отличающиеся по литологии и фауне.
1. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, плотные в отдельных прослоях — с члениками криноидей, переслаиваются с подчиненными зеленовато-серыми аргиллитами и листоватыми алевролитами до 20
2. Аргиллиты зеленовато-серые, слоистые, тонко- и среднеплитчатые, окремененные, прослоями известковистые. Содержат обильные остатки брахиопод, трилобитов и мшанок. Из брахиопод определены: *Glyptorthis sp.*, *Ateleasma ex gr. subdorsiconvexum* Severg., *Isophragma ricevillense* Coop., *Lep-tellina tenneseensis* Ullr. et Coop., *Ptychoglyptus sp.*, *Christiania subquadrata* Hall, *Strophomena sp.* до 25
3. Песчаники, серые, тонко- и среднезернистые, слоистые 15
Общая мощность песчаников и аргиллитов толщи III составляет 60 м.

В кровле отложений толщи III залегают жильные породы основного состава.

Мощность, м

- IV. Выше залегают песчаники серые, средне- и крупнозернистые, слоистые, содержащие в верхних слоях остатки брахиопод — *Hesperorthis tricenaria* (Conr.), *Boreadorthis cf. togaensis* Severg., *Strophomena lebediensis* Severg., *Kjerulfina polycuma* Banor., трилобитов и цистоидей 140

Восточнее опорного разреза отложения толщи IV слагают небольшую структуру (рис. 1, Г — Г₁, Д — Д₁), где видно резко несогласное их налегание на подстилающих породах ордовика. В изученных разрезах выделены (снизу вверх):

Мощность, м

1. Конгломерат крупногалечный (галька до 15 см в поперечнике), местами переходит в гравелиты и песчаники. В составе галек отмечены кремнистые породы, кварц, песчаники, цемент зеленовато-серый, песчаниковый до 3
2. Песчаники серые, тонкозернистые, очень плотные, с линзовидными пропластками (до 0,2 м мощностью) гравелитов и конгломератов; в песчаниках обнаружены остатки криноидей, брахиопод — мелких ринхонеллид — *Rostricellula sp.* и трилобитов до 7
3. Алевролиты серые, плотные, узловато-слоистые, с линзочками (мощностью до 1—2 м) серых песчаников 12

4. Песчаники, серые, плотные, с остатками (очень плохой сохранности) криноидей и брахиопод: мелких ринхонеллид — *Rostricellula* sp., единичных ортид — *Hesperorthis* sp., *Dalmanella* sp. и строфоменид — *Sowerbyella* (?) sp. 2
5. Песчаники светло-серые, тонкозернистые, окремненные плотные, кливажированные. Содержат брахиопод — *Hesperorthis tricenaria* (Conr.), *Glyptorthis* ex gr. *balclatchiensis* (Dav.), *Chaulistomella* ex gr. *lebediensis* Severg., *Strophomena lebediensis* Severg., *Sowerbyites* sp., *Titanambonites* sp., *Horderleyella*? sp. 22
6. Песчаники светло-серые с *Glyptorthis balclatchiensis* (Dav.), *Horderleyella* sp., *Fascifera* cf. *buraensis* Severg., *Strophomena* sp., *Sowerbyites* sp., *Eoplectodonta* sp. 10
7. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, плотные, среднеплитчатые, с глинистыми пропластками, с обильной фауной, преимущественно брахиоподовой — *Hesperorthis tricenaria* (Conr.), *Glyptorthis* cr. *balclatchiensis* (Dav.), *Boreadorthis* cf. *togaensis* Severg., *Fascifera* cf. *buraensis* Severg., *Onniella*? sp., *Horderleyella* sp., *Glyptomena* cf. *girvanensis* (Salm.), *Strophomena lebediensis* Severg., *Eoplectodonta* sp., *Sowerbyites* sp., *Kjerulfina polycyca* Bancr. (последний вид в комплексе преобладает) 70

Общая мощность отложений толщи IV достигает 130 м. В ее разрезе по брахиоподам можно выделить (выше конгломератов): слои с *Rostricellula* (слои 2—4), слои с *Titanambonites* (слои 5—6) и слои с *Kjerulfina* (слой 7). Эти отложения являются наиболее высокими в ордовикском разрезе района южнее сомона Тонхил: на них с размывом и несогласием залегают девонские отложения.

Приведенный разрез охватывает четыре подразделения, ранг которых пока не вполне ясен, но, вероятно, близок к горизонту (см. рис. 2).

I. Терригенные флишоподные отложения, по-видимому, относятся к верхам песчаниково-сланцевого фаунистического неохарактеризованного кембро-ордовикского комплекса.

II. Песчаниково-алевролитовая толща охарактеризована граптолитами, составляющими четыре последовательных комплекса (в слоях 1—4). Нижний из этих комплексов (1) относится к позднему аренигу, что позволяет коррелировать наиболее нижние слои рассматриваемой толщи с верхами иловатского горизонта ордовика Алтае-Саянской области и с когашикским горизонтом ордовика Казахстана. Следующий комплекс (2) рассматривается в качестве пограничного, арениг-лланвирнского; возможно, при более детальном изучении его зональная принадлежность будет уточнена. Третий комплекс (3) предположительно отнесен Д. Т. Цаем к нижнему лланвирну, а четвертый (4) — предположительно к верхнему лланвирну.

Таким образом, вся песчаниково-алевролитовая толща (II) индексируется поздним аренигом — лланвирном.

III. Терригенные отложения, залегающие выше, охарактеризованы раковинной фауной — брахиоподами, трилобитами, криноидеями и мшанками. Брахиоподовый комплекс из аргиллитовых слоев с *Christiania* этой толщи хорошо сопоставляется с лландейловскими: раннебугрышихинским, изученным Л. Г. Севергиной (1972) из разрезов Алтае-Саянской области, и с комплексами Шотландии (из известняков Стинчар) (Williams, 1962) и Южных Аппалачей (из формации Арлин) (Cooper, 1956). Сопоставление с этими известными лландейловскими комплексами позволяет коррелировать толщу III с зоной *Glyptograptus teretiusculus* — низами зоны *Nemagraptus gracilis*.

В целом, в рассматриваемом районе в продолжении позднеаренигского, лланвирнского и лландейловского веков, по-видимому, шло непрерывное накопление терригенных отложений, но на рубеже лланвирнского и лландейловского веков произошло резкое изменение состава фауны: граптолиты сменились брахиоподами и трилобитами.

Комплексы толщи IV сопоставлены с карадокскими алтае-саянскими; при этом комплекс слоев 5, 6 наиболее сопоставим с позднебугрышхинским алтае-саянским — по содержанию близких видов родов *Fascifera* и *Titanambonites*, в то же время комплексы толщи IV (из слоев 5—7) по содержанию видов родов *Boreadorthis*, *Hesperorthis*, *Glyptorthis*, *Strophomena* и *Chaulistomella* отвечают составу тогинского горизонта, следующего за верхнебугрышхинским. Слой 7 толщи IV с обильными *Kjerulfina polysuma* Bancr. сопоставим с карадокским горизонтом маршбрукий, отвечающим в Британском стандарте ордовика середине зоны *Dicranograptus clingani*.

Таким образом, толщина IV соответствует интервалу карадокского яруса в пределах примерно нижней части зоны *D. clingani* (горизонты лонгвиллий — маршбрукий Британского стандарта). Датирование по брахиоподам толщи III лландейловским ярусом, а толщи IV — указанным выше интервалом карадокского яруса позволяет определить достаточно длительный перерыв в осадконакоплении между этими двумя толщами; этот перерыв отвечает нижней половине карадока — верхам зоны *Nemagraptus gracilis* и зоне *Diplograptus multidentatus*.

Более молодые ордовикские отложения были изучены Н. Г. Марковой (1975) северо-западнее сомона Тонхил на северо-восточном крыле Тонхильского синклинория. Эти отложения, выступающие из-под силурийских в ядрах антиклинальных структур, отнесены Н. Г. Марковой к позднему карадоку — ашгиллу.

При дальнейшем изучении этого разреза по урочищу Думба Хаджин (хр. Хаджигин-Нуру) нами выявлены более сложные структурные соотношения ордовикских и силурийских отложений, так как разрез осложнен разломами (рис. 3). Ордовикские отложения обнажаются в двух блоках — в 3 и в 5 км выше устья урочища, при этом более полная последовательность слоев прослежена в обширном блоке в 3 км выше устья. В нем снизу вверх выделены:

Мощность, м

- | | |
|--|--------|
| V. Вулканогенно-осадочная толща — алевролиты зеленовато-серые, туфы, туффиты и туфопесчаники, ярко-зеленые и светлые песчаники, образующие характерные ступенчатые выходы | до 100 |
| VI. Выше с размывом залегают терригенно-карбонатные отложения: | |
| 1. Известняки гравийные и песчаные, слоистые, содержащие обломки колоний табулят, гелиолитоидей, единичные ругозы и обильные криноиды, а также единичные обломки брахиопод — <i>Strophomena</i> sp. | 10 |
| 2. Алевролиты темно-серые и известняки серые, однородные, массивные, коралловые — с обильными ругозами, крупными колониями гелиолитоидей и табулят, отвечающих сбору из точки 456 Н. Г. Марковой (1975, рис. 12) | 40 |
| 3. Переслаивающиеся темно-серые плитчатые алевролиты, песчаники, известковистые песчаники и резко подчиненные слоистые черные известняки (образуют пачки до 5 м). Среди этих карбонатно-терригенных пород залегают линзы светло-серых массивных коралловых известняков (до 20 м в поперечнике). Линзовидные известняки содержат обильные ругозы, криноиды, колонии гелиолитоидей и мшанок, приведенные в работе Н. Г. Марковой (1975, рис. 12, точки 46 и 47). Черные слоистые известняки содержат остракоды и трилобиты | до 200 |

Общая мощность терригенно-карбонатных отложений толщи VI достигает 250 м. Они перекрыты залегающими на них с размывом силурийскими песчаниками и сланцами с лландовери-уэнлокскими граптолитами.

Возрастной объем толщи VI определяется соотношением коралловых комплексов, собранных в разрезе этой толщи, но пока монографически неизученных. Предварительные определения кораллов из коллекции

4. Песчаники, серые, плотные, с остатками (очень плохой сохранности) криноидей и брахиопод: мелких ринхонеллид — *Rostricellula* sp., единичных ортид — *Hesperorthis* sp., *Dalmanella* sp. и строфоменид — *Sowerbyella* (?) sp. 2
5. Песчаники светло-серые, тонкозернистые, окремненные плотные, кливажированные. Содержат брахиопод — *Hesperorthis tricenaria* (Conr.), *Glyptorthis* ex gr. *balclatchiensis* (Dav.), *Chaulistomella* ex gr. *lebediensis* Severg., *Strophomena lebediensis* Severg., *Sowerbyites* sp., *Titanambonites* sp., *Horderleyella*? sp. 22
6. Песчаники светло-серые с *Glyptorthis balclatchiensis* (Dav.), *Horderleyella* sp., *Fascifera* cf. *buraensis* Severg., *Strophomena* sp., *Sowerbyites* sp., *Eoplectodonta* sp. 10
7. Песчаники зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, плотные, среднеплитчатые, с глинистыми пропластками, с обильной фауной, преимущественно брахиоподовой — *Hesperorthis tricenaria* (Conr.), *Glyptorthis* cr. *balclatchiensis* (Dav.), *Boreadorthis* cf. *togaensis* Severg., *Fascifera* cf. *buraensis* Severg., *Onniella*? sp., *Horderleyella* sp., *Glyptomena* cf. *girvanensis* (Salm.), *Strophomena lebediensis* Severg., *Eoplectodonta* sp., *Sowerbyites* sp., *Kjerulfina polycyca* Bancr. (последний вид в комплексе преобладает) 70

Общая мощность отложений толщи IV достигает 130 м. В ее разрезе по брахиоподам можно выделить (выше конгломератов): слои с *Rostricellula* (слои 2—4), слои с *Titanambonites* (слои 5—6) и слои с *Kjerulfina* (слой 7). Эти отложения являются наиболее высокими в ордовикском разрезе района южнее сомона Тонхил: на них с размывом и несогласием залегают девонские отложения.

Приведенный разрез охватывает четыре подразделения, ранг которых пока не вполне ясен, но, вероятно, близок к горизонту (см. рис. 2).

I. Терригенные флишoidные отложения, по-видимому, относятся к верхам песчаниково-сланцевого фаунистического неохарактеризованного кембро-ордовикского комплекса.

II. Песчаниково-алевролитовая толща охарактеризована граптолитами, составляющими четыре последовательных комплекса (в слоях 1—4). Нижний из этих комплексов (1) относится к позднему аренигу, что позволяет коррелировать наиболее нижние слои рассматриваемой толщи с верхами иловатского горизонта ордовика Алтае-Саянской области и с когашикским горизонтом ордовика Казахстана. Следующий комплекс (2) рассматривается в качестве пограничного, арениг-лланвирнского; возможно, при более детальном изучении его зональная принадлежность будет уточнена. Третий комплекс (3) предположительно отнесен Д. Т. Цаем к нижнему лланвирну, а четвертый (4) — предположительно к верхнему лланвирну.

Таким образом, вся песчаниково-алевролитовая толща (II) индексируется поздним аренигом — лланвирном.

III. Терригенные отложения, залегающие выше, охарактеризованы раковинной фауной — брахиоподами, трилобитами, криноидеями и мшанками. Брахиоподовый комплекс из аргиллитовых слоев с *Christiania* этой толщи хорошо сопоставляется с лландейловскими: раннебугрышихинским, изученным Л. Г. Севергиной (1972) из разрезов Алтае-Саянской области, и с комплексами Шотландии (из известняков Стинчар) (Williams, 1962) и Южных Аппалачей (из формации Арлин) (Cooper, 1956). Сопоставление с этими известными лландейловскими комплексами позволяет коррелировать толщу III с зоной *Glyptograptus teretiusculus* — низами зоны *Nemaagraptus gracilis*.

В целом, в рассматриваемом районе в продолжении позднеаренигского, лланвирнского и лландейловского веков, по-видимому, шло непрерывное накопление терригенных отложений, но на рубеже лланвирнского и лландейловского веков произошло резкое изменение состава фауны: граптолиты сменились брахиоподами и трилобитами.

Комплексы толщи IV сопоставлены с карадокскими алтае-саянскими; при этом комплекс слоев 5, 6 наиболее сопоставим с позднебугрышихинским алтае-саянским — по содержанию близких видов родов *Fascifera* и *Titanambonites*, в то же время комплексы толщи IV (из слоев 5—7) по содержанию видов родов *Boreadorthis*, *Hesperorthis*, *Glyptorthis*, *Strophomena* и *Chaulistomella* отвечают составу тогинского горизонта, следующего за верхнебугрышихинским. Слой 7 толщи IV с обильными *Kjerulfina polycuma* Banerj. сопоставим с карадокским горизонтом маршбрукий, отвечающим в Британском стандарте ордовика середине зоны *Dicranograptus clingani*.

Таким образом, толщина IV соответствует интервалу карадокского яруса в пределах примерно нижней части зоны *D. clingani* (горизонты лонгвиллий — маршбрукий Британского стандарта). Датирование по брахиоподам толщи III лландейловским ярусом, а толщи IV — указанным выше интервалом карадокского яруса позволяет определить достаточно длительный перерыв в осадконакоплении между этими двумя толщами; этот перерыв отвечает нижней половине карадока — верхам зоны *Nemaagraptus gracilis* и зоне *Diplograptus multidentatus*.

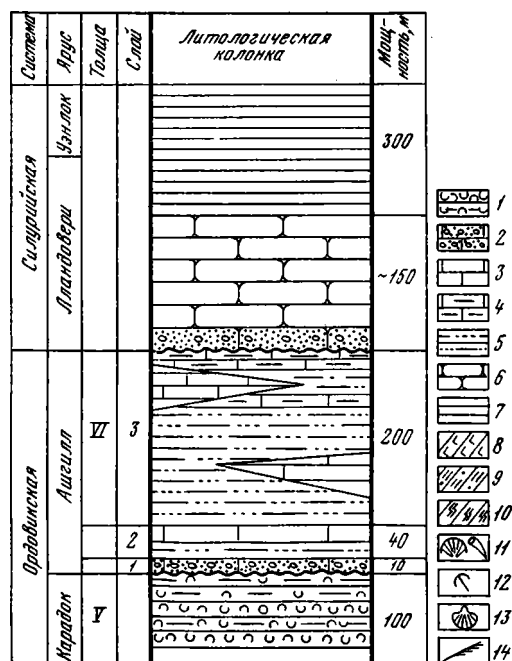
Более молодые ордовикские отложения были изучены Н. Г. Марковой (1975) северо-западнее сомона Тонхил на северо-восточном крыле Тонхильского синклинали. Эти отложения, выступающие из-под силурийских в ядрах антиклинальных структур, отнесены Н. Г. Марковой к позднему карадоку — ашгиллу.

При дальнейшем изучении этого разреза по урочищу Думба Хаджин (хр. Хаджигин-Нуру) нами выявлены более сложные структурные соотношения ордовикских и силурийских отложений, так как разрез осложнен разломами (рис. 3). Ордовикские отложения обнажаются в двух блоках — в 3 и в 5 км выше устья урочища, при этом более полная последовательность слоев прослежена в обширном блоке в 3 км выше устья. В нем снизу вверх выделены:

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| V. Вулканогенно-осадочная толща — алевролиты зеленовато-серые, туфы, туффиты и туфопесчаники, ярко-зеленые и светлые песчаники, образующие характерные ступенчатые выходы | до 100 |
| VI. Выше с разрывом залегают терригенно-карбонатные отложения: | |
| 1. Известняки гравийные и песчаные, слоистые, содержащие обломки колоний табулят, гелиолитоидей, единичные ругозы и обильные криноиды, а также единичные обломки брахиопод — <i>Strophomena</i> sp. | 10 |
| 2. Алевролиты темно-серые и известняки серые, однородные, массивные, коралловые — с обильными ругозами, крупными колониями гелиолитоидей и табулят, отвечающих сбору из точки 456 Н. Г. Марковой (1975, рис. 12) | 40 |
| 3. Переслаивающиеся темно-серые плитчатые алевролиты, песчаники, известковистые песчаники и резко подчиненные слоистые черные известняки (образуют пачки до 5 м). Среди этих карбонатно-терригенных пород залегают линзы светло-серых массивных коралловых известняков (до 20 м в поперечнике). Линзовидные известняки содержат обильные ругозы, криноиды, колонии гелиолитоидей и мшанок, приведенные в работе Н. Г. Марковой (1975, рис. 12, точки 46 и 47). Черные слоистые известняки содержат остракоды и трилобиты | до 200 |

Общая мощность терригенно-карбонатных отложений толщи VI достигает 250 м. Они перекрыты залегающими на них с разрывом силурийскими песчаниками и сланцами с лландовери-уэнлокскими граптолитами.

Возрастной объем толщи VI определяется соотношением коралловых комплексов, собранных в разрезе этой толщи, но пока монографически неизученных. Предварительные определения кораллов из коллекции



- 1 — алевролиты, туфы, туффиты, туфопесчаники и песчаники;
 2 — 4 — известняки:
 2 — гравийные,
 3 — однородные, коралловые,
 4 — темно-серые, до черных слоистые;
 5 — алевролиты темно-серые, кливажированные;
 6 — песчаники;
 7 — глинистые сланцы граптолитовые;
 8 — диабазы жильные (S);
 9 — окремненные алевролиты сланцеватые;
 10 — яшмы;
 11 — 14 — местонахождение фауны:
 11 — кораллов,
 12 — трилобитов,
 13 — брахиопод,
 14 — граптолитов

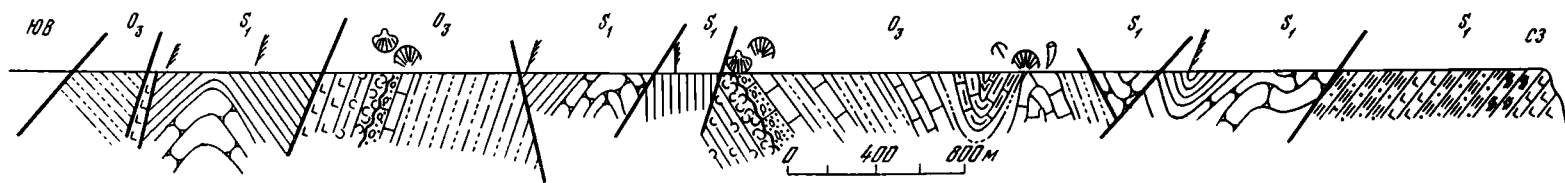


Рис. 3. Разрез ордовикско-силурийских отложений по урочищу Думба-Хаджин (хр. Хаджигин-Нуру)

Н. Г. Марковой (1975) свидетельствуют об их позднекарадокско-ашгильском возрасте. Отметим лишь, что в отличие от описания этого разреза, приведенного в работе Н. Г. Марковой (1975, рис. 12), слои с фауной из пункта 456 представляются нижними в разрезе, а слои с фауной из пункта 47а — верхними, как и 47б (см. рис. 3).

В целом, изучение стратиграфии ордовика в районе сомонов Тонхил и Цэцэг южной части Монгольского Алтая, проведенное нами в 1974 г., позволило внести следующие дополнения и коррективы в сложившиеся ранее представления о последовательности ордовикских отложений.

Выявлен опорный разрез позднеаренигско-карадокских отложений с твердо установленной последовательностью залегания слоев, подтвержденной сборами надежно привязанной фауны. В этом разрезе (к югу от сомона Тонхил) последовательно прослежены лланвирнские, предположительно расчленяемые на нижне- и верхнелланвирнские (толща II) и лландейловские отложения (толща III). В разрезе карадокского яруса (в толще IV) по составу брахиоподовых комплексов выделены (снизу вверх) слои, сопоставленные с определенным интервалом этого яруса — зоной *Dicranograptus clingani*.

Выявлен длительный перерыв в осадконакоплении, охватывающий первую половину карадокского века (от верхов зоны *Nemagraptus gracilis* до низов зоны *Dicranograptus clingani*). Внесены коррективы в последовательность пачек позднекарадокских? — ашгильских отложений (толщ V—VI).

В течение ордовикского осадконакопления этого района выделяются следующие последовательные циклы, разделенные перерывами: позднеарениг-лландейловский (толщи II—III) цикл накопления терригенных осадков; карадокский цикл накопления терригенных осадков (толща IV), сменившихся вулканогенно-осадочными кислого и среднего состава (толща V); позднекарадокский (?) — ашгильский цикл накопления карбонатно-терригенных отложений.

Среди фаунистически охарактеризованных ордовикских отложений изученного района выделяются: арениг-лланвирнские терригенные отложения с граптолитовыми комплексами и лландейловско-ашгильские терригенные и карбонатно-терригенные отложения с комплексами раковинной фауны. Состав как граптолитовых, так и раковинных комплексов свидетельствует о широких связях бассейна этой части Монгольского Алтая с одновозрастными бассейнами, располагавшимися в пределах Казахстанско-Аппалачского палеоклиматического пояса ордовика Евразии и Северной Америки (Розман, 1970).

Дальнейшее изучение ордовикских разрезов других районов Монголии, несомненно, расширит наши представления о биостратиграфии и зоогеографии ордовика Монголии. В то же время описанный опорный разрез пока остается единственным, так как арениг-карадокские отложения вообще пользуются крайне ограниченным распространением в Монголии. Среди известных других ордовикских разрезов Монголии (разрезы более северных районов Монгольского Алтая в районах озер Урэг-Нур и Ачит-Нур, западнее района сомона Дут, разрезы Баянхонгорской зоны и Южной Монголии) подавляющее большинство сопоставимо с толщами V—VI.

Особое положение в стратиграфической схеме занимают преимущественно фаунистически неохарактеризованные предположительно ордовикские отложения — терригенные и вулканогенные, выделяемые в Южной Монголии, в которых скудная фауна найдена лишь в разрезе Бухатын-Барун-Обо (Геология МНР, т. I, 1973).

- Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. «Недра», 1973.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. эксп., вып. 12). «Наука», 1973.
- Розман Х. С. Биостратиграфия и палеобиография верхнего ордовика Северо-Востока СССР. «Наука», 1970.
- Севергина Л. Г. Схема стратиграфии средне- и верхнеордовикских отложений западной части Саяно-Алтайской области.— Изв. Кузнецкого отд. географ. об-ва СССР, 1972, вып. 1.
- Чернышев Б. Б. Силурийские брахиоподы Монголии и Тувы.— Труды Монгольской комиссии, 1937, № 29, вып. 5.
- Цай Д. Т. Граптолиты ордовика Монголии.— В кн.: Труды II Всесоюзного colloквиума по граптолитам. Таллин, «Валгус». 1975.
- Cooper G. A. Chazy and related brachiopods.— Smithsonian miscellaneous collections, 1956, 127.
- Williams A. The Barr and lower Ardmillian series (Caradoc) of the Girvan district, South-West Ayrshire.— Geol. Soc. London, Mem., 1962, № 3.

Н. Г. Маркова, Т. Т. Шаркова

СИЛУР И ДЕВОН МОНГОЛИИ

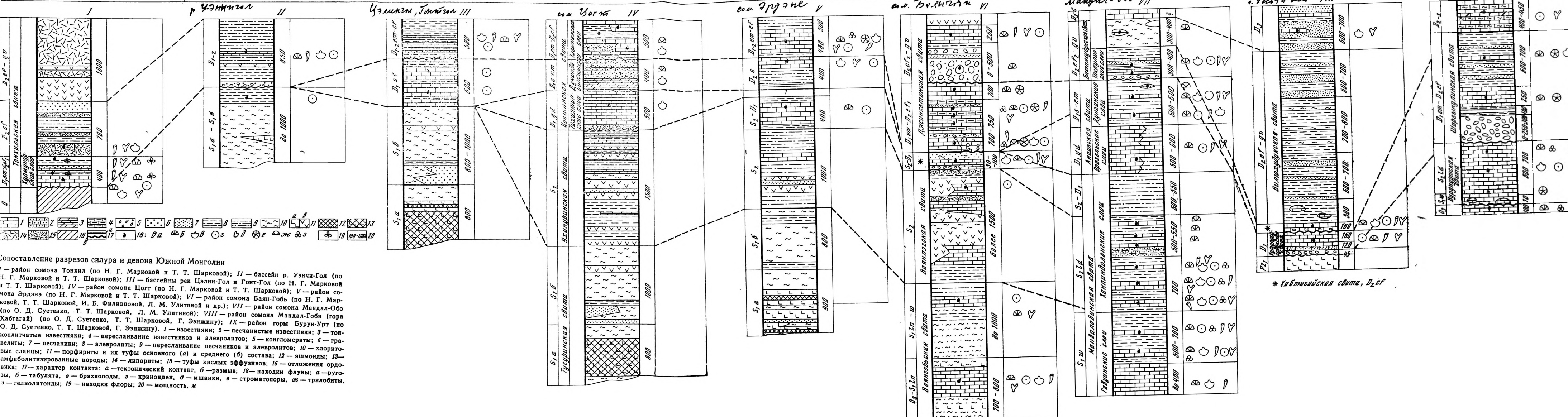
Силурийские и девонские отложения, развитые на территории Монгольской Народной Республики, крайне изменчивы по своему распространению и типам разрезов. Они различны не только для крупных блоков — северного (каледонского) и южного (герцинского), но и в отдельных структурных зонах, выделяемых внутри каждого из них (Васильев и др., 1959; Геология МНР, т. 1, 1973; Тектоника МНР, 1974). Поэтому ниже для всей территории Монголии дается только краткий обзор характера этих образований с учетом их тектонической зональности. Более подробно освещаются наиболее типичные и лучше изученные разрезы южной части страны, которые могут рассматриваться как опорные.

В пределах каледонского блока отложения силура развиты очень ограниченно. Незначительные по площади выходы их известны в северо-восточной части бассейна рек Керулен и Онон, более обширные — в Озерной зоне и Монгольском Алтае. Преобладающее значение среди них имеют терригенные образования, часто пестроцветные и грубообломочные, в меньшей степени терригенно-карбонатные, с фауной венлока и лудлова (Иванов, 1953; Волочкович, 1961; Амантов, 1961, 1963; Дергунов, Лувсанданзан, 1970). Лишь к югу от г. Кобдо в Монгольском Алтае появляются черносланцевые формации с граптолитами лландоверийского и венлокского ярусов (Kirshke, 1969; Корень, Маркова, 1975).

Значительно шире развит силур в герцинской Южно-Монгольской зоне, особенно в ее северной (внешней) части (Тектоника МНР, 1974), где он представлен геосинклинальными зеленоцветными терригенно-вулканогенными и карбонатными породами, местами содержащими богатую фауну лландоверийского, венлокского и лудловского ярусов (Зоненшайн и др., 1970; Маркова, Шаркова, 1974; Суетенко и др., 1975; Улитина и др., 1975).

Во внутренней части Южно-Монгольской зоны, как это показано на геологической карте МНР, 1971, широко развиты вулканогенные формации силура. Однако исследования последних лет (Маркова, 1975; Моссаковский, Томуртоого, 1976) установили, что площадь развития их здесь значительно меньше, чем предполагалось ранее. Фаунистическая характеристика силурийских вулканогенных и кремнистых толщ в этих районах крайне скудна. Единичные находки органических остат-

Система	Отдел	Ярус	Урал (Янет, 1959, Дубатов, Чехович, Янет, 1968, Сапельников, 1972)	Салаир (Харин, 1960, Ржонсницкая, 1973)	Горный Алтай (Кульков, 1967, Степанов и др., 1972)	Монгольский Алтай		Южная Монголия		Гобийский Алтай		Восточная Гоби		Тува (Владимирская, 1973)																			
						Район сомона Тонхил	Район сомона Цогт	Район сомона Баян-Гоби (Н. Г. Маркова, Т. Т. Шаркова, Л. М. Улитина)	Район сомона Мандал-Обо (Суетенко и др., 1977)	Район сомона Баян-Добо	Район сомона Бурун-Урт																						
						(Маркова, Шаркова, 1974)				(Суетенко, Шаркова)																							
Девонская	Средний	живет	Карбонатные породы с <i>Stryngoccephalus burtini</i> Defr., <i>Caliopora battersbyi</i> M. E. H.	Сафоновский горизонт	Тонхильская свита	Эффузивная и эффузивно-осадочная толща	Терригенная толща	Джинсэтинская свита	Карбонатно-терригенные породы	Терригенная толща	Билохудукская свита	Карбонатная толща	Красноцветные отложения																				
				Керлегешский горизонт										Тоготинские слои <i>Alveolites levis</i> Tchern., <i>Placocoenites medius</i> (Lec.)	Карбонатно-терригенные породы с <i>Pachyfavosites abnormis</i> Dub.	Тахаулинские слои <i>Alveolites levis</i> Tchern., <i>Pachyfavosites abnormis</i> Dub.	Хабтагайская свита <i>Alveolites levis</i> Tchern.	<i>Pachyfavosites abnormis</i> Dub., <i>Thamnopora alta spina</i> Dub., <i>Alveolites levis</i> Tchern.															
				Акарачкинский горизонт															Хулмунурские слои <i>Alveolites levis</i> Tchern., <i>Favosites regularissimus</i> Y.	Известняки с <i>Oculipora angulata</i> Kim., <i>Squameofavosites aff. dubatolovi</i> Mir.	Дунгинские слои <i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>Squameofavosites dubatolovi</i> Mir., <i>Oculipora angulata</i> Kim.	Хутулусухудукская свита <i>Levenea inostranzevi</i> Peetz	<i>Emmonsia emmonsi</i> (Rom.), <i>Thamnopora aff. pulchra</i> (Tchern.)										
		эйфель	Карбонатные породы с <i>Conchidiella pseudobaschkirika</i> (Tchern.), <i>Caliopora chaetetoides</i> Lec., <i>Cladopora crassa</i> Y.	Мамонтовский горизонт <i>Thamnopora alta spina</i> Dub.	Сибирячихинский горизонт <i>Thamnopora reticulata</i> (Bl.), <i>Caliopora uralica</i> Y.																												
			Шандинский горизонт <i>Alveolites levis</i> Tchern., <i>Placocoenites medius</i> (Lec.)	Кувацкий горизонт <i>Favosites regularissimus</i> Y.																													
	Полухтовский горизонт <i>Squameofavosites delicatus</i> Dub.	Малобачатский горизонт <i>Favosites brusnitsini</i> Peetz, <i>Thamnopora pulchra</i> (Tchern.)	Киреевский горизонт с ганинским известняком <i>Favosites brusnitsini</i> Peetz., <i>Thamnopora pulchra</i> (Tchern.)																														
	Нижний			эмс							Известняки с <i>Favosites regularissimus</i> Y.	Салаирский горизонт <i>Cephropora etheridge</i> Dub.		Цогтинская свита	Дучиндабинские слои <i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>Riphaelites virgatus</i> Y., <i>Caliopora prisca</i> Schark.	Уланханулинская свита																	
		Известняки с <i>Favosites brusnitsini</i> Peetz, <i>Squameofavosites frequens</i> Smir.	Малобачатский горизонт <i>Favosites brusnitsini</i> Peetz., <i>Thamnopora pulchra</i> (Tchern.)		Ремневский горизонт с соловыхинским известняком <i>Squameofavosites bohemicus</i> (Poč.)	Сибирский горизонт <i>Favosites ex gr. socialis</i> (S. et T.)	Черноануйский горизонт <i>Favosites effusus</i> Kl., <i>Howellella elegans</i> (M—W)	Кунимовская свита <i>Conchidium knighti</i> (Sow.), <i>Mesofavosites nigeranensis</i> Mir., <i>Multisolenia</i> sp.	Потаповская свита	Байтальская свита	Таугантелийские слои																						
		Известняки с <i>Favosites clarus</i> Y., <i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>Riphaelites virgatus</i> Y.	Крековский горизонт <i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>Squameofavosites frequens</i> Smir.									Сухая свита <i>Cladopora bella</i> Mir., <i>Hillaepora spica</i> Mir.											Сибирский горизонт <i>Favosites ex gr. socialis</i> (S. et T.)	Черноануйский горизонт <i>Favosites effusus</i> Kl., <i>Howellella elegans</i> (M—W)	Кунимовская свита <i>Conchidium knighti</i> (Sow.), <i>Mesofavosites nigeranensis</i> Mir., <i>Multisolenia</i> sp.	Потаповская свита	Байтальская свита	Пичишуйские слои					
		Известняки с <i>Pachyfavosites kozlovskii minima</i> Chekh., <i>Riphaelites virgatus</i> Y.	Томь-чумышский горизонт <i>Pachyfavosites kozlovskii</i> Sok., <i>Squameofavosites dubatolovi</i> Mir.																										Сухая свита <i>Cladopora bella</i> Mir., <i>Hillaepora spica</i> Mir.	Сибирский горизонт <i>Favosites ex gr. socialis</i> (S. et T.)	Черноануйский горизонт <i>Favosites effusus</i> Kl., <i>Howellella elegans</i> (M—W)	Кунимовская свита <i>Conchidium knighti</i> (Sow.), <i>Mesofavosites nigeranensis</i> Mir., <i>Multisolenia</i> sp.	Потаповская свита
Известняки с <i>Favosites clarus</i> Y., <i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>Riphaelites virgatus</i> Y.		Крековский горизонт <i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>Squameofavosites frequens</i> Smir.	Сухая свита <i>Cladopora bella</i> Mir., <i>Hillaepora spica</i> Mir.										Сибирский горизонт <i>Favosites ex gr. socialis</i> (S. et T.)																				
Известняки с <i>Pachyfavosites kozlovskii minima</i> Chekh., <i>Riphaelites virgatus</i> Y.	Томь-чумышский горизонт <i>Pachyfavosites kozlovskii</i> Sok., <i>Squameofavosites dubatolovi</i> Mir.	Сухая свита <i>Cladopora bella</i> Mir., <i>Hillaepora spica</i> Mir.		Сибирский горизонт <i>Favosites ex gr. socialis</i> (S. et T.)										Черноануйский горизонт <i>Favosites effusus</i> Kl., <i>Howellella elegans</i> (M—W)	Кунимовская свита <i>Conchidium knighti</i> (Sow.), <i>Mesofavosites nigeranensis</i> Mir., <i>Multisolenia</i> sp.	Потаповская свита	Байтальская свита	Пичишуйские слои															
Известняки с <i>Favosites clarus</i> Y., <i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>Riphaelites virgatus</i> Y.	Крековский горизонт <i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>Squameofavosites frequens</i> Smir.				Сухая свита <i>Cladopora bella</i> Mir., <i>Hillaepora spica</i> Mir.	Сибирский горизонт <i>Favosites ex gr. socialis</i> (S. et T.)	Черноануйский горизонт <i>Favosites effusus</i> Kl., <i>Howellella elegans</i> (M—W)	Кунимовская свита <i>Conchidium knighti</i> (Sow.), <i>Mesofavosites nigeranensis</i> Mir., <i>Multisolenia</i> sp.	Потаповская свита	Байтальская свита	Пичишуйские слои																						
Известняки с <i>Pachyfavosites kozlovskii minima</i> Chekh., <i>Riphaelites virgatus</i> Y.	Томь-чумышский горизонт <i>Pachyfavosites kozlovskii</i> Sok., <i>Squameofavosites dubatolovi</i> Mir.											Сухая свита <i>Cladopora bella</i> Mir., <i>Hillaepora spica</i> Mir.							Сибирский горизонт <i>Favosites ex gr. socialis</i> (S. et T.)	Черноануйский горизонт <i>Favosites effusus</i> Kl., <i>Howellella elegans</i> (M—W)	Кунимовская свита <i>Conchidium knighti</</i>												



ков нижнего, а также верхнего отделов системы известны на южном склоне хр. Гобийский Тянь-Шань (Синицын, 1956), в хр. Дзолен (Зоненшайн и др., 1975) и в оазисе Эхингол (сборы 1975 г. Н. Г. Марковой, О. Томуртоого и Г. Энжина).

В отличие от силура образования девона распространены на территории МНР почти повсеместно и представлены очень разнообразным комплексом пород, обнимающим все три отдела системы. В каледонском блоке в них намечается два литолого-фациальных типа: 1) континентальные образования, представленные красноцветными вулканитами среднего и кислого состава, а также молассоидными грубообломочными породами, в структурном отношении связанными обычно с наложенными мульдами; 2) морские осадки — преимущественно песчаники и алевролиты, иногда с линзами рифовых известняков или кремнистыми горизонтами и подчиненными прослоями вулканитов. Они приурочены к унаследованным или регенерированным геосинклинальным структурам (Хайнгай-Хэнтэйский и Дэлуюн-Сагсайский прогиб).

Возраст этих образований в северном блоке далеко не везде доказан, так как находки фауны и флоры известны лишь в немногих местах.

Существенно иной облик имеют девонские геосинклинальные отложения в герцинской Южно-Монгольской зоне. Здесь, в северной (внешней) части зоны девон представлен мелководными карбонатно-терригенными толщами, изобилующими разнообразными фаунистическими остатками (Маркова, Шаркова, 1974; Маркова, 1975). В центральной (внутренней) части преобладают основные вулканиты, в меньшей степени песчано-алевролитовые породы, слабо охарактеризованные фауной (Матросов, 1960; Маркова, 1975; Зоненшайн и др., 1975). Наконец, в южном борту зоны отложения девона или отсутствуют совсем, или представлены кислыми эффузивами, слагающими незначительные поля, а на крайнем юго-востоке (Солонкерская зона) песчано-алевролитовыми осадками и лавами среднего и кислого состава (Суетенко, 1971).

Наиболее полные, фаунистически охарактеризованные разрезы силура и девона известны на юге Монгольского Алтая и в Гобийском Алтае, в структурном отношении относящимися к северной (внешней) части Южно-Монгольской зоны герцинид (см. рисунок). Некоторые из этих разрезов (II—V) были описаны нами ранее (Маркова, Шаркова, 1974).

Силур. В основании разрезов Монгольского и Гобийского Алтая выделяются образования обоих отделов силура. Литологически и нижний и верхний силур представлены серией терригенно-эффузивных пород, часто метаморфизованных до стадии зеленых сланцев, особенно в низах разрезов. Среди них наблюдаются пачки известняков, местами (главным образом на востоке) достигающие значительной мощности.

К нижнему силуру (частично к верхам ордовика) нами относятся следующие фаунистически охарактеризованные свиты и слои¹. Это прежде всего — баянгобьская терригенно-карбонатная свита Гобийского Алтая (колонка VI), которая изучалась Л. П. Зоненшайном и др. (1970), а также авторами статьи на северном склоне хребта к западу и востоку от сомона Баян-Гобь. На южном склоне, в районе горы Джинсэту-Ула синхронные отложения описаны Л. М. Улитиной и др. (1976). Баянгобьская свита подразделена на две подсвиты. Нижняя подсвита (сайринские слои Л. М. Улитиной) охарактеризована фауной верхнего ордовика +

¹ Под свитой мы понимаем литолого-стратиграфическое подразделение, выделяемое при геологическом картировании. Свита может содержать и не содержать органические остатки. Слой — это более дробная стратиграфическая единица с характерным комплексом фауны.

раннего лландовери. Здесь встречены: *Brachyelasma estonicum* (Dub.), *Zellophyllum* aff. *intermedium* Wdkd., *Palaeophyllum* sp., *Labechia venusta* Javorsky, *Rosenella tuberculata* Riabinin, *Clathrodiction striatellum* (D'Orbigny), *Pachystylostroma* sp., *Fimbriapora plebeia* (Nekn.), *Metadictya* cf. *copiosa* (Kopajevich), *Strictopora* sp. (Улитина и др., 1976).

Верхняя подсвита, синхронная уланшандинским слоям (Улитина и др., 1976) обоснована органическими остатками только на севере и датируется как лландовери — венлок. В ней собраны: *Palaeofavosites forbesiformis* Sok., *P. schmidtii* Sok., *Favosites* cf. *antiquus* Sok., *F.* cf. *forbesi* var. *coreanicus* (Ozaki), *Fistulipora* sp., *Eridotrypa* aff. *solida* (Hall.). (Зоненшайн и др., 1970).

На западе, в Монгольском Алтае, возрастным аналогом баянгобьской свиты является преимущественно терригенная, безизвестняковая толща разреза Уэнчи-Гол (колонка II), охарактеризованная фауной лландовери — низы венлока, в которой определены: *Strophomena* aff. *sibirica* Andreeva, *Schellwienella* sp., *Dalmanella initalensis* (Chern.), *Lep-tostrophia* sp. (Маркова, 1975).

Верхам баянгобьской свиты отвечают гавуинские слои района сомона Мандал-Обо (колонка VII), содержащие: *Palaeofavosites angoporoides* Tes., *Favosites moyeroensis* Tes., *F. gussevi* Tchern., *F. hisingeri* regularis Rukh., *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Pycnostylus guelphensis* Whit., *Tabularia oblonga* Zhelt., *Conchidium* sp., *Skenidiodes* sp., *Dalmanella* sp., *Plectatrypa* sp. (Суетенко и др., 1977). Самые низы бурунуртской свиты Восточной Гоби (колонка IX), судя по ругозам (*Entelophyllum losseniformis* Zhelt., *Ketophyllum intermedium* (Tchern), *Tabularia oblonga* Zhelt.), принадлежат верхнему венлоку, т. е. они синхронны верхним горизонтам баянгобьской свиты. Наконец, аналогами баянгобьской свиты на западе, вероятно, являются неохарактеризованные органическими остатками, но близкие литологически к обоснованному фауной разреза Уэнчи, толщи нивоз колонок III—V, песчаные нами под индексом S_{1a} и S_{1b} (Маркова, Шаркова, 1974; Маркова, 1975).

Корреляция с сопредельными районами СССР подтверждает возрастное положение описанных выше образований (см. таблицу и данные в ней ссылки на авторов). Так, гавуинские слои и синхронные им отложения Монголии хорошо сопоставляются с арааргинскими слоями элестской свиты Тувы, с которыми они имеют ряд общих форм, в том числе табуляты: *Multisolenia tortuosa* Fr., *Mesofavosites ganiensis* Dz. В Горном Алтае этим слоям, по-видимому, отвечает верхняя часть подчагырской свиты, содержащей *Multisolenia tortuosa* Fr., *Tryplasma oblonga* Z., а также чагырская свита, в которой, как и в гавуинских слоях, присутствуют представители рода *Conchidium*. В Салаире аналогами гавуинских слоев, очевидно, является верхняя часть баскусанской свиты, содержащей *Multisolenia tortuosa* Fr., а возможно, и низы потаповской свиты, лишенной фауны. На Урале в объеме венлока выделены семеновские, павдинские слои и ёлкинская свита. Общих форм с гавуинскими слоями в них мало, хотя из ругоз следует указать *Tryplasma oblonga* Z., описанную из ёлкинской свиты. По ругозам с ёлкинской свитой Восточного Урала и чагырской свитой Горного Алтая также сопоставляются низы бурунуртской свиты Восточной Монголии. Общими формами здесь являются *Entelophyllum losseniformis* Zhelt., *Zelophyllum ludlovensis* Zhelt., *Ketophyllum intermedium* (Tchern.) *Tabularia oblonga* Zhelt.¹

Верхний силур представлен тем же набором пород, что и нижний, однако степень метаморфизма их заметно слабее. Хорошо охарактеризованные фаунистически отложения верхнего силура известны только на

¹ В связи с различной трактовкой разными авторами терминов «свита», «слои» и пр. при сопоставлении разрезов отдельных регионов на один стратиграфический уровень часто падают толщи пород, описанные под разными наименованиями.

востоке описываемого района — в Гобийском Алтае и Восточной Гоби (колонки VII, IX). Здесь описаны отложения лудловского яруса, охарактеризованные богатым и разнообразным комплексом фауны. В мандалинском районе они выделены О. Д. Суетенко, Т. Т. Шарковой и Л. М. Улитиной (1977) под именем ханаиндолонских слоев, в которых ими собраны: *Palaeofavosites tardus* Chekh., *Mesofavosites dzuboe* Mir., *M. ganiensis* Mir., *Favosites hisingeri regularis* Rukh., *Tuvalites aff. hemisphericus* (Tchern.), *Halysites bifidus* Kov., *Catenipora exilis* Eichw., *Tryplasma flexuosa* (Linne), *T. rugosum* (E. et H.), *Kodonophyllum truncatum* (Linne), *Circophyllum variabilis* (Zhelt.), *Neobrachyelasma balchaschica* Nik., *Enteophyllum uralicum* (Soshk.), *E. polymorphum* (Shir), *Conchidium ex gr. knigti* Sow., *Plectatrypa cf. imbricata* (Sow.), *Fenestella malinovetskensis* Кор. и др. Лудловский возраст имеет также основная часть бурунуртской свиты Восточной Гоби (Суетенко и др., 1975), содержащая *Palaeofavosites tardus* Chekh., *Mesofavosites aff. ganiensis* Mir., *M. dzuboe* Mir., *Favosites altaicus* Mir., *Tuvalites hemisphericus* (Tschern.), *T. račkovskii* (Tchern.), *Halysites opinus* Kov., *H. aff. hamadai* Mir., *Heliolites siderins* Bond., *Stegerhynchella angaciensis* (Tchern.), *Howellella elegans* Muir-Wood., *H. cf. laeviplicata* Kozl. и др.

На западе, в Монгольском Алтае образования верхнесилурийского возраста или отсутствуют совсем или лишены органических остатков и выделены условно, главным образом по положению в разрезе (колонки IV, V). Недостаточно хорошо обоснован также возраст баянлэгской свиты (колонка VI), развитой только на северном склоне Гобийского Алтая, к югу от сомона Баян-Гобь. В ней собраны лишь *Catalocrinites* sp. и плохо определимые остатки фавозитид (Геология МНР, т. I, 1973).

Сравнение описанных разрезов с пограничными районами Советского Союза (см. таблицу) свидетельствует о синхронности ханаиндолонских слоев и главной части бурунуртской свиты с карасугскими слоями элэгестской свиты Тувы. Среди табулят и ругоз здесь имеется ряд общих форм, как, например: *Paleofavosites tardus* Chekh., *Tuvalites hemisphericus* (Tchern.), *T. račkovskii* (Tchern.) и *Neopaliphyllum soshkinae* Z. В Горном Алтае этим образованиям, по-видимому, соответствует кумовская свита с *Conchidium knighti* (Sow.). В Восточном Урале с ними могут быть параллелизованы колонгинская, а, возможно, также воскресенская свиты.

Особо необходимо остановиться на характеристике самых верхних горизонтов силура. На северном склоне Гобийского Алтая авторами выделена уланханулинская свита, обнажающаяся примерно в 40 км к северо-западу от сомона Баян-Гобь (колонка VI), сложенная терригенными и карбонатными породами, залегающими с разрывом на подстилающих образованиях. Мощность ее изменчива и колеблется от 30 до 100 м. На юге хребта, в районе горы Джинсэту-Ула, аналогичная толща описана Л. М. Улитиной и др. (1976) под именем цаганбулакских слоев. На севере, в известняках уланханулинской свиты собраны раннедевонские табуляты. На юге, в цаганбулакских слоях — обильный комплекс фауны, в котором присутствуют: *Clathrostroma imbellata* Khromych., *Porallelostroma obrutschevi* (Javorsky), *Syringostromella borealis* (Nicholson), *Kodonophyllum ex gr. truncatum* (L.), *Hedstroemophyllum vermiculatum* Nik., *Circophyllum govorkavae* Lavr., *Trachyphyllum shovdolense* Ulit., *Hallopora wajgatshensis* Astr., *Lioclema gloria* Astr., *Eostenopora antiqua* Astr., *Cyphotrypa cf. corrugata* (Weller), *Leptotrypella cf. vulgata* Astr. На основании этих ископаемых возраст цаганбулакских слоев датируется в интервале лудлов — основание жединского века (Улитина и др., 1976).

По данным Л. М. Улитиной с соавторами (1975), в сухэбаторских слоях Восточной Гоби, отвечающих верхам бурунуртской свиты О. Д. Суетенко и др. (колонка IX), также встречен лудловско-нижне-

девонский комплекс гелиолитид, строматопор и мшанок. Наконец, вполне возможно, что этому уровню отвечает терригенно-известняковая пачка разреза Эрдэнэ, содержащая *Favosites kovechovi* Preob., ранее отнесенная нами к низам жединского яруса (Маркова, Шаркова, 1974), а также терригенная пачка района Мандал-Обо. Последняя лишена органических остатков, но по данным О. Д. Суетенко и Т. Т. Шарковой, она литологически тесно связана с ханаиндолонскими слоями.

Таким образом, в ряде разрезов Монгольского и Гобийского Алтая (колонки V—VII, IX) намечается присутствие толщи пород, по возрасту скорее всего отвечающей части пржидольского и низам жединского ярусов. Несомненно, что обоснование стратиграфического положения этих толщ нуждается в дальнейшем уточнении. Тем не менее появление их в разрезах Южной Монголии крайне интересно для решения в данном районе вопроса о границе силура и девона.

На таблице нами показано соотношение уланханулинской свиты с разрезами территории Советского Союза. Из нее видно, что с некоторой долей условности эта свита может быть сопоставлена с черноануйским и сибиркинским горизонтами Горного Алтая, с сухой свитой Салаира и низами петропавловской свиты Восточного Урала. В Туве этому интервалу соответствуют пичишуйские и таугантелийские слои байтальской свиты.

Девон. Образования девона широко распространены в пределах северной части Южно-Монгольской зоны герцинид, где они представлены всеми тремя отделами. Однако нижний и средний отделы здесь развиты полнее и лучше охарактеризованы фаунистически, что позволяет дать более подробное биостратиграфическое их расчленение.

Часть разрезов Монгольского Алтая, расположенных в западной половине рассматриваемой территории (колонки II—V), была описана нами ранее (Маркова, Шаркова, 1974; Маркова, 1975). Напомним, что здесь развита серия мелководных карбонатно-терригенных пород, состоящая из чередования различных по мощности прослоев известняков (иногда песчанистых), а также алевролитов, песчаников, гравелитов, реже мелкогалечных конгломератов, замещающих друг друга по протиранию. Наиболее изученным разрезом этой части Монгольского Алтая является разрез близ сомона Цогт (колонка IV), который может быть принят как опорный. Образования нижнего — среднего девона (верхний отдел отсутствует) объединены здесь под именем цогтинской свиты, на разных уровнях которой собраны разновозрастные комплексы фауны, позволяющие выделить более подробные подразделения.

Тахилтинские слои, отвечающие верхней части жединского яруса, залегают с разрывом на образованиях силура. Они представлены массивными, часто пятнистыми известняками с фауной: *Spirigerina supramarginalis* (Khalf.), *Sphaerirhynchia vagranica* (Khod.), *Ferganelia turkestanica* Nikif., *Atrypa* ex gr. *lazutkini* Aleks., *Pseudobatostomella interporosa* (Ulrich et Bassler), *Syndetocrinus natus* Stuk. и др.

Дучиндабинские слои, следующие вверх по разрезу, представлены кремнистыми тонкоплитчатыми и серыми песчанистыми известняками, содержащими: *Riphaeolites virgorus* J., *R. ramosus* J., *Pachyfavosites* ex gr. *vijaicus* J., *Favosites admirabilis* Dub., *F. kolymensis* Tchern., *F. multiformis* Dub., *Caliopora grisca* Schark., *Gephuropora crebispinosus* (Mir.), *Lyriellasma chapmani chapmani* Pedder., *Embolophyllum* sp., *Pseudomicropasma nesterowskii* (Peetz), *Syringaxon* ex gr. *siluriense* (Meloy), *Lioclema netagla vense* Astr. и др. Возраст их определяется как зиген, возможно, нижний эмс.

Тоготинские слои, венчающие разрез девона района сомона Цогт, сложены светло-серыми известняками и терригенными породами, часто замещающими друг друга. Переход их к дучиндабинским слоям местами постепенный, местами на контакте появляются пачки гравели-

тов и мелкогалечных конгломератов. Собранные в известняках обильная фауна позволяет говорить об эмс-эйфельском возрасте тоготинских слоев. Здесь встречены: *Tyrganolites altaicus* Tcherep., *T. tchernychevi* Dub., *Alveolites levis* Tchern., *Placocoenites medius* (Lec.), *P. escharoides* (St.), *Tramnopora nana* Dub., *Th. sp.*, *Squameofavosites sp.*, *Barrandeophyllum cantabricum* Kullman, *B. sp.*, *Helliophyllum sp.*, *Maikottaphyllum sp. nov.*, *Pseudobatostomella interporosa* (Ulrich et Bassler), *Lioclema netagla vense* Astr., *L. pulchellum* Ulrich et Bassler, *Hexacrinites kartzevae* Jelt. et Dub., *H. biconcavus* Jelt. et Dub. и др. Самые верхи цогтинской свиты сложены терригенной пачкой, лишенной фауны. Условно возраст ее принимается как живетский.

В разрезах восточных районов (Гобийского Алтая и Восточной Гоби) девон также сложен карбонатными и терригенными породами, фациально замещающими друг друга. Несколько полнее, чем на западе, представлен живетский ярус; появляется верхий девон. Отличительной особенностью восточных разрезов является наличие грубообломочных накоплений на уровне эмс-эйфеля, а местами живетского яруса; в противовес небольшим линзам и тонким пластам гравелитов западных районов здесь появляются мощные толщи конгломератов.

Особенно интересны три разреза Гобийского Алтая и Восточной Гоби (колонки VI, VII, IX) и в первую очередь разрез района Мандал-Обо, наиболее полный и хорошо изученный. В нем О. Д. Суетенко, Т. Т. Шарковой и Л. М. Улитиной (1977) выделены две свиты: раннедевонская — амаинская и среднедевонская — баталхудукская, а в пределах каждой свиты по фауне выделены слои (см. колонку VII). Так, в низах амаинской свиты залегают орогольские, преимущественно карбонатные слои, по-видимому, относящиеся к жединскому ярусу. Среди собранных в них табулят преобладают фавозитиды с ветвистыми и цилиндрическими колониями (*Favosites pseudosocialis* Dub., *Favosites sp.*, *Thamnopora sp.*). Выше располагаются дунгинские слои, представленные терригенными породами с горизонтами биогермных известняков, охарактеризованные фауной зигена — эмса. Здесь встречены: *Favosites admiralis* Dub., *F. aff. pseudosocialis* Dub., *Pachyfavosites preplacenta* (Dub.), *P. gincyngeri* Mir., *Gephuropora multiplicata* (Dub.), *Thamnopora diserta* Mir., *Pseudomicroplasma compositum* (Soshk.), *Embolophyllum aggregatum* (Hill), *Spongophylloides tomasae* Hill et Jones, *S. dubroviensis* (Zhelt), *S. halytoides* Ether. и др. По своему стратиграфическому положению орогольские слои, по-видимому, соответствуют тахилтинским слоям разреза Цогт; дунгинские слои сопоставляются с дучиндабинскими и, возможно, нижней частью тоготинских слоев (см. таблицу).

В баталхудукской свите, залегающей с размывом на дунгинских слоях, также намечается двухчленное строение. В нижней части ее обособляются тахаулинские слои, начинающиеся горизонтом базальных конгломератов, в гальке которых много известняков с фауной дунгинских слоев. Выше следует толща карбонатных и терригенных пород, охарактеризованная фауной эйфельского яруса среднего девона. Здесь встречены: *Pachyfavosites abnormis* Dub., *Squameofavosites delicatus* Dub., *Alveolites levis* Tchern., *Placocoenites medius* (Lec.), *Neotrematopora cf. salairiensis* Mor., *Reteporina cf. gigantea* Nekh., *Semicoscium cf. ubensis* Nekh., *Fenestella cf. uniformis* Kop., *Hexacrinites dentatus verrocus* J. Dub.

На тахаулинских слоях располагается неохарактеризованная органическими остатками осадочно-туфогенная толща пород с линзами андезито-базальтовых порфиритов и известняков; возраст ее условно принимается как живетский.

Тахаулинские слои параллелизуются нами с тоготинскими слоями района Цогт. Общими формами для них являются *Alveolites levis* Tchern., *Placocoenites medius* (Lec.) и др.

В Восточной Гоби в районе сом. Бурун-Урт (колонка IX) О. Л. Суе-тенко и др. (1975) описана шаргынулинская свита эмс-эйфеля. Базаль-ные горизонты ее, залегающие на бурунуртской свите силура со значи-тельным несогласием, представлены мощной толщей конгломератов с галькой известняков, в которых встречены верхнесилурийские табуля-ты. Выше располагается толща переслаивания известняков и алевроли-тов, содержащая: *Atrypa schaendinensis* Dzchön., *Emmonsia emmonsii* (Rom.), *Striatopora* aff. *jijina* Dub., *Thamnopora janeta* Dub., *Alveolites acrosquamatus* Dub., *Placocoenites medius* (Lec.), *Tyrganolites beresov-skaensis* Dub., *T. altaicus* Tchern., *Pachyfavosites abnormis* Dub. Шар-гынулинская свита соответствует тоготинским и тахаулинским слоям разрезов Цогт и Мандал-Обо, а также хабтагайской свите района Баян-Дабо (см. таблицу). Низы ее, которые, вероятно, можно датиро-вать верхним эмсом, параллелизуются с верхней частью дунгинских слоев.

Наконец, на южном склоне Гобийского Алтая в районе гор Джин-сэту-Ула авторами выделена джинсэтинская свита ниже-среднедевон-ского возраста (колонка VI). Она залегает с размывом на паганбулак-ских слоях, описанных Л. М. Улитиной и др. (1975), а местами отделена от них разломом. Свита отчетливо подразделяется на две части. Ниж-няя часть мощностью 900 м, сложена массивными известняками, пере-ходящими местами в известняковые конгломераты, а выше переслаива-нием известняков и алевролитов. Она переполнена колониями табулят, строматопор, ругоз и мшанок, из которых определены: *Thamnopora compacta* Tchud., *Favosites kovechovi* Preob., *Squameofavosites dubatolovi* Mir., *Oculipora* aff. *angulata* Kim., *Alveolites* aff. *stamineus* Hill., *Embo-lyphyllum aggregatus* (Mill), *Martinophyllum latum* (Hill), *Xystriphyl-lyllum devonicum* Bulv. Верхняя часть свиты (750 м) начинается мощным горизонтом конгломератов, содержащих наряду с прочими гальками пе-ремытые колонии табулят нижней подсвиты. Выше конгломераты сме-няются светлыми массивными известняками с подчиненными прослоями алевролитов и кремнистых пород, в которых собрана более бедная, чем в конгломератах, фауна табулят и ругоз: *Pachyfavosites abnormis* Dub., *Placocoenites medius* (Lec.), *Thamnopora* sp. На основании этой фауны возраст джинсэтинской свиты определяется как эмс-эйфельский. На за-паде она может быть сопоставлена с тоготинскими слоями района Цогт. На востоке ей соответствует верхняя часть дунгинских слоев, баталху-дуская и шаргынулинская свиты. Общими формами здесь являются: *Placocoenites medius* (Lec.), *Squameofavosites dubatolovi* Mir., *Oculipora angulata* Kim., *Pachyfavosites abnormis* Dub.

Совсем с иным в формационном отношении разрезом девонских от-ложений мы встречаемся в районе сомона Тонхил, расположенном уже в пределах каледонской части Монгольского Алтая. Этот разрез, неодно-кратно описанный нами ранее (Маркова, Павленко, 1972; Маркова, Шаркова, 1974; Маркова, 1975), представлен преимущественно красно-цветными вулканитами кислого и среднего состава, столь характерными для зоны каледонид. Несогласно на образованиях ордовика здесь зале-гает тонхильская свита, подразделенная нами на три части (колонка I). Нижняя, выделяемая под названием хулмунурских слоев, сложена из-вестняками и алевролитами. Она охарактеризована богатым и разнооб-разным комплексом фауны эмса — нижнего эйфеля: *Eospirifer secans* (Barr.), *Stromatoporella Javorsky* Chalf., *S. ex gr.*, *artyschtensis* Jav., *Actinostroma mamontovi* Jav., *A. mamontovi* var. *plana* Jav., *Pseudocer-vascularia altaica* Tcherep., *Thamnophyllum* aff. *tabulatum* Bulv., *Altaiophyl-lyllum mongolicum* Ulit., *Sulconphyllum tonchilum* Ulit., *Alveolites edwardsi* Lec., *A. distinctus* J., *A. fornicatus* Schlut., *Alveolitella tarejensis* Smirn., *A. crassispinosa* Dub., *Placocoenites medius* (Lec.), *Tyrganolites altaicus* Tchern., *Squameofavosites mixtus* Dub., *Cladopora alba* J., *C. vermicula-*

ris McCoy., *Gracilopora vermicularis* var. *clara* J., *G. infirma* J., *Favosites* aff. *regularissimus* J., *Emmonsia taltiensis* J., *E. emmonsi* (Roming.), *Hexacrinites* cf. *humilicarinatus* Yelt., *H.* aff. *cauliculatus* J. Dub., *H.* cf. *karsevae* Yelt. et Dub., *Tatragonocyclicus* cf. *fuscus* Dub., *T. fimbriatus* Dub., *Kuzbassocrinus* cf. *binidigitatus* Yelt., *Phacops altaicus* Tchern., *P.* sp. nov., близкий к *P. fecundus* degener Barr., и др. Средняя эффузивно-осадочная толща состоит из чередования кислых туфов и терригенных пород. Она также содержит эйфельские кораллы, мшанки и брахиоподы, но худшей сохранности. Наконец, верхняя, чисто вулканогенная толща представлена средними и кислыми эффузивами, лишенными фаунистических остатков. Условно она отнесена к эйфельскому и живетскому ярусам.

По фауне хулмунурские слои тонхильской свиты легко параллелизуются с верхами разрезов девона Южно-Монгольской зоны герцинид, а именно с тоготинскими слоями района Цогт и другими синхронными им отложениями (см. рисунок, таблицу).

Переходя к более широкой корреляции девонских отложений Южной Монголии, укажем, что они находят своих возрастных аналогов в ряде районов СССР (см. таблицу). Так, тахилтинские и орогольские слои раннего девона могут быть сопоставлены с ремневским горизонтом Горного Алтая, включающим соловыхинские известняки, а также с томь-чумышским горизонтом Салаира и средней частью петропавловской свиты Восточного Урала. Здесь имеется ряд общих форм как, например: *Spirigerina supramarginalis* (Knalf.), *Sphaerirhynchia vagranica* (Khod.), *Atrypa lazutkini* Aleks. и др.

Дучиндабинские и дунгинские слои (без их верхней части) параллелизуются с киреевским горизонтом Горного Алтая, крековским и малобачатским горизонтами Салаира, а также с верхами петропавловской свиты Восточного Урала, на что указывают характерные для них *Favosites admirabilis* Dub., *Riphaelites virgosus* Y. и др.

Хулмунурские слои, низы тоготинских слоев и джинсэтинской свиты, а также верхи дунгинских слоев и низы шаргынулинской свиты хорошо сопоставляются с зоной *Favosites regularissimus* Y. Восточного Урала, аналогами которой в Салаире являются салаиркинский горизонт, а в Горном Алтае — кувашский горизонт. Общими формами здесь являются табуляты: *Favosites regularissimus* Y., *Thamnopora pulchra* (Tchern.), *Emmonsia taltiensis* Y., ругозы — *Thamnophyllum tabulatum* Bulv., *Pseudocervularia altaica* Tcherer., брахиоподы — *Eospirifer secans* (Barr.), *Spinatrypa bachatica* Aleks., *Yndelinia egorovi* Andr.

Верхняя часть тоготинских слоев джинсэтинской свиты, тахаулинские слои, а также хабтагайская свита и верхи шаргынулинской свиты, вероятно, синхронны шандинскому и мамонтовскому горизонтам Салаира, верхам сибирячихинского горизонта Горного Алтая и толще известняков Восточного Урала, лежащей выше зоны *Favosites regularissimus* Y. Общими с шандинским и мамонтовским горизонтами в свитах и слоях Южной Монголии служат: *Alveolites levis* Tchern., *Placocoenites medius* (Lec.), *Thamnopora alta spina* Dub. и ряд других форм.

Наконец, верхи разрезов девона Южной Монголии, слабо охарактеризованные фаунистически или полностью лишенные органических остатков (терригенные пачки цогтинской, баталхудукской и билюхудукской свит, карбонатная толща бурунуртского разреза, а также верхи джинсэтинской свиты, по-видимому, могут быть условно сопоставлены с акарачкинским, карлегешским и сафоновским горизонтами Салаира.

Таким образом, основные результаты, вытекающие из проведенного авторами биостратиграфического изучения силурийских и девонских отложений Южной Монголии, сводятся к следующему.

1. Разработана местная стратиграфическая схема с обоснованным выделением свит и слоев, а также прослежено их изменение по латерали.

2. В ряде конкретных разрезов между силуром и девоном выделена пограничная толща пород, возрастное обоснование которой требует дополнительного изучения.

3. Установлено трансгрессивное залегание толщи эмс — эйфеля, наиболее резко выраженное на востоке и постепенно ослабляющееся в западном направлении.

4. Дана сводная корреляционная схема сопоставления разрезов силура и девона Южной Монголии с сопредельными районами СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. Краткий очерк стратиграфии силурийских отложений Долины Больших озер в сопоставлении с силуром Тувинского прогиба. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1961, 58.
- Амантов В. А. Геология и проблемы геолого-структурного районирования северо-запада Монголии (Озерная зона и Западный Хангай). Автореф. канд. дисс. Л., 1963.
- 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., Гостоптехиздат, 1959.
- Владимирская Е. В. Ордовик и силур Монголо-Тувинской биогеографической провинции (стратиграфия и палеогеография). Автореф. докт. дисс. Л., 1973.
- Волочкович Л. К. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (район хр. Цаган-Шибету, Хархира-Нуру и Сайлюгем). — Бюлл. МОИП, 1961, № 1.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М., 1971.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. «Недра», 1973.
- Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. Наложенные структуры Северо-Западной Монголии. В кн.: Материалы научной конференции, посвященной XXX-летию Геологической службы МНР. Уланбатор, 1970 г.
- Дубатов В. Н., Чехович В. Д., Янет Ф. Е. Табуляты пограничных слоев силура и девона Алтае-Саянской горной области и Урала. В кн.: Кораллы пограничных слоев силура и девона Алтае-Саянской горной области и Урала. «Наука», 1968.
- Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г. и др. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 1). «Наука», 1970.
- Зоненшайн Л. П., Суетенко О. Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хр. Дзолен. — Геотектоника, 1975, № 4.
- Иванов А. Х. Геология и полезные ископаемые Кабдоского района Монгольского Алтая. — Труды Монгольской комиссии АН СССР 1953 вып. 2.
- Корень Т. Н., Маркова Н. Г. Новые находки граптолитов Монголии. В кн.: Труды II Всесоюзного коллоквиума по граптолитам. Таллин, «Валгус», 1975.
- Кульков Н. П. Брахиоподы и стратиграфия силура Горного Алтая. «Наука» 1967.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед. вып. 12). «Наука» 1975.
- Маркова Н. Г., Павленко А. С. Вулкано-плутоническая ассоциация орогенного этапа развития Монголо-Алтайской зоны каледонид. — Докл. АН СССР, 1972, 206, № 1.
- Маркова Н. Г., Шаркова Т. Т. Девонские отложения южной части Монгольского Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 6.
- Матросов П. С. Основные черты стратиграфии девонских отложений Барун-Хурайской котловины. — Сов. геология, 1960, № 4.
- Моссаковский А. А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии (стратиграфия, структура, формации) (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 14). «Наука», 1976.
- Рожонская М. А. Основные проблемы стратиграфии нижнего и среднего девона. — В кн.: Труды III Международного симпозиума по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Т. 2. Л., «Наука», 1973.
- Сапелников В. П. Силурийские Pentameracea восточного склона Среднего и Северного Урала. — Труды Ин-та геол. и геох. Свердловск, 1972, вып. 98.
- Синицын В. М. Заалтайская Гоби. Геологические реконструкции летом 1951 г. Изд-во АН СССР, 1956.
- Степанов С. А., Миронова Н. В., Асташкина В. Ф. и др. Девонские отложения окрестностей с. Сибирячки (бассейн р. Ануй, Горный Алтай). В кн.: Материалы по палеонтологии и стратиграфии Сибири. Новосибирск, 1972.
- Суетенко О. Д. Тектоника палеозой Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд. дисс. М., 1971.
- Суетенко О. Д., Шаркова Т. Т., Улитина Л. М. Стратиграфия и фауна палеозоя восточных отрогов Гобийского Алтая (Мандалобинский массив). В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. палеонтол. экспед., вып. 4). «Наука», 1977.

- Суетенко О. Д., Шаркова Т. Т., Энжин Г. Структура и фаунистическая характеристика опорных разрезов силура и девона Сухэбаторской зоны (Юго-Восточная Монголия).— В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. палеонтол. экспед., вып. 2). «Наука», 1975.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Улитина Л. М., Большакова Л. Н., Конаевич Г. В. Особенности распространения строматопороидей, ругоз и мшанок в разрезе палеозоя гор Джинсэту-Ула (Гобийский Алтай).— В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. палеонтол. экспед., вып. 3). «Наука», 1976.
- Улитина Л. М., Большакова Л. Н., Бондаренко О. Б., Конаевич Г. В. Стратиграфическое распределение строматопороидей, кораллов и мшанок в Барунуртском районе (Восточная Монголия).— В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. Вып. 2. «Наука», 1975.
- Харин Г. С. Стратиграфия силурийских отложений Салаира.— В кн.: Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Новосибирск, 1960.
- Янет Ф. Е. Подкласс Tabulata.— В кн.: Брахиоподы и кораллы из эйфельских бокситоносных отложений восточного склона Среднего и Северного Урала. Госгеолтехиздат, 1959.
- Kirshke J. Pierwsze znalezisko sraptolitow w sylurze Mongolii.— Roczn. Polck. Towarz. Geol., 1969, 39.

Д. Оролмаа

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ АССОЦИАЦИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА (МЕЖДУРЕЧЬЕ ИРО И ОРХОНА)

В Северной Монголии широко распространены верхнепалеозойские — нижнемезозойские вулканогенные образования, приуроченные к Орхон-Селенгинскому прогибу. Стратиграфическое положение, фациальный состав и петрохимические особенности этих образований в последние годы изучались сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и МНР преимущественно в центральных частях прогиба (А. А. Моссаковский, О. Томуртоого, В. В. Кепежинская, А. Я. Салтыковский, Д. Оролмаа и др.). Причем отмечалось, что стратиграфическая схема вулканогенно-осадочных пород, установленная для центральной части прогиба не выдерживается по его периферии, что объясняется значительной фациальной изменчивостью вулканогенных образований, а также спецификой геологического развития этого региона, для которого была характерна миграция вулканизма во времени с юго-запада к северу и северо-востоку (Комаров, 1972; Моссаковский, Томуртоого, 1972; Томуртоого, 1973 г.; Салтыковский, 1973, и др.). В связи с этим возникает необходимость детального изучения стратиграфического положения вулканогенных образований на каждом отдельном его участке.

Одним из немногих районов северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба, где представлен полный разрез верхнепалеозойских и раннемезозойских вулканогенных образований является междуречье рек Орхона и Иро. Первые достоверные сведения о возрасте верхнепалеозойской вулканогенной серии в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба были получены в конце 60-х годов. В районе горы Долон-Добхуг (окрестности г. Дархан) В. А. Амантовым, которым в породах этой серии были обнаружены растительные остатки *Neggerathrips mizuza*, N. cf. *arta*, N. cf. *derzavinii*, характерные для нижней половины верхней перми (Геология МНР, т. I, 1973). Позднее, в 1971 г., в этой

же толще О. Томуртогоо собрал комплекс флор *Phyllotea* sp., *Cordaites* ex. gr. *singularis* (Neub) s. *Meyen.*, *C. cf. Kuznetskianus* (Gorel) s. *Meyen* верхнебалахонского облика, *Crassinervia* aff. *kuznetskiana* Neub., *Ruffloria* sp., *Nephropsis* cf. *Schmalhauseni* Radcz., *Samarepsis* (?) ex. gr. *Khalfini* Such., также относящийся к низам верхней перми. Автором были обнаружены отдельные формы верхнепермских флор к северу от г. Дархан.

Верхнепермская вулканогенная серия представлена лавами и пирокластическими образованиями кислого и основного состава, среди которых встречаются прослои осадочных пород, образуя единую стратифицированную толщу, которая с угловым несогласием залегает на поздне-рифейской существенно карбонатной толще. В изученном районе эта серия составляет небольшую (около 10 км в диаметре) брахисинклинальную структуру, осложненную многочисленными разрывными нарушениями и имеющую поэтому блоковое строение. В пределах этой структуры в породах вулканогенной серии центриклинальное падение 12—30° в сторону южных отрогов горы Цогту-Ула. Внутреннее строение и вещественный состав верхнепермской вулканогенной серии детально изучены в окрестностях г. Дархана и гор Ноён-Хан, Цогту-Ула и Джаргалан, а также высот с отм. 1205,0 и 1060,4 м (рис. 1). Здесь среди верхнепермских вулканитов можно выделить три согласно залегающих толщи: нижнюю, состоящую из вулканогенно-осадочных образований смешанного состава; среднюю, образованную основными лавами и их пирокластами, и верхнюю, сложенную кислыми вулканитами и их пирокластами.

Нижняя толща сравнительно органиченно распространена и наблюдается только в окрестностях г. Дархана. Она изучалась И. Б. Полищуком, В. А. Амантовым и О. Томуртогоо (рис. 2, кол. III). В основании толщи фиксируется базальный горизонт (70 м), залегающий с угловым несогласием на позднерифейской карбонатной толще, представленный туфоконгломератами с галькой нижележащих метаморфических пород. Выше чередуются темно- и зеленовато-серые массивные и реже миндалекаменные андезитовые порфириты и их пирокласты со светло-серыми, кремовыми пирокластическими образованиями липаритового состава, а также маломощными пачками зеленовато-серых туфоалевролитов, алевролитов, песчаников и мелкогалечных конгломератов. К этим пачкам приурочен комплекс растительных остатков, собранных В. А. Амантовым и О. Томуртогоо, и характеризуется как низы верхней перми или нижекузнецкая подсвита Кузбасса. Мощность нижней толщи 1000—1200 м.

На этой толще согласно залегает средняя толща существенно основного состава. В окрестностях г. Дархан и по левобережью р. Шарайн-Гол она представлена в основном лавами и лавовыми брекчиями базальтового и андезито-базальтового состава. Породы темно- и лиловато-серого цвета, массивного, иногда миндалекаменного сложения. Мощность толщи около 1000 м. На правобережье р. Шарайн-Гол в районе горы Джаргалан-Ула и к востоку от нее эта толща состоит из лав базальтового состава и осадочно-вулканогенных образований, которые залегают на древних гранитоидах с базальными конгломератами в основании (рис. 2, кол. V и VI).

Разрез этой толщи в районе высоты с отм. 1060,4 м состоит в нижней части из чередующихся горизонтов туфопесчаников, туфоалевролитов и мелко- и среднегалечных туфоконгломератов с галькой различных гнейсов, метаэффузивов и гранитов. Среди этих пород обнаружены отпечатки *Cordaites* sp. *Clericii* Zal., *C. cf. Khatfinii* Gord (определения М. В. Дуранте), указывающие на вторую половину поздней перми. Выше осадочно-вулканогенного горизонта залегают темно-серые с красноватым оттенком массивные лавы и лавовые брекчии андезитов и андезито-

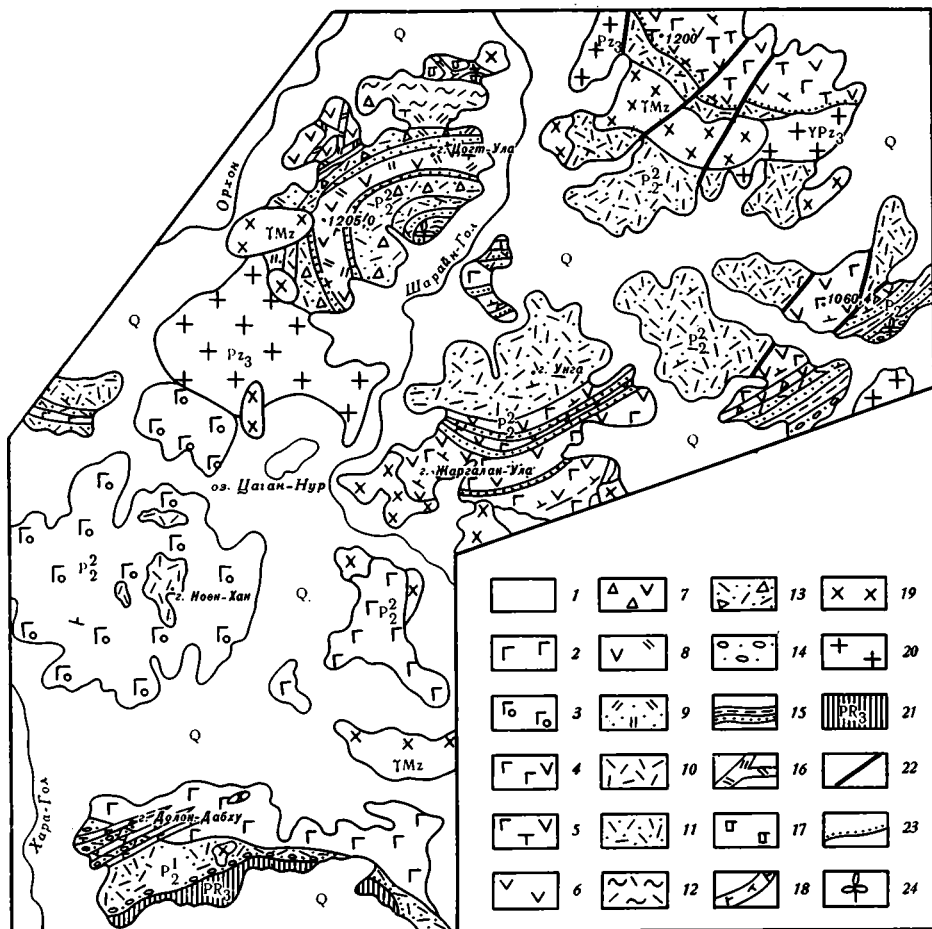


Рис. 1. Схематическая геологическая карта междуречья Иро и Орхона

1 — четвертичные отложения (Q); 2—14 — верхнепермские вулканогенные образования: 2 — афировые базальты, 3 — миндалекаменные базальты, 4 — андезито-базальты, 5 — трахандезито-базальты, 6 — лавовые брекчин андезитов, 7 — андезито-дациты, 8 — туфы дацитов, 9 — липариты, 10 — туфы липаритов, 11 — игнимбриты и их туфы, 12 — туфовые брекчин липаритов, 13 — туфо-конгломераты, 14 — туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты; 15—18 — субвулканические образования: 15 — дайки дацитов и трахидацитов, 16 — штоки крупнолещевых базальтов, 17 — дайки ортофира и трахилипарита, 18 — верхнемезозойские граниты, порфиры, сиениты порфиров; 19—20 — интрузивы: 20 — палеозойские граниты, 19 — мезозойские граниты; 21 — позднедокембрийская метаморфическая толща (PR₃); 22 — разломы; 23 — поверхность размыва; 24 — месторождения флоры

базальтов, иногда с флюидальной текстурой, а также маломощные горизонты мелко- и среднезернистых туфов этих же лав. Мощность разреза 500—730 м.

Еще один разрез этой толщи, ранее описанный И. Б. Полищуком, расположен в районе горы Джаргалан-Ула. Верхняя его часть изучена нами на северных отрогах этой горы в районе гор Ханчиргалын и Унга и к северу от них. Он начинается базальным горизонтом, представленным крупногалечными лавоконгломератами и лавобрекчиями андезитового состава, прорванными гранитоидами. Мощность его около 140 м. Выше следует пачка темно- и зеленовато-серых с лиловатым оттенком и нередко имеющих миндалекаменное сложение лав и лавовых брекчий андезитов и андезито-базальтов. Среди них встречаются выдержанные горизонты туфопесчаников и туфоалевролитов, перемежающихся с отдельными потоками лав андезито-базальтов. В верхней части толщи по-

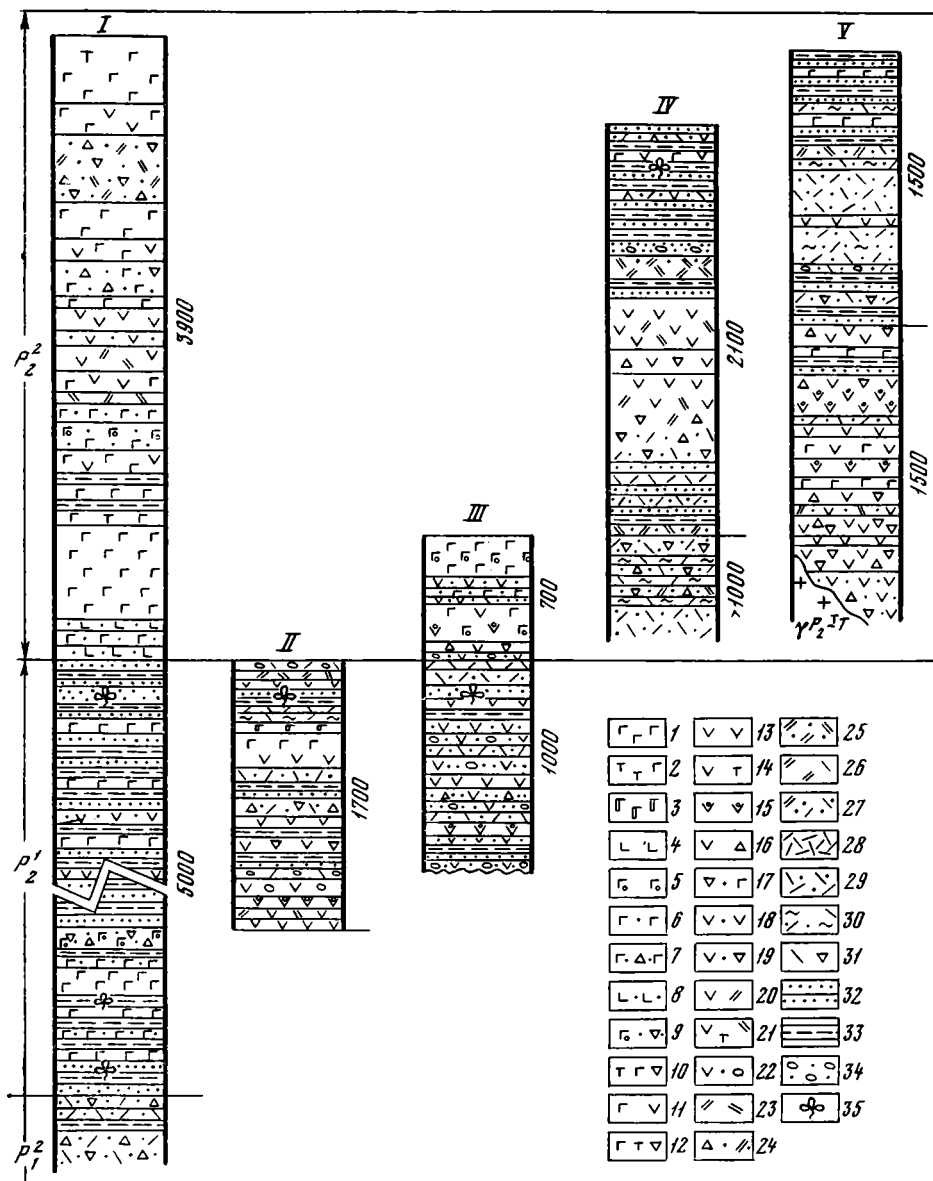
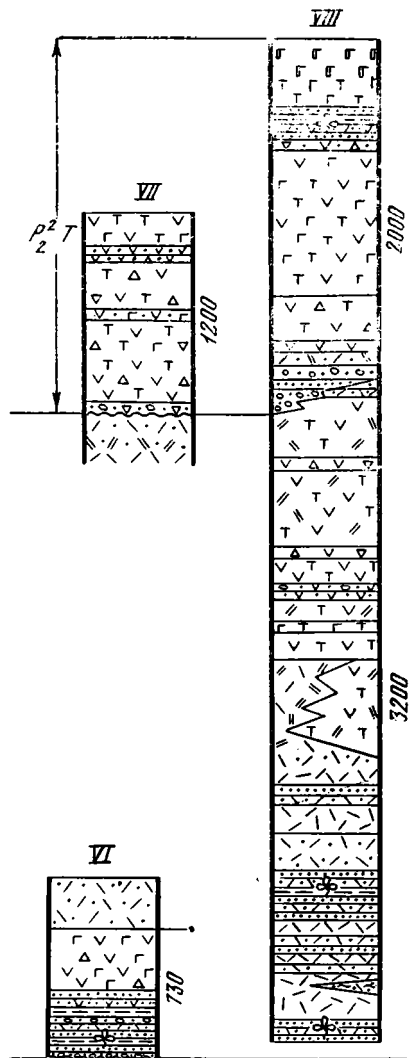


Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических разрезов верхнепермских вулканогенных образований Орхон-Селенгинского прогиба

Центральная часть прогиба: I — район р. Хануй-Гол, опорный разрез (по В. В. Кебезинскому, А. А. Моссаковскому и О. Томуртоого); II — район пос. Амар-хид (по О. Томуртоого); северо-восточная часть прогиба: III — район горы Долон-Дабхуг (по В. А. Амантову и О. Томуртоого); IV — гора Цогт-Ула (по Оролме); V — горы Джаргалан и Унга (по И. Б. Полищуку и Д. Оролме); VI — высота с отм. 1060,4 м (по Д. Оролме); VII — высота с отм. 1200 м (по Д. Оролме); VIII — междуречье Иро и Чикоя (по Д. Оролме и А. Я. Салтыковскому).



1 — базальты, 2 — трахибазальты, 3 — крупнопорфировые базальты, 4 — афировые базальты, 5 — миндалекаменные базальты, 6 — туфы базальтов, 7 — туфовые брекчии базальтовых лав, 8 — туфы афировых базальтов, 9 — туфовые брекчии миндалекаменных базальтов, 10 — лавовые брекчии трахибазальтов, 11 — андезито-базальты, 12 — трахиандезито-базальты, 13 — андезиты, 14 — трахиандезиты, 15 — миндалекаменные андезиты, 16 — лавовые брекчии андезитов, 17 — туфы андезито-базальтов, 18 — туфы андезитов, 19 — туфовые брекчии андезитов, 20 — андезито-дациты, 21 — трахиандезито-дациты, 22 — туфовые конгломераты, 23 — дациты, 24 — туфовые брекчии дацитов, 25 — туфы дацитов, 26 — липарито-дациты, 27 — туфы липарито-дацитов, 28 — липариты, 29 — туфы липаритов, 30 — игнимбриты и флюидалные лавы липаритов, 31 — туфовые брекчии липаритов, 32 — туфопесчаники, 33 — туфоалевролиты и туффиты, 34 — конгломераты, 35 — местонахождение флоры

являются горизонты липаритов зеленовато-серого и коричневатого цвета с плитчатой отдельностью и крупными вкрапленниками темно-серого кварца. Среди лав основного состава местами встречаются маломощные горизонты кремнистых туфов. Мощность разреза — 1500 м, к востоку она постепенно уменьшается до 400 м.

Андезито-базальты состоят из среднего и основного плагиоклаза и моноклинного пироксена. Основная масса — андезитовая и микрофитовая. Однако в некоторых местах, в частности на северо-западном склоне горы Джаргалан-Ула и высоты с отм. 1060,4 м, породы имеют метаморфизованный облик. В составе андезито-базальтов появляются мелкие кристаллики биотита и роговой обманки, а для основной массы характерна перекристаллизация, выражающаяся в появлении бластовых структур. Для них обычна флюидалная текстура и плитчатая отдельность.

Разрез этой толщи в районе горы Джаргалан постепенно надстраивается верхней толщей кислого состава (рис. 2, колонка V). В районе горы Унга последняя сложена в основном кристалло-литокластическими туфами, а также лавами липаритов и фельзитов коричневатого цвета, которые переслаиваются с вулканогенно-осадочными образованиями — мелкогалечными туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с кремнистым цементом. В нижней и верхней частях описываемой толщи появляются отдельные горизонты лав более основного состава, а самая верхняя часть ее сложена темноокрашенными туффитами и туфоалевролитами. Мощность толщи около 1500 м.

На правобережье р. Орхона и в нижнем течении р. Шарайн-Гол в районе гор Цогту-Ула и высоты с отм. 1205,0 м верхняя толща кислого состава (рис. 2, колонка IV) состоит из трех согласно залегающих пачек. Основание разреза не вскрыто: в видимой нижней его части отмечаются интрузивные тела гранитов. Нижняя пачка состоит из игнимбритов, мелко-среднезернистых туфов и туфобрекчий липаритов с редкими маломощными горизонтами кремнистых туфопесчаников и туффитов, в основном светлого-серого и коричневатого цвета. Ми-

Таблица 1

**Химические составы верхнепермской вулканогенной серии
в междуречье Иро и Орхона (в вес.%)**

Окислы	Район г. Дар-хана		Гора Джаргалан-Ула				Гора Унга	Высота с отм. 1060,4 м	Район Цогт-Ула и высоты с отм. 1205,0 м				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	63,81	75,40	53,68	54,32	55,18	58,60	73,46	60,72	48,74	49,08	49,50	53,90	58,12
TiO ₂	0,81	0,03	0,91	0,95	1,00	1,05	0,28	0,97	0,04	0,98	1,02	1,07	1,14
Al ₂ O ₃	14,97	12,15	16,73	17,23	17,20	16,64	13,46	17,24	18,36	18,25	20,05	17,23	15,79
Fe ₂ O ₃	1,48	0,65	3,99	4,25	1,81	5,15	0,50	1,16	6,70	3,43	4,76	4,25	2,63
FeO	3,41	0,70	4,63	4,71	7,22	4,53	2,55	5,32	6,68	7,40	5,73	4,71	6,00
MnO	0,17	0,01	0,17	0,17	0,17	0,27	0,04	0,16	0,27	0,17	0,14	0,17	0,19
MgO	0,53	0,48	4,27	4,54	3,56	2,67	0,27	1,00	3,72	5,13	4,09	4,54	1,69
CaO	2,11	0,67	7,55	7,93	8,05	4,83	0,74	3,22	8,48	9,22	10,03	7,93	5,94
Na ₂ O	6,87	4,70	3,12	3,52	3,00	4,92	4,92	4,52	3,40	3,36	2,48	3,52	4,20
K ₂ O	2,89	4,90	0,52	1,32	1,16	0,23	3,44	3,20	1,00	0,78	0,48	1,32	1,92
P ₂ O ₅	0,23	0,03	0,32	0,32	0,32	0,23	0,04	0,23	0,30	0,24	0,24	0,32	0,62
SO ₃ (F)	0,02	(0,02)	0,022	0,01	—	0,04	0,01	0,04	0,01	0,09	0,09	0,01	—
П. п. п.	2,92	0,56	3,99	1,12	1,12	0,45	0,29	2,43	1,60	1,76	1,76	1,12	0,41
Сумма	100,27	100,30	99,90	100,40	99,79	99,61	100,00	100,21	99,30	99,89	100,40	100,09	99,65

1 — ортофир (дайка), гора Долон-Добхуг, 2 — трахилипарит (шток), гора Нсен Хан, 3 — плагиоклазовый базальт, 4 — андезито-базальт, 5 — пироксеновый андезито-базальт, 6 — андезит, 7 — пепловый туф липарита, 8 — андезит, 9 — дайка крупнолещевого базальта, 10 — дайка долерита, 11 — дайка крупнолещевого базальта, 12 — шток базальта, 13 — шток андезито-базальта,

неральный состав туфов, лав и игнимбригов характеризуется парагенезисом следующих породообразующих минералов: кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Фемические минералы для них не характерны. Обломки минералов и пород в туфах сцементированы главным образом фельзитовым агрегатом. Реже встречаются пепловые туфы, которые распознаются исключительно под микроскопом. Свообразными породами являются игнимбриги и их туфы, которые тесно ассоциируют с туфами липаритов. Для игнимбригов характерны обломки перекристаллизованного вулканического стекла, имеющего лепешкообразные вытянутые формы с расщепленными концами. Обломки ориентированы в одном направлении, подчеркивая флюиальность в этих образованиях.

Средняя пачка представлена лавами и лавовыми брекчиями андезитов и андезито-дацитов темно-серого и серого цвета, характерной чертой их является присутствие редких изометричных светлых фенокристов плагиоклазов, андезин-олигоклазового ряда, а также их гломеропорфировые скопления. Иногда такие скопления плагиоклаза или пироксена образуют отдельные участки размером до 10—12 см в диаметре с полнокристаллической структурой.

Для самой верхней пачки характерно преимущественное развитие пирокластических образований кислого состава. Она представлена переслаивающимися горизонтами разнозернистых туфов липарита и вулканогенно-осадочных образований. Последние характеризуются чередующимися прослоями темных, темно-серых тонкослоистых туфитов и туфопесчаников. В них обнаружены Cordaites cf. adleri Radcz., которые являются одним из наиболее представительных видов сульцивных кордантов, характерных для самых верхов верхнепермского разреза (определения М. В. Дуранте). Суммарная мощность разреза верхней толщи 3000 м.

Район Цогт-Ула и высоты с отм. 1205,0 м

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
58,42	61,36	62,12	62,14	63,46	67,84	68,40	68,62	69,00	69,10	69,82	70,90	74,56	76,18
0,91	0,83	0,73	0,82	0,60	0,69	0,59	0,25	0,45	0,60	0,35	0,45	1,28	0,15
17,52	16,46	16,32	16,27	15,36	15,30	14,85	14,53	14,55	15,36	14,21	13,88	11,26	11,97
2,48	1,78	1,93	2,61	0,99	0,84	1,00	0,31	0,60	0,52	0,75	0,78	1,53	0,59
4,45	5,17	4,27	3,81	4,29	3,38	3,23	3,99	3,59	3,48	4,09	3,59	2,44	2,01
0,18	0,19	0,13	0,09	0,14	0,16	0,16	0,11	0,08	0,15	0,10	0,14	0,09	0,08
1,42	1,03	1,16	1,42	1,06	0,35	0,53	0,27	0,35	0,80	0,53	0,18	0,71	—
4,04	3,03	3,84	4,33	3,30	1,33	1,58	0,50	2,31	0,99	0,84	0,84	0,59	0,59
5,52	5,88	5,00	4,32	5,88	6,72	5,28	2,84	5,40	5,63	4,64	5,80	4,80	3,68
2,72	1,72	2,52	2,84	2,88	1,60	3,00	7,68	1,92	2,28	3,52	1,72	1,20	3,88
0,26	0,21	0,23	0,26	0,24	0,06	0,16	0,03	0,05	0,09	0,03	0,03	0,03	—
0,04	0,04	—	0,03	0,04	0,03	0,03	0,17	0,03	0,06	0,04	0,01	0,04	—
1,22	1,58	1,25	0,69	1,40	1,10	0,50	0,40	1,56	0,35	0,41	0,80	0,78	0,52
99,18	99,35	99,50	99,63	99,64	99,40	99,31	99,70	99,89	99,41	99,33	99,12	99,31	99,65

14 — трахиадезит, 15 — дацит, 16 — дайка трахиадацита, 17 — дацит, 18 — кристаллокластический туф трахиадацита, 19 — кристаллокластический туф липарита, 20 — липарит, 21 — кристаллокластический туф липарита, 22 — фельзит, 23 — липарит, 24 — игнимбрит липарита, 25 — липарит, 26 — витрокластический туф липарита, 27 — дайка липарита. Анализы выполнены по образцам Д. Оролмаа в химической лаборатории ИМГРЭ, зав. лабораторией Л. И. Копанева.

Суммируя вышеизложенное можно заключить, что в рассмотренном районе широко распространены верхнепермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования пестрого вещественного и фациального состава. Вулканогенная серия пород имеет трехчленное строение. Пермский возраст определен на основании остатков ископаемых растений, обнаруженных на различных горизонтах разреза, причем нижняя толща серии относится к первой, а остальные толщи ко второй половине поздней перми. Минеральные ассоциации пород изученной вулканогенной серии указывают на существование ряда базальт — андезит — дацит — липарит. Подавляющим распространением пользуются лейкократовые породы, почти лишенные цветных минералов.

Эта вулканогенная серия, особенно ее верхняя существенно кислая толща, прорвана мелкими субвулканическими телами базальтов, липаритов и дацитов. В районе высоты с отм. 1205,0 м наблюдается скопление подобных тел, представленных штоками базальтов и дайками дацитов и липаритов, а в районе горы Ноен-Хан выделено несколько штоков липаритов, имеющих изометричные и неправильные формы. Липариты светло-серые, тонкоплитчатые, флюидальные, характеризуются порфировой структурой, образованной изометричными кристаллами щелочно-полевого шпата и плагиоклаза.

В окрестностях г. Дархана отмечена серия параллельных даек ортофиров, прорывающих нижнюю и среднюю толщу описанной выше серии, а по южному склону горы Цогту-Ула среди туфов залегают в виде пластового тела ортофиры, имеющие коричневатую и бурю окраску и ярко выраженную порфировую структуру. Фенокристы в ортофирах представлены розовыми таблитчатыми кристаллами ортоклаза и плагиоклаза олигоклаз-андезинового ряда.

Все три толщи верхнепермской вулканогенной серии прорывают тела, сложенные крупнолейстовыми базальтовыми порфиритами.

Химический состав пород вулканогенной серии и субвулканических образований верхней перми приведен в табл. 1, из которой видно, что эти породы можно отнести к известково-щелочной серии. Отмечается несколько повышенное содержание Al_2O_3 в субвулканической фации основного состава, а также K_2O в пепловых туфах и рвущих телах липарита.

Таким образом, верхняя пермская вулканическая ассоциация представлена липарит-дацитов и андезит-базальтовой сериями пород с незначительным повышенным содержанием щелочей, особенно K_2O в кислых разновидностях. Вулканическая ассоциация этого района по фациальному набору пород близка к нижнепермской вулканической ассоциации хануйгольской серии, где составлен опорный разрез перми Орхон-Селенгинского прогиба (рис. 2, колонка I). Однако они отличаются между собой не только по возрасту, но и по петрохимическим особенностям, особенно по содержанию щелочей, так как хануйгольская нижнепермская кислая ассоциация относится к типично щелочной серии.

Северо-восточнее, в междуречье Иро и Чикоя эта серия представлена мощной толщей (до 6—7 км) лав и пирокластических образований кислого, в меньшей степени среднего состава; возраст ее определяется флорой, характерной для второй половины верхней перми. Близкая по составу вулканическая ассоциация известна в Западном Забайкалье (тамирская свита), хотя возраст ее, устанавливаемый по растительным остаткам, соответствует нижнему — среднему триасу (Комаров, 1972).

Выше пермской вулканогенной серии залегает мощная толща трахиандезитов и трахиандезито-базальтовых лав и лавовых брекчий, развитая в северной части района. Породы этой толщи слагают высоту с отн. 1200,0 м на левом борту р. Иро; по ее правому борту толща протягивается широкой полосой на север до государственной границы и уходит далее на территорию СССР. У высоты с отн. 1200,0 м среднезернистые и зеленовато-серые литокристаллические туфы липаритов и дацитов перекрываются вулканогенной толщей трахиандезитов (рис. 2, кол. VII). Это — лавы с горизонтами туфовых конгломератов в основании, которые с размывом залегают на толще липаритовых туфов верхнепермского возраста. Галька в конгломератах представлена кислыми туфами и слабоокатанными обломками порфировидных гранитов, прорывающих кислые туфы верхней перми.

Толща сложена чередующимися горизонтами лав и лавовых брекчий трахиандезитов и трахиандезито-базальтов с характерной для них серой и лиловой окраской. Лавы имеют массивное и миндалекаменное сложение. В составе толщи иногда встречаются пакки вулканогенно-осадочных образований, состоящих из туфопесчаников, туфогравелитов и туфоалевролитов с красноватой и лиловыми окраской. Падение толщи в целом северное и северо-восточное под углом 15—30°. Суммарная мощность ее более 3000 м.

Минералогический состав трахиандезитов и трахиандезито-базальтов характеризуется сочетанием среднего, основного плагиоклаза и моноклинового пироксена, относящегося в основном к авгиту или авгит-диопсиду, реже в меланократовой части породы появляются редкие фенокристы оливина и роговой обманки. Порода характеризуется ярко выраженной порфировой структурой. В основной массе широко развиты пилотакситовая, микролитовая и иногда гиалопилитовая структуры.

Петрохимические особенности этой вулканогенной серии определяют подавляющим развитием трахиандезитов и андезито-базальтов. Повышенная щелочность в сравнении с андезитами известково-щелочного ряда связана с аномально высоким содержанием Na_2O и частично K_2O (табл. 2).

Главной особенностью нижнемезозойской вулканогенной серии северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба является ее существенно лавовый облик, трахиандезитовый состав и большая мощность.

Очень близкие существенно трахиандезито-базальтовые и трахибазальтовые лавы широко распространены в центральной и западной частях Орхон-Селенгинского прогиба, где они слагают мощную толщу в верхних частях пермского разреза. По данным О. Томуртогоо, она относится к нижней половине верхней перми. Кроме того, в междуречье Иро и Чикоя, несколько севернее от изученного участка, А. Я. Салтыковским и Д. Оролмой было установлено широкое развитие пород трахиандезитовой толщи, в которой обнаружены остатки верхнепермско-нижнемезозойских растений (рис. 2, колонка VIII).

Таблица 2

Химический состав пород трахиандезито-базальтовой толщи раннего мезозоя (в вес.%)

Окислы	Высота с отм. 1200 м		Северо-западный склон горы Сонгино-Ула			
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	51,36	51,96	49,83	51,08	52,80	53,50
TiO ₂	0,13	1,31	1,36	1,41	1,69	1,62
Al ₂ O ₃	17,03	18,31	18,02	17,72	16,23	16,02
Fe ₂ O ₃	7,52	2,81	7,75	3,46	3,75	4,82
FeO	2,08	6,32	1,87	5,89	7,69	7,18
MnO	0,12	0,13	0,13	0,14	0,22	0,19
MgO	4,18	4,18	3,65	4,89	3,11	2,29
CaO	7,18	6,69	6,94	6,94	6,94	5,20
Na ₂ O	3,49	3,80	5,20	4,49	4,26	3,92
K ₂ O	3,20	2,40	2,40	3,08	1,92	3,52
P ₂ O ₅	0,63	0,69	0,66	0,67	0,48	0,50
SO ₃	0,03	0,04	—	0,04	0,01	0,03
П. п. п.	2,37	1,61	2,11	0,80	1,06	1,30
Сумма	99,35	100,25	99,95	100,61	100,16	100,09

1—2 — трахибазальты; 3 — дайка трахидолерита; 4—5 — дайки трахидолерита; 6 — трахиандезито-базальт. Анализы выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ зав. лабораторией Л. И. Копанева.

Эта толща простирается на территорию Советского Союза (Западное Забайкалье), где она известна под названием унгуркуйской свиты, условно относимая одними исследователями к поздней перми (Новиков, 1972 г.), другими — к позднему триасу — ранней юре (Комаров, 1972).

Таким образом, отнесение континентальных вулканогенных образований северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба к единому верхнепалеозойско-нижнемезозойскому комплексу, по-видимому, не соответствует действительности.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. «Недра», 1975.
 Кеппежинская В. В., Луцицкий И. В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии. — В кн.: Ассоциация вулканогенных пород Монгольской Народной Республики и их состав и стратиграфическое положение (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-н. геол. экспед., вып. 7). «Наука», 1973.
 Комаров Ю. В. Мезозойский внегосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972.
 Моссаковский А. А., Томуртогоо О. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР). — Докл. АН СССР, серия геол., 1972, 206, № 5.
 Салтыковский А. Я. О латеральной зональности мезозойского вулканизма некоторых районов Восточной Азии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

**ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ
ПОЗДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ — МЕЗОЗОЯ
СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ**

Одной из главных особенностей геологического развития Северной Монголии и прилегающих районов Западного Забайкалья в позднем палеозое — мезозое являлся интенсивный вулканизм, формировавший в этом районе значительные по площади и сравнительно мощные в разрезе контрастные вулканические и вулканогенно-осадочные серии.

На геологической карте ареал распространения этого вулканизма представляет собой сравнительно узкую зону, вытянутую с юго-запада на северо-восток (примерно от аймака Цэцерлэг в МНР до южного края Витимского плато), протяженностью около 1600—1800 км при ширине 200—300 км; северо-западный край ее совпадает с границей каледонских и байкальских структур, а юго-восточный с местом сочленения каледонской и герцинской областей складчатости. Большая по объему часть вулканитов позднего палеозоя — мезозоя залегает на породах раннекаледонского складчатого фундамента, захватывая бассейны рек Селенги, Орхона, Джиды, Чикоя, Хилки, Уды и доходит до южной кромки Витимского плоскогорья. Поэтому в дальнейшем мы будем называть эту зону Селенгино-Витимской областью или Селенгино-Витимским вулканогенным поясом (Салтыковский, 1975). Последнее хорошо согласуется с определением вулканических поясов, которое было дано в работе А. А. Богданова с соавторами, где вулканическими поясами предлагается называть «сравнительно узкие зоны развития наземных вулканических извержений, протягивающиеся на первые тысячи километров, при ширине более 100—200 км. Они в ряде случаев занимают промежуточное положение между областями разновозрастной складчатости, располагаясь на складчатых сооружениях более древних геосинклинальных областей и обрамляя более молодые геосинклинальные системы» (Богданов и др., 1972, стр. 20). Именно так понимал Селенгинский вулканический пояс Ю. М. Шейнманн (1968); аналогичные структуры детально описаны на Северо-Востоке СССР Е. К. Устиевым (1963).

Поскольку рассматриваемый район является областью магмообразования, то выделение структур такого типа определяется только подъемом магм, контролируемым почти во всех случаях разломами различного уровня проницаемости. Многочисленными исследованиями, проведенными в Забайкалье и Северной Монголии, установлено широкое развитие здесь разломов преимущественно двух направлений: северо-восточного и северо-западного. Многие из них были заложены на гетерогенном, сложно построенном фундаменте в различные периоды геологической истории района. В мезозойское время разломы активизировались и способствовали интенсивному вулканизму практически на всей территории Селенгино-Витимского пояса (Амантов, 1975, и др.).

Описываемый пояс представляет собой совокупность поднятий и разделяющих их впадин и прогибов, выполненных континентальными, вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, из которых наиболее древние, главным образом досреднеюрские, подверглись складчатости и были прорваны плутонами гипабиссальных гранитоидов нормального и субщелочного ряда (Тихомиров и др., 1964; Комаров, 1972; Павленко и др., 1974).

Фактический материал, имеющийся в настоящее время, позволяет выделить три этапа в развитии Селенгино-Витимского вулканического пояса: позднепалеозойский (ранняя и поздняя пермь, возможно, ран-

ний — средний триас), раннемезозойский ($T_3—J_1$) и позднемезозойский ($J_2—K_1$), отличающиеся друг от друга по масштабам вулканизма, составу вулканических продуктов, степени их изменения, типу дислокаций и другим признакам. Два последних этапа применительно к мезозойскому развитию Монголии были детально описаны Л. П. Зоненшайном, Н. Г. Марковой и М. С. Нагибиной (1971), а затем М. С. Нагибиной (1974).

Вулканическая деятельность в течение первого и второго этапов происходила не одновременно в различных частях Селенгино-Витимского пояса, что позволяет выделить в его пределах отдельные зоны: Орхон-Селенгинскую, Иро-Малханскую, Джида-Хилокскую и Удино-Витимскую. Продукты позднепалеозойского — мезозойского вулканизма в пределах Селенгино-Витимского пояса образуют ряд вулканических ассоциаций, последовательно сменяющих друг друга во времени и пространстве. В ранней и поздней перми ареалы развития вулканизма были сосредоточены в приселенгинской части МНР, а также охватывали небольшие разобщенные поля в Юго-Западном Забайкалье (алентуйская, унгуркуйская и частично тамирская свиты). Мощность этих накоплений исчисляется километрами, терригенные породы занимают подчиненное положение, а вещественный состав их характеризуется значительным разнообразием.

Позднепалеозойский этап развития вулканогенного пояса начался на его юго-западном фланге, включающем правобережье р. Селенги на территории МНР. Суммарная мощность разреза пермской вулканической серии по р. Хануй-Гол (правый приток Селенги) 8000—9000 м (Кебезинская, Луцицкий, 1973). Далее к востоку по рекам Хучжырын-Гол, Могойн-Булак, Ихэ-Тулбури-Гол, Иро (притоки Селенги и Орхона), по нашим данным, пермские вулканические толщи также занимают преобладающее положение в разрезе. Рассматриваемый этап вулканизма ознаменовался накоплением мощных толщ пирокластического материала, состоящих из игнимбритов, трахилипаритов, трахитов, трахиандезитов. Ассоциации вулканогенных пород и их петрохимия свидетельствуют о субщелочном характере всего пермского вулканизма (Кебезинская, 1974; Салтыковский, 1974).

По рекам Могойн-Булак, Иро и Хадза-Гол автором совместно с Д. Оролмаа изучены мощные горизонты дацитов, содержащих небольшое количество цветных минералов, что говорит о лейкократовом облике кислых субщелочных пород пермской ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба. Верхняя часть пермского разреза во многих местах характеризуется породами базальтовой ассоциации (Кебезинская, 1974). Игнимбриты, широко распространенные по правобережью р. Селенги, свидетельствуют о большой взрывной силе Селенгинских палеовулканов.

В ранней перми начало мощного, по объему продуктов извержений, вулканизма в бассейнах рек Селенги, Орхона, Иро и других совпало по времени со стадией превращения Хангай-Хэнтийской геосинклинали в единую герцинскую складчатую систему и орогенных движений, которые начались в ее пределах (Моссаковский, Томуртогов, 1972; Моссаковский, 1975). В западном и северо-восточном Забайкалье пермские вулканогенные образования до последнего времени практически не выделялись. Недавно появились новые данные (Б. А. Литвиновский, устное сообщение) о наличии среднепалеозойских вулканитов, представленных породами липаритовой ассоциации, распространенных севернее Еравнинских озер и на южном фланге Витимского плато. Эти данные основаны главным образом на соотношении вулканитов и интрузивных пород (прорывание липаритовых порфиринов, относимых ранее к цаган-хунтейской свите, гранитоидами витимканского интрузивного комплекса). Кроме того, на хр. Гунзан И. В. Гордиенко среди вулканитов была обнаружена флора, которая по предварительному определению М. В. Дуранте отно-

сится к перми. Поэтому вполне вероятно, что средне- и позднепалеозойские образования вполне могут быть встречены на северо-восточном окончании вулканогенного пояса.

Позднее (в раннем и среднем триасе) на площади Орхон-Селенгинского прогиба наблюдался повсеместный перерыв в осадконакоплении и разрыв. В это же время (возможно, захватывая ранний триас) в Забайкальской части пояса (северо-восточный фланг) широкое развитие получили пермская липаритовая и андезит-трахиандезитовая ассоциации; несколько позже появляются породы контрастной базальт-липаритовой ассоциации, относящиеся к известково-щелочной серии. Они локализируются преимущественно по отрогам Малханского хребта (Бичурская, Тамирская и Кударинская гряды). Вулканизм здесь сопровождался значительной тектонической активностью, которая проявилась в вертикальных движениях и не слишком сильной складчатости. Амплитуда этих движений определялась накоплением толщи мощностью 6—8 км туфов и лав с прослоями грубых осадков (тамирская свита). Наблюдаются крупные открытые складки и моноклинали с наклоном слоев до 40—50° (Комаров, 1972; Тихомиров, Козубова, 1972 г.). По-видимому, близкое стратиграфическое положение занимают и вулканиты цаган-хунтейской свиты (хр. Цаган-Хунтей), представленные ассоциацией пород смешанного состава. Северо-восточнее, в верховьях р. Хилек эти вулканиты были детально изучены Л. Е. Эйдельманом и А. Т. Бахаевой.

На пермо-триасовом этапе в пределах рассматриваемого региона можно выделить два резко различных ареала вулканизма. Они разделены хребтами Бутэлийн-Нуру в Северной Монголии, а в юго-западном Забайкалье — хребтами Малханским и Заганским. Эти хребты сложены различными по составу гранитами, которые к периферии постепенно сменяются гранито-гнейсами, а затем мигматитами и метаморфическими породами (гнейсы, кристаллические сланцы и т. п.) протерозойского возраста (Комаров, 1972; Палей, Благоврахов, 1974). Эти магматические комплексы образуют вытянутые с юго-запада на северо-восток купольные структуры, хорошо различающиеся на аэрофотоснимках.

Одной из основных особенностей вулканизма этого этапа является широкое развитие неков, вулканических даек, жерловых фаций и т. д. Так, например, по обоим берегам р. Чикой отмечается серия жерловых фаций, связанных с некками. Основанием для выделения жерловин служили следующие признаки: 1) наличие в лавовых брекчиях флюидалности с углами падения плоскости флюидалности в 50—70°; 2) присутствие грубо- и крупнообломочных вулканитов (эруптивных брекчий), в которых содержатся обломки пород фундамента; 3) периклинальное залегание туфогенных образований по периферии жерловин; 4) приуроченность к жерловинам субвулканических образований. Такие образования выделены В. А. Новиковым (1972 г.) по правому берегу р. Тамир, А. Я. Салтыковым и Д. Оролмой (1974 г.) по левому берегу рч. Хабацагайн-Гол (междуречье Чикоя и Иро), а также по левобережью Цзэлтер-Гол (Желтура) и в других местах. В Юго-Западном Забайкалье в междуречье рек Ара-Киреть и Бичура В. А. Новиковым (1972 г.) описаны Бичурский и Белореченский палеовулканы, часть которых хорошо реконструируется в настоящее время. Там же изучены Синдитуйский и Святовский раннемезозойские палеовулканы, ассоциирующие с серией субвулканических тел, которые можно рассматривать в виде подводных каналов вулканических аппаратов.

В 1974 г. по левому берегу р. Цзэлтер-Гол, в ее низовьях, в 5 км южнее государственной границы нами закартирована жерловина, имеющая в плане неправильную вытянутую форму. Она разделена на две части разломом и сложена лавовыми брекчиями с отчетливо выраженной флюидалностью. Среди лавовых брекчий отмечаются обломки пород, подстилающих вулканогенную толщу — андезитов, базальтов, флю-

идальных фельзитов, реже — гранитов и метаморфических сланцев. Обломки угловатой формы, размером от 2,5 до 20—30 см в диаметре, заключены в тонкозернистый кварц-полевошпатовый агрегат. Часть из них сильно видоизменена: происходит почти полное замещение темноцветных минералов эпидотом, альбитизация плагиоклаза, раскристаллизация стекла и замещение его хлоритом. Угол падения плоскости флюидальности от 30 до 50°. Контакты эруптивных брекчий с вмещающими вулканитами — тектонические, что, по-видимому, объясняется приуроченностью жерловин к разломам.

По петрохимическим особенностям вулканические серии раннего этапа относятся к трахилипаритовым и базальт-трахибазальтовым ассоциациям.

Таким образом, ранняя эпоха формирования Селенгино-Витимского вулканогенного пояса характеризуется следующими особенностями: 1) максимальной вулканической активностью, проявившейся на его юго-западном фланге; 2) наличием двух самостоятельных ареалов развития вулканизма, разделенных древними устойчивыми поднятиями; 3) большим числом вулканических аппаратов и жерловин, особенно в центральной части области; 4) преимущественным развитием контрастных базальт-липаритовых ассоциаций, большая часть которых обладает повышенной щелочностью. Этот этап, по-видимому, был обусловлен высокой тектонической активностью как в пределах самого Селенгино-Витимского пояса, так и в близлежащей складчатой области.

Следующий этап развития Селенгино-Витимского пояса наступает в позднем триасе. Он связан с формированием серии наложенных впадин, заполненных пестроцветной ритмичной молассой и характеризуется появлением наземной трахиандезитовой ассоциации. Возникновение некоторых впадин в пределах Орхон-Селенгинского прогиба (Орхонская, Ихэульская и др.) было обусловлено глыбовыми перемещениями раннекаледонского складчатого фундамента (Моссаковский, 1970; Томуртогов, 1972). Об этом свидетельствует структурная позиция впадин, приуроченных к зонам глубинных разломов — Баянгольскому, Булганскому, Селенгинскому и др. На этом этапе происходит резкое перемещение ареала вулканизма далее на северо-восток и северо-запад. На территории МНР (в Орхонской впадине и Джидинской зоне) нами выделяется триасовая трахиандезитовая и триасовая — юрская ареальная липаритовая ассоциации.

На втором этапе развития пояса отмечаются существенные латеральные изменения химического состава вулканогенных пород, которые обуславливают выделение определенных петрохимических провинций; с одной стороны, субщелочной с калиевой специализацией вулканических серий (Джидинская зона), с другой — с натровой специализацией (Орхонская впадина). Общей чертой всех контрастных по составу пород второго этапа развития вулканогенного пояса является их повышенная глиноземистость (содержание Al_2O_3 16—17%).

В Джидинской зоне широко распространена ассоциация вулканогенных пород, генетически и пространственно связанная с интрузивными комплексами (Коваль, Салтыковский и др., 1974). Джидинская зона представляет собой крупную впадину, наложенную на раннекаледонское основание. По особенностям развития и характеру вулканизма она может быть сопоставлена с Орхон-Селенгинским прогибом, хотя вулканические ассоциации ее отличаются от последнего несколько более высокой щелочностью (трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовая вулканическая ассоциация).

Второй этап в Западном Забайкалье ознаменовался формированием трахиандезитовой ассоциации, представленной вулканитами борогойской свиты. По химическому составу породы этой свиты соответствуют трахибазальтовой ассоциации, включающей базальты, трахиандезито-

вые базальты и трахиандезиты. Им соответствуют щелочные гранитоиды малокуналейского интрузивного комплекса (J_1^2).

Этот этап формирования Селенгино-Витимской области связан с процессами тектонической активизации. Тектоническая активизация выражалась в образовании многочисленных впадин, в которых накапливались молассовые отложения и продукты вулканической деятельности: трахиандезитовые ассоциации — в Северной Монголии, трахиандезит-трахибазальтовые — в Западном Забайкалье. Существенно то, что вкрест простирания этой области отмечается латеральная изменчивость химического состава вулканитов (Зоненшайн и др., 1973) от натровых ассоциаций Орхонского прогиба до существенно калиевых — в Джидинском прогибе. По-видимому, одним из возможных объяснений такой зональности может служить латеральная гетерогенность глубоких зон земной коры или верхней мантии, являющихся областью генерации соответствующих магм в пределах Северной Монголии. Границей этих двух регионов земной коры являлась область, пространственно совпадающая с хр. Бутэлийн-Нуру, где проявления вулканизма соответствующего возраста полностью отсутствуют.

В середине юрского периода наступает третий этап в развитии Селенгино-Витимского вулканогенного пояса. По многочисленным разломам северо-восточного, широтного и северо-западного простираний раннекаледонский складчатый фундамент Селенгино-Витимской зоны был раздроблен на ряд ступенчато-построенных блоков. Это привело к образованию в нижнемезозойском и верхнепалеозойском осадочно-вулканогенном чехле многочисленных горстов и грабенных. В средне- и позднеюрское время накапливается сероцветная моласса, формируются малые интрузии гранитоидов, а также небольшие субвулканические и экструзивные тела липаритов и дацитов (Томуртоого, 1972; Моссаковский, 1975).

В Забайкальской части пояса позднемезозойский этап резко отличался от раннемезозойского главным образом по характеру вулканизма. Масштабы вулканической деятельности сокращаются, на поверхность поступают преимущественно щелочные и субщелочные расплавы, резко ослабевает интрузивная деятельность. Удаётся наблюдать лишь мелкие субвулканические тела, генетически связанные с вулканитами. В этот этап формируются: 1) юрская трахит-трахиандезитовая ассоциация, распространенная в бассейнах рек Джиды, Хилки (алцакская и худогинская свиты) и в бассейне Уды и Витима (удинская свита); 2) юрско-меловая трахиандезит-трахибазальтовая (хилокская свита). Позднемезозойский этап завершается формированием посленижнемеловых базальтов.

Последнему этапу предшествовало общее сводовое воздымание территории Западного Забайкалья, значительная денудация нижнемезозойских вулканических серий, следы которой отражены в базальных конгломератах среднеюрских вулканогенно-осадочных толщ. Современное расположение лавовых полей среднеюрских вулканитов свидетельствует о приуроченности их к структурам типа плоских межгорных прогибов. План таких прогибов наследует (с незначительными отклонениями) общее северо-восточное простирание как древних, так и нижнемезозойских структур.

Судя по общей ориентировке полей вулканитов, магмоподводящими каналами следует считать разломы северо-восточного простирания. Излияния имели преимущественно трещинный характер, и лишь отдельные мелкие субвулканические тела сиенитов и граносиенитов (например, гора Барун-Бурин-Хан, южные отроги хр. Малого Хамар-Дабана), по мнению некоторых исследователей (Ю. М. Холод, А. С. Киреев и др.), могут рассматриваться в качестве корневых частей мезозойских палеовулканов.

В отличие от нижнемезозойских среднеюрские вулканиты дислоцированы слабо (наклон горизонтов вулканогенно-осадочных пород не превышает 10—15°). Верхнемезозойские впадины забайкальского типа, с которыми связан тесным образом верхнеюрский и нижнемеловой вулканизм, а также угленосность, частично наложены на среднеюрские прогибы (Боргойская и Тугнуйская впадины) или возникли вне их пределов на более древних структурах, как это имело место в Северной Монголии (Орхонская, Ихэ-Ульская и другие впадины) (Моссаковский, 1975; Томуртоого, 1972).

Ассоциации вулканогенных пород верхнего мезозоя, характеризующиеся близким петрографическим и петрохимическими особенностями, отличаются от ассоциаций нижнего мезозоя, что может свидетельствовать о различии тектоно-магматического режима на этих этапах эволюции Селенгино-Витимского вулканогенного пояса. Магматические комплексы этого этапа возникали из щелочного оливин-базальтового расплава и подробно рассмотрены (применительно к Забайкалью) в работе Ю. В. Комарова с соавторами (1965).

Таким образом, геолого-петрологические особенности вулканогенных ассоциаций в пределах Селенгино-Витимского вулканогенного пояса свидетельствуют о своеобразии позднепалеозойского — мезозойского вулканизма Северной Монголии и Западного Забайкалья. Ранний этап формирования пояса непосредственно связан с орогенной стадией, завершающей развитие герцинской складчатой области, располагавшейся к юго-востоку от него. Для этого этапа характерны контрастные трахибазальт-трахилипаритовые ассоциации, относительно большие мощности вулканогенно-осадочных толщ и наличие многочисленных вулканических центров как на территории Забайкалья, так и в Северной Монголии.

Второй этап, к которому приурочены липарит-дацитовые и трахибазальтовые ассоциации, был связан с условиями завершенной складчатости, когда отмирающие складчатые области активизируются последующими тектоническими движениями. Этот этап почти всегда начинается с излияния кислых магм, а базальтоиды и андезиты играют здесь подчиненную роль; происходит мощное накопление вулканогенно-осадочных толщ в связи с усиливавшейся тектонической активностью.

И, наконец, на завершающем этапе формирования вулканогенного пояса тектоническая активность практически не выражена (складчатости нет, отмечаются лишь небольшие опускания отдельных участков с образованием плоских впадин). Вулканизм характеризовался исключительно трахибазальтовыми ассоциациями.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л., «Недра», 1975.
- Богданов А. А., Зоненшайн Л. П., Муратов М. В. и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков — Геотектоника, 1972, № 5.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. — Геотектоника, 1971, № 4.
- Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5.
- Кепежинская В. В. Петрохимия позднепалеозойских — раннемезозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии. В кн.: Ассоциации вулканогенных структур и вулканические структуры. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Кепежинская В. В., Луцицкий И. В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии. В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение (Труды Совм. Сов.-Монг. н.-н. геол. экспед., вып. 7). «Наука», 1973.
- Коваль П. В., Салтыковский А. Я., Смирнов В. Н., Цэдэн Ц. Магматизм Джидинского

- района МНР.— Ежегодник 1973 (АН СССР, Сиб. отд., Ин-т геохимии). Новосибирск, 1974.
- Комаров Ю. В. Мезозойский внегесинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Комаров Ю. В., Киселев А. И., Лямина Н. А., Скобло В. М. Среднеюрские эффузивные породы Юго-Западного Забайкалья.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. III. «Наука», 1965.
- Моссаковский А. А. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. «Наука», 1975.
- Моссаковский А. А., Томуртоого О. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— Докл. АН СССР, 1972, 206, № 5.
- Нагибина М. С. Структуры и формационные комплексы мезозойской ревивации и активизации.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Павленко А. С., Федорова М. Е., Коваленко В. И. и др. Гранитоидные формации.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Палей И. П., Благоданов В. А. Протерозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Салтыковский А. Я. О латеральной зональности мезозойского вулканизма некоторых районов Восточной Азии.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли (Труды Всес. палеовулк. симпоз.). М., 1974.
- Салтыковский А. Я. Опыт составления палеовулканологической карты Селенгино-Витимского вулканического пояса.— В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия (Материалы II палеовулк. симпозиума). Петрозаводск, 1975.
- Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомиров И. Н. Интрузивные комплексы Забайкалья. «Недра», 1964.
- Тихонов В. И. Разломы.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Томуртоого О. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии).— Геотектоника, 1972, № 3.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 12.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. «Недра», 1968.

М. С. Нагибина, В. Ф. Шувалов, Г. Г. Мартинсон

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛИИ

Мезозойские образования покрывают более трети территории Монгольской Народной Республики.

Их изучение началось в 20-х годах нынешнего столетия с работ Американской Центральноазиатской экспедиции под руководством Р. И. Эндрюса (Berkey, Moggis, 1927), которые предложили выделить юрские, нижне- и верхнемеловые формации. Более детальное изучение проведено геологами Комитета Наук МНР, Восточной экспедиции, треста Монголнефть, Геологоразведочного управления при Совете Министров МНР, НИЛЗарубежгеологии, Палеонтологической экспедиции была предложена первая схема стратиграфического расчленения юрских и меловых отложений (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959). К сожалению, эта схема базировалась главным образом на узкорегиональном материале по Восточной Гоби. В коллективной монографии В. Г. Васильева и др. (1959) наряду с вопросами стратиграфии были освещены и структурные особенности мезозойских образований Монголии.

С 1967 г. изучением стратиграфии, вулканизма и тектоники мезозоя Монголии начала заниматься Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция АН СССР и АН МНР. С 1969 г. к изучению мезозойской фауны Монголии приступила Советско-Монгольская палеонтологическая экспедиция АН СССР и АН МНР.

В результате исследований, проведенных участниками Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР Г. Г. Мартинсоном, А. В. Сочавой, В. Ф. Шуваловым, Р. Барсболдом, М. С. Нагибиной, О. Томуртоого, Ж. Бадамгаравом, П. Хосбаяром, Е. В. Девяткиным, Л. П. Зоненшайном, Л. Жамьяндамба и др., были выявлены многие новые районы развития мезозойских отложений. Впервые на северо-востоке МНР установлены морские осадки нижнего триаса; верхнетриасовые континентальные образования обнаружены в центральной, восточной и юго-западной частях МНР, верхнеюрские красноцветные отложения — на западе и на юго-востоке Монголии. Созданы новые схемы стратиграфии мезозоя Центральной Монголии (Нагибина, Бадамгарав, 1974), Западной Монголии (Хосбаяр, 1972 г.), Восточной Гоби (Мартинсон, Шувалов, 1973), Северо-Восточной Монголии (Нагибина, Бадамгаров, 1975). Существенный прогресс достигнут в расчленении и выяснении возраста стратиграфических подразделений верхнего мела (Мартинсон и др., 1969; Барсболд, 1972, и др.). Дана классификация разнотипных мезозойских структур Монголии (Нагибина, 1970) и впервые составлена карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии в масштабе 1:1 500 000 (Нагибина, Девяткин, Шувалов, Коваленко, Кузьмин, 1975 г.). Все эти и многие другие новые материалы позволили вплотную подойти к созданию единой схемы стратиграфического расчленения мезозойских отложений МНР, палеотектонических и палеогеографических карт для различных отрезков мезозойского времени.

СТРАТИГРАФИЯ

В структурно-формационном отношении мезозойские образования Монголии подразделяются на три основных комплекса: 1) орогенные образования нижнего (возможно, местами и среднего) триаса; 2) образования раннего (верхний триас — нижняя — средняя юра) и позднего этапов мезозойской активизации и ревивация (верхняя юра — нижний мел) и 3) платформенные отложения верхнего мела.

Нижнетриасовые отложения образуют, как правило, единый структурно-формационный комплекс с верхнепалеозойскими образованиями, сформировавшимися на заключительных этапах герцинского тектонического развития. Они установлены пока лишь на Северо-Востоке Монголии в Джаргалантуинском прогибе (к юго-востоку от Хэнтэйского поднятия). Эти морские образования представлены сероцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами, глинистыми сланцами с маломощными прослоями известняков и силицититов общей мощностью до 1500 м. О принадлежности этих отложений к нижнему триасу свидетельствуют обнаруженные в них остатки фауны аммонитов и пелеципод (Зоненшайн, Кипарисова, Окунева, 1971).

Второй и третий комплексы представлены континентальными осадочными и вулканогенными образованиями. Лишь на северо-востоке МНР, в районе хр. Эрэн-Дабан, по мнению Л. П. Зоненшайна, возможно присутствие морских нижнеюрских (?) отложений.

Образования второго комплекса отделены от всех более ранних, включая нижнетриасовые, эпохой складчатости, несогласием и перерывом в осадконакоплении, а также внедрением больших масс гранитоидов и излиянием вулканитов среднего, кислого и субщелочного состава. В свою очередь внутри второго комплекса прослеживаются крупное региональное несогласие и изменение структурного плана, свидетельствующие

о самостоятельности раннего (позднетриасового, ранне-среднеюрского) и позднего (позднеюрско-раннемелового) этапов осадконакопления и развития структур. Кроме того, в пределах раннего и позднего этапов развития структур представляется возможным выделить подэтапы или стадии развития.

Верхнетриасовые образования развиты преимущественно в Центральной и Северо-Восточной Монголии. На юге страны они обнаружены на значительной площади в районе Ноян сомона. В западной Монголии триасовые отложения пока не установлены.

Верхнетриасовые образования северных и северо-восточных районов МНР представлены мощными толщами сероцветных осадочных и осадочно-вулканогенных пород. Наиболее детально они изучены в Орхон-Селенгинском прогибе на севере Центральной Монголии, в Дашибалбарском и Северо-Чойбалсанском прогибах, в бассейне Цэнхэр-Гол и некоторых других местах.

В Орхонской впадине Орхон-Селенгинского прогиба в составе верхнего триаса О. Томуртоого (1972) выделяются нижняя, абзохская и верхняя, могодская свиты. Первая представлена главным образом терригенными отложениями (конгломераты, песчаники, гравелиты с прослоями алевролитов) мощностью до 4000 м; лишь в верхах ее разреза местами отмечаются единичные маломощные горизонты андезитов. Вторая свита, мощностью до 2000 м и более, сложена главным образом эффузивами среднего и основного состава и их туфами. Общая мощность верхнего триаса достигает 5000—6000 м. Флористические остатки, встреченные в абзогской свите, по мнению определявших их В. А. Вахрамеева и И. А. Добрускиной, указывают на принадлежность вмещающих отложений ко второй половине триаса. Могодская свита относится также к верхнему триасу, хотя и не исключено, что верхние ее горизонты могут иметь нижнеюрский возраст (Томуртоого, 1972). Близкие по характеру разреза верхнетриасовые отложения распространены в Джаргалантуинском и Дашибалбарском прогибах и в бассейне Цэнхэр-Гол, и в Южно-Керулендской зоне Восточной Монголии.

Несколько иной тип разреза характерен для верхнего триаса Южной Монголии. По данным Н. С. Зайцева и А. А. Моссаковского и др. (1973), в районе Ноян сомона верхнетриасовые (в верхней части, возможно, верхнетриасово-нижнеюрские) образования представлены исключительно осадочными породами (конгломератами, песчаниками, гравелитами и алевролитами), общая мощность которых достигает 3500 м. Помимо флористических остатков здесь встречены отпечатки кости триасового лабиринтодонта.

Изучению чрезвычайно широко развитых в Монголии юрских и меловых отложений было уделено особое внимание. Для отложений этого времени разработана новая схема стратиграфии, существенно отличная от схемы В. Г. Васильева и др. (1959). При ее разработке нами учитывались принципиальные формационные отличия между образованиями юрско-раннемелового времени, накопившимися в этап мезозойской активизации и ревивации и верхнемеловыми отложениями, возникшими на начальных стадиях платформенного этапа развития Монголии.

Для первых характерны осадочные и вулканогенно-осадочные моласкоидные комплексы, накопление которых протекало в различных изолированных межгорных и предгорных прогибах и впадинах и неоднородных климатических и тектонических условиях, что и обусловило определенные литологические особенности разновозрастных образований в различных регионах Монголии. В виду этого для юрских нижнемеловых отложений различных регионов МНР были разработаны местные схемы стратиграфии (Мартинсон, Шувалов, 1973; Нагибина, Бадамгарав, 1974,2, 1975), а для корреляции разновозрастных свит выделены единые биостратиграфические горизонты (Мартинсон, 1973).

Для верхнего мела Монголии нами выделены единые свиты, характеризующиеся выдержанностью литолого-фациального состава, цвета и мощностей слагающих их отложений на значительных пространствах южных гобийских районов и содержащих сходные или идентичные комплексы ископаемой фауны и флоры (см. таблицу).

Нижне-среднеюрские отложения, объединяемые в хамархубуринский горизонт, широко развиты в Западной, Центральной и Юго-Восточной Монголии. На юго-востоке Монголии они выделены в хамархубуринскую свиту (Мартинсон, 1973), в Центральной Монголии — в бахарскую (Шувалов, 1970 г.), на западе МНР — в жаргалантуинскую (Хосбаяр, 1972 г.). В этих районах почти повсеместно комплекс пород нижней — средней юры представлен сероцветными конгломератами и гравелитами в нижней своей части и угленосными песчано-глинистыми отложениями в верхах. Лишь в отдельных местах на западе МНР в разрезе жаргалантуинской свиты присутствуют красноцветные прослои осадочных пород, а в бахарской свите Центральной Монголии — единичные горизонты эффузивов. Мощности указанных свит варьируют в пределах от первых сотен метров до 3000—4000 м (в Сайханобинском прогибе Центральной Монголии). В верхних частях разрезов бахарской, хамархубуринской и жаргалантуинской свит обнаружены многочисленные остатки ископаемой фауны и флоры, указывающей на нижнесреднеюрский или среднеюрский их возраст (Мартинсон, 1973; Шувалов, 1973; Нагибина, Бадамгарав, 1974.). С учетом того, что все находки фауны и флоры сделаны в верхних частях разрезов указанных свит возраст их принимается как ниже-среднеюрский.

К нижней и средней юре следует отнести и дарбискую свиту Западной Монголии, согласно перекрывающую жаргалантскую и представленную пестроцветными песчано-глинистыми отложениями. Обнаруженные в ней остатки фауны моллюсков (*Tutuella* sp.), по мнению Г. Г. Мартинсона и Ч. М. Колесникова, указывают на наиболее вероятный среднеюрский возраст свиты, хотя иногда отмечаются и в нижних горизонтах верхней юры (до келловоя включительно). Отнесение этих отложений к верхнеюрско-нижнемеловому комплексу (Хосбаяр, 1973) представляется ошибочным.

В Северо-Восточной Монголии к образованиям ниже-среднеюрского возраста условно относится комплекс переслаивания вулканогенных и осадочных отложений. Возраст их в единичных случаях четко устанавливается на основании стратиграфического положения. Один из таких разрезов был изучен М. С. Нагибиной и М. П. Антиповым в 1974 г. на правом берегу р. Мурэн-Гол в районе горы Урда-Дзотлаг-Тологой. Здесь на размытой поверхности грубообломочных пород с прослоями алевролитов дашибалбарской свиты, содержащих отпечатки флоры кейперского яруса залегает выделенная авторами мурэнгольская свита конгломератов и песчаников с растительными остатками, верхняя часть разреза которой сложена покровами базальтов и андезито-базальтов, среди которых заключены горизонты кислых туфов и туфопесчаников. Видимая мощность толщи осадочных и вулканогенных пород 700—800 м. На размытой поверхности крутопадающих слоев этой толщи несогласно залегают пологонаклоненные покровы трахибазальтов и андезито-базальтов цаганцабского горизонта чойбалсанской серии (J_2-K_1). К сожалению, растительные остатки, обнаруженные в этой толще, также как и в других вулканогенно-осадочных разрезах Северо-Восточной Монголии позволяют установить лишь мезозойский возраст этих отложений в широких пределах — от триаса до нижнего мела. Однако приведенные стратиграфические взаимоотношения мурэнгольской свиты позволяют довольно точно определить ее ниже-среднеюрский возраст.

Верхнеюрско-нижнемеловые образования широко развиты во всех регионах Монголии. В разрезе верхней юры — нижнего мела выделяются

Сопоставление стратиграфических схем мезозоя Монголии

Схема стратиграфии юрско-меловых отложений МНР (по материалам Советско-Монгольской геологической экспедиции 1975 г.)

Стратиграфическая схема (по В. Г. Васильеву и др., 1959 г.)

Система	Отдел	Ярус	Горизонты	Свиты					Свиты	Ярус	Система, отдел
				Восточная Гоби	Заалтайская Гоби	Центральная Монголия	Западная Монголия	Северо-Восточная Монголия			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Меловая	Верхний	Маастрихт	—	Нэмэгэтинская			—	—	Баинширэн- ская	Турон — се- номен	Верхний мел
		Кампан — верх- ний сантон	—	Барунгойотская			—	—			
		Нижний сан- тон — верхний сеноман	—	Баинширэннская			—	—	Сайншандин- ская	Сеноман	
		Нижний сено- ман	—	Сайншандинская			—	—			
Юрская	Нижний	Альб — апт	Хухтыкский	Хухтыкская	Душиулин- ская	Хулсынголь- ская	Зэрэгская	Дзунбаинская	Дзунбаинская	Альб — го- терив	Нижний мел
		Баррем — готе- рив	Шинхудук- ский	Шинхудук- ская	—	Андахудук- ская	Гурван- эрэнская				
	Верхний	Валанжин верх- ний	Цаганцаб- ский	Цаганцаб- ская	—	Ундурухин- ская		Чойбалсанская серия	Цаганцабская	Готерив-ва- ланжин	
		Нижний ти- тон— кимеридж	Шарилин- ский	Шарилин- ская	—	Тормхонская	Ихэснурская				
	Сред- ний	—	—	—	—	—	Дарбиская	Мурэнгольская свита	Кислых и основ- ных эффузивов		
	Ниж- ний сред- ний		Хамархубу- ринский	Хамархубу- ринская		Бахарская	Жаргалант- ская		Хамархубурин- ская		
								Хоирмотская			

четыре горизонта в соответствии с названиями соответствующих свит Восточной Гоби (Мартинсон, Шувалов, 1973): шарилинский (верхняя юра, кимеридж — титон), цаганцабский (верхняя юра, титон — нижний мел, валанжин), шинхудукский (готерив — баррем) и хухтыкский (апт — альб).

Шарилинский горизонт объединяет в себе одноименную свиту Восточной Гоби, тормонскую свиту Центральной Монголии (Шувалов, 1970 г), ихэснурскую свиту Западной Монголии (Хосбаяр, 1972), а также нижнюю часть чойбалсанской серии Северо-Восточной Монголии (см. таблицу). Первые три свиты близки по составу и представлены преимущественно грубообломочными красноцветными конгломерато-брекчиевыми отложениями. Лишь в верхах их разрезов отмечаются сероцветные прослои гравелитов, песчаников и щебнистых глин; в тормонской и шарилинской свитах изредка отмечаются маломощные покровы базальтов (в верхах разреза). Мощность указанных свит колеблется от 150—200 до 1500—2000 м, достигая максимальных величин в Восточной Гоби (район Хамар-Хубурин-Худука).

Нижняя часть чойбалсанской серии, выделяемой М. С. Нагибиной (1975), представлена преимущественно основными эффузивами с прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов. Параллелизация нижней части чойбалсанской серии с шарилинской, тормонской и ихэснурской свитами — до некоторой степени условна, поскольку определенных органических остатков в низах чойбалсанской серии пока не обнаружено.

Верхнеюрский возраст шарилинской и тормонской свиты доказывается находками в них остатков ископаемых моллюсков остракод, конхострак, рыб, харовых водорослей и листовой флоры (Шувалов, 1969). Остатки позднеюрских (кимеридж-титонских) ископаемых найдены и в ихэснурской свите (Хосбаяр, 1973).

Цаганцабский горизонт включает одноименную свиту Юго-Восточной Монголии, ундурухинскую свиту Центральной Монголии и нижнюю часть гурванэрэнской свиты Западной Монголии. В него входит также верхняя часть чойбалсанской серии, северо-востока МНР (см. таблицу). Свиты различных регионов, входящие в этот горизонт, существенно отличны по своему литолого-фациальному составу. Цаганцабская свита сложена в нижней своей части конгломератами и песчаниками с горизонтами покровных базальтов, а в верхах — туфогенными образованиями, переслаивающимися с песчаниками, глинами и аргиллитами. В составе ундурухинской свиты участвуют главным образом осадочные породы (мергели, известняки, песчаники, глины и карбонатные сланцы); лишь в низах и средней части ее отмечаются отдельные горизонты базальтов. В гурванэрэнской свите эффузивы полностью отсутствуют, замещаясь песчаниками, алевролитами, глинами и конгломератами. В верхней части чойбалсанской серии присутствуют главным образом эффузивы и пирокласты среднего (андезиты, дациты) и кислого состава с отдельными горизонтами мергелей, аргиллитов и песчаников. Мощности вышеуказанных свит колеблются от первых сотен метров до 1000—1200 м. Титон-валанжинский возраст цаганцабского горизонта доказывается многочисленными находками в осадочных и туфогенных прослоях остатков фауны моллюсков, остракод, конхострак, рыб, насекомых (Шувалов, 1968, 1970; Хосбаяр, 1973; Мартинсон, Шувалов, 1973; Мартинсон, 1973; Нагибина, 1975, и др.).

Шинхудукский горизонт объединяет одноименную свиту Восточной Гоби, андахудукскую свиту Центральной Монголии, верхнюю часть гурванэрэнской свиты и нижнюю часть дзунбаинской серии, выделенной М. С. Нагибиной на северо-востоке МНР (см. таблицу). Подобно цаганцабскому горизонту и его возрастным аналогам, свиты шинхудукского горизонта сложены сероцветными отложениями, конгломератами, песчаниками, глинами и алевролитами. Лишь на западе Монголии в

гурванэрэнской свите наблюдаются отдельные прослои красноцветов. За исключением гурванэрэнской свиты, для всех остальных характерно присутствие в разрезе специфических тонколистоватых битуминозных «бумажных» сланцев, изобилующих остатками рыб, насекомых, конхострак. На северо-востоке Монголии в различных частях разреза дзунбаинской серии отмечаются отдельные горизонты базальтов.

Мощности свит колеблются в значительных пределах, достигая максимальных величин на юго-востоке МНР и в Центральной Монголии (700—1000, чаще 400—500 м). Принадлежность их к верхам неокома (готерив — баррему) устанавливается многочисленными находками ископаемой фауны моллюсков, остракод, рыб, филлопод, насекомых и др. (Мартинсон, 1973; Шувалов, 1968; Хосбаяр, 1973, и др.)

Хухтыкский горизонт. В нем объединены хухтыкская свита Восточной Гоби, хулсынгольская свита Центральной Монголии, верхняя часть дзунбаинской серии Северо-Восточной Монголии, зэрэгская свита Западной Монголии и душиупинская свита Заалтайской Гоби. В отличие от более древних свит верхнеюрско-нижнемелового комплекса, имеющих согласный контакт друг с другом, хухтыкская свита и ее возрастные аналоги нередко залегают с размывом и несогласием на более древних образованиях, включая готерив-барремские. Все свиты, за исключением зэрэгской и душиулинской, представлены сероцветными отложениями; в последних часто присутствуют красноцветные прослои и пачки. Главную роль в составе хухтыкского горизонта играют разнотекстурированные песчаники с прослоями глин и конгломератов. В свитах этого горизонта в Центральной, Юго-Восточной и Северо-Восточной Монголии нередко наблюдаются прослои угля и известняков, в хулсынгольской свите местами встречаются покровы базальтов, а в верхах дзунбаинской серии — эффузивы основного и кислотного состава. Мощности свит варьируют в пределах 150—800 м (на юго-востоке и юго-западе Монголии до 1200—1400 м).

Апт-альбский возраст всех свит устанавливается по многочисленным находкам ископаемой фауны (моллюски, динозавры, черепахи, остракоды, млекопитающие, конхостраки, рыбы и др.), а также листовой флоры и харовых водорослей (Шувалов, 1968; Хосбаяр, 1973; Мартинсон, 1973; Мартинсон, Шувалов, 1973; Нагибина, Бадамгарав, 1974, и др.).

Верхнемеловые отложения покрывают свыше половины территории гобийской части юга Монголии. В геологическом прошлом их покров был еще сомкнутым, ибо многие современные горные поднятия в Гоби, как показали наши исследования, лишенные этих отложений, являются новообразованными, возникшими в неоген-четвертичное время (Нагибина и др., 1970).

В составе верхнемелового комплекса выделяются четыре свиты (снизу вверх): сайншандинская (сеноман), баинширэнская (сеноман-сантон), барунгойотская (сантон-кампан) и нэмэгэтинская (маастрихт). В отличие от сероцветных нижнемеловых образований отложения верхнего мела преимущественно красноцветные или пестроцветные.

Сайншандинская свита распространена во всех гобийских регионах Монголии. Представлена она, как правило, красноцветными конгломератами с прослоями и линзами гравелитов (развитых в краевых частях депрессий), песчаниками и глинами. В некоторых районах Заалтайской Гоби (Души-Ула, Онгон-Улан-Ула) и Юго-Восточной Монголии (Хара-Хутул-Ула) в верхах разреза свиты отмечаются покровы платобазальтов мощностью от 10—15 до 100—120 м.

Мощности свиты обычно составляют 150—200 м, реже более. Лишь в Восточной Гоби они местами (Хара-Хутул-Ула, Хамарин-Хурал) достигают 400—450 м. Сеноманский возраст свиты устанавливается как ее общим положением в разрезе мела (она согласно залегает на апт-альбских отложениях и согласно перекрывается сеноман-сантонскими отложениями).

ми), так и впервые обнаруженными в ней остатками моллюсков, остракод, харовых водорослей (Мартинсон и др., 1969). В районе Улан-Оша, кроме того, встречены остатки динозавров — пситтакозавров и зауропод, в Ологой-Улан-Цабе и Души-Ула — яйца динозавров и костные остатки динозавров — зауропод и др.

Баинширэнская свита также чрезвычайно широко развита во всех районах Гоби, особенно на севере и юго-востоке. В ее составе участвуют сероцветные, реже пестроцветные песчаники, гравелиты и глины с прослоями мелкогалечных конгломератов (в низах свиты) и глинисто-песчаниковые пестроцветные породы в верхах разреза. Мощности свиты колеблются обычно в пределах 150—200 м, на юго-востоке Гоби — до 300—350 м.

Сеноман-сантонский возраст баинширэнской свиты устанавливается многочисленными находками в разных частях ее разреза ископаемых моллюсков, остракод, конхострак, черепях, динозавров, крокодилов, харовых водорослей (Мартинсон и др., 1969; Барсболд, 1972; Мартинсон, 1973; Шувалов, Чхиквадзе, 1975).

Барунгойотская свита весьма широко развита во всех гобийских районах. На отложениях баинширэнской свиты она залегает согласно, иногда постепенно сменяя ее по разрезу. Сложена она преимущественно красноцветными слабо сцементированными и рыхлыми песчаниками; в низах свиты нередко присутствуют различные по мощности прослой глины, а в верхах — гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощности свиты составляют от 50—60 до 100—150 м, достигая максимальных величин на юго-западе Гоби.

В различных ее горизонтах обнаружены остатки ископаемых моллюсков, остракод, черепях, динозавров, крокодилов, млекопитающих, а также яйца динозавров и черепях (Мартинсон, 1973; Сочава, 1969; Шувалов, Чхиквадзе, 1975), свидетельствующие о сантон-кампанском возрасте вмещающих отложений, т. е. барунгойотской свиты.

Нэмэгэтинская свита завершает разрез мезозоя Монголии. Она прослежена в Заалтайской Гоби, на севере Южной Гоби и на юго-западе Восточной Гоби. Площади ее распространения значительно меньше всех вышеописанных верхнемеловых свит. На подстилающих отложениях барунгойотской свиты нэмэгэтинская лежит согласно. Представлена она пестроцветными разнозернистыми песчаниками и глинами с прослоями катунных гравелитов и реже конгломератов. Мощности свиты не превышают 80—100 м, чаще составляют 50—60 м.

В различных горизонтах нэмэгэтинской свиты обнаружены многочисленные остатки пресноводных моллюсков, остракод, конхострак, рыб, черепях, харовых водорослей, крокодилов и богатейшие местонахождения динозавровой фауны, а также многочисленные кладки яиц динозавров. Все органические остатки указывают на принадлежность нэмэгэтинской свиты к самым верхам мела — маастрихту (Мартинсон и др., 1969; Барсболд, 1972; Мартинсон, 1973; Станкевич, Сочава, 1974; Шувалов, Чхиквадзе, 1974, 1975, и др.).

Перекрывающие нэмэгэтинскую свиту палеогеновые отложения залегают на ней без видимого углового несогласия, но со значительным стратиграфическим перерывом, фиксирующимся выпадением из разреза нижних и средних частей палеоцена. В структурно-формационном отношении верхний мел и палеоген представляют собой единый платформенный чехол Гобийской плиты (Шувалов, 1973, 1975).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР

Из приведенного описания стратиграфии видно, что мезозойские отложения Монголии представлены почти исключительно континентальными осадочными и наземными вулканическими образованиями. Сравни-

тельный анализ тектоники верхнепалеозойских и мезозойских отложений позволяет выявить существенное отличие их структурного плана.

Для главнейших палеозойских геосинклинальных структур и слагающих их формационных комплексов характерно общее субширотное простираие. Для верхнепалеозойских орогенных структур, по данным А. А. Моссаковского и Томуртоого (1972), также характерна закономерная общая латеральная изменчивость как состава вулканоплутонических комплексов, так и особенностей морфологии структур в направлении с юга на север, т. е. также в широтном направлении.

Для мезозойских образований, за исключением позднемеловых, наиболее четко выражена меридиональная зональность в размещении главнейших структурно-формационных комплексов. Кроме того, мезозойские структуры резко наложены на самое различное по возрасту докембрийское и палеозойское гранитизированное основание. Все это подтверждает ранее сделанный вывод (Нагибина, 1970; Зоненшайн, Маркова, Нагибина, 1971) о самостоятельности мезозойской тектонической эпохи.

По формационному составу среди мезозойских структур отчетливо выделяются два типа — амагматичные структуры активизации и структуры ревивации, развитие которых сопровождалось проявлением наземного вулканизма различного дифференцированного состава комагматичными интрузивными образованиями гранитоидов. Изучение мезозойских формаций и морфологии структур позволяет в истории их развития выделить два крупных этапа: ранне- и позднемезозойский, а внутри каждого этапа довольно четко выявляются отдельные стадии (или подэтапы) развития. На востоке и северо-востоке Монголии распространены мезозойские структуры ревивации, на западе — амагматичные структуры активизации (Нагибина, 1970; Нагибина, Девяткина, Шувалов, 1970). Рассмотрим более детально развитие тех и других и их соотношение с палеозойским основанием.

Изучение соотношения раннемезозойских и позднепалеозойских структур на северо-востоке Монголии и соседней территории Восточного Забайкалья показывает, что отложения раннего триаса структурно и формационно неотделимы от позднепермских образований. Для этого времени характерно развитие орогенных структур с накоплением морских, прибрежно-морских и континентальных терригенных и вулканогенных молассоидных образований в прогибах, разделенных обширными горными поднятиями. Среди вулканогенных пород распространены преимущественно кислые и субщелочные разности, развитые преимущественно на территории Монголии и в меньшем количестве в Восточном Забайкалье. В качестве общей тенденции для конца верхнего палеозоя характерно постепенное затухание вулканизма. Дислоцированные позднепалеозойские отложения прорваны интрузивами гранитоидов.

Собственно мезозойский этап развития структур и магматизма начинается с верхнего триаса. Верхнетриасовые отложения в Северо-Восточной Монголии и на территории Восточного Забайкалья залегают резко несогласно и с размывом на различных горизонтах нижней и верхней перми и более древних палеозойских докембрийских образованиях. На территории Монголии верхнетриасовые отложения представлены исключительно континентальными образованиями, накопление которых происходило в отдельных межгорных прогибах, разделенных крупными сводовыми поднятиями палеозойского и более древнего гранитизированного основания. Нижняя часть разреза верхнетриасовых (возможно, средне-верхнетриасовых)¹ отложений в межгорных прогибах представлена

¹ Определение возраста этого комплекса отложений по остаткам морской фауны в Восточном Забайкалье фиксирует верхнетриасовый возраст (карнийский и норийский ярусы), а возраст континентальных отложений в пределах Монголии по остаткам флоры относится к кейперскому ярусу (верхний — средний триас).

преимущественно осадочными отложениями — грубообломочными конгломератами и фангломератами, выше по разрезу сменяющимися песчаниками, алевролитами и мелкогалечными конгломератами. В верхней части разреза осадочные породы переслаиваются с покровами базальтовых и диабазовых порфиритов и их пирокластами, а также прорваны комагматичными интрузивными телами габбро-диабазов и диабазовых порфиритов.

Изучение состава, мощностей, текстурных и структурных особенностей отложений позволяет выявить полифациальный характер их седиментации. В краевых частях межгорных прогибов происходило накопление грубообломочных пролювиальных фаций. В центральных — накапливались мелко- и крупнозернистые аллювиальные отложения с прекрасно выраженной косой слоистостью и в меньшем количестве озерные и озерно-болотные отложения с тонкими прослоями и линзами алевролитов с растительными остатками, давшими начало образованию углестых прослоев.

Состав обломочного материала, а также направление косой слоистости свидетельствует о поступлении его в прогибы за счет размыва соседних горных поднятий.

На прилагаемой палеотектонической схеме (рис. 1) показано расположение на территории Монголии главнейших поднятий и разделяющих их межгорных долин, в пределах которых четко обособливались наиболее интенсивно прогибавшиеся участки и накопились различной мощности отложения.

Наиболее крупное такое поднятие располагалось в пределах современного Хэнтэйского хребта. К северо-западу от него находился Орхон-Селенгинский межгорный прогиб, состоящий из системы впадин, наиболее крупной из которых являлась Орхонская.

К юго-востоку от Хэнтэнского поднятия в бассейне р. Джаргалантуин-Гол располагался сравнительно небольшой межгорный прогиб субширотного простирания, представлявший собой крайнее юго-восточное звено крупной системы приразломных верхнетриасовых прогибов Монголо-Охотской системы. Этот прогиб сложен континентальными молассоидными терригенными и вулканогенными образованиями, мощность которых не превышает 1200—1500 м.

К юго-востоку и востоку от него располагалась протяженная Дашибалбаро-Северочойбалсанская система межгорных прогибов верхнетриасового (или средне-верхнетриасового) возраста, отделенная от Джаргалантуинского прогиба Модотино-Эрэндабанским поднятием. Впадины и прогибы были разделены между собой узкими продольными и широкими поперечными консидиментационными поднятиями палеозойского и докембрийского основания.

На правобережье Керулена находился сравнительно небольшой Бурэн-Цогтинский прогиб, сложенный грубообломочной терригенной толщей пород до 1500 м мощности преимущественно аллювиального происхождения, прорванных силлами и пластовыми дайками диабазов и диабазовых порфиритов. От крупной Дашибалбаро-Северочойбалсанской системы прогибов он отделен протяженным Прикеруленским поднятием домезозойского основания.

К раннемезозойскому этапу относится также образование прогибов ниже-среднеюрского возраста, расположенных в Центральной и Восточной Монголии. В их развитии сохраняется общий структурный план формирующихся, начиная с позднего триаса, крупных тектонических единиц, однако в ряде мест наблюдается заложение новообразованных, протяженных на многие десятки километров, ниже-среднеюрских прогибов (Сайханобинского и др.), наложенных на палеозойское и докембрийское основание. В унаследованных прогибах между позднетриасовыми и ниже-среднеюрскими отложениями наблюдается размыв и несогласие.

Такие соотношения пока известны в единичных участках на востоке Монголии в Дашибалбаро-Северочойбалсанской зоне прогибов, в бассейне р. Мурэн-Гол, однако наличие их позволяет ранне-среднеюрский период выделять в качестве подэтапа формирования раннемезозойских структур. К этому подэтапу относится дальнейшее усложнение тектонического рельефа и формирование глыбово-складчатых дислокаций и обильное проявление вулканической деятельности основного, кислого и субщелочного состава и комагматичных интрузивных образований вулканоплутонической формации — габбро и диоритов, гранитоидов различного состава, в том числе субщелочных рибекитовых гранитов (Дашибалбарский и другие массивы). Особенно широкое развитие гранитоидного магматизма происходило на северо-востоке Монголии. Наиболее крупные массивы гранитоидов этого возраста были приурочены к центральной части Хэнтэйского сводового поднятия, а также к обрамляющим его прогибам (Джаргалантуинскому, Их-Хайрханскому и прогибам Орхон-Селенгинской системы). Более мелкие интрузивные тела располагались в восточной части Южно-Монгольской зоны.

В Западной Монголии в раннемезозойском этапе существовало обширное поднятие, в пределах которого отсутствовали магматические проявления. Только в южной части Западной Монголии в окрестностях Ноян сомона располагался линейно вытянутый терригенный триасовый прогиб широтного простирания, изучение которого в настоящее время проводится О. Томуртоого. Здесь же выявлены многочисленные субвулканические образования основного и кислого состава, прорывающие триасовые отложения.

С ранне-среднеюрской стадией в Западной Монголии связано расчленение этого обширного поднятия и заложение в его пределах двух протяженных систем приразломных прогибов — Предалтайской и Предханхухэйской, подробно описанных Е. В. Девяткиным, М. С. Нагибиной и П. Хосбаяром (1975).

Наиболее крупной из них является Предалтайская система, представленная цепочкой узких приразломных межгорных прогибов общей протяженностью более 1200 км. Они сложены молассоидными терригенными отложениями нижней и средней юры, представленными аллювиальными и озерно-болотными фациями, а в краевых частях прогибов — грубообломочными пролювиальными образованиями, залегающими резко несогласно на разновозрастном основании. Мощность их достигала здесь 1800—2000 м. Предханхухэйская система разобщенных межгорных прогибов, также сложенных молассоидными нижне-среднеюрскими отложениями, располагалась на севере Западной Монголии. Наиболее крупным прогибом этой системы является Хиргиснурский, в котором мощность отложений достигла 2000 м.

Обе системы прогибов сопряжены с длительно развивавшимися глубинными разломами широтного и северо-западного простирания и были ограничены крупнейшими консидиментационными поднятиями палеозойского и докембрийского основания. Последние в процессе осадконакопления служили областями размыва и сноса обломочного материала. Такими поднятиями, с севера на юг, служили: Ханхухэйское, Хангайское или (Западно-Хангайское), Монгольского Алтая и Заалтайское, а также ряд более мелких продольных и поперечных поднятий консидиментационных поднятий, разделяющих отдельные впадины в пределах единой системы прогибов. В конце средней юры терригенные отложения прогибов были дислоцированы с образованием линейных приразломных складок, брахиформных и коробчатых структур. Магматические проявления здесь отсутствуют.

В позднемезозойский этап, охватывающий позднюю юру и ранний мел, на востоке Монголии в области развития структур ревивации, а также на западе Монголии, в области развития амагматичных структур

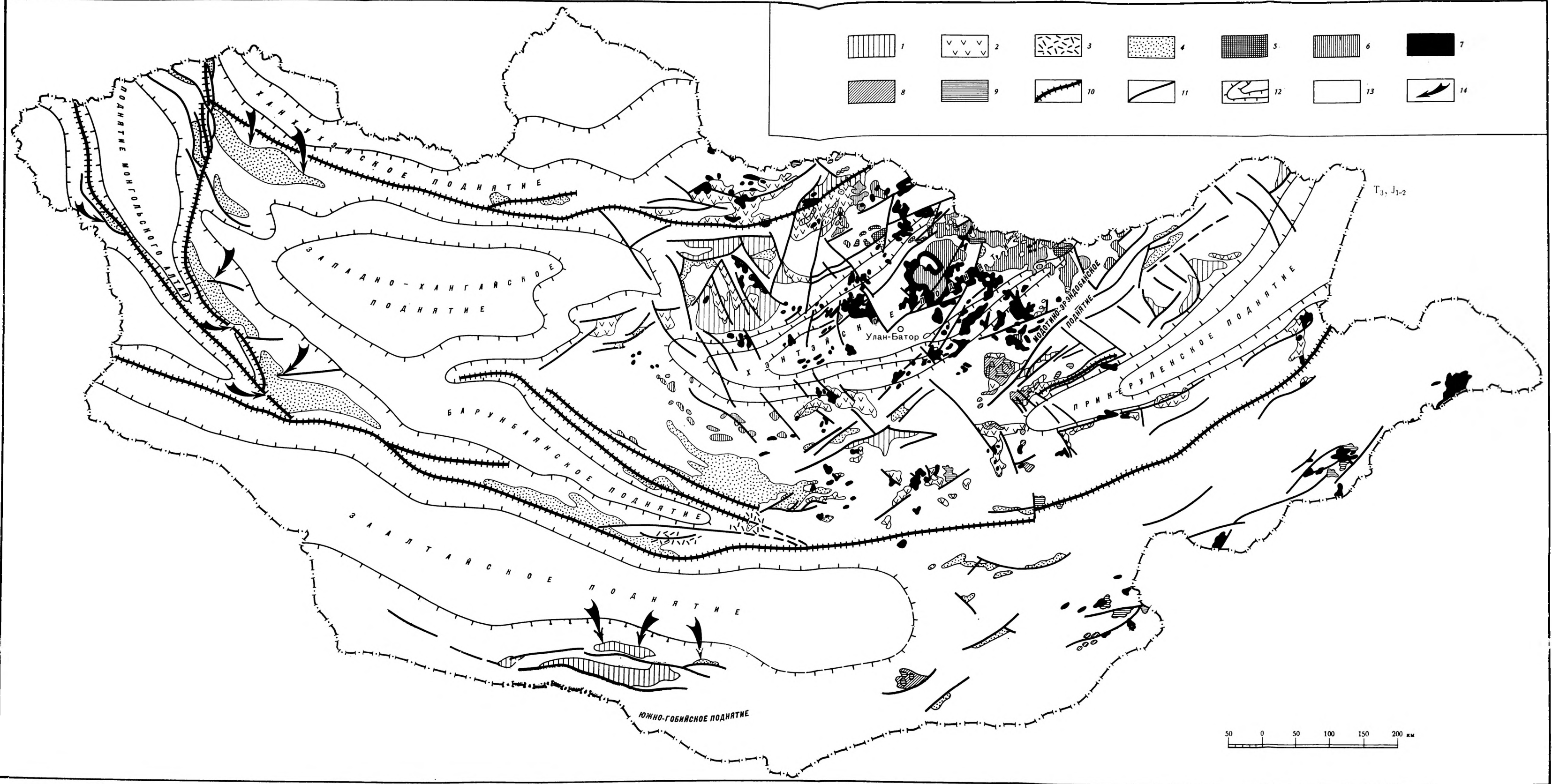


Рис. 1. Палеотектоническая схема раннемезозойского этапа развития структур Монголии (поздний триас и ранняя — средняя юра). Составила М. С. Нагибина с использованием карты мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии 1975 г.; интрузивные образования расчленены по В. И. Коваленко, М. И. Кузьмину, П. В. Ковалю, В. С. Антипину и Ю. П. Цыпукову

1 — межгорные прогибы, сложенные терригенными молассовидными отложениями с подчиненными прослоями основных эффузивов (поздний триас); 2 — области развития вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований основного, среднего и субщелочного состава, нерасчлененные (поздний триас); 3 — области развития кислых вулканогенных образований (поздний триас); 4 — межгорные прогибы, сложенные терригенными молассовидными отложениями нижней — средней юры; 5—9 — геохимические типы интрузивных образований: 5 — габбро-диоритовый (габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты); 6 — гранодиорит-гранитовый (биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты); 7 — лейкократовых гранитов (биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые граниты); 8 — щелочных гранитоидов (агпайтовые граниты, граносиениты, кварцевые сиениты); 9 — литий-фтористых гранитов (моношлатовые, двуслюдяные, аляскитовые и другие); 10—11 — разломы: 10 — длительно развивавшиеся глубинные разломы, 11 — разломы; 12 — условные изолинии поднятий; 13 — области поднятий домезозойского основания; 14 — направление сноса обломочного материала

10 — длительно развивавшиеся глубинные разломы, 11 — разломы; 12 — условные изолинии поднятий; 13 — области поднятий домезозойского основания; 14 — направление сноса обломочного материала

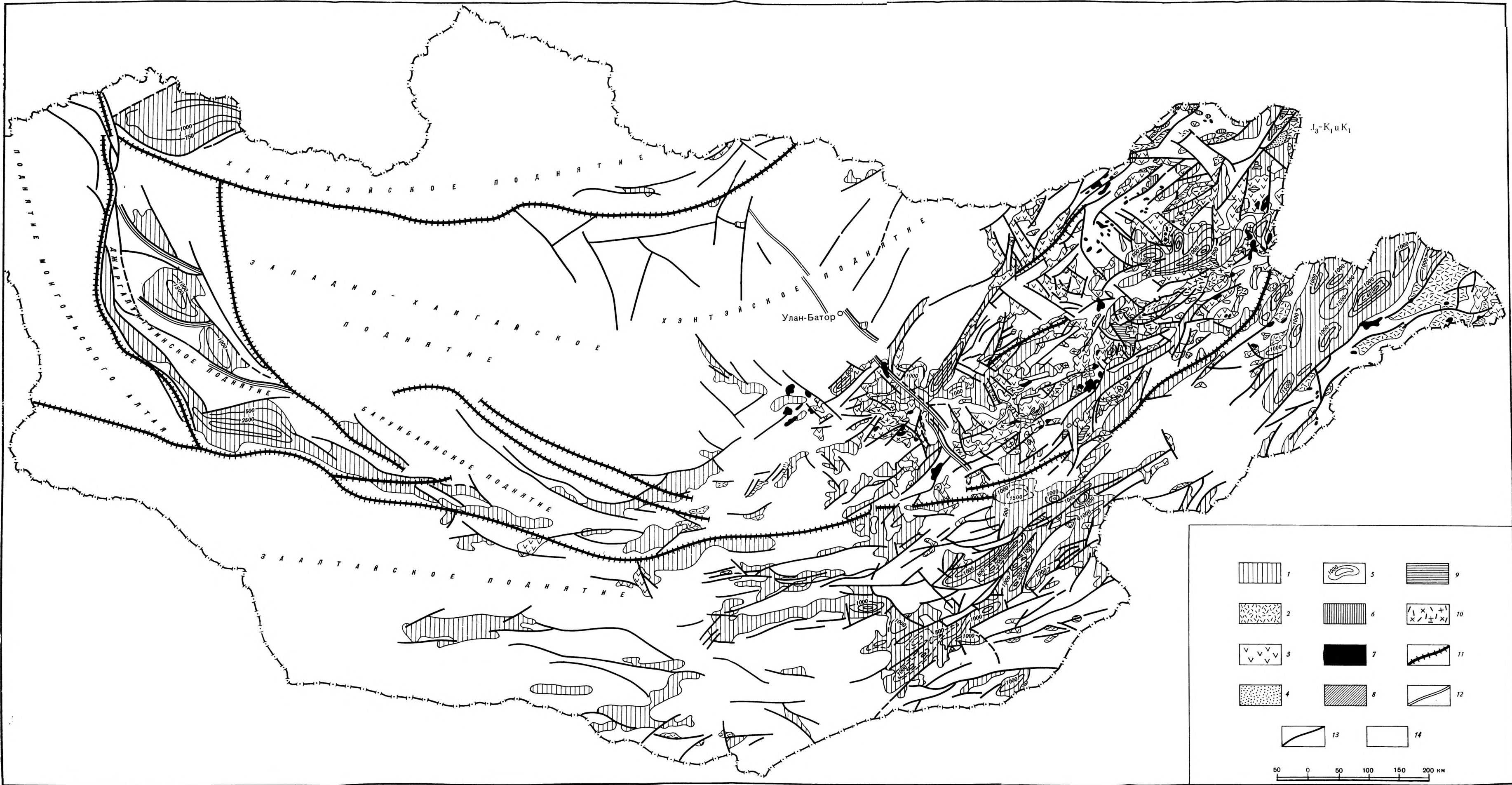


Рис. 2. Палеотектоническая схема позднемезозойского этапа развития структур Монголии (поздняя юра и ранний мел). Составила М. С. Нагибина с использованием карты мезозойской и кайнозойской тектоники 1975 г.; интрузивные и субвулканические образования расчленены по В. И. Коваленко, М. И. Кузьмину, П. В. Ковалю, В. С. Антилину, Ю. П. Цыпукову и Д. И. Фрих-Хару

1 — межгорные прогибы, сложенные молассоидными, местами угленосными отложениями, J_3 и K_1 (горизонты: шариллинский, цаганцабский, шинхуджский, хухтынский); на востоке Монголии среди осадочных пород заключены прослои пирокластических образований пепловых туфов, кремнистых туффилов и покровы базальтов; 2 — области развития вулканогенных образований кислого состава — лавы, туфы и туфо-осадочные образования (J_3-K_1 — чойбалсанская серия); 3 — области накопления вулканогенных образований основного и среднего состава с подчиненными прослоями осадочных пород (чойбалсанская серия, J_3-K_1); 4 — межгорные впадины, сложенные терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями (аналог чойбалсанской серии); 5 — глубина залегания до мезозойского основания под покровом мезозойских отложений по геофизическим данным (глубины

рассчитаны Р. А. Хасиным); 6—9 — геохимические типы гранитоидов и субвулканические образования: 6 — гранодиорит-гранитный (биотитовые, амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты); 7 — лейкократовых гранитов (биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые граниты); 8 — тип щелочных гранитоидов (аглитовые граниты, граносиениты и сиениты); 9 — тип литий-фтористых гранитов (моношпатовые, двуслюдяные, аляскитовые и другие); 10 — субвулканические и гипабиссальные фации кислого и субщелочного состава (нерасчлененные) — гранит-порфиры, липариты, трахилипариты, их туфо-лавы, лавобрекчии, автомагматические брекчии и др.; 11—13 — разломы: 11 — длительно развивавшиеся глубинные разломы, 12 — разломы, заложившиеся в мезозое, 13 — разломы мезозойские и более молодые; 14 — поднятия домезозойского основания

активизации, происходило дальнейшее усложнение тектонических форм, расчленение крупных поднятий домезозойского основания на отдельные блоки, образование мозаичных структур и формирование широких и плоских впадин.

На востоке Монголии с позднемезозойским этапом связана весьма активная вулканическая деятельность. Формирование специфических вулкано-тектонических структур, кальдер проседания, кольцевых структур, ступенчатых сбросов, вдоль которых происходили трещинные излияния преимущественно основной и средней магмы. Вдоль разломов располагались вулканические аппараты центрального типа, некки, дайки и субвулканические тела, сложенные породами преимущественно кислого и субщелочного состава. Широкое развитие в позднемезозойское время получили сдвиги, чешуйчатые надвиги и небольшие шарьяжи с горизонтальными перемещениями в пределах десятков и первых сотен метров.

Сравнение палеотектонических карт (рис. 1 и 2), составленных для ранне- и позднемезозойского этапов позволяет отчетливо выявить черты унаследованности и наложенности в развитии позднемезозойских структур. Выделяются узкие грабены, грабен-синклинали, которые образовались унаследованно от описанных выше раннемезозойских прогибов и новообразованные грабены, расположенные диагонально по отношению к простиранию раннемезозойских структур и заложившиеся на палеозойском или более древнем основании. Изометричные и сложно построенные синклиналильные структуры развивались в одних своих частях унаследованно от нижнемезозойских прогибов, а в других — накладывались непосредственно на поднятия палеозойского основания, вовлекая отдельные их блоки в погружение.

Многочисленные вулкано-тектонические структуры были описаны как в работах Д. И. Фрих-Хара (1975), которым проводились специальные палеовулканологические исследования, а также в статьях М. С. Нагибиной и Ж. Бадамгаравы.

В процессе формирования позднемезозойских структур и вулканизма отчетливо выделяются два подэтапа, соответствующие накоплению двух крупных серий отложений: чойбалсанской (верхняя юра, киммеридж, титон — нижний мел, валанжин) и дзунбаинской (нижний мел, готерив — альб).

На востоке Монголии для раннего подэтапа характерно обилие трещинных излияний базальтоидов. Наиболее широкие поля базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых покровов располагаются в Северо-Восточной и Центральной Монголии; в меньшем количестве они распространены на юго-востоке. Многоярусные лавовые потоки базальтоидов местами переслаиваются с терригенными грубообломочными аллювиальными и озерными отложениями. Обширные пространства раннемезозойского Прикеруленского поднятия в поздней юре были расчленены продольными и поперечными разломами и опущенные его блоки были залиты лавовыми потоками базальтов и андезитов. Аналогичные явления происходили в Центральной и Юго-Восточной Монголии.

На раннем подэтапе позднего мезозоя возникли многочисленные изометрические и угловатые впадины, грабен-синклинали, узкие разветвленные грабены (Ононский и др.), протяженность которых достигала сотни и более километров.

В процессе дифференциации магматических очагов к концу раннего подэтапа произошло изменение состава магматических образований. Базальтоиды были прорваны интрузивами и субвулканическими телами среднего, кислого и субщелочного состава. Наблюдаются небольшие массивы и штоки гранитоидов: линейные и кольцевые дайки и некками дацитов, липарито-дацитов, трахилипаритов и липаритов.

Для позднего подэтапа характерно постепенное затухание вулканической деятельности и формирование компенсационных структур просе-

дания — широких и плоских разветвленных прогибов и впадин (Чойбалсанской, Чойренской, Тамцагской и др.), узких, линейных структур, протяженных на сотни километров грабен и грабен-синклиналей Дзунбаинской системы и других, а также многочисленных более мелких структур. В зонах прогибов формировались аллювиальные долины и озерные бассейны, в пределах которых накапливались полифациальные парагенезы терригенных, органогенных и хемогенных пород молассоидной формации. По латерали и в вертикальных разрезах прослеживается смена пород от грубообломочных, накопившихся в аллювиальных условиях, к тонкозернистым — озерным и озерно-болотным, угленосным и битуминозным отложениям. Наличие грубозернистых отложений горного аллювия в нижних частях разреза дзунбаинской серии раннего мела (готерив-баррем), а также в краевых частях впадин и в более высоких стратиграфических горизонтах (ап — альб) свидетельствует о том, что в это время тектонический рельеф был еще довольно расчлененным, сохранились горные поднятия, служившие источниками размыва и сноса обломочного материала во впадины. Мощность терригенных отложений дзунбаинской серии в отдельных впадинах достигала 1500 и более метров.

Наличие среди осадочных толщ дзунбаинской серии раннего мела прослоев пирокластического материала кислого состава, кислых криптовулканических образований, зон окремнения, кварц-карбонатных и флюоритовых жил, а также субвулканических тел липаритов и трахилипаритов, прорывающих базальтоиды чойбалсанской серии, свидетельствует о том, что магматическая деятельность и гидротермальные процессы продолжались и в позднюю стадию, однако проявились они в Восточной Монголии весьма неравномерно.

Наиболее активная вулканическая деятельность в раннюю и частично позднюю стадию развития верхнемезозойских структур проявилась на северо-востоке Монголии и в восточной части Центральной Монголии. На юго-востоке Монголии преобладало терригенное осадконакопление с подчиненным развитием пирокластического материала. Наиболее длительно, на протяжении раннего и позднего подэтапов, вулканическая и поствулканическая гидротермальная деятельность были сосредоточены в узлах пересечения продольных разломов северо-восточного и поперечных разломов северо-западного и субмеридионального простирания. Такие участки являются наиболее перспективными для поисков полезных ископаемых. Например, в зоне пересечения крупнейшей Чойренско-Хэнхэйской мезозойской системы разломов северо-западного простирания со структурами северо-восточного простирания сосредоточены крупнейшие флюоритовые месторождения Монголии Хара-Айрацкого и Галшарыйнского районов, связанные с постмагматической гидротермальной деятельностью. Они расположены в обрамлении разветвленной Чойренской верхнемезозойской впадины. Аналогичные узлы пересечения поперечных и продольных разломов наблюдаются в обрамлении Чойбалсанской впадины (Северочойбалсанский и Бэрхэйский районы), где также известны флюоритовые месторождения и другие рудопроявления.

С заключительной стадией развития позднемезозойских структур в Восточной Монголии было связано внедрение оливиновых базальтов, дайки которых пересекают андезитово-базальты, липариты и трахилипариты чойбалсанской серии, а также осадочные отложения дзунбаинской серии. Наиболее крупные поля базальтовых даек протягиваются на десятки километров в Галшарыйнском районе и к югу от Чойбалсанской впадины и приурочены к системе субмеридиональных разломов.

Отмеченные особенности тектоно-магматического развития и геоморфологическая неоднородность ландшафта рассматриваемого периода усложнялись еще и наложившимися на них климатическими особенностями.

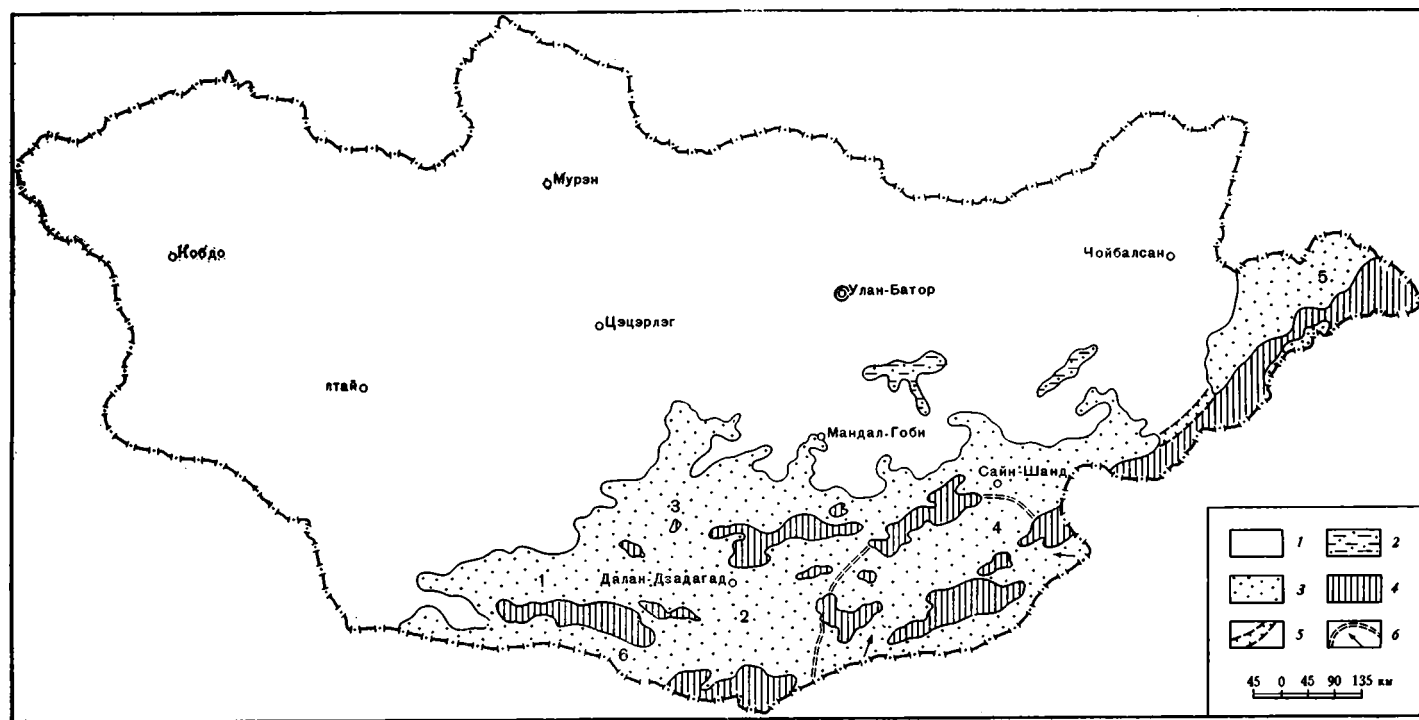


Рис. 3. Палеотектоническая схема позднемелового (платформенного) этапа развития Монголии. Составил В. Ф. Шувалов

1—2 — Северо-Монгольское поднятие: 1 — область поднятия, сложенная доверхнемеловыми складчатыми образованиями; 2 — впадины краевой зоны поднятия, выполненные маломощными горизонтально лежащими песчано-глинистыми отложениями верхнемелового и верхнемелового — палеогенового возраста; 3—6 — Гобийская плита: 3 — область обширного пологого прогиба, выполненная песчано-глинистыми отложениями платформенного чехла (K_2 , местами K_2-P);

4 — конседиментационные небольшой высоты поднятия внутри Гобийского прогиба; 5 — место предполагаемого соединения Восточно-Гобийской и Тамцагской синеклиз; 6 — северная граница района возможного проникновения морских вод в турон-сантонское время; синеклизы Гобийской плиты (цифры на схеме): 1 — Заалтайская, 2 — Южно-Гобийская, 3 — Северо-Гобийская, 4 — Восточно-Гобийская, 5 — Тамцагская

В Западной Монголии с позднемезозойским этапом развития было связано формирование амагматических структур активизации. В Предалтайской зоне в поздней юре и раннем мелу, вдоль длительно живущей системы глубинных разломов северо-западного простирания, продолжали развиваться приразломные межгорные прогибы, размеры которых по площади значительно превышали раннемезозойские (ранне-среднеюрские) прогибы. Они частично наследовали раннемезозойские прогибы, частично накладывались на краевые части прилегающих горных поднятий докембрийского и палеозойского основания. Для верхнемезозойских прогибов в раннюю стадию развития весьма характерно накопление мощных (1500—1700 м) грубообломочных красноцветных пролювиальных отложений, а в позднюю стадию — более тонкозернистых аллювиальных и озерных отложений. В северной части Предалтайской зоны с позднемезозойским этапом связано заложение и развитие новообразованной ветви широких и плоских прогибов Котловины Больших Озер, образовавшихся за счет расчленения и опускания западной части обширного Хангайского поднятия. Для этих прогибов характерно накопление более тонкозернистых отложений аллювиальных и озерных фаций и более пологое их залегание.

В Предалтайской системе приразломных прогибов с заключительной стадией позднемезозойского тектонического развития было связано образование приразломных линейных складок, а также брахиформных и коробчатых синклиналей, горст-антиклиналей и многочисленных разломов: сбросов, сбрососдвигов, надвигов и небольших шарьяжей. Последние преимущественно развивались в зоне сочленения структур прогибов и поднятий. Вдоль системы чешуйчатых надвигов и шарьяжей в Предалтайской зоне наблюдалось надвигание небольших чешуй верхнеюрских отложений на нижнемеловые, а также палеозойских и докембрийских пород на мезозойские отложения.

С позднемеловым временем связано накопление маломощного комплекса красноцветных и пестроцветных озерных отложений, ознаменовавших собой особый этап платформенного развития территории. Для этого этапа характерно затухание тектонических движений, постепенное выравнивание горного рельефа, еще продолжавшего существовать в раннем мелу.

В эту эпоху довольно четко обособливаются две крупные структурные зоны общего широтного простирания (рис. 3) — область пологого поднятия на севере МНР и обширная Гобийская синеклиза на юге, в пределах которой накопился почти сплошной чехол платформенных отложений позднего мела и палеогена, общая мощность которого составляла от первых сотен до 1000 м (Шувалов, 1973, 1975). Изучение состава платформенных отложений, их фаций и многочисленной фауны свидетельствует о том, что на юге Монголии, в пределах обширной Гобийской впадины в различные отрезки позднемелового и палеогенового времени располагались многочисленные малые и большие озерные бассейны с пресноводной и солоноводной фауной, окружавшиеся аллювиальными и денудационными равнинами.

На юго-востоке Гоби в середине позднего мела существовали, видимо, прибрежноморские озерные бассейны, имевшие связь с морским заливом, располагавшимся в Северо-Восточном Китае (Сунляо). Об этом свидетельствуют находки зубов акул, некоторых видов остракод и моллюсков в позднемеловых отложениях Юго-Восточной Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсболд Р. Биостратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела Гобийской части МНР. «Наука», 1972.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Девяткин Е. В., Нагибина М. С., Хосбаяр П. Мезозойские структуры активизации. Западная Монголия.— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. эксп., вып. 11). «Наука», 1975.
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Дуранте М. В., Шишкин М. А. Опорный разрез верхнего палеозоя Южной Монголии с первыми представителями лабиринтодонтов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 7.
- Зоненшайн Л. П., Кипарисова Л. Д., Окунева Т. М. Первая находка морских триасовых отложений в Монголии.— Докл. АН СССР, 1971, 199, № 7.
- Зоненшайн Л. П., Маринов Н. А., Моссаковский А. А., Томуртоого О., Амантов В. А. Триасовая система.— В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. Стратиграфия. «Недра», 1973.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, 1971, № 4.
- Маринов Н. А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. Изд-во АН СССР, 1957.
- Мартинсон Г. Г. О стратиграфии юрских и меловых отложений Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 12.
- Мартинсон Г. Г., Шувалов В. Ф. Стратиграфическое расчленение верхней юры и нижнего мела Юго-Восточной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 10.
- Мартинсон Г. Г., Сочава А. В., Барсболд Р. О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии.— Докл. АН СССР, 1969, 189, № 5.
- Моссаковский А. А., Томуртоого О. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— Докл. АН СССР, 1972, 206, № 5.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, 1970, № 6.
- Нагибина М. С. Позднемезозойские структуры Восточной Монголии.— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 11). «Наука», 1975.
- Нагибина М. С., Антипов М. П. Соотношение ранне- и позднемезозойских структур в бассейне Керулена (Северо-Восточная Монголия).— Геотектоника, 1977, № 4.
- Нагибина М. С., Бадамгарав Ж. Новые находки раннемеловой фауны в Центральной Монголии.— Докл. АН СССР, 1974, 214, № 6.
- Нагибина М. С., Бадамгарав Ж. Тектоника Сайхан-Обинского прогиба Центральной Монголии.— Геотектоника, 1974, № 2.
- Нагибина М. С., Бадамгарав Ж. Стратиграфия позднего мезозоя Северо-Восточной Монголии.— В кн.: Стратиграфия мезозоя Монголии (Труды Совм. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 13). «Наука», 1975.
- Нагибина М. С., Девяткин Е. В., Шувалов В. Ф. Основные черты мезозойской и кайнозойской тектоники и магматизма Монголии (Тез. док.).— В кн.: Материалы научной конференции, посвященной XXX летию геологической службы МНР. Улан-Батор, 1970.
- Сочава А. В. Яйца динозавров из верхнего мела Гоби.— Палеонт. журн., 1969, № 4.
- Станкевич Е. С., Сочава А. В. Остракоды сеномана Монголии.— В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. палеонтол. экспед., вып. 1). «Наука», 1974.
- Томуртоого О. Тектоника и история развития Орхонской впадины (Север Центральной Монголии).— Геотектоника, 1972, № 12.
- Фрих-Хар Д. И. Позднемезозойские вулканы Монголии.— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 11). «Наука», 1975.
- Хосбаяр П. Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Западной Монголии.— Докл. АН СССР, 1973, 208, № 6.
- Шувалов В. Ф. Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях юго-восточных районов Монгольского Алтая.— Докл. АН СССР, 1968, 179, № 1.
- Шувалов В. Ф. О верхнеюрских красноцветных континентальных отложениях Монголии.— Докл. АН СССР, 1969, 189, № 5.
- Шувалов В. Ф. Основные этапы развития мезозойских структур Центральной Монголии.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Шувалов В. Ф. Структуры платформенного этапа развития Монголии (поздний мел — палеоген).— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 11). «Наука», 1975.
- Шувалов В. Ф., Чхиквадзе В. М. Бамбу-Худук — новое крупное местонахождение верхнемеловых черепов на юго-западе Монголии.— Сообщ. АН Груз. ССР, 1974, 76, № 2.
- Шувалов В. Ф., Чхиквадзе В. М. Новые данные о позднемеловых черепках Южной Монголии.— В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. «Наука», 1975.
- Berkey Ch., Morris Fr. Geology of Mongolia.— Amer. Mus. Nat. Hist., 1927, 2.

КОНТРАСТНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ МОНГОЛИИ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

В Монголии широко развиты вулканогенные ассоциации, которые сложены изверженными породами, резко различающимися по составу. Они формировались при практически неизменных геологических условиях непрерывно во времени. Это позволяет рассматривать подобные ассоциации как контрастные. Примерами могут служить пермская и триасовая ассоциация Орхон-Селенгинского прогиба, пермские ассоциации Предхэнтейского прогиба и Центральной Монголии, позднемезозойская ассоциация Восточной Монголии и т. д.

Указанные ассоциации, будучи разобщены пространственно и во времени, обладают рядом общих признаков, позволяющих говорить о сходстве их петрогенезиса. Нами они рассмотрены на примере верхнепалеозойских вулканогенных образований юга Монголии и позднемезозойских вулканогенных пород Центральной и Восточной Монголии (рис. 1).

Для позднемезозойской ассоциации характерна постепенная смена во времени образований основного состава кислыми через промежуточные разности — трахиандезитового и дацитового состава (рис. 2). При этом последние уступают по объему основным и кислым породам. Подобные соотношения наблюдались нами в районе Гал-Шарыйн-Ула, у сомонов Тэбшин-Ширэ, Дархан, у пос. Бэрхе, Цаган-Дэльгер. Вместе с тем для этой ассоциации известны разрезы, в которых кислые вулканиты непосредственно сменяют основные (районы Гал-Шарыйн сомона, Сергелен сомона).

Позднемезозойские вулканиты завершаются, как правило, магматическими образованиями кислого состава. Однако в ряде случаев наблюдалось прорывание их более молодыми дайками основного состава (районы пос. Бэрхе, Чойрена, сомона Баян-Мунх). Большинство определенных органических остатков из различных районов распространения рассматриваемой ассоциации указывают на верхнеюрско-нижнемеловой возраст.

Последовательность вулканических образований в пределах поля верхнепалеозойских вулканитов имеет более сложный характер. Они начинаются мощной толщей порфиров, тесно связанных с нижнекаменноугольной молассой (Геология МНР, т. I, 1973). Более высокие горизонты разреза, которые изучались нами в хр. Тост-Нуру и Ноен, содержат как основные, так и кислые по составу образования, однако в целом в них преобладают кислые породы. Толща туфов и туфолав кварцевых порфиров мощностью свыше 1700 м перекрыта серией покровов андезитов и андезито-базальтов, которые в свою очередь подстилают пачки тонкослоистых туфогенно-осадочных пород. Последние вверх по разрезу постепенно сменяются туфами и игнимбритами дацитового и липаритового состава, образующими мощную (свыше 1000 м) толщу. В ее строении отмечаются также и основные эффузивы, слагающие крупную линзу (до 100—150 м) в средней части толщи и которые, кроме того, довольно обычны в ее верхних частях, где, как правило, отмечается чередование различных по составу вулканитов. Венчается разрез вулканогенных образований серией базальтовых потоков мощностью до 150—200 м.

Таким образом, в составе верхнепалеозойской ассоциации наблюдается многократное чередование различных по составу пород, образующих элементарные контрастные наборы (см. рис. 2). Промежуточные по составу породы отмечаются только в связи с нижней толщей базальтоидов района Ноен сомона, где они представлены туфами и игнимбритами да-

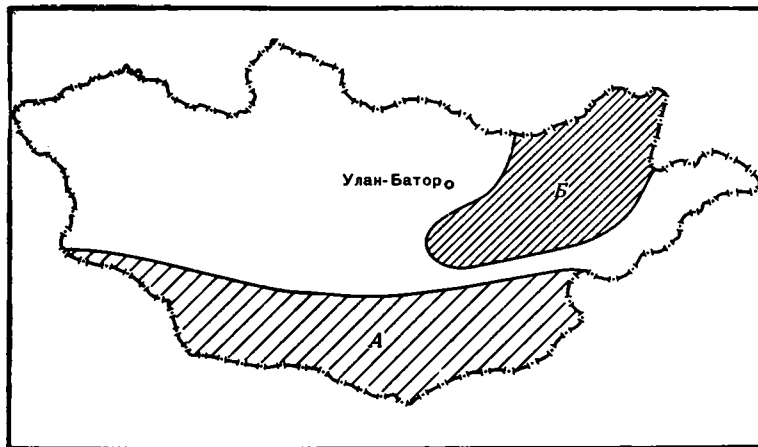


Рис. 1. Схема распространения полей позднемезозойской (Б) и верхнепалеозойской (А) контрастных ассоциаций

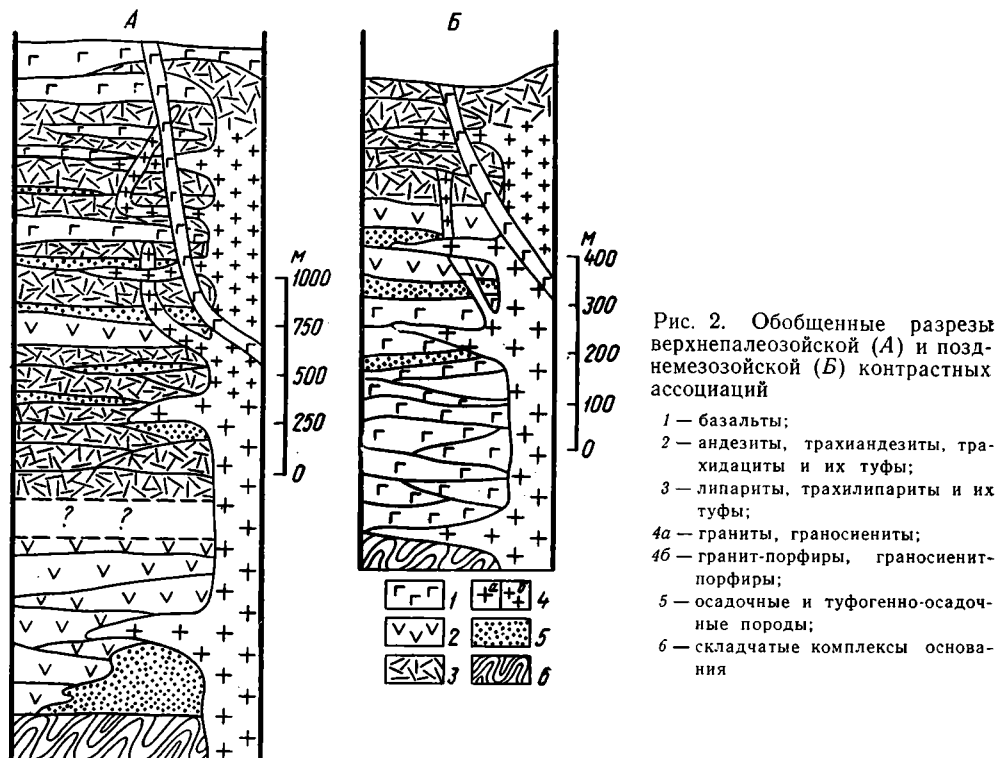
цитового состава. Выделенные подразделения разреза по простирацию достаточно выдержаны, однако изменяются по мощности и фациальному выражению. Возраст пород Ноенского района, по данным Н. С. Зайцева и др. (1973), характеризуется как средне-верхнекаменноугольный, однако для верхних частей разреза вулканитов предполагается более молодой нижнепермский возраст (Анатольева, 1974). А. Томуртоого (устное сообщение) в этих частях разреза была собрана флора предположительно верхнекаменноугольного возраста.

Сопоставление разрезов верхнепалеозойской и позднемезозойской ассоциации выявляет следующие их общие особенности. Развитие магматизма в них начинается с пород основного состава; кислые по составу образования появляются на средних и поздних стадиях формирования ассоциаций. Завершающими являются магматические образования основного состава. Промежуточные по составу породы представлены ограниченно и появляются во времени как связующее звено между основными и более поздними кислыми подразделениями ассоциаций. Кроме того, появление значительных объемов кислых магматических образований без переходных разностей происходит после известного перерыва в вулканической активности, что фиксируется терригенными толщами, разделяющими основные и кислые вулканиты; напротив смена кислых вулканитов основными во времени происходит практически без перерывов.

Рассматриваемые ассоциации характеризуются рядом общих особенностей геологического строения, позволяющих судить о геологических условиях их становления и в конечном счете о характере тектоно-магматических процессов.

1. Обе ассоциации занимают значительные площади, охватывая территории в десятки тысяч квадратных километров. Ареалы распространения отвечающих им пород по своей конфигурации представляют вытянутые поля: позднемезозойская ассоциация ориентирована в восток-северо-восточном направлении, верхнепалеозойская — в субширотном. Геологические особенности их строения практически не изменяются в пределах указанных полей, поэтому можно считать, что обе ассоциации возникли в результате активных однотипно проявившихся на большой площади магматических процессов.

2. Вулканогенные образования ассоциаций залегают резко несогласно на подстилающих образованиях и формировались в субаэральных условиях. Об этом свидетельствует наличие шлаковых корок потоков, обожженных бомб среди вулканитов, косая слоистость и резкая фациальная



изменчивость, а также находки ископаемой флоры среди осадочных пород.

3. В составе разрезов наряду с вулканогенными отмечаются и осадочные породы. Например, позднемезозойские базальты сменяются вверх по разрезу туфогенно-осадочными образованиями, сформировавшимися в континентальных водоемах. Такие разрезы наблюдаются в бассейнах рек Онон, Керулен, у сомона Гал-Шарыйн. В строении верхнепалеозойских вулканогенных толщ терригенные образования являются существенной составной частью, причем доля их по разрезу сильно варьирует. Они образуют несколько мощных осадочных и туфогенно-осадочных горизонтов, имеющих достаточно выдержанное распространение в разрезах ассоциаций и, кроме того, согласно перекрывают вулканогенный комплекс.

Эти данные свидетельствуют, что период формирования ассоциаций совпал с устойчиво проявленной тенденцией к прогибанию основания вулканических областей.

4. Ассоциации слагаются разнофациальными магматическими породами, связанными взаимопереходами, что особенно четко проявляется на примере продуктов кислой магмы. Так, в позднемезозойской ассоциации в районе Гал-Шарыйн сомона (рис. 3) кислые и щелочные вулканы слагают преимущественно экструзии, которые и в современном рельефе выражены положительными формами. Площадь отдельных экструзивных массивов от 0,2—0,3 до 20—50 км². Наиболее мелкие, расположенные к западу от массива Гал-Шарыйн-Ула в поле базальтоидов, выделяются как конусы, иглы, сложенные флюидальными трахилипаритами, липаритами. С некоторыми из этих тел связаны радиальные дайки.

Другие массивы — Дзун-Барга, Сум-Барга, Барун-Барга, Барун-Мандал-Обо — достигают значительных размеров. Их слагают как брекчиевые, так и массивные липариты и трахилипариты. По концентриче-

скому расположению брекчиевых пород здесь выявляются отдельные центры и жерла. Все другие магматические образования, в том числе считавшиеся ранее пермскими эффузивами породы кислого и щелочно-кислого состава, представляют рвущие залежи, среди которых различаются субвертикальные и пластовые тела.

Субвертикальные залежи представлены дайками различного простиранья, по составу соответствующими главным образом гранит-порфирам и граносиенит-порфирам. Однако здесь отмечаются и разности с аномальным для магматических пород химическим составом, и, прежде всего, исключительно высоким содержанием кремнекислоты (до 95%).

Пластовые интрузии исключительно широко распространены. Примером их развития служит массив Гал-Шарыйн-Ула (см. рис. 3). Этот массив имеет грубо концентрическое строение. В центре его, выраженном в рельефе понижением, выходят олигоклазовые крупно- и среднезернистые сиениты, граносиениты, сиенитовые и граносиенитовые порфиры. Отдельные разности в плане проявлены как линзы различной мощности и протяженностью от нескольких до сотен метров. Периферию массива, морфологически выраженную хребтами, слагают «эффузивно-подобные» олигоклазовые и санидиновые порфировидные, порфировые, стекловатые, брекчиевые и игнимбритообразные породы близкого состава, определенные предыдущими исследователями как пермские эффузивы. Они также слагают пологозалегающие линзы и пластины и обла-

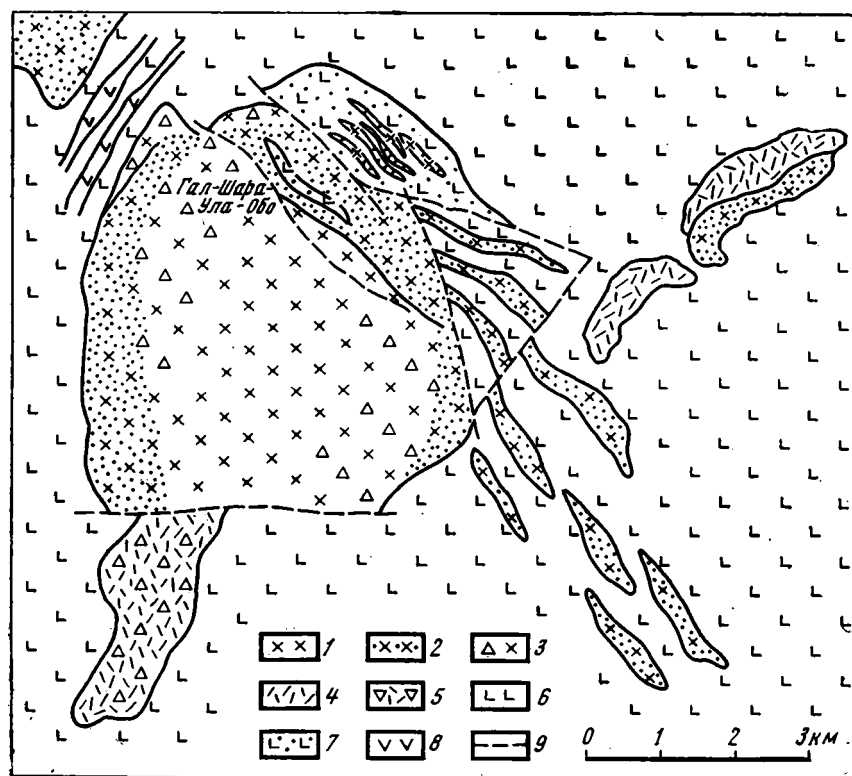


Рис. 3. Схема геологического строения Галшарыйнского массива. Составлена Д. И. Фрих-Харом, А. И. Лучицкой, Ж. Бадамгарав, 1973 г.

1—5 — интрузивные породы приповерхностной, субвулканической гипабиссальной фации: 1 — биотитовые плагиосиениты, 2 — сиенитовые и граносиенитовые порфиры, 3 — автомагматические брекчии сиенитового и граносиенитового состава, 4 — фельзитовые порфиры, 5 — липаритовые порфиры; 6—8 — вмещающие породы позднемезозойской андезито-базальтовой толщи: 6 — афировые базальты, 7 — порфировые андезито-базальты, 8 — андезиты; 9 — предполагаемые разломы

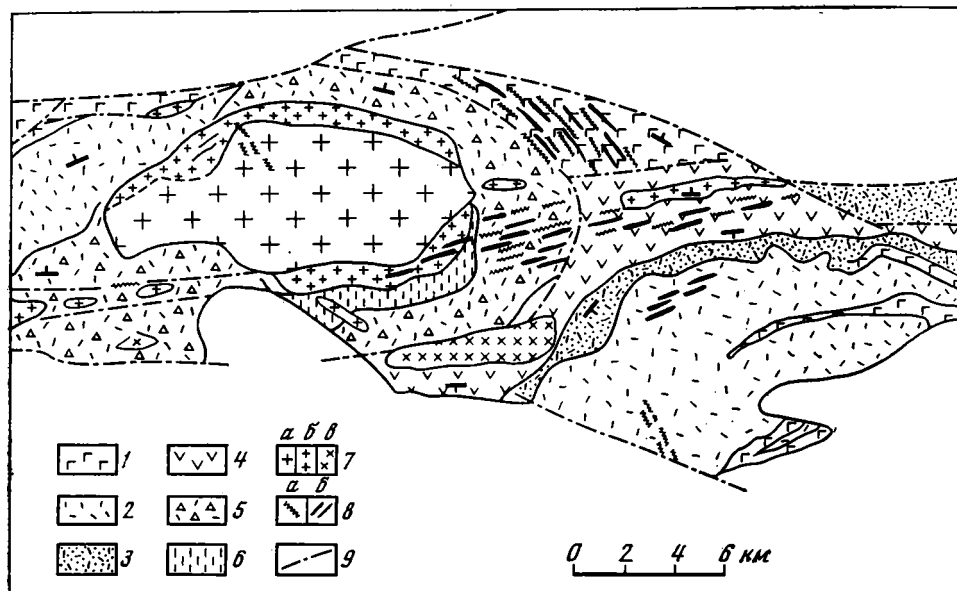


Рис. 4. Схема геологического строения хр. Тост-Нуру

1 — базальты и их туфы; 2 — ингимбриты, туфы, лавы липаритов; 3 — туфогенно-осадочные породы; 4 — андезиты и их туфы; 5 — туфолавы, туфы липаритов; 6 — роговики; 7 — интрузивные породы: а — граниты, б — гранит-порфиры, в — диориты; 8 — дайки: а — липаритов, б — порфиров и базальтов; 9 — разломы

дают симметричным в поперечном сечении строением, лишены шлаковых корок и бомб. Условия залегания и соотношения между всеми разностями пород, слагающими массив, позволяют рассматривать всю ассоциацию пород как близкоодновременное и генетически родственное образование. Интрузивная природа всей ассоциации определяется, с одной стороны, присутствием в ней полнокристаллических пород, с другой — наличием силлов и даек, расположенных внутри массива и среди вмещающих базальтоидов в непосредственной близости от него и сложенных породами аналогичными «эффузивоподобным» разностям массива. В этой ассоциации крупно- и среднезернистые порфировидные породы слагают гипабиссальную фацию, «эффузивоподобные» порфировые и стекловатые разности — субвулканическую и приповерхностную. Сходные соотношения между различными фациями наблюдались и в других участках распространения позднемезозойской ассоциации — у пос. Бэрхе, сомонов Цаган-Дэльгер, Уль-Баян-Мунх, Тумэн-Цогт и др.

Примером соотношений различных фаций в поле верхнепалеозойской ассоциации может служить крупный центр эндогенной активности в пределах хр. Тост-Нуру (рис. 4). Здесь крупная изометричная по форме интрузия гранитоидов окружена толщами кислых вулканитов, достигающих максимальной для этого района мощности. В составе вулканитов, помимо преобладающих ингимбритов, лавовых потоков, туфов, широко представлены агломераты, лахары, в обломках которых отмечаются породы субвулканических тел. Подобные тела в виде силлов, субогласных и резко секущих даек рассекают вулканогенную толщу. Секущие дайки группируются по простиранию в две системы субширотного и северо-западного направлений, которые пересекаются у массива гранитоидов. Вблизи массива дайки нередко сложены полнокристаллическими гранитами и гранит-порфирами, а на удалении — порфировыми и стекловатыми разностями. Доля субвулканических интрузий заметно сокращает-

ся к верхним частям разреза, где они представлены отдельными вертикальными телами и связанными с ними редкими пластовыми интрузиями.

Указанную совокупность магматических образований кислого состава в районе Тост-Нуру, по-видимому, следует рассматривать как продукт деятельности крупного вулкана центрального типа, центр которого фиксируется интрузией гранитоидов. Дайки базальтов и диабазов, рассекающие весь этот комплекс, отвечают наиболее верхним базальтам разреза ассоциации и подчеркивают временную общность пород кислой группы.

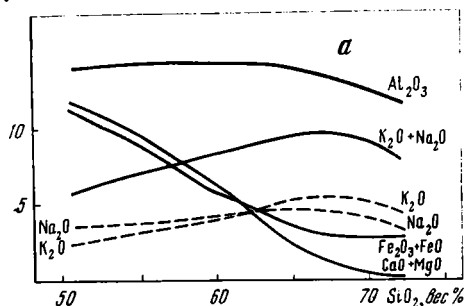
5. В объеме рассматриваемых ассоциаций не удается выделить региональных горизонтов или толщ, резко отличающихся по условиям залегания. Точно также нет данных о значительных перерывах в вулканической деятельности, так как несогласия, имеющиеся на отдельных участках скорее всего относятся к категории вулканических. Осадочные и туфогенно-осадочные толщи фациально сменяются вулканогенными образованиями, что свидетельствует о замирании вулканической деятельности лишь на отдельных участках, но не о полном ее прекращении по площади соответствующих вулканических областей. Следовательно, можно говорить о сохранении в течение всего времени формирования ассоциаций единообразия тектонического режима и фона магматической активности. Эти условия не нарушались ни в связи с изменением состава магматических продуктов, ни в связи со сменами режима магматической деятельности, в том числе и при становлении интрузивных фаций.

6. Соотношение объемов различных по составу пород, составляющих ассоциацию в целом более или менее выдержано по площади, однако выделяются участки преимущественного распространения пород определенного состава, а также участки их контрастного сочетания. Последние в ряде случаев сопряжены с подобными же более древними вулканогенными образованиями, что позволяет рассматривать их как узлы длительной магматической активности.

7. Контроль магматизма рассматриваемых ассоциаций — трещинный, что следует из анализа залегания и пространственного распространения различных фаций кислых и основных магматических продуктов. Так, породы основной группы обычно залегают в виде протяженных потоков мощностью 5—20 м и образуют стратифицированные толщи, которым свойственно моноклинальное залегание в отдельных блоках. Реже они отмечаются в виде силлов и секущих дайковых тел, причем массовое проявление последних связано с глубокими частями разреза ассоциаций и резко сокращается в верхних его горизонтах. Пространственный контроль дайковых тел осуществляется разломами, с которыми также связаны неки и вулканические центры, что в целом свидетельствует о трещинном контроле магматизма основного состава.

Среди пород кислой группы, экструзии, как правило, располагаются линейно, а в некоторых случаях можно наблюдать непосредственный переход их на глубину в дайковые залежи. Дайки нередко группируются в протяженные серии вдоль зон разломов, контролирующих также размещение крупных интрузий гранитоидов и вулканических центров. В ряде случаев подобные дайки непосредственно фиксируют трещинные каналы извержений. Так, у южного склона горы Рэгина (верхнепалеозойская ассоциация) вблизи дайки липаритов северо-западного простирания развиты покровы игнимбритов того же состава. Контакты дайки с игнимбритами местами резкие с четкой флюидалностью вдоль поверхности контакта, местами расплывчатые в связи с развитием автобрекчий в зоне эндоконтактов. Эти же брекчии отмечаются и в экзоконтакте, однако по мере удаления от интрузии количество обломков и их размеры сокращаются, и они постепенно исчезают в теле игнимбритов. Эти данные свидетельствуют о тесной связи покровной и дайковой фаций и о сложности фазовых изменений в области перехода из одних условий залегания в другие.

Вес %



Вес %

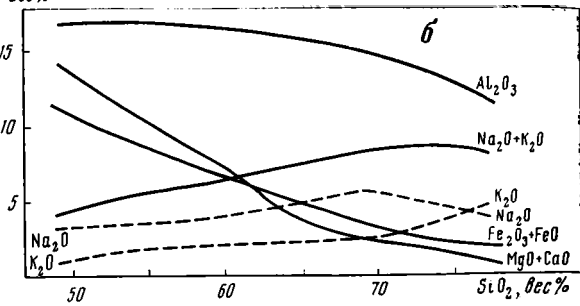


Рис. 5. Вариационные петрохимические диаграммы изверженных пород (а — позднемезозойская, б — верхнепалеозойская ассоциации)

Субвулканические и приповерхностные залежи встречаются, кроме того, в виде пластовых тел, приуроченных к трещинам отслаивания в стратифицированных толщах. Пластовый характер гипабиссальных интрузий устанавливается прямыми геологическими наблюдениями. В массивах отчетливо проявлено псевдослоистое строение; отдельные слои состоят из пород близкого состава, но различаются по структурно-текстурным признакам. Их ориентировка часто оказывается близкой к залеганию субвулканических и приповерхностных пластовых залежей того же состава в экзоконтактах массивов. Отметим также, что на всех уровнях разреза наблюдается сопряженность тел, выполняющих субпластовые и субвертикальные трещины.

8. Для рассматриваемых ассоциаций характерны тесная связь образований различного состава, сближенность их в пространстве, закономерная смена во времени, которые свидетельствуют о парагенетических соотношениях пород, возникновении их из одних магматических источников. Это положение подтверждается данными геохимии и петрохимии.

Верхнепалеозойская ассоциация по составу пород близка к щелочно-земельному, а позднемезозойская — к щелочно-щелочноземельному петрохимическим классам. Составы магматических продуктов очень разнообразны, однако главную массу составляют основные и кислые образования. Изменения составов в элементарных контрастных наборах шло от базальтов к липаритам по линии нарастания содержания кремнезема и щелочей и сокращения щелочноземельных элементов и железа. На петрохимических диаграммах им отвечают рои точек относительно простой структуры, вытянутые вдоль монотонно изменяющихся вариационных кривых (рис. 5). Составы пород из различных элементарных контрастных наборов укладываются в общую зависимость и не отклоняются от этих линий. Для полных наборов, включающих промежуточные породы, изменения составов представляются прерывисто-непрерывными, что позволяет рассматривать все магматические образования как продукт процесса дифференциации единой для конкретных ассоциаций исходной магмы. В результате этого процесса происходит накопление магматических масс кислого состава. В продуктах дифференциации, однако, сохраняются некоторые особенности составов исходных магм. В частности, сохраняется натриевый профиль и устойчивые высокие (выше кларковых) содержания золота в дифференциатах верхнепалеозойской ассоциации (см. рис. 5). В позднемезозойских магматических образованиях независимо от их основности выдерживается калиевый профиль и обнаруживаются близкие к гранитным кларкам содержания литофильных элементов Be, Sn, Nb, Zr, Pb, Ni.

Как видно, рассматриваемые ассоциации обладают многими общими особенностями, что свидетельствует о единообразии глубинных тектоно-

магматических процессов, приведших к их образованию. Существующие между ними различия, выраженные в количественных соотношениях между основными и кислыми составляющими, между вулканогенными и осадочными породами в условиях формирования покровных образований определяются теми особенностями формирования ассоциаций, которые связаны с тектоническим состоянием и развитием поверхностных структур рамы, а также, возможно, зависят от составов исходных расплавов. Для понимания специфики процессов, дифференциации магматического вещества укажем на некоторые общие особенности петрографического строения магматических образований этих ассоциаций. В частности, в них широко проявлены признаки кристаллизации на месте их становления. В базальтоидах наблюдаются занозистые и кружевные ограничения граней вкрапленников плагиоклаза, включения в фенокристаллах стекла и микролитов основной массы. Различаются отдельные стадии роста при кристаллизации из стекла порфировых выделений пироксена. В кислых эффузивах отмечаются скелетные формы вкрапленников кварца, санидина, плагиоклаза, сферолиты и фенокристы в них.

В интрузивных образованиях среди порфировых разностей наблюдаются скелетные фенокристы калиевого полевого шпата, олигоклаза, кварца, характерные обрастания оvoidных кристаллов плагиоклаза «рубашкой» калиевого полевого шпата. Известно полнокристаллическое строение изгибающихся линз и слоев, широко проявлены структуры тесного срастания — пегматитовая и пойкилитовая. В то же время для растущих кристаллов и их обломков отсутствуют признаки гравитационного перемещения в расплаве и на месте становления. Так, например, в пластовых интрузиях часто отмечается симметричная поперечная зональность, связанная с составом пород и структурно-текстурными характеристиками. Таким образом, механизм кристалло-гравитационной дифференциации не являлся ведущим при формировании пород рассматриваемых ассоциаций.

При описании ассоциаций отмечался расслоенный характер строения многих интрузий. Расслоение, проявленное в разных масштабах, фиксируется фьяммеподобными включениями стекла в граносиенит-порфирах, флюидальностью в стекловатых и плохо раскристаллизованных телах гранит-порфиров, линзами относительно раскристаллизованных пород (до средне- и крупнозернистого строения) в пластинах, сложенных порфировыми и стекловатыми разностями; наличием согласных пластин — слоев, различающихся структурой слагающих их пород и протяженностью (от нескольких до сотен метров). При этом характер контактов между слоями в большинстве случаев не подтверждают представления о последовательном внедрении магматического материала, слагающего различные пластины. Расслоение не могло произойти *in situ* в камерах становления интрузий после заполнения их магмой; сложный рисунок флюидальности и изогнутости линз свидетельствует о том, что магматический материал расслоился на глубине и поступал сюда уже разделенным.

Интрузивные образования непосредственно связаны с разнообразными по составу эффузивами, сформировавшимися близко одновременно и образующими выдержанные слои на поверхности. Поэтому можно заключить, что процесс глубинного расслоения магмы, фиксируемый интрузиями, определяет разнообразие пород рассматриваемых ассоциаций. Причина подобного глубинного расслоения магмы не может быть обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации уже потому, что отдельные пластины сложены стекловатыми породами. Кроме того, во всех породах отчетливо проявлены признаки образования и роста кристаллов уже на месте становления тел. В то же время наличие границ раздела между отдельными пластинами и линзами позволяют предположить ведущим в этом процессе расслоения механизм ликвации и дифференциации по законам течения потока.

Известно, что для оформления ликвационных слоев и линз значительного объема необходимы определенные условия, при которых происходит слияние ликвационных микрофаз, возникающих на начальных этапах процесса (Левинсон-Лессинг, 1949). Признаком, косвенно свидетельствующим о наличии подобных условий при формировании ассоциаций, является обилие пластовых тел, сопряженных с субвертикальными залежами и образующих при этом весьма протяженные и маломощные тела. Их образование можно объяснить лишь при допущении

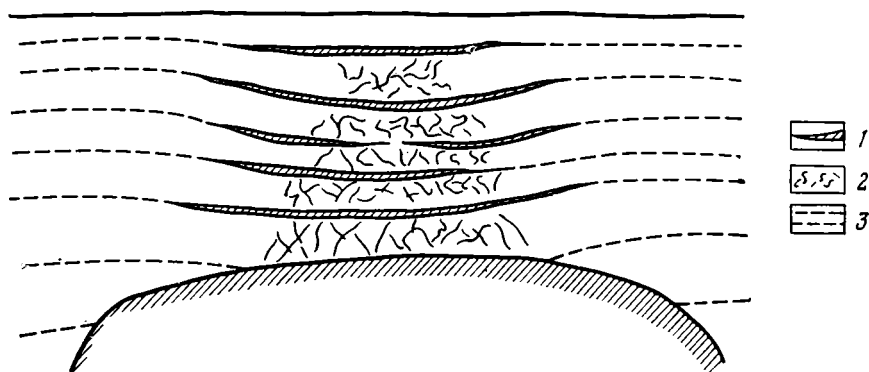


Рис. 6. Схема развития трещин отслаивания над областью пониженного давления
1 — трещины отслаивания, 2 — область повышенной трещиноватости, 3 — линии стратификации

изначального существования полостей, трещин, возникавших до внедрения магм без ее участия. Заполнения таких трещин магмой могло произойти при условии низкой вязкости расплава в случае наличия большой разности давлений между магматическим источником, с одной стороны, и в самой полости — с другой. Такой процесс легко представить себе по аналогии с некоторыми процессами, известными из горной механики. В соответствии с ее законами в блоке породы над пустотой (горной выработкой) возникают трещины за счет сил литостатического давления в результате проседания и некоторого изгиба слоев, расположенных над зоной малой плотности (рис. 6). Данную модель можно применить и к рассматриваемому процессу. При этом мы принимаем, что зону существования магмы, представляющую собой, как известно, область разуплотнения, имитирует сама горная выработка, а объем коры над источником магмы — блок (целик) горных пород, расположенных над выработкой. И в модели и в магматических природных системах первоначальное давление в возникающих трещинах равно нулю. Если в случае горной выработки полости заполняются воздухом, давление которого в выработке (источник воздуха) близко к единице, то в природной системе они должны заполняться расплавом, который в источнике находится под колоссальным литостатическим давлением.

Можно предполагать, что благодаря большому перепаду давлений и вызванному этим уменьшению вязкости магмы, последняя в этом случае будет в состоянии быстро заполнять даже тонкие и протяженные трещины, связанные с питающей областью. Через открытые трещины она получит доступ к поверхности. Движение магмы должно способствовать образованию ликвационных слоев и линз. Получают объяснение и трещинный характер магматизма и наличие сопряженных субвертикальных и субгоризонтальных интрузий, разноглубинных, связанных взаимопереходами комагматичных тел; тенденция к опусканию, т. е. основные геологические особенности рассматриваемых ассоциаций.

- Анатольева А. И. Строение и состав пермского красноцветного вулканогенно-осадочного комплекса на юге Монголии.— Геол. и геоф., 1974, № 10.
 Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. «Недра», 1973.
 Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Дуранте М. В., Шишкин М. А. Опорный разрез континентальных отложений верхнего палеозоя и триаса Южной Монголии с первыми находками лабиринтодонт.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 7.
 Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Заозерной дачи и Денежкина Камня на Северном Урале. Избр. труды. Т. I. Изд-во АН СССР, 1949.

А. Т. Матреницкий

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЕРМСКИХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЯХ ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКОГО ПРОГИБА МОНГОЛИИ

Орхон-Селенгинский прогиб принадлежит к числу наиболее значительных позднепалеозойско-раннемезозойских структур Северной Монголии. Основные черты геологического развития этой вулканогенной структуры выявлены благодаря работам А. А. Моссаковского и О. Томуртоого (1972), В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкого (1973, 1974), Э. В. Михайлова и Р. А. Хасина (см. Геология МНР, т. II, 1973) и др. Автором совместно с Р. М. Яшиной в 1974—1975 гг. проводилось изучение интрузивных и вулканогенных пород этого прогиба, что позволило внести некоторые коррективы по строению и взаимосвязи указанных образований.

В результате интенсивной вулканической деятельности в пермское время были сформированы мощные толщи вулканогенных отложений прогиба, объединяемых в хануйскую серию, в пределах которой выделяются четыре согласно пластующиеся свиты. Нижняя свита, представленная эффузивными образованиями среднего и основного состава и относимая А. А. Моссаковским к началу перми, состоит в основном из трахибазальтов, трахиандезитов, реже андезитов и базальтов с подчиненным количеством туфов и туфобрекчий, с горизонтом базальных туфо- и лавоконгломератов. Свита имеет незначительное распространение в пределах междуречья рек Орхона и Селенги — в бассейне р. Хануй-Гол и в районе горы Ихэ-Ула. Эта свита перекрывается, согласно залегающей, свитой кислых эффузивов, изученных В. В. Кепежинскас в районе горы Хусутай-Обо. На отдельных участках (хр. Хэрэмту-Нуру), прилегающих к поднятиям раннекаледонского фундамента, автором совместно с О. Томуртоого и Р. М. Яшиной в основании свиты кислых эффузивов выявлен маломощный горизонт лавобрекчий, содержащий гальку нижележащих андезитов, а также вулканогенных и интрузивных пород. Свита представлена в основном липаритами, трахилипаритами, их туфо-лавами, туфами, туфобрекчиями и игнимбритами, в подчиненном количестве присутствуют дацитовые и андезитовые лавы. Характерной особенностью пород кислой свиты (по В. В. Кепежинскас) является отсутствие в заметных количествах цветных компонентов, что определило их лейкократовый облик. Далее вверх по разрезу она сменяется вулканогенно-осадочной свитой, состоящей из туфобрекчий, туфитов, туфопесчаников, туфоалевролитов с пачками кремнистых пород. Верхнюю часть разреза составляет свита основных эффузивов, не имеющая резкой границы с вулканогенно-осадочной свитой. Она представлена базальтами, трахибазальтами, часто миндалекаменными, переслаиваю-

щимися с кремнистыми породами и туфами, с подчиненными дацитами и трахиандезитами.

Пермские эффузивные образования прогиба изучены достаточно детально. Однако по-прежнему остаются слабо исследованными субвулканические и интрузивные образования пермского и пермо-триасового возраста и их генетическая связь с вулканогенными породами прогиба. Впервые вопрос о связи субвулканических интрузий с различными эффузивными толщами был затронут В. А. Новиковым, А. Н. Новиковой, Б. Гурлаажавом и С. Цэвээинамжилом, которые выделили два субвулканических комплекса: верхнепермский — толбуригольский и триасовый — хусутайский, а также триасовый хоуланский интрузивный комплекс.

Приведем краткую характеристику выделенных указанными исследователями комплексов, а также некоторые новые данные, полученные автором совместно с Р. М. Яшиной, позволяющие уточнить последовательность формирования интрузивного и эффузивного магматизма этого района.

К толбуригольскому субвулканическому комплексу отнесены все межпластовые силловые тела диабазов, диабазовых порфиров, долеритов, габбро-диабазов, широко распространенных на правобережье р. Селенги и образующих зону широтного простиранья, протяженностью до 100 и шириной до 10 км, при самой различной мощности тел (до 100 м). Подобные силловые тела отмечались ранее для верхней базальтовой толщи, а некоторые исследователи (Геология МНР, т. II, 1973) относят данные субвулканические образования к наиболее ранним проявлениям интрузивного комплекса.

В результате работ, проведенных нами в бассейне рек Нарин-Толбури-Гол и Ихэ-Толбури-Гол, были исследованы отложения вулканогенно-осадочной свиты и свиты основных эффузивов верхней перми и согласно залегающих в них силловых тел диабазов, диабазовых порфиров, габбро-диабазов. В наиболее мощных телах центральные их части представлены пироксеновыми габбро. Все эти породы, наиболее отчетливо это видно в Западном Нарин-Толбуригольском массиве, прорываются интрузией оливиновых габбро, габбро-диоритов и сиенитов. Рвущие тела габброидов отмечены В. В. Кепежинским в бассейне р. Хануй-Гол.

Приведенные материалы позволяют выделить два поколения габброидных пород верхнепермского возраста Орхон-Селенгинского прогиба: 1) субвулканические межпластовые тела, связанные с излияниями базальтовых лав, и 2) более поздние рвущие интрузивные тела, представленные оливиновыми габбро, сиенито-диоритами и сиенитами пермского возраста.

Хусутайский субвулканический комплекс представлен штоками и дайками щелочных и субщелочных сиенит-порфиров, выделенный, как указывалось выше В. А. Новиковым и другими исследователями, в вулканогенную серию нижнего триаса, связанную со свитой кислых и основных эффузивов. Принадлежность этого комплекса к нижнему триасу обосновывается ими на основании обнаружения мощного (до 400 м) горизонта лавоконгломератов в бассейне р. Могойн-Гол (бассейн р. Хануй-Гол), где они налегают на измененные граносиениты и содержат их окатанную гальку и глыбы, которая отнесена к граносиенитам пермотриасового селенгинского комплекса. Дополнительное изучение этого разреза, проведенное нами, показало, что эта галька принадлежит гранитам среднего палеозоя (возможно, девона). Последнее, наряду с выявленными ранее нижнепалеозойскими образованиями, достаточно широко распространены на данной территории, где имеются поднятия древнего фундамента. Поэтому нет достаточных данных для отнесения к триасу толщи основных и кислых эффузивов бассейна

р. Хануй-Гол, возраст которых определен А. А. Моссаковским, О. Томуртоого и В. В. Кепежинским как нижняя пермь.

При изучении аналогичных эффузивных пород на других участках поднятий складчатого фундамента (районы горы Хо-Улан-Ула, сомона Тарелян, р. Ихэ-Толбури-Гол) в пределах кислой толщи нижней перми нами выявлены лавы щелочных липаритов и комендитов. На горе Хо-Улан-Ула обломки щелочного амфибола присутствуют также в игнимбритах.

При картировании нами Асхатуингольского массива (район сомона Тарелян) в граносиенитовой интрузии пермо-триасового возраста, прорывающей толщу кислых эффузивов, обнаружены крупные ксенолиты щелочных липаритов, комендитов, в которых наблюдаются согласные тела щелочных гранит-порфиров, что, по-видимому, может служить основанием для отнесения этих образований к пермскому возрасту.

К ниже-среднетриасовому хоуланскому интрузивному комплексу Б. Гурлаажавом, С. Цевэинамжиллом, В. А. Новиковым отнесены щелочные граниты горы Хо-Улан-Ула и массива, расположенного в верховьях р. Ихэ-Толбури-Гол, приуроченные к свите кислых эффузивов. Причем не обнаружено никаких взаимоотношений с пространственно разобщенными граносиенитовыми интрузиями пермо-триаса. При изучении этих массивов нами были также выявлены все переходные разности от щелочных липаритов через щелочные гранит-порфиры к мелко- и среднезернистым щелочным гранитам. По нашему мнению, толще кислых эффузивов нижней перми соответствуют как согласные, так и рвущие субвулканические тела щелочных гранит-порфиров и небольшие изометричные штоки щелочных гранитов. Все эти образования могут быть объединены в единую вулканоплутоническую ассоциацию липарт — трахилипарит — комендит — сиенит-порфир — щелочной гранит, аналогичную выделенной ранее в пределах Нумургинского массива (Яшина и др., 1973). Этот массив расположен на западном продолжении Орхон-Селенгинского прогиба и приурочен к Хангайской системе субширотных разломов. Абсолютный возраст пород этой ассоциации по данным указанных авторов колеблется для вулканитов от 288 ± 9 до 266 ± 10 млн. лет, а для порфировидных сиенитов и щелочных гранитов 262 ± 9 и 254 ± 10 млн. лет, что соответствует нижней и началу верхней перми. Таким образом, данная ассоциация пород, широко развитая в пределах центральной и западной части Орхон-Селенгинского прогиба, проявлена также и на его западном продолжении в небольших наложенных мульдах с пермскими вулканитами. Помимо рассмотренных субвулканических образований в западной части прогиба присутствуют многочисленные тела сиенит-порфиров и гранит-порфиров, связанные с внедрением крупных интрузивных масс граносиенитов пермо-триасового возраста, но недостаточно еще изученные.

Таким образом, в Орхон-Селенгинском прогибе можно выделить две вулканоплутонические ассоциации пермского возраста: 1) нижнепермская, липарит — трахилипарит — комендит — сиенит-порфир — щелочной гранит, образующая небольшие поля в краевых частях прогиба, на выступах фундамента и обрамляющих поднятиях (Хангайское); 2) верхнепермская, базальт — габбро-диабазовая, широко развитая во внутренних зонах западной части прогиба. Для этих ассоциаций характерна тесная сопряженность эффузивных, субвулканических и интрузивных образований, их подчиненность единому структурному плану, близость вещественного состава в пределах каждой ассоциации пород.

- Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. «Недра», 1973.
- Кепежинскас В. В., Луцкий И. В.* Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 7). «Наука», 1973.
- Кепежинскас В. В., Луцкий И. В.* Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 8). «Наука», 1974.
- Михайлов Э. В.* Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии.— В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 4). «Наука», 1971.
- Моссаковский А. А., Томуртоого О.* Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— Докл. АН СССР, 1972, 206, № 5.
- Яшина Р. М., Павлов В. А., Аракелянц М. М.* История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 6.

Р. М. Яшина

ХАРАКТЕРНЫЕ ПРИЗНАКИ ЩЕЛОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

За последнее десятилетие достигнуты большие успехи в изучении провинций и ассоциаций щелочных пород. Они отражены в крупных монографических работах, посвященных описанию щелочных массивов, щелочных провинций и формаций, отдельных серий пород и связанных с ними месторождений. Попытки формационного анализа щелочных пород производились на различной исходной основе: петрогенетической (Воробьева, 1960; Шейнман и др., 1961; Бородин и др., 1970; Бородин, 1974), геолого-петрографической (Нурлыбаев, 1973), петролого-тектонической (Павленко, Ильин и др., 1969; Павленко, Филиппов, Орлова, 1974), а также на сравнительном анализе особенностей состава и строения разновозрастных щелочных ассоциаций и их связи с развитием вмещающих геологических структур (Луцкий, 1963; Бутакова, 1969; Яшина, 1974, 1975). Вследствие этого известные в литературе схемы формационного расчленения щелочных пород практически несопоставимы, поскольку для этих целей необходима единая классификационная основа.

Подход к формационному анализу как комплексному методу исследования естественных ассоциаций изверженных горных пород требует выявления совокупности их признаков: возрастных, структурно-геологических, петрографических, петрохимических, геохимических и металлогенических. Данные признаки позволяют обосновать выделение самостоятельных формаций, производить сопоставление и типизацию, а также выявлять их потенциальную рудоносность и промышленную перспективность.

При формационном расчленении щелочных пород Северной Монголии автор исходил из представления о конкретной магматической формации (Херасков, 1963; Кузнецов, 1964), породы которой образуют геологические тела, формировавшиеся в сходных условиях, тесно взаимосвязанные в пространстве и во времени. Необходимость такого подхода диктовалась спецификой щелочного магматизма, который происходит только в определенное геологическое время, отвечавшее эпохам текто-

но-магматической активизации древних консолидированных структур земной коры. Подобные эпохи проявлялись неоднократно в форме интенсивных разломно-глыбовых движений, а также в мощном развитии континентального вулканизма и приразломного интрузивного магматизма.

Выделенные автором щелочные формации представляют собой закономерные ассоциации интрузивных и контактно-реакционных магматических пород, а также сопровождающих их метасоматических образований. Они слагают единые геологические тела — массивы, связанные общностью структурного положения, времени и условий образования. Каждая формация обладает своими характерными признаками, которые в совокупности определяют ее петро-геохимические черты и металлогеническое значение. Ниже дается краткая характеристика щелочной провинции Северной Монголии и ее разновозрастных щелочных формаций на основе изучения 15 массивов, проведенного автором при работе в составе Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР в период 1968—1974 гг.

Щелочная провинция Северной Монголии находится в области сочленения крупных выступов протерозойского фундамента (Сангиленский, Дэлгэр-Мурэнский, Хамардабанский) с раннекаледонскими складчатыми сооружениями Юго-Восточного Саяна, Восточной Тувы, Прихубсугуля и Идэрской зоны (рисунок). Консолидация этих древних структур произошла в конце кембрия после мощного проявления нижнепалеозойского гранитоидного магматизма (Тектоника МНР, 1974).

В пределах провинции известно более 30 щелочных массивов, площадью от 0,2 до 40 км² (Лувсанданзан, Хасин, 1966; Павленко, Ильин и др., 1969; Павлов, Яшина, 1970; Павленко, Быховер, 1971; Яшина и др., 1973; Павленко и др., 1974), отличающихся большим разнообразием строения и состава. Они сложены разновозрастными гетерогенными сериями интрузивных пород: габбро-сиенитовой, габбро-тералит-ювит-фойяитовой, ийолит-уртитовой, сиенит-нефелинсиенитовой и сиенит-щелочногранитной.

Сравнительное изучение гранитоидных и щелочных массивов позволило уточнить общую схему развития интрузивного магматизма и выявить его особенности в пределах Северной Монголии. Оказалось, что для этой территории характерен наиболее полный возрастной ряд палеозойских интрузивных формаций, формировавшихся как до консолидации раннекаледонских складчатых систем, так и после при наложении на них средне- и верхнепалеозойских движений, сопровождавшихся проявлением разнообразного интрузивного магматизма (табл. 1). Для последнего, несмотря на его многоэтапный прерывистый характер, устанавливаются некоторые общие черты: 1) приуроченность большинства интрузивных массивов к древним разломам или оперяющим их тектоническим нарушениям; 2) присутствие как в нижнепалеозойских габбро-диоритовых, так и в девонских гранитных массивах поздних дифференциатов повышенной щелочности; 3) многофазность интрузивного процесса и значительная дифференцированность интрузивных тел вплоть до образования слабо расслоенных или зонально-кольцевых структур; 4) наличие закономерного ряда разновозрастных и разнотипных щелочных формаций: нижнедевонская (400—396±12 млн. лет)¹ — щелочных габбро, тералитов, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов; каменноугольная (325—300±10 млн. лет) — сиенит — нефелинсиенитовая (от кварц- и плагиоклазсодержащих сиенитов до существенно калишпатовых, нефелинсодержащих и нефелин-содалитовых сиенитов с эгирином и арфведсонитом); позднепермская (250—260±10 млн. лет) —

¹ Данные о геологическом и абсолютном возрасте приведены в статье «История формирования и абсолютный возраст гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии» (Яшина и др., 1973).

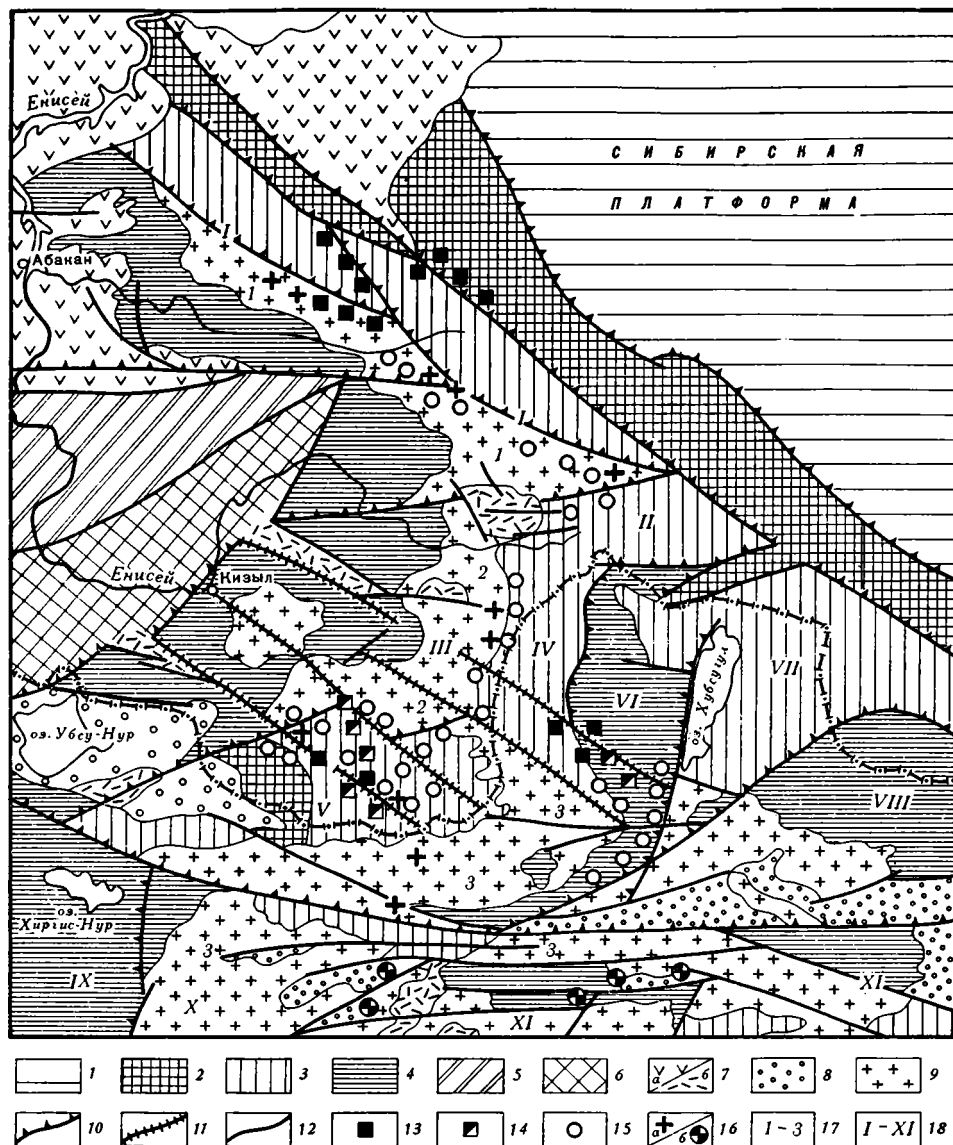


Схема размещения формаций щелочных пород в структурах Восточного Саяна, Восточной Тувы и сопредельной территории Монголии

1 — Сибирская платформа (чехол); 2 — структуры ограничения платформы и выступы фундамента; 3 — область байкальской (рифейской) складчатости и выступы байкалид; 4 — область раннекаледонской (кембрийской) складчатости; 5 — каледонская (силурийская) складчатая система Западного Саяна; 6 — среднепалеозойский унаследованный Тувинский прогиб; 7 — девонские орогенные прогибы и впадины: а — с проявлением щелочно-базальтового вулканизма (D₁), б — с преобладанием вулканитов кислого состава; 8 — пермские орогенные прогибы, мулдьы и грабены; 9 — нижне- и среднепалеозойские гранитоиды; 10 — межструктурные глубинные разломы; 11 — трансструктурные разломы; 12 — крупные региональные разломы; 13—16 — формации щелочных пород: 13—14 — щелочных габбро, нйолит-уртитов, фойяитов и сиенитов (13 — массивы габбро-сиенитовые, 14 — массивы нйолит-уртитовые); 15 — сиенит-нефелинсиенитовая; 16 — щелочных гранитов и сиенитов: а — дайковые проявления в разломах, б — гипабиссальные интрузивные массивы и субвулканические тела; 17 — пояса гранитоидных пород: 1 — Восточносаянский, 2 — Восточнотувинский, 3 — Северомонгольский; 18 — байкальско-раннекаледонские структуры: I — Восточный Саян, II — Юго-Восточный Саян, III — Восточная Тува, IV — Дэлгэр-Мурэнское поднятие, V — Сангиленский массив, VI — Хубсугульский синклиниорий, VII — Хамар-Дабан, VIII — Джидинская зона, IX — Озерная зона Западной Монголии, X — Дзабханская зона, XI — Идэрская зона Северной Монголии

Таблица 1

Палеозойский интрузивный магматизм в эпигеосинклинальных структурах Северной Монголии

Геологическое время	Древние консолидированные поднятия		Эпидеонское консолидированное поднятие	Наложенные верхнепалеозойские орогенные структуры	
	докембрийское	эпикембрийское		Хангайское поднятие	Орхон-Селенгинский вулкано-генный прогиб
	Дэлгэр-Мурэнское	Хубсугульское	Идэрское		
P ₂	Дайки сиенит-порфиров и гранит-порфиров в зонах долгоживущих разломов		Дайки сиенит-порфиров, интрузии щелочных гранитов и порфировидных сиенитов	Вулкано-плутоническая ассоциация состава: трахипарит — комендит — сиенит-порфир — щелочной гранит	Субвулканические межпластовые тела микрогаббро и интрузии габбро-сиенитов
P ₁					Субвулканические секущие тела сиенит-порфиров и щелочных гранитов
C ₁₋₂	Интрузивные массивы сиенит — нефелинсиенитовые (узлы пересечения разломных систем)		Заложение и развитие наложенных терригенных прогибов		
D ₂₋₃	Крупные приразломные массы интрузивных лейкократовых гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов		Обширные поля и межформационные интрузии лейкократовых гранитов и аляскитов	Останцы лейкократовых гранитов и аляскитов на выступах фундамента	
D ₁ и часть D ₂	Интрузивные массивы щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов (зоны глубинных разломов фундамента)		Заложение и развитие наложенных вулканогенных прогибов		
S и часть 0	Перерыв в осадконакоплении и магматической деятельности (устойчивое древнее поднятие)				
Є ₃ —0	Интрузивные массивы габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов с поздними микроклиновыми гранитами		Батолитоподобные массы диоритов и гранодиоритов с поздними интрузиями нормальных гранитов		
Є ₁₋₂	Единичные интрузивные массивы габбро-пироксенитов и габбро		Останцы габброидных пород среди нижнепалеозойских гранитоидов		

щелочных гранитов и сиенитов. Ниже рассматриваются наиболее характерные особенности состава и строения разновозрастных щелочных формаций, которые могут быть положены в основу их сопоставления и типизации.

Формация щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов распространена в юго-западной части Прихубсугульского складчато-глыбового поднятия и представлена мелкими интрузивными массивами, площадью до 35 км², залегающими преимущественно среди докембрийских сланцево-карбонатных пород. Размещение массивов контролируется тектоническими нарушениями, оперяющими трансструктурный (Уджигингольский) глубинный разлом, пересекающий Хубсугульский синклинорий, Дэлгэр-Мурэнский антиклинорий и Сангиленский срединный массив Юго-Восточной Тувы. Пространственная приуроченность щелочных интрузивов нижедевонской формации к этому линейному элементу чрезвычайно характерна. Для данной формации типичны контрастно дифференцированные серии пород: габбро-сиенитовая (Додтамгольский массив), ийолит-уртитовая (Дучингольские массивы), тералит-ювит-фойяитовая (Овэрмаратгольский массив). Наряду с этим распространены и монофазные интрузивные тела, сложенные только тералитами или фойяитами (Бэлтэсингольские и Сэрхэульские массивы). Строение отдельных щелочных массивов отличается большим разнообразием и нередко определяется локальными тектоническими условиями: приуроченностью их к узлам пересечения глубинных разломов или же к тектоническим ослабленным участкам вмещающих карбонатно-сланцевых толщ.

Перечисленные выше интрузивные серии пород обладают сходными петрохимическими признаками¹. Они недосыщены кремнекислотой и отличаются повышенной натровой щелочностью. При этом меланократовые породы обогащены железом, титаном, кальцием, меньше магнием и фосфором, а лейкократовые — щелочами и алюминием. Геохимическая специфика формации определяется присутствием единой типоморфной ассоциации акцессорных элементов, представленных Zr, Nb, Mn, Ti, Co, Ni, V, Cu, Zn, Ba, Ga, Sr, P. В ней практически отсутствуют бериллий, вольфрам и редкие земли, количество которых даже в поздних щелочных дифференциатах (фойяитах) не превышает 9 г/т. Уровень содержания циркония колеблется от 150 до 200 г/т, а ниобия от 20 до 25 г/т.

Своеобразие петрографического состава интрузивных массивов, сложенных щелочно-габброидными и щелочными породами, а также наличие в них типоморфной ассоциации элементов-примесей, обычной для основных пород земной коры (Виноградов, 1962), свидетельствует об образовании нижедевонской щелочной формации из глубинной оливин-базальтовой магмы, обедненной кремнекислотой и явно обогащенной глиноземом и натрием.

В ходе формирования контрастно-дифференцированных интрузивных серий происходило накопление в ранних щелочно-базитовых дифференциатах (габбро-пироксениты и габбро) таких петрогенных элементов, как железо и титан. Они входят в состав титаномagnetита, рудопоявления которого обнаружены в Додтамгольском и Овэрмаратгольском массивах. Для поздних лейкократовых дифференциатов, сильно недосыщенных SiO₂, характерно значительное увеличение содержания щелочей и глинозема вплоть до образования существенно нефелиновых пород — руд (ювиты, уртиты) и их крупных месторождений (Ильин, 1973; Яшина, Гарам, 1977). Таким образом, металлогеническое значение данной формации определяется главными петрогенными элементами

¹ Цифровой материал по содержанию петрогенных и акцессорных элементов-примесей приведен в книге «Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии», 1975.

ми (Na, Al, Fe, Ti), рудопоявления и месторождения которых возникли при формировании контрастно-дифференцированных серий пород.

Нижнедевонская формация щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов распространена не только в древних консолидированных структурах Северной Монголии. Ее близкие аналоги известны в байкальско-раннекаледонских складчатых системах Тувы (Яшина, 1975), Восточного Саяна (Богатилов, 1966), Байкальской Горной страны (Конев, 1962), Кузнецкого Алатау (Андреева, 1968) и Минусинской впадины (Лучицкий, 1963). При сопоставлении конкретных щелочных формаций этих регионов выявляются их общие характерные признаки: 1) приуроченность к жестким древним поднятиям и контроль щелочно-габброидного и щелочного магматизма трансструктурными или межструктурными глубинными разломами; 2) наличие дифференцированных интрузивных серий, представленных щелочно-базитовыми (габбро-пироксениты, габбро, тералиты, эссекситы, ийолиты) и щелочными салическими (уртиты, ювиты, фойяиты, сиениты) породами; 3) сходство минерального состава однотипных пород и их петрохимических особенностей: недосыщенность SiO_2 , повышенное содержание натрия по сравнению с калием, обогащенность меланократовых членов интрузивных серий Fe, Ti, Ca и реже Mg, а лейкократовых — щелочами и алюминием, значение которых возрастает с увеличением степени десиликации пород от сиенитов к фойяитам, ювитам и уртитам; 4) близость состава типоморфной ассоциации элементов-примесей (Zr, Nb, Mn, Ti, Co, Ni, V, Zn, Cu, Ba, Sr, P), среди которых практически отсутствуют Be, W, Mo и редкие земли, а содержание циркония и ниобия отличается низким уровнем; 5) металлогеническая специализация в отношении таких петрогенных элементов, как щелочи, алюминий, железо, титан и фосфор; 6) наличие месторождений титано-магнетита (габбро-сиенитовые массивы) и нефелина (габбро-тералит-уртитовые, ийолит-уртитовые, ийолит-ювит-фойяитовые и ювит-фойяитовые массивы). Данные признаки могут послужить основой для выделения обобщенного формационного типа, отражающего особенности развития натрового оливин-базальтового магматизма в условиях древних поднятий, вовлеченных в разломно-глыбовые орогенические движения.

Сиенит — нефелин-сиенитовая формация представлена многочисленными интрузивными массивами трещинного типа, расположенными в области значительной переработки древнего поднятия Северной Монголии среднепалеозойскими орогенными движениями, которые завершились широким ареальным проявлением девонского гранитового магматизма. Он обусловил повторный метаморфизм и гранитизацию сланцево-карбонатных толщ верхнего рифея и нижнего кембрия. Огромные интрузивные массы гранитов (D_{2-3}) проникли во все ослабленные разломные зоны, сочленив воедино разломно-глыбовые орогенные структуры и превратив их в эпидевонское консолидированное поднятие.

Сиенитовые массивы распространены по периферии Северо-Монгольского гранитоидного пояса в пределах жесткой рамы метаморфизованных и гранитизированных верхнерифейско-кембрийских пород. Размещение массивов контролируется тектоническими нарушениями, опирающимися крупные региональные разломы (Уджигингольский, Сумбэрский, Эгыйнгольский, Эрхилнурский и др.), залеченные орогенными гранитами. Таким образом, характерным структурно-геологическим признаком сиенит — нефелин-сиенитовой формации является ее пространственная сопряженность с приразломными гранитоидными поясами и приуроченность к обрамляющим их эпидевонским консолидированным поднятиям, испытавшим в течение девона повторный метаморфизм и гранитизацию.

На строение и состав интрузивных массивов существенное влияние оказывала локальная тектоническая обстановка. Так, на участках мощ-

ного проявления гранитизации древних осадочно-метаморфических толщ (Хатгальский район) преобладают монофазные сиенитовые массивы инъекционного типа (от 0,2 до 10 км²), обычно вкомпанованные в слоисто-складчатую структуру вмещающих карбонатно-сланцевых пород. В этом случае лейкократовые щелочные сиениты сопровождаются контактно-реакционными меланосиенитами и сиенит-диоритами, слагающими эндоконтактные зоны массивов. В их пределах обнаружены поздние жильные тела щелочных граносиенитов и гранитов, содержащих эгирин, рибекит и астрофиллит. Относительно крупные многофазные интрузивные тела (до 40 км²), приуроченные к разломным узлам (Бурэнманханский, Хухучулуульский, Бурэнханобинский массивы Эрхилнурского района) отличаются более сложным строением и составом. В них помимо ранних кварцевых сиенитов или пуласкитов (I фаза), преобладают биотит-гастингситовые миаскиты (II фаза) и нередко появляются поздние тела эгирино-арфведсонитовых фойайтов (III фаза). Строение многофазных интрузивов осложняется контактно-реакционными и послемагматическими метасоматическими процессами. В приконтактных зонах с зеленосланцевыми толщами (Rf₂) или габбро-диоритами (Pz₁) возникают реакционные фации сиенит-диоритов и меланосиенитов. С послемагматической переработкой интрузивных пуласкитов и миаскитов связано образование мариуполитов, альбититов, эгиринитов, нефелин-полевошпатовых пород и метапегматитов.

Характерной петрографической особенностью данной формации является лейкократовый облик и преимущественно сиенитовый состав пород от кварц- и плагиоклазсодержащих до существенно микроклиновых (нордмаркиты), нефелинсодержащих (пуласкиты, миаскиты) и нефелин-содалитовых (агпайтовые фойайты). Все перечисленные породы обладают рядом общих петрохимических черт: во-первых, низким содержанием железа, магния, кальция, титана, марганца; во-вторых, повышенным содержанием щелочей (K, Na) и их накоплением (Na) только в поздних агпайтовых дифференциатах; в-третьих, значительным изменением степени глиноземистости и кремнекислотности пород.

Геохимическая специфика сиенит — нефелинсиенитовой формации определяется присутствием в преобладающих разновидностях пород сходной типоморфной ассоциации элементов-примесей: Sn, W, Mo, Zr, Nb, Ta, TR, Pb, Zn, Ag, Sr, Ba, содержание которых соответствует кларковому уровню в кислых породах земной коры (Виноградов, 1962). По сравнению с нижнедевонской щелочной формацией намечается явное увеличение концентрации циркония (300—400 г/т), ниобия (50—100 г/т) и особенно редких земель (550—650 г/т), в составе которых преобладает церий. Накопление редких элементов (Zr, Nb, TR) происходит в процессе формирования многофазных сиенит — нефелинсиенитовых массивов при образовании поздних агпайтовых дифференциатов — фойайтов, их пегматитов и автометасоматитов (мариуполиты, альбититы). С ними связаны рудопоявления таких редкометалльных минералов, как эвдиалит, ринколит, бритолит, пироксид и др. Они обнаружены автором и Д. Гарам в пределах щелочных массивов Юго-Западного Прихубсугуля: Хухучулуульском, Бурэнханобинском, Барунманханском. В последнем из них откартирована эндоконтактная полоса, протяженностью 5,6 км и шириной от 50 до 600 м, редкометалльных пегматитов, эгиринитов, мариуполитов и альбититов. Необходимо их специальное минералогическое-геохимическое исследование, опробование и предварительная оценка практической значимости.

Сиенит — нефелинсиенитовая формация распространена не только в южной части древнего поднятия Северной Монголии. Ее близкие аналоги известны в сопредельных регионах Восточной Тувы и Восточного Саяна. Здесь многочисленные массивы щелочных и нефелиновых сиени-

тов сосредоточены по восточной, северо-восточной и юго-восточной периферии Саяно-Тувинского гранитоидного пояса в пределах жесткой рамы докембрийских сланцево-карбонатных пород (Яшина, Борисевич, 1966; Коваленко, Пополитов, 1970; Павленко, Быховер, 1971; Костюк, 1974; Яшина, 1975). При сопоставлении сиенит — нефелинсиенитовых формаций разных регионов устанавливается существенное влияние на строение и состав массивов вмещающих осадочно-метаморфических пород и локальной тектонической обстановки. Так, в Восточной Тuve сиенитовые массивы приурочены главным образом к толще известковистых сланцев харальской свиты, где они образуют бескорневые магматические тела инъекционного типа, возникшие в результате сиенитизации и магматического замещения осадочно-метаморфических пород. Эти сиениты нигде не формируют единых массивов с девонскими (D_{2-3}) гранитами и, как правило, отсутствуют на участках гранитизации сланцевых толщ, где наблюдаются самостоятельные магматические тела граносиенитов, лейкократовых гранитов и аляскистов. Что касается нефелиновых сиенитов, то они образуют многочисленные трещинные интрузии, приуроченные к узлам пересечения крупных региональных разломов. Они прорывают девонские гранитоиды, оказывая на них интенсивное метасоматическое воздействие (фенитизация).

Автономные нефелинсиенитовые массивы, сложенные пуласкитами, миаскитами и эгирин-арфведсонитовыми фойяитами, известны также в пределах докембрийского массива Сангилен, где они залегают среди карбонатных толщ, тяготеют к межструктурным (Северо-Сангиленский, Агардагский) или сквозьеструктурным (Центрально-Сангиленские) разломным системам и обычно являются более поздними, чем девонские граниты. Последние пересекаются дайками нефелиновых сиенитов и жилами щелочных эвдиалитоносных пегматитов (район перевала Коргере-Даба).

В Юго-Восточном Саяне сиенит — нефелинсиенитовая формация более тесно сопряжена с девонскими гранитоидами, образующими сложно построенный и достаточно протяженный вулканоплутонический пояс (Гордиенко, 1969). Однако и здесь интрузивные массивы щелочных и нефелиновых сиенитов приурочены к тектоническим нарушениям, оперяющим Главный Саянский, Восточно-Саянский и Кандатский разломные швы. Таким образом, сиенит — нефелинсиенитовые интрузии Северной Монголии, Восточной Тувы и Восточного Саяна нельзя объединять в единую формацию с девонскими орогенными гранитами. Щелочной салический магматизм, связанный с коровыми очагами эвтектоидных сиенитовых и нефелинсиенитовых палингенных расплавов, имеет свои специфические особенности, которые проявляются прежде всего в образовании собственной интрузивной серии пород от кварц- и плагиоклазсодержащих сиенитов до нефелинсодержащих и нефелин-содалитовых с эгирином и арфведсонитом. Эта серия обладает общими петрохимическими признаками, а также сходной типоморфной ассоциацией элементов-примесей. Повышенная концентрация циркония, ниобия и особенно редких земель в поздних агпаитовых дифференциатах (фойяиты, пегматиты) и сопровождающих аутометасоматитах (мариуполиты, альбититы) определяет металлогеническое значение сиенит — нефелинсиенитовой формации как потенциального источника комплексных редкометалльных рудопроявлений.

Рассмотренные выше признаки сиенит — нефелинсиенитовой формации Саяно-Тувинско-Монгольского региона можно принять за объективные критерии, на основании которых следует выделять обобщенный формационный тип, отражающий специфику корового щелочного салического магматизма, развивавшегося на эпидевонских консолидированных поднятиях, после мощного проявления средне-верхнедевонского орогенного магматизма.

Формация щелочных гранитов и сиенитов находится в южной, сильно раздробленной и переработанной части ранних каледонид Северной Монголии и в своем развитии тесно взаимосвязана с формированием Орхон-Селенгинского вулканогенного прогиба и мелких вулкано-тектонических структур (грабены, мульды, трещинные экстрезии), расположенных на его западном продолжении. Субвулканические и типабиссальные интрузии щелочных гранитов и сиенитов сопряжены в пространстве и во времени с близкими по составу пермскими эффузивными толщами и нередко образуют вместе с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию состава: трахилипарит — комендит — сиенит-порфир — щелочной гранит (Павлов, Яшина, 1970).

Мелкие массивы ($0,25\text{—}4\text{ км}^2$) щелочных гранитов и граносиенитов известны в западной части Орхон-Селенгинского прогиба, где они обнаружены советскими и монгольскими геологами при среднемасштабных геологосъемочных работах (В. А. Новиков, А. Н. Новикова и др., 1974 г.). На горе Хо-Улан-Ула (бассейн р. Хануй-Гол) щелочные граниты и граносиениты образуют секущую трещинную интрузию, приуроченную к поперечным тектоническим нарушениям север — северо-восточного простирания и залегающую среди кислых вулканитов нижней перми, представленных трахилипаритами, трахитами, трахитовыми игнимбритами и сиенит-порфирами. Подобные породы имеют локальное распространение и проявлены главным образом в краевых частях Орхон-Селенгинского прогиба, где имеются обширные поднятия древнего фундамента, насыщенного нижнепалеозойскими и девонскими гранитами. Многочисленные дайки сиенит-порфиров и щелочных гранитов обнаружены автором совместно с Д. Гарам, А. Т. Матреницким и Е. М. Камшилиной на левобережье р. Селенги, против сомона Их-Уул, где они прорывают девонские граниты (юго-восточные отроги горы Хасан-Ула).

Более крупные интрузивы (до 55 км^2) щелочных гранитов и сиенитов (Нумургинские, Болнайские, Тосонцэнгэльский и др.) находятся на поднятиях, обрамляющих Орхон-Селенгинский прогиб, где они тяготеют к системе широтных Хангайских разломов. Здесь в котловине озер Тэлмин-Нур, Бусту-Нур, Тахилту-Нур (район сомона Нумургэ), а также в долине р. Идэр (район сомона Тосон-Цэнгэл) известны многочисленные мелкие вулкано-тектонические структуры, наложенные на древние поднятия. Они образованы пермскими кислыми вулканитами, отличающимися повышенной щелочностью (трахилипариты, их туфы, туфолавы, туфобрекчии, лавобрекчии, игнимбреты, трахиты). Среди вулканитов обнаружены межпластовые и секущие дайки сиенит-порфиров и трещинные интрузии щелочных гранитов. Их наиболее мощные интрузивные тела приурочены к поперечным субмеридиональным тектоническим нарушениям, оперяющим широтные Хангайские разломы. Как показали исследования В. А. Павлова и Р. М. Яшиной (1972), пермские трещинные интрузии прорывают девонские граниты Нумургинского массива, оказывая на них активное метасоматическое воздействие с образованием экзоконтактной зоны (до $0,5\text{ км}$) метаалекситов, пронизанных многочисленными жилами (от $0,5\text{ м}$ до $1\text{—}2\text{ см}$) щелочных гранитов. Формирование интрузивных тел происходило в три последовательные фазы: I — порфировидных диопсид-гастингситовых сиенитов, II — эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов, III — мелкозернистых щелочных гранитов и жильных гранит-порфиров.

Дайковая серия пермских сиенит-порфиров и гранит-порфиров проявлена в пределах долгоживущих разломных систем Северной Монголии (Сумбэрская, Уджигингольская, Тэсингольская, Ойгоннурская, Идэрская), а также на сопредельной территории Восточного Саяна и Восточной Тувы, где она сечет все палеозойские интрузивные образования. Дайковые поля сопровождаются интенсивным развитием метасо-

матических процессов (калципатизация, альбитизация и кислотное выщелачивание), которые в разломных зонах накладываются на нижнепалеозойские габбро-диориты, девонские граниты, а также на массивы сиенит — нефелинсиенитовой формации. За счет последних нередко образуются кавернозные метасиениты, метапегматиты и кварц-полевошпатовые метасоматиты, несущие повышенные концентрации редких элементов.

Обобщая вышеизложенные данные, можно сделать вывод о том, что характерным структурно-геологическим признаком формации щелочных гранитов и сиенитов является ее приуроченность к наиболее раздробленным и переработанным участкам древнего поднятия Северной Монголии, а также сопряженность в пространстве и во времени с наложенными пермскими вулканогенными структурами. Размещение интрузивных массивов контролируется поздними тектоническими нарушениями, оперяющими долгоживущие разломные системы.

Формация щелочных гранитов и сиенитов обладает своеобразными петрохимическими особенностями. Входящие в ее состав породы насыщены (сиениты) или пересыщены (граносиениты и щелочные граниты) кремнекислотой, обогащены щелочами и особенно калием при умеренном содержании или недостатке глинозема. Магний и кальций обнаруживаются главным образом в сиенитах и практически отсутствуют в щелочных гранитах, поэтому их темноцветные минералы (эгирин и арфведсонит) отличаются максимальной железистостью (f до 89,0) при повышенном содержании Fe_2O_3 . Подобной спецификой химизма отличаются и пермские кислые эффузивы, вмещающие субвулканические и гипабиссальные интрузии щелочных гранитов, гранит-порфиров и сиенит-порфиров.

Типоморфная ассоциация элементов-примесей¹ несколько отличается для сиенитовых и щелочно-гранитных разновидностей пород. Так, интрузивные порфировидные сиениты, субвулканические сиенит-порфиры и эффузивные кварцевые трахиты обеднены по сравнению со щелочными гранитами, Nb, Zr и TR, но обладают повышенным содержанием Mn, Ti, V, Ba и Sr, а трахиты — Zn и Cu.

Для щелочных гранитов и гранит-порфиров характерно присутствие Sn, Nb, Ta, Zr и редких земель, особенно иттрия. Концентрация перечисленных элементов-примесей возрастает в кислых эффузивах повышенной щелочности (комендитах). Уровень содержания редких элементов в щелочных гранитах и их эффузивных аналогах является наиболее высоким среди всех интрузивных палеозойских образований. Он в несколько раз превышает кларковые количества в кислых породах земной коры. Рудные концентрации данных элементов образуются в поздних дифференциатах щелочно-гранитных расплавов в ходе проявления процесса эманационной дифференциации, а также при образовании экзо-контактных редкометалльных метасоматитов в ореоле приразломных дайковых полей щелочных гранитов и граносиенитов. Этим определяется металлогеническое значение формации щелочных гранитов и сиенитов как потенциального источника комплексных редкометалльных руд, ниобия, тантала, циркония и редких земель, особенно иттрия.

Самостоятельность данной формации и независимость ее развития от девонского гранитного магматизма достаточно отчетливо устанавливается по следующим характерным признакам: 1) синхронность образования с верхнепалеозойскими вулканогенными структурами, наложенными на эпидевоносские сводово-глыбовые поднятия; 2) тесная взаимосвязь со сходными по составу пермскими эффузивными и субвулканическими породами; 3) приуроченность к молодым (поперечным) тектоническим нарушениям, секущим древние разломные системы, зале-

¹ Цифровые данные опубликованы в книге «Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии», 1975.

ченные девонскими гранитами; 4) высокая насыщенность пород кремнекислотой и щелочами ($K > Na$), обедненность глиноземом и кальцием при ведущей роли окисного железа в составе темноцветных минералов; 5) обогащенность щелочно-гранитных магматических образований (эффузивных, субвулканических и интрузивных) специфическим комплексом редких элементов (Sn, Nb, Ta, Zr и TR) при ничтожном содержании вольфрама и молибдена — типичных рудных компонентов девонских гранитов.

Магматическая природа щелочных гранитов и сиенитов данной формации не вызывает сомнений, поскольку известны их эффузивные аналоги и обнаружена вулканоплутоническая ассоциация состава: трахилипарит — комендит — сиенит-порфир — щелочной гранит. Значительно сложнее решить вопрос о первоисточнике высокощелочных ($K > Na$) кремнекислых расплавов, создавших эту своеобразную ассоциацию пород. Пока нет достаточных данных для ее отнесения к производным базальтовой или трахибазальтовой магмы, эффузивные образования которой распространены во внутренней части Орхон-Селенгинского прогиба. Более того, структурная обособленность вулканоплутонической ассоциации щелочных кремнекислых пород и приуроченность к поднятиям или выступам раннекаледонского фундамента, подвергшегося гранитизации, фельдшпатизации и окварцеванию, позволяют высказать предположение о существовании обособленных магматических очагов. Они, по-видимому, возникали в нижних горизонтах земной коры при метасоматически — палингенных процессах, вызванных мощным проявлением пермского базальт-андезитового и базальт-трахибазальтового вулканизма, наложенного на эпикаледонскую консолидированную область. Палингенез протекал при участии эндогенных флюидов (растворов), обогащенных щелочами ($K > Na$), редкими элементами и летучими компонентами. Глубинное происхождение таких флюидов подтверждается, с одной стороны, присутствием в щелочных гранитах и особенно сиенитах тяжелых сидерофильных элементов (Mn, Ti, Co, Ni, V, Cr), что трудно объяснить без привлечения глубинных (мантийных или нижнекоровых) источников вещества, а с другой стороны, приуроченностью к зонам долгоживущих глубинных разломов как гитабиссальных щелочно-гранитных интрузий, так и их дайковых полей, которые обычно сопровождаются широким ареальным проявлением высокотемпературного щелочного метасоматоза (калишпатизация).

Формацию щелочных гранитов и сиенитов нельзя объединять в единые комплексы с орогенными гранитоидами, так как она отражает совершенно новый этап развития древних складчато-глыбовых областей, связанный с верхнепалеозойско-раннемезозойскими глубинными активизационными процессами. Они вызвали общую структурную перестройку, интенсивное горообразование и мощный континентальный вулканизм, которые в позднем палеозое охватили всю южную половину раннекаледонского мегаблока Монголии (Тектоника МНР, 1974).

В результате сравнительного исследования разновозрастных щелочных формаций и выявления их характерных признаков (табл. 2) устанавливаются общие особенности щелочного магматизма древних складчато-глыбовых областей Южной Сибири и Северной Монголии. Во-первых, он проявлялся только на эпигеосинклинальном этапе развития байкальско-раннекаледонских структур, испытавших значительную консолидацию и превратившихся к концу кембрия в устойчивое субплатформенное поднятие. Во-вторых, щелочной интрузивный процесс имел многоэтапный прерывистый характер и был связан с разломно-глыбовыми (орогенно-активизационными) тектоническими движениями, неоднократно накладывавшимися на древние поднятия в течение среднего и верхнего палеозоя. Вследствие этого размещение щелочных массивов и щелочных формаций контролировалось главным образом разлом-

Таблица 2
Щелочные формации Северной Монголии

Формация, геологический и абсолютный возраст	Признаки разновозрастных щелочных формаций				
	Структурно-геологические	Петрографические	Петрохимические	Геохимические	Металлогенические
Щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов (D_1); 400—396 млн. лет	Приуроченность к транс-структурному глубинному разлому на древнем (эпикембрийском) поднятии Северной Монголии	Присутствие контрастно-дифференцированных серий пород: габбро-сиенитовой, ийолит-уртитовой, тералит-ювит-фойяитовой	Недосыщенность SiO_2 , повышенная натровая щелочность, обогащенность Fe, Ti, P меланократовых пород, а щелочами и алюминием — лейкократовых	Типоморфная ассоциация элементов-примесей, обычная для основных пород земной коры, весьма низкие содержания Be, W, Mo, TR	Наличие рудных концентратов петрогенных элементов Fe, Ti, — в ранних щелочно-габбродных дифференциатах; Al, Na, K — в поздних щелочных сапидических дифференциатах (ювиты, уртиты)
Сиенит-нефелин-сиенитовая (C_{1-2}); 325—300 млн. лет.	Размещение по периферии приразломных гранитных поясов на раздробленных древних поднятиях, испытавших девонский метаморфизм и консолидацию	Преимущественно сиенитовый состав пород от кварц- и плагиоклазсодержащих с поздними дифференциатами агпаитовых нефелин-содалитовых сиенитов	Обедненность основаниями (Ca, Mg, Fe), насыщенность щелочами и алюминием при различной степени кремнекислотности (Q, от +3 до —30)	Типоморфная ассоциация элементов-примесей, обычная для кислых пород земной коры, кларковый уровень содержания редких элементов	Накопление Zr, Nb и TR в поздних агпаитовых дифференциатах с образованием рудных концентраций в пегматитах и автометасоматитах (мариуполиты и альбититы)
Щелочных гранитов и сиенитов (P_1-P_2); 280—240 млн. лет	Пространственная связь с пермскими вулканотектоническими структурами (грабены, мульды, депрессии), наложенными на древние поднятия	Образование вулканоплутонической ассоциации состава: трахилипарит — комендит — сиенит-порфир — щелочной гранит	Насыщенность и пересыщенность SiO_2 , обогащенность щелочами и особенно K, умеренное содержание Al_2O_3 , повышенное Fe_2O_3	Для типоморфной ассоциации элементов-примесей характерны редкие элементы (Be, Sn, Li, Zr, Nb, Ta, TR), содержание которых превышает кларковый уровень (5—10 раз)	Изначальная повышенная концентрация редких элементов (Li, Be, Sn, Nb, Ta, Zr, TR) в щелочных эффузивах, щелочных гранитах и дайковых породах с накоплением в сопровождающих полях экзоконтактных метасоматитов (альбититы, апограниты, метапегматиты, гидротермалиты)

ными структурными элементами и в первую очередь долгоживущими глубинными швами фундамента. Они служили путями поднятия щелочных расплавов и щелочных флюидов (мантийных), способствуя нередко интенсивному протеканию метасоматически-палингенных процессов, создававших очаги щелочных салических расплавов на разных глубинных уровнях земной коры. В-третьих, связь щелочного магматизма с различными по глубине и составу магматическими источниками предопределила изначальную гетерогенную природу естественных ассоциаций щелочных пород. Так, формация щелочных габбройолит-уртитов, фойяитов и сиенитов (D_1) возникла в результате эволюции глубинной оливин-базальтовой магмы и ее поднятия в верхние структурные этажи земной коры. Образование интрузивных массивов сиенит — нефелинсиенитовой формации (C_{1-2}) связано с коровыми очагами палингенных щелочных салических расплавов, генерация которых осуществлялась в процессе метаморфизма, метасоматической переработки и магматического замещения сланцево-карбонатных толщ докембрия. Наконец, становление габбиссальных и субвулканических интрузий сиенитов и щелочных гранитов (P_2) происходило при интенсивном проявлении базальт-андезитового и липарит-трахилипаритового наземного вулканизма. Предполагается, что высокощелочные кремнекислые магматические расплавы, обогащенные калием и редкими элементами, зарождались в нижних горизонтах земной коры при активном участии щелочных флюидов — продуктов дегазации мантии. В-четвертых, повышенная способность щелочных расплавов как глубинных базальтовых, так и коровых салических к магматической (в очагах) и кристаллизационной (в плутонах) дифференциации, которая привела к возникновению различных интрузивных серий щелочных пород, характерных для каждой эпохи щелочного магматизма. Гетерогенность интрузивных серий проявляется прежде всего в их петро-геохимической специфике, которая обуславливает различную металлогению щелочных формаций, каждая из которых сопровождается определенными типами рудопроявлений и месторождений (Яшина, 1975). Необходимым условием для концентрации как петрогенных, так и акцессорных элементов является значительный объем и высокая степень дифференцированности интрузивных плутонов, ведущая к образованию остаточных расплавов и растворов с щелочами, летучими компонентами и редкими элементами.

Пока нет достаточных данных, чтобы говорить о латеральной изменчивости различных интрузивных серий и образуемых ими щелочных формаций, так как строение массивов часто зависит от локальной тектонической обстановки и влияния вмещающей среды, особенно карбонатной. Вместе с этим отчетливо намечается закономерный возрастной ряд формаций, который свидетельствует о направленной эволюции щелочного магматизма от габбро-сиенитового и ийолит-уртитового (D_1) к сиенит — нефелинсиенитовому (C_{1-2}) и щелочно-гранитному (P_2). Эта смена происходит по мере перехода от древних докембрийских и эпикембрийских поднятий (Саяно-Тувинно-Монгольский массив) к структурам поздней эпидевоновской консолидации с обширными полями и поясами средне-верхнедевонских гранитов (Восточно-Саянский, Восточно-Тувинский, Северо-Монгольский) и далее к зонам верхнепалеозойской тектоно-магматической активизации с наложенными пермскими вулканогенными структурами (Хангайские, Орхон-Селенгинские и др.). Таким образом, щелочной магматизм достаточно четко фиксирует время и степень консолидации структур земной коры, а также периоды резкой смены их спокойного тектонического состояния на интенсивные разломно-глыбовые (орогенические) движения. Этим определяется важное геологическое значение щелочных формаций как индикаторов тектонического режима на эпигеосинклинальном этапе развития древних складчато-глыбовых областей.

- Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. «Наука», 1968.
- Богатилов О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. «Наука», 1966.
- Бородин Л. С. Общие геохимические и петрологические аспекты проблемы формаций щелочных пород.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. «Наука», 1974.
- Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзеев А. А., Осокин Е. Д. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 3.
- Бутакова Е. Л. Формации щелочных пород складчатых областей Советского Союза.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород.— Геохимия, 1962, № 7.
- Воробьева О. А. Щелочные породы СССР.— В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические породы (Международ. геол. конгресс XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13). Изд-во АН СССР, 1960.
- Гордиенко И. В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1969.
- Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. эксп., вып. 14). «Наука», 1975.
- Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 6). «Наука», 1973.
- Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы. Новосибирск, «Наука», 1970.
- Конев А. А. Петрография щелочных ультраосновных и основных горных пород Сайженского и Гулхенского плутонов (Витимское плоскогорье). Иркутск, 1962.
- Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Наука», 1964.
- Лувсанданзан Б., Хасин Р. А. Новые данные о щелочных породах Западного Прихубсугуля.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. «Недра», 1966.
- Луцицкий И. В. Типы формаций щелочных пород Сибири.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963.
- Нурлыбаев А. Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Павленко А. С., Ильин А. В., Стрижов В. П., Быховер В. Н. Возраст интрузий Восточной Тувы и Северной Монголии.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Павленко А. С., Быховер В. Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. «Наука», 1971.
- Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. «Наука», 1974.
- Павлов В. А., Яшина Р. М. О строении Северо-Монгольского гранитоидного пояса и самостоятельности формации гранитоидов повышенной щелочности.— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1969 г. М., 1970.
- Павлов В. А., Яшина Р. М. Новые данные о пермской вулканоплутонической ассоциации пород Северо-Западной Монголии.— В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР за 1971 г. М., 1972.
- Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Э., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 12—13. «Недра», 1961.
- Яшина Р. М. О формационном анализе щелочных пород длительно развивавшейся складчатой области.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. «Наука», 1974.
- Яшина Р. М. Щелочные формации сводово-глыбовой области и их металлогеническая специфика.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11, «Наука», 1975.
- Яшина Р. М., Гарам Д. Щелочные породы Северной Монголии как возможный источник нефелинового и нефелин-полевошпатового сырья.— В кн.: Нефелиновое сырье. «Наука», 1977.
- Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы.— В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов по данным 1964 г. «Наука», 1966.
- Яшина Р. М., Павлов В. А., Аракелянц М. М. История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 6.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ПАЛЕОЗОИДАХ МОНГОЛИИ

Вопросы структурно-магматической зональности привлекают все большее внимание как метод решения проблемы связи магматизма с тектоникой и выявления взаимосвязи эндогенных процессов, происходящих одновременно в различных тектонических структурах, в частности с неразвитым, неполно развитым и развитым «гранито-метаморфическим» слоем. Для многих регионов установлена эмпирическая закономерность снижения основности гранитоидных серий, комплексов и формаций от мафических структур к сиалическим и рост щелочности пород в том же направлении. Это явление связывается либо с изменением состава земной коры — увеличением доли ее сиалической составляющей (Фершта-тер, Бородина, 1975), либо с положением ареала магматизма относительно зоны Беньюфа, падающей от эвгеосинклинали под континент (Зонен-шайн и др., 1973).

В настоящем сообщении рассмотрена латеральная изменчивость гранитоидных формаций ареального распространения (локальные опущены) в основном для западной половины территории МНР, где палеозойские складчатые сооружения не были так интенсивно переработаны мезозойским тектогенезом, как на востоке страны. При этом использованы результаты работ исследователей НИЛЗарубежгеологии и Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, а именно Т. А. Алексеевой, Ю. А. Борзаковского, Б. Лувсанданзана, Э. В. Михайлова, Р. А. Хасина и др. (см. Геология МНР, т. II, 1973); М. Е. Федоровой (1972); А. С. Павленко, Л. В. Филиппова, Л. П. Орловой (1974); Р. М. Яшиной и В. А. Павлова (см. Гранитоидные и щелочные формации..., 1975); по китайской части Монгольского Алтая использованы данные К. Л. Волочковича, А. Н. Леонтьева (1964) и В. Г. Казьмина, В. В. Кулакова (1966). Наиболее полно вопросы латеральной изменчивости магматизма и связи ее со структурами ранее были освещены Р. А. Хасиным (1971), а в плане общей тектонической зональности Л. П. Зоненшайном (1972) и А. А. Моссаковским (1975).

Палеозоиды Монголии являются удачным объектом для изучения структурно-магматической зональности, позволяющим проследить синхронный гранитоидный магматизм в разнотипных тектонических структурах на разных этапах их формирования. Самые ранние тоналиты и плагиограниты присутствуют в составе офиолитового комплекса; более поздние мелкие интрузивы габбро, диоритов и плагиогранитов формировались на геосинклинальной стадии; массовое гранитообразование происходило во время замыкания геосинклинальных систем (собственно орогенные формации), а затем при активизационно-орогенических движениях, наложенных на ранее созданные складчатые сооружения (наложенные орогенные формации). Отдельные эпохи гранитообразования занимали сравнительно небольшой интервал геологического времени, в течение которого возникали различные формации, образующие закономерные латеральные ряды, или региональные фации в пределах единой формации.

Раннекаледонские гранитоиды. Раннекаледонский этап характеризовался сосуществованием вендско-раннекембрийского эвгеосинклинального Озерного прогиба и расположенных к востоку и северо-востоку от него прогибов, заложенных на раздробленном и погруженном докембрийском

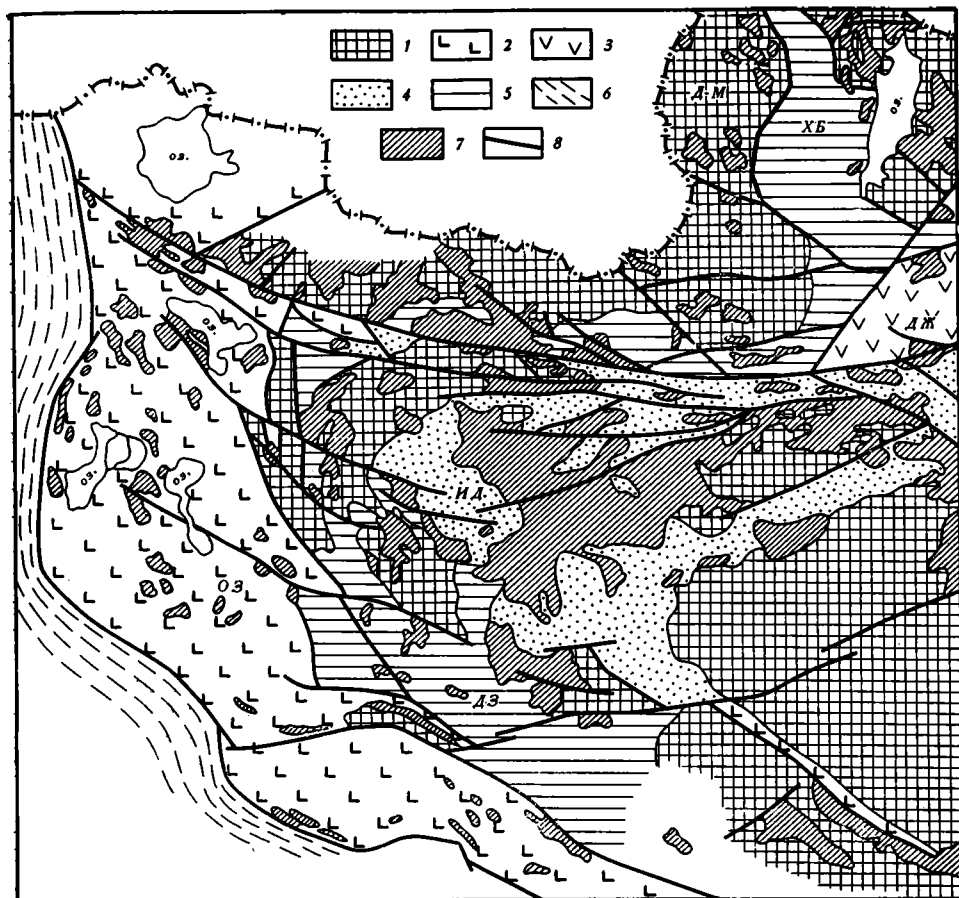


Рис. 1. Схема распространения диорит-гранодиоритовой формации

1 — доверхнерифейские толщи, слагающие поднятия и выступы фундамента; 2—5 — верхнерифейско-нижнекембрийские геосинклинальные образования: 2 — преимущественно вулканогенные основного и среднего состава, 3 — карбонатно-терригенно-вулканогенные, 4 — андезит-дацит-липаритовые, 5 — существенно карбонатные; 6 — кембрийско-ордовикские терригенные геосинклинальные образования; 7 — массивы диорит-гранодиоритовой формации; 8 — разломы. Структурно-формационные зоны: ОЗ — Озерная, ДЗ — Дзабханская, ИД — Идэрская, ДЖ — Джидинская, ХБ — Хубсугульская, Д — М — Дэлгэр-Мурэнское поднятие

гранитизированном основании. Эти прогибы обладали существенно карбонатным осадконакоплением (Дзабханский, Хубсугульский) с подчиненной ролью кислых или контрастных базальт-липаритовых вулканогенных серий, либо имели вулканогенное выполнение липарит-дацит-андезитового состава (Идэрский). Геосинклинальная история ранних каледонид завершилась образованием позднекембрийской (с возможным охватом части ордовика), пестрой по составу диорит-гранодиоритовой формации.

В структурах Озерной зоны площадь, занятая гранитоидами, и размеры массивов невелики (рис. 1). Они состоят из амфиболовых габбро, диоритов, гранодиоритов, тоналитов и плагiogранитов при подчиненной роли габбро-сиенитов, сиенито-диоритов и плагсиенитов. В небольшом объеме проявлены лейкократовые плагiogраниты и граниты поздней фазы. В складчатых структурах и небольших разломах массивы обладают овальной, удлиненной и сложной формой, эндоконтакты их сложены гибридными породами, экзоконтакты — роговиками и сланцеватыми

роговиками. Линейные тела тяготеют к продольным Дзобханскому и Цаганшибетинскому глубинным разломам, а также к крупным поперечным разломам — Хангайскому (хр. Тохтогеншил) и Шаргаинскому (хр. Дарбини-Нуру). Они представлены гнейсовидными фациями габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, окаймленными кристаллическими сланцами амфиболитовой фации, а местами метасоматическими разновидностями перечисленных пород. Поздняя фаза таких тел представлена либо линзовидно-полосчатыми лейкократовыми плагиогранитами (Хангайский разлом), гнейсовидными двуслюдяными и мусковитовыми плагиогранитами с жилами гранит-пегматитов (Цаганшибетинский разлом), либо жильными сериями олигоклазовых и микроклин-олигоклазовых пегматитов (Шаргаинский разлом).

Восточнее Озерной зоны в структурах с андезит-дацитовыми вулканидами (Идэрская зона) площадь, занятая гранитоидами, и размеры массивов резко увеличиваются. Наиболее крупные батолитоподобные массивы приурочены к сочленению выступов докембрийского фундамента с кембрийскими толщами и к разломам оперения Хангайской разломной зоны. Они обладают более однородным диорит-гранодиоритовым составом, появляются адамеллиты, поздняя фаза состоит из плагиогранитов и биотит-роговообманковых гранитов. Явления гибридизма свойственны главным образом приконтактовым участкам массивов, а повышенный метаморфизм и гранитизация вмещающих пород наиболее интенсивно проявлены в краевых частях выступов докембрийского фундамента.

В более стабильных структурах (Хубсугульском синклинории и Дэлгэр-Мурэнском поднятии докембрийских толщ) распространены небольшие массивы, ранняя фаза которых представлена габбро-диоритами и диоритами, главная — тоналитами, гранодиоритами и адамеллитами, поздняя — небольшими телами и жилами микроклинных гранитов.

В целом от структур, прошедших эвгеосинклинальное развитие, к структурам, сформированным на сильно переработанном сиалическом основании, увеличиваются размеры массивов, выравнивается их состав, уменьшается относительная доля пород среднего и основного состава, а также масштаб распространения и разнообразие поздних даек. В наиболее стабилизированных структурах количество и размеры интрузивных тел сокращаются, но возрастает контрастность их состава до появления поздних дифференциатов, обогащенных калием. В том же направлении в гранодиоритах снижается содержание Al_2O_3 , CaO , MgO , растет количество SiO_2 и величина щелочного модуля (отношение суммы щелочей к алюминию). Содержание натрия близко в гранодиоритах разных структур при выдержанном $Na_2O > K_2O$; количество K_2O минимально в породах Озерной зоны и максимально в породах Идэрской и Дзобханской зон, в гранодиоритах древних стабильных структур калиевая щелочность вновь несколько снижается. Подобная изменчивость химизма характерна также для диоритов. В диоритах и гранодиоритах в повышенных относительно кларка количествах содержатся Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, В. Однако породы, развитые в сиалических структурах, отличаются от пород мафических структур пониженным содержанием Cr, Ni, Co, V и повышенным Be, Sn, Ta, Nb, Pb, Ba, Sr (Павленко и др., 1974).

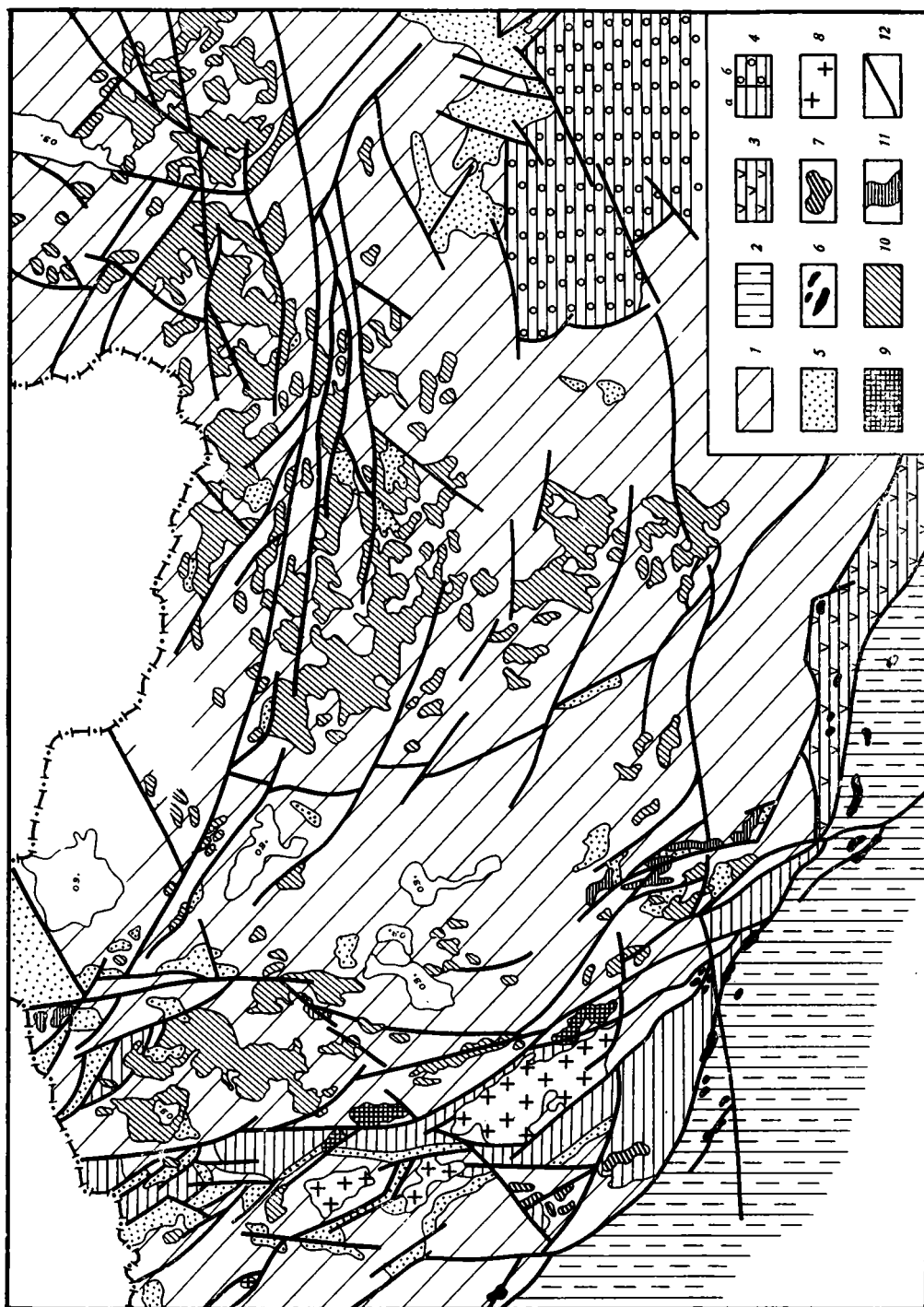
Каледонские гранитоиды. Формированием ордовикских и силурийских гранитоидов закончилось геосинклинальное развитие структур Монгольского Алтая. В Алтайской зоне, сложенной терригенными сериями кембрия — нижнего ордовика, проявлены ордовикские гранитоиды. Несмотря на недостаточную изученность, можно наметить некоторые черты их латеральной изменчивости. В всячем крыле Иртышского разлома (на китайской территории) развиты линейные тела гнейсо-плагиогранитов и олигоклазовые пегматиты с ореолами кристаллических сланцев. В северо-восточных, более стабильных участках структуры размещены

крупные и средние плутоны, ранняя фаза которых представлена плагиогранитами, главная — адемитами и гранитами, поздняя — турмалин-мусковитовыми гранитами. Эти массивы сопровождаются аплитами, олигоклаз-микроклиновыми пегматитами, гранит-порфирами и окаймлены ореолами микрокристаллических сланцев и сланцеватых роговиков. Судя по составу пород, происходит снижение их основности и увеличение калиевой щелочности от проницаемой зоны к менее проницаемым структурам.

В Цаганшибетинской и Хархиринской зонах Монгольского Алтая, где после накопления терригенных толщ кембро-ордовика геосинклинальный режим сохранялся в первой до середины ордовика, а во второй до конца нижнего силура (с образованием карбонатно-вулканогенно-терригенных толщ), развита гранит-гранодиоритовая формация соответственно верхнеордовикского и верхнесилурийского возраста. В Хархиринской зоне она состоит из диоритов, гранитоидов повышенной основности (адемитов, гранодиоритов, тоналитов, плагиогранитов), нормальных и лейкократовых гранитов с жильной серией, включающей микрограниты, аплиты, пегматиты, диорит-порфиры, габбро-диабазы и лампрофиры. Продольная латеральная изменчивость силурийской гранит-гранодиоритовой формации выражена в уменьшении роли гранитоидов повышенной основности с юга-востока на северо-запад в направлении общего воздымания структур Хархиринской зоны. Поперечная изменчивость прослежена от висячего крыла Кобдинского разлома к более стабильным участкам северо-восточной части Хархиринской зоны. В этом направлении сильно удлинённые тела гнейсовидных гранитоидов, сопровождаемые фациальными пегматитами, широкими зонами кристаллических сланцев, мигматитов и гнейсов, сменяются более изометричными массивами, имеющими секущие контакты с вмещающими породами, которые преобразованы в кристаллические сланцы и гранитизированы в кровле и экзоконтактах. Эти массивы содержат фациально-фазовые и фазовые пегматиты, а местами грейзены. В гранитоидах повышенной основности и в гранитах от проницаемых зон к более стабильным отмечается снижение содержаний Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , увеличение SiO_2 , K_2O и величины щелочного модуля. Породы гранит-гранодиоритовой формации содержат в надкларковых количествах Co , Ni , V , Cu , Pb , Zn , Sc , Sn , W ; в поздних дифференциатах накапливаются Cu , Pb , Sn , Bi , Be , Rb , Cs . Гранитоиды, локализованные в проницаемых зонах, отличаются от гранитоидов более стабильных структур пониженными содержаниями цезия и тантала.

Девонские интрузивные формации. В нижнем и среднем девоне в эвгеосинклинальных прогибах южно-монгольских герцинид происходило накопление вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ основного и среднего состава. В это время их консолидированное северное обрамление (каледониды, ранние каледониды и байкалиты) испытало крупную структурную перестройку. Вблизи эвгеосинклинального пояса на разновозрастном основании развивались наложенные мио- и моногеосинклинали преимущественно с терригенным выполнением, а также мульды и грабены, сложенные красноцветной вулканогенно-осадочной молассой. Внешней периферии рассматриваемой области был свойствен орогенный режим с образованием молассы и наземных вулканитов.

В соответствии с разнообразной палеотектонической обстановкой последующий интрузивный магматизм позднего девона образует наиболее полный ряд интрузивных формаций. От эвгеосинклинальной зоны к внутренней и далее к внешней области ее обрамления происходит смена габброидной и габбро-плагиогранитовой формации гранодиоритовой, а затем гранитовой и аляскит-гранитовой (рис. 2). Небольшие тела габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов известны в геосинклинальных прогибах южно-монгольских герцинид. Габбро-плагиогранитовые и габбро-диорит-плагиогранитовые интрузии приурочены к Иртышско-



Булганскому разлому, отделяющему эвгеосинклинальную зону от каледонид Монгольского Алтая. По периферии каледонских складчатых сооружений, на которые были наложены силурийско-девонские и девонские терригенные геосинклинальные прогибы, расположены мелкие тела гранодиоритов. В глубь структур Монгольского Алтая они сменяются крупными plutонами мезоабиссальной гранитовой формации. Последние локализованы в горст-антиклиналях и сложены крупно- и гигантопорфировидными биотитовыми гранитами. Ареал их распространения ограничен с востока структурами субмеридионального Делюно-Юстыдского регенерированного прогиба. По его восточному крылу размещены гранитные тела, обладающие переходными чертами между массивами гранитовой и расположенной далее к востоку гипабиссальной аляскит-гранитовой формации. Эта формация распространена на площади среднепалеозойского орогена в Монголии, Туве, Кузнецком Алатау, Западном и Восточном Саяне, причем размещение ее массивов контролируется разломами и сводовыми поднятиями. Наиболее крупный субширотный Северо-Монгольский пояс гранитных массивов прослеживается от Кобдинского разлома Монгольского Алтая до Джидинской складчатой зоны и тяготеет к Хангайской разломной зоне и разломам ее оперения. Крупные массивы этого пояса расположены в сиалических структурах — каледонских в восточной части Монгольского Алтая и раннекаледонских в Северной Монголии; размеры массивов резко сокращаются в структурах Озерной зоны. В ранних каледонидах Северной и Центральной Монголии область сосредоточения гранитных массивов фиксирует, кроме того, дугообразный свод, окаймляющий герцинскую Хангайскую терригенную геосинклиналь и ее краевые поднятия.

Массивы аляскит-гранитовой формации образуют пологие залежи, штоки и крутопадающие пластины. Нижние горизонты тел сложены крупнозернистыми порфировидными амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами, верхние — аляскитовыми и лейкократовыми гранитами с фациями граносиенитов, кварцевых сиенитов и реже щелочных гранитов. Эти две группы пород в Монгольском Алтае связаны фациально-фазовыми взаимоотношениями, а в Северной Монголии слагают последовательные фазы внедрения. Парагенезис пород формации и их состав выдержан в ареале ее распространения, однако в древних структурах Северной Монголии, Восточной Тувы и Восточного Саяна в строении массивов увеличивается роль граносиенитов и кварцевых сиенитов.

Таким образом, для интрузивного магматизма позднего девона характерно резкое снижение основности пород и рост их кремнекислотности и щелочности от эвгеосинклинальной зоны к древним структурам. Продукты среднего и основного магматизма свойственны геосинклинальным прогибам; в промежуточной области, ограниченной моногеосинклиналями, проявлены гранодиоритовые и гранитовые слабо дифференцированные интрузивы; на остальной площади среднепалеозойского орогена развиты дифференцированные массивы аляскит-гранитовой формации, породы которой обладают высокой кремнекислотностью, сравнительно высокой калиевой щелочностью, низким содержанием глинозема и щелочноземельных элементов, особенно кальция. По мере приближения к

Рис. 2. Схема распространения позднедевонских интрузивных формаций

1 — докембрийские, раннекаледонские и каледонские комплексы пород; 2 — базальтовые, андезитобазальтовые и кремнисто-терригенные девонские толщи эвгеосинклинальной зоны южно-монгольских герцинид; 3 — карбонатно-терригенные геосинклинальные девонские толщи Баянлэгской зоны; 4 — существенно терригенные толщи наложенных геосинклинальных прогибов: а — силурийско-девонские и девонские на Монгольском Алтае, б — девонско-нижнекаменноугольные в Хангайском прогибе; 5 — девонская терригенно-вулканогенная моласса; 6—11 — интрузивные формации: 6 — габброидная и габбро-плагиогранитовая, 7 — гранодиоритовая, 8 — гранитовая, 9 — массивы переходного типа между гранитовой и аляскит-гранитовой формациями, 10 — аляскит-гранитовая, 11 — габбро-сиенит-гранитовая; 12 — разломы

Сибирской платформе отмечается некоторый рост щелочности гранитоидов (см. Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов..., 1974) и увеличение роли фазовых соотношений пород в строении интрузивов.

Распределение элементов-примесей, содержащихся в гранитах в надкларковых количествах, также отражает латеральную изменчивость. Для пород гранитовой формации характерны сидерофильные и литофильные элементы, а для аляскит-гранитовой — преимущественно литофильные (см. таблицу). В поздних дифференциатах аляскит-гранитовой формации происходит накопление Sn, Mo, W, Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Th, TR, F, иногда U.

Позднекаменноугольные и раннепермские гранитоиды. Латеральная изменчивость собственно орогенного позднекаменноугольно-раннепермского гранитоидного магматизма подчинена общей тенденции снижения основности пород от структур, закончивших эвгеосинклинальное развитие, к более стабилизированным структурам их обрамления, а также к структурам с терригенным выполнением (рис. 3). Для этого времени отчетливо проявлена неоднородность магматизма и по простиранию структур.

В Барунхурайском синклинории (западный сектор эвгеосинклинальной зоны южно-монгольских герцинид) распространены небольшие массивы позднекаменноугольной монцонит-граносиенит-гранитовой формации, сложенные габбро, монцонитами, граносиенитами, нормальными и лейкократовыми гранитами; характерно отсутствие гранодиоритов. В расположенной восточнее Заалтайской зоне герцинид размещены крупные массивы, в составе которых отмечаются тоналиты и гранодиориты, присутствуют габброиды, диориты, нормальные и существенно калишпатовые граниты. Значительный объем гранитоидов в Заалтайской зоне позволяет предположить наличие в ее основании блока сиалического субстрата, расположенного на продолжении простирания структур Монгольского Алтая.

Во внешней периферии эвгеосинклинальной области севернее Иртышско-Булганского и Заалтайского разломов распространена гранитовая формация, массивы которой состоят из адалеллитов, биотитовых и лейкократовых гранитов. В каледонских структурах Монгольского Алтая, переработанных герцинским тектогенезом, эта формация имеет многофазное строение, включает раннепермские интрузии лейкократовых гранитов и сопровождается месторождениями редкометаллических пегматитов, грейзенизированных гранитов, грейзенов и кварцевых жил, несущих широкий комплекс полезных компонентов (Be, Ta, Nb, Li, Pb, Cs, W, Mo, Sn). Юго-восточнее, в Баянлэгской зоне Монгольского Алтая, сложенной геосинклинальными кремнисто-терригенно-вулканогенными толщами силура и карбонатно-терригенными отложениями девона, гранитоиды той же формации не являются продуктивными.

Сходные с алтайскими гранодиорит-гранитовые массивы известны в Хангайском терригенном синклинории (хангайский комплекс). Присутствие в их составе, наряду с гранитами, гранодиоритов, очевидно, связано с незначительным временным интервалом между становлением гранитоидов и концом геосинклинального режима, продолжавшемся в Хангайском прогибе до турнэ включительно, вслед за которым в конце нижнего и в среднем карбоне формировалась сероцветная моласса. Внешнюю периферию Хангайского синклинория в виде полукольца окружают тоналит-гранодиорит-плагιοгранитовые массивы тарбагатайского комплекса, синхронные с хангайскими либо предшествующие им. Наблюдающаяся аномальная зональность в размещении гранитоидов различной основности, по-видимому, объясняется особенностями палеотектонической обстановки. Гранодиорит-гранитовые массивы локализованы в пределах сводового поднятия, образованного на месте геосинклинального прогиба. Гранитоиды повышенной основности тарбагатайского комплекса

СХЕМА ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ ГРАНИТОЙДОВ В ПАЛЕОЗОИДАХ МОНГОЛИИ

Гранодиорит-плагиигранитовая — Гранит-щелочногранитовая, P_2 (Zr, TR, Nb, Ta, Sn, Li, Be, Zn) — Сиенит-щелочногранитовая P_2 (Zr, TR, Th, U, Nb, Ta, Sn, Li, Be, F, Zn)

Структуры Даланульско-Лугингольского миогеосинклинального прогиба

Внутренние зоны позднепалеозойского орогена

Внешние зоны позднепалеозойского орогена

Граносиенит-гранитовая, граносиенитовая

Гранит-лейкогранитовая, граносиенитовая, P_2

← Позднепалеозойский ороген →

Моцонит-граносиенит-гранитовая и тоналит-гранодиоритовая, C_3 (V, Cu, Pb, Sc, Sn, Bi) *
Внутренние зоны южно-монгольских герцинид

Гранитовая с лейкогранитами, C_3-P_1 (Cr, Ni, Co, Pb, Sc, B, Bi, Sn, W, Li, Cs, Ta)
Монгольский Алтай

Гранодиорит-гранитовая, C_3 (Ni, Co, V, Zn, Sn)
Хангайский синклиорий

Тоналит-гранодиоритовая, C_{2-3} (Co, V, Cu)
Орхонский и Буцаганский регенерированные прогибы

Габброидная и габбро-плагиигранитовая
Южно-Монгольский эвгеосинклинальный прогиб и его периферия

Гранодиоритовая → Гранитовая, D_3 (Cr, Ni, Pb, Sn, B, Bi, Li, Cs)
Структуры мио- и моногеосинклинальных прогибов, наложенных на каледониды Монгольского Алтая

→ Аляскит-гранитовая, D_{2-3} (Co, Sn, Mo, W, TR) (+Pb, Bi, Li, Cs)
Восточные склоны Монгольского Алтая

→ Аляскит-гранитовая с граносиенитами и кварцевыми сиенитами
Крайний север МНР

← Среднепалеозойский ороген →

Гранит-гранодиоритовая, O_3, S_2 (Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, Sc, Sn, W)
Цаганшибетинская и Хархиринская зоны Монгольского Алтая

Гранитовая, O (Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, Sc, Sn, Bi, B)
Алтайская зона

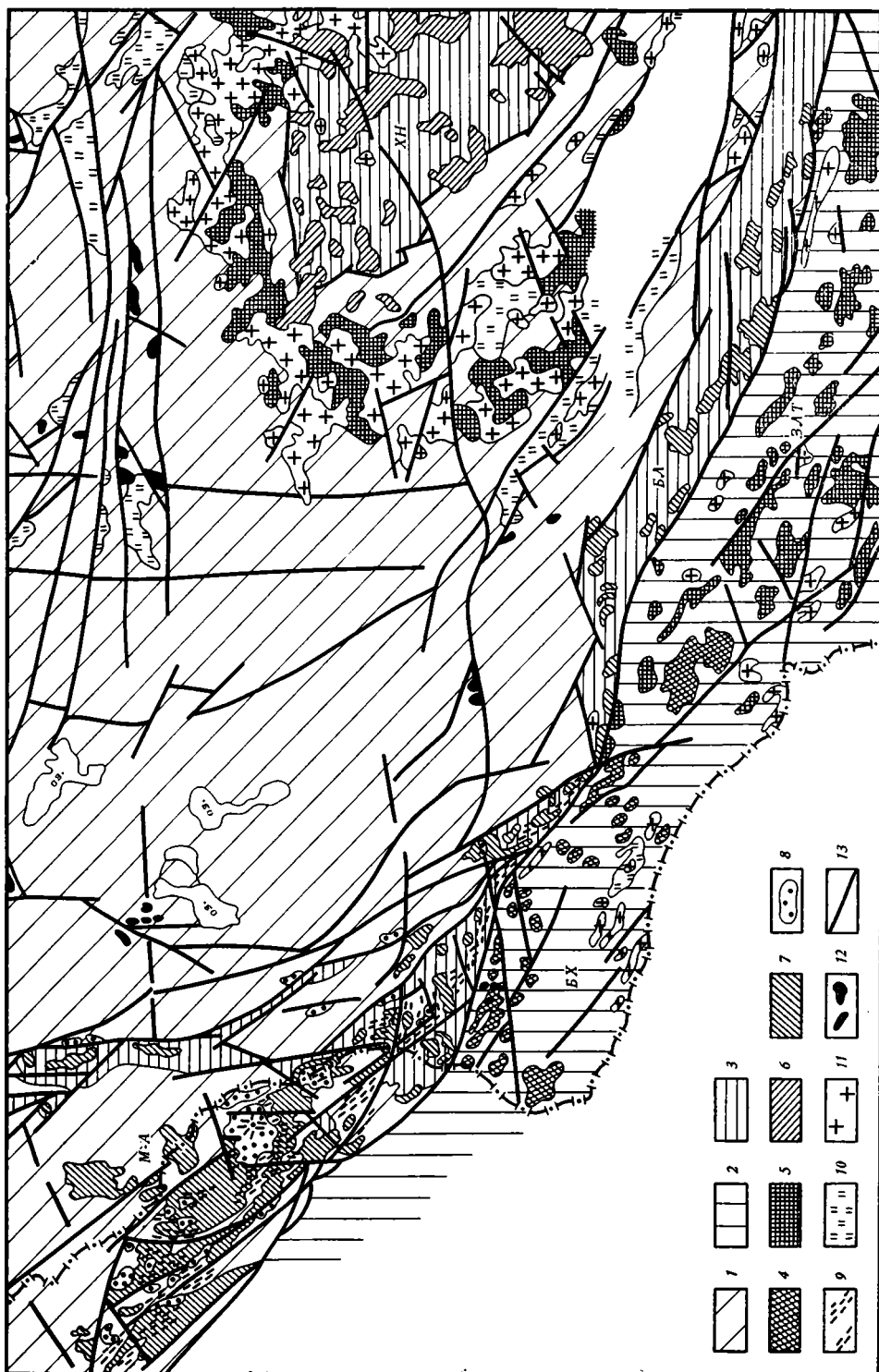
Диорит-гранодиоритовая, E_3 (Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, B)

с плагиигранитами
Озерная зона

с адалмеллитами
Идэрская и Дзавханская зоны

с микроклиновыми гранитами
Хубсугульский синклиорий, Дэлгэр-Мурэнское поднятие

* В скобках указаны элементы, содержащиеся в надкларковых количествах.



тяготеют к склонам этого поднятия, трассируя ослабленную зону, к которой приурочены Орхонский и Буцаганский нижнекаменноугольные регенерированные прогибы.

Усредненный валовый состав позднекаменноугольных гранитоидов показывает стандартную изменчивость. От формаций, размещенных в структурах южно-монгольских герцинид (монцонит-граносиенит-гранитовая и тоналит-гранодиоритовая), к формациям, распространенным в структурах с сиалическим основанием (гранодиорит-гранитовая и гранитовая), снижается содержание глинозема, щелочноземельных элементов и растет щелочность или величина щелочного модуля.

Геохимическая специализация гранитоидов подчинена их латеральной изменчивости. Породы монцонит-граносиенит-гранитовой формации содержат в надкларковых количествах V, Cu, Pb, Sc, Sn, Bi иногда Cs. Повышенные содержания V, Cu характерны также для тоналит-гранодиорит-плагиогранитовых массивов тарбагатайского комплекса. Позднекаменноугольные граниты Монгольского Алтая содержат в надкларковых количествах Ni, Cr, Co, Sc, Sn, Pb, Bi, B, W, Li, Cs, раннепермские — также Be, Ta и сопровождаются указанными выше редкометалльными месторождениями. Гранодиорит-гранитовые массивы Хангайского синклинория, по данным А. С. Павленко и др. (1974), содержат более низкие, по сравнению с гранитами Монгольского Алтая, количества Li, Rb, Be, Nb, TR и не являются продуктивными. Таким образом, низкие содержания редких элементов свойственны гранитоидам замкнувшихся эвгеосинклиналей, более высокие — гранитоидам, сформированным непосредственно после замыкания терригенных моногеосинклиналей, наиболее высокие — гранитам, развитым в пределах каледонских терригенных структур, охваченных герцинским тектогенезом.

Пермские гранитоиды. Гранитоидный магматизм, сопутствующий позднепалеозойской орогенной эпохе, проявился на большей части территории МНР. Для позднепалеозойского времени, по А. А. Моссаковскому (1975), с юга на север Монголии прослеживаются следующие структуры: позднепалеозойско-раннемезозойская эвгеосинклинальная система Внутренней Монголии с вулканогенными толщами карбона и перми; миогеосинклинальная Даланульско-Лугингольская зона; внутренняя часть орогенного пояса с наложенными на гетерогенное основание структурами, сложенными андезит-липаритовыми и липаритовыми вулканитами позднего карбона и ранней перми; внешняя часть орогенного пояса, где наложенные структуры характеризуются трахилипаритовыми и базальт-трахибазальтовыми вулканогенными сериями ранней и поздней перми.

Среди позднепалеозойских гранитоидов выделяется несколько ассоциаций пород, взаимоотношения между которыми не установлены: граносиенит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая, граносиенитовая, а также формация щелочных гранитов и сиенитов.

Граносиенит-гранитовые интрузивы средних и небольших размеров распространены в герцинидах Южной Монголии (южномонгольский ком-

Рис. 3. Схема распространения верхнепалеозойских гранитоидных формаций

1 — докембрийские, раннекаледонские и каледонские складчатые области; 2 — структуры внутренней области южно-монгольских герцинид; 3 — структуры внешней области южно-монгольских герцинид и прогибы, наложенных на разновозрастное складчатое основание; 4—9 — гранитоидные формации, связанные с замыканием герцинских геосинклинальных прогибов: 4 — монцонит-граносиенит-гранитовая, 5 — тоналит-гранодиоритовая, 6 — гранодиорит-гранитовая, 7 — гранитовая, 8 — раннепермские лейкограниты в составе гранитовой формации Монгольского Алтая, 9 — пегматиты; 10 — пермские наложенные прогибы и мульды, выполненные преимущественно вулканогенными толщами; 11—12 — гранитоидные формации позднепалеозойского наложенного орогена: 11 — граносиенит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая и граносиенитовая, 12 — сиенит-щелочногранитовая. Структуры: БХ — Барунхурайская, ЗЛТ — Заалтайская, М — А — Монгольско-Алтайская, БЛ — Баянлэгская, ХН — Хангайская

плекс), где они контролируются зонами разломов и состоят из нормальных, лейкократовых, калишпатовых субщелочных гранитов и граносиенитов. Наиболее крупные гранит-лейкогранитовые массивы (шараусгольский комплекс) окаймляют в виде полукольца Хангайский синклиниорий и приурочены к той же ослабленной зоне, что и более ранний тарбагатайский комплекс (см. рис. 3). Они сходны с породами девонской аляски-гранитовой формации, что затрудняет расчленение однотипных гранит-лейкогранитовых массивов на девонские и пермские в районах, где отсутствуют каменноугольные и пермские отложения. Поэтому пермские граниты пока не выделены в структурах Северной Монголии (за исключением Орхон-Селенгинского прогиба), Тувы и Восточного Саяна. Граносиенитовые интрузивы тяготеют к пермским наложенным вулканогенным прогибам (Орхон-Селенгинскому, Буцаганскому, Хантайширинскому), а также к крупным разломным зонам (Гоби-Тяньшанской и др.). Для них характерна трещинная, штоковидная и кольцеобразная форма тел, которые сложены разноглубинными фациями граносиенитов — от мезоабиссальных крупнозернистых до близповерхностных мелко- и тонкозернистых разновидностей и скрытокристаллических пород субвулканического облика.

Пермские граниты обладают высокой кремнекислотностью, сравнительно высокой щелочностью, в том числе калиевой, и весьма низкими содержаниями магния. Металлогенические особенности их не изучены. Известно лишь, что в связи с гранитами шараусгольского комплекса проявлена Nb—TR—W минерализация, а в пегматитах имеется горный хрусталь (см. Геология МНР, т. II, 1973).

Позднепермская формация щелочных гранитов и сиенитов выделена Р. М. Яшиной и др. (1973) в области поднятий, обрамляющих Орхон-Селенгинский прогиб, и в долгоживущих разломах Северной Монголии. Сходные массивы, по данным Б. Лувсанданзана, В. С. Павленко и автора, присутствуют в крупных продольных и поперечных разломах котловины Больших Озер и долины Озер (см. рис. 3). К этой возрастной группе относятся, очевидно, щелочные граниты, включавшиеся ранее в пермский южно-монгольский комплекс, щелочные граниты ханбогдинского комплекса Юго-Восточной Монголии, а также щелочные граниты, граносиениты и сиениты Тувы, Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая, Чингиз-Тарбагатая и Казахстана. Они слагают небольшие гипабиссальные трещинные тела, приуроченные к зонам глубинных разломов, крупных региональных разломов, к узлам пересечения или сочленения разломов разных направлений и обладают характерной редкометальной специализацией. Вероятно, им синхронны крупные гранодиорит-плагиогранитовые интрузивы, прорывающие верхнепермские отложения миогеосинклинальной Даланульско-Лугингольской зоны.

В Юго-Восточной Монголии массивы щелочных гранитов образуют пояс восток — северо-восточного простирания, который тяготеет к блоку докембрийских и нижнепалеозойских толщ, расположенному в северном обрамлении геосинклинальных прогибов Внутренней Монголии. Массивы этого пояса контролируются разломами и имеют форму пластообразных тел, штоков и даек. Наиболее крупный Ханбогдинский массив, изученный В. И. Коваленко, М. И. Кузьминым, А. В. Гореглядом и др. (см. Редкометальные гранитоиды Монголии, 1971; Тектоника МНР, 1974, и др.) состоит из нескольких фаз: ранними являются аляскитовые граниты, две главные фазы представлены моношпатовыми гранитами с щелочным амфиболом и эгирином. Жильные породы разнообразны — щелочно-гранитные пегматиты, экериты, грорудиты, ортофиры, рибекит-эгириновые гранофиры с ниобий-торий-редкоземельно-циркониевой минерализацией.

В разломах Северной Монголии присутствуют массивы щелочных гранитов и сиенит-щелочногранитовые. В телах сложного строения ранняя фаза представлена щелочными сиенитами, кварцевыми сиенитами и гра-

носиенитами; вторая фаза сложена моношпатовыми и альбит-микроклиновыми эгириин-рибекитовыми и эгириин-арфведсонитовыми гранитами. Жильная серия состоит из мелкозернистых щелочных гранитов, гранит-порфиоров и граносиенит-порфиоров. Щелочные граниты и сиениты обогащены Zr, Nb, TR, Be, Li, F, Sn, Zп, Pb.

В Котловине Больших Озер и Долине Озер проявлены небольшие тела граносиенитов и кварцсиенит-щелочногранитового состава. В крупных поперечных разломах размещены лакколитоподобные расслоенные тела граносиенитов и кварцевых сиенитов с жилами и мелкими штоками щелочных гранитов, лейкократовых гранитов и пегматитов. В зоне Цаганшибетинского разлома находится Аргаланжинская группа массивов, изученная Б. Лувсанданзаном и В. С. Павленко. Они сложены амфибол-пироксеновыми щелочными гранитами с фациями граносиенитов и жилами щелочных гранитов и пегматитов, обладающими значительными концентрациями тантала, ниобия и редких земель.

Несомненно молодые щелочногранитовые массивы при дальнейших исследованиях будут установлены и в других регионах МНР, где они рассматриваются в настоящее время как составная часть девонских и пермских гранитоидных комплексов. Так, штоки эгириин-рибекитовых микроклин-альбитовых флюоритсодержащих гранитов известны на севере Барунхурайского синклинория южно-монгольских герцинид; с ними связана интенсивная альбитизация вмещающих монцонитов, граносиенитов и гранитов, а в слюдясто-турмалиновых породах и эпидот-турмалиновых скарнах экзоконтактов присутствуют пегматоидные жилы с бериллом и берилловые жилки.

Намечаются некоторые черты латеральной изменчивости позднепермских гранитоидов. В структурах миогеосинклинальной зоны ранних мезозойских развиты гранодиорит-плагиогранитовые массивы; в примыкающей к ним внутренней части позднепалеозойского орогена проявлены аляскит-щелочногранитовые ассоциации пород; севернее по направлению к внешней части орогена они сменяются щелочногранитовыми и сиенит-щелочногранитовыми ассоциациями. Параллельно увеличивается степень дифференцированности массивов, количество фаз в их составе и спектр редкометалльных полезных компонентов. В древних структурах юга Сибири с сиенит-щелочногранитовыми массивами связаны поздние штоки редкометалльных микроклин-альбитовых гранитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный обзор палеозойских гранитоидов показывает, что обе группы гранитоидных формаций — собственно орогенные и наложенные орогенные — обладают латеральной изменчивостью, которая заключается в снижении основности пород, увеличении их кремнекислотности и щелочности, в том числе калиевой, а также увеличении количества литофильных элементов-примесей от мобильных зон к более стабильным, от эвгеосинклинальных структур или замкнувшихся эвгеосинклиналей к структурам их обрамления, либо формировавшимся на переработанном сиалическом основании. Подобная изменчивость свойственна и возрастному ряду формаций в конкретных тектонических структурах. Нарастание черт латеральной изменчивости может происходить постепенно с возникновением региональных фаций в пределах единой формации или переходных типов массивов между различными формациями; либо прерывисто с резким изменением формационного типа. От подвижных зон к более консолидированным увеличивается также количество фаз в составе интрузивов. Особенности состава пород обеих групп формаций определяются спецификой ювенильного вещества соответствующих эпох магмообразования, количество интрузивного материала зависит от сте-

пени переработки сиалического основания. Как правило, объем интрузивных масс растет от мафических структур к сиалическим. Однако для каждой группы гранитоидных формаций характерны свои особенности.

Собственно орогенные формации, становление которых происходит при превращении геосинклинальных зон в складчатые сооружения, ограничены этими структурами и их ближайшим обрамлением. Изменчивость парагенезиса пород таких формаций и их химизма не велики (каледонские гранитоиды Монгольского Алтая), а латеральный ряд представлен региональными фациями (диорит-гранодиоритовая раннекаледонская формация), либо небольшим набором формаций (см. таблицу). Если рассматривать синхронные ассоциации интрузивных пород в пределах замкнувшихся эвгеосинклиналей и их внешней периферии, можно заметить две тенденции. Первая заключается в стандартном снижении основности и глиноземистости пород при росте их щелочности или увеличении значения щелочного модуля; вторая свойственна внутренним зонам эвгеосинклинальных структур, где проявлены нормальная щелочноземельная и монцонитоидная ветви дифференциации.

Состав собственно орогенных формаций обнаруживает зависимость от типа основания геосинклинальных прогибов и состава их формационного выполнения. От эвгеосинклинальных структур к вулканогенно-терригенным и терригенным происходит увеличение объема интрузивных масс, снижение основности и пестроты состава гранитоидных формаций. Существует отчетливая взаимосвязь типа формаций и характера вмещающих их структур с глубинным строением последних. Так, ареал распространения гранитовых формаций Монгольского Алтая и гранодиорит-гранитовой формации Хангайского синклинория совпадает с очень глубоким региональным минимумом силы тяжести, гранит-гранодиоритовой силурийской формации — с региональным минимумом средней интенсивности, гранитоидных формаций эвгеосинклинальных структур ранних каледонид и герцинид — с незначительным региональным минимумом силы тяжести.

Формирование собственно орогенных гранитоидов сопровождалось образованием или наращиванием «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Высокотемпературный метаморфизм и гранитизация на наблюдаемых уровнях эрозионного среза сконцентрированы в основном в зонах глубинных разломов. Интенсивность этих процессов коррелируется с составом и масштабами гранитоидного магматизма и увеличивается от раннекаледонской к каледонской и затем к герцинской эпохе. Свойственная гранитоидам этих эпох внутрiformационная изменчивость с понижением основности и глиноземистости и увеличением кремнекислотности и щелочности пород от висячих крыльев глубинных разломов к более стабильным участкам структур, вероятно, связана с явлениями гибридизма и рассеянием щелочей и кремнезема в зонах повышенной проницаемости и консервацией этих элементов в интрузивах менее проницаемых структур. Характерными дифференциатами рассматриваемых формаций являются пегматиты с присущей им сменой фациальных типов на фациально-фазовые и фазовые, а затем сменой пегматитов грейзенами и кварцевыми жилами от зон повышенной проницаемости к менее проницаемым участкам структур. В целом гранитоиды собственно орогенных формаций палеозойд представляют собой мезоабиссальные образования.

Латеральный ряд наложенных орогенных формаций охватывает огромные территории, соизмеримые с площадью соответствующих орогенов, в пределах которых гранитоидный магматизм проявлен в гетерогенных складчатых структурах с развитым «гранитно-метаморфическим» слоем и не зависит или ограниченно зависит от их возраста, состава и глубинного строения. Этот тип структурно-магматической зональности определяется, в первую очередь, положением ареала магматизма относительно синхронной эвгеосинклинальной зоны. Примером его является латераль-

ный ряд девонских формаций и менее полный (возможно, вследствие недостаточной изученности) ряд позднепермских формаций (см. таблицу). В рассматриваемом ряду последовательно сменяются: габброидные и габбро-плагиогранитовые формации эвгеосинклиналей; мезоабиссальные гранодиорит-плагиогранитовые, гранодиоритовые и гранитовые формации замкнувшихся миогеосинклиналей или наложенных терригенных моногеосинклиналей; гипабиссальные гранитоидные формации повышенной щелочности или щелочногранитовые орогенных областей, для которых характерно увеличение сиенитовой составляющей к периферическим частям орогенов. Указанный ряд в общих чертах сходен со структурно-магматической зональностью мезозойских интрузивных формаций западной части Тихоокеанского пояса, выявленной Л. П. Зоненшайном, М. И. Кузьминым, В. И. Коваленко и др. (1973).

Девонские и пермские гранитоиды сопровождаются хрусталеносными камерными пегматитами. В связи с девонскими гранитами известны небольшие штоки поздних микроклин-альбитовых амазонитсодержащих гранитов, щелочные граниты и грейзены, обогащенные редкими элементами. Поздние дифференциаты позднепермского щелочногранитоидного магматизма — жилы и штоки щелочных микроклин-альбитовых гранитов иногда содержат высокие концентрации редких элементов.

Наряду с общими закономерностями структурно-магматической зональности, каждая эпоха магматизма обладает присущими ей особенностями, отражающими эволюционное развитие глубинных зон. От ранних каледонид к каледонидам, герцинидам и затем позднепалеозойским образованиям происходит нарастание общей, в том числе калиевой, щелочности интрузивных формаций. Сравнивая, например, собственно орогенные формации замкнувшихся эвгеосинклинальных структур ранних каледонид и герцинид можно видеть, что первые обладают щелочноземельно-натровым профилем и небольшой величиной калиевой щелочности, вторые отличаются от них кали-натровой спецификой и меньшим содержанием глинозема и щелочноземельных элементов. Наиболее отчетливо изменчивость состава гранитоидов видна на примере возрастного ряда формаций Центральной и Северной Монголии, где от верхнего кембрия до поздней перми с увеличением степени кратонизации структур растет щелочность и снижается основность гранитоидов. Только девонская аляскит-гранитовая и пермская гранит-лейкогранитовая формации имеют сходные парагенезисы пород, обладают близким химизмом и могут быть объединены в гранит-лейкогранитовый формационный тип.

Параллельно с изменением состава в возрастном ряду гранитоидных формаций меняется их геохимическая специализация в направлении увеличения содержания литофильных элементов-примесей (см. таблицу). Растет также степень накопления литофильных редких элементов в поздних дифференциатах формаций и соответственно их продуктивность. Типоморфными для пород собственно орогенных формаций являются сидерофильные и халькофильные элементы — Co, Ni, V, Cu, Pb, нередко Sc. Количество литофильных элементов в гранитоидах увеличивается от эвгеосинклинальных к вулканогенно-терригенным и терригенным структурам. Однако наиболее богаты редкими элементами породы герцинской гранитовой формации, размещенной в каледонских структурах Монгольского Алтая. Наложённые орогенные формации в целом обогащены по сравнению с собственно орогенными редкометальными и редкоземельными элементами. Типоморфные элементы девонских гранитов Co, Sn, Mo, W, позднепермских — Zr, Nb, TR, Th, Ta, Be, Li, F. Во внутренней части орогена и в переходной области от орогенных структур к геосинклинальным в гранитоидах увеличивается роль сидерофильных и халькофильных элементов-примесей. Наиболее продуктивные участки ареалов распространения формаций обеих групп обычно совпадают с блоками древних относительно стабильных структур. Необходимо подчеркнуть,

что геохимическая специализация крупных эпох магматизма выявляется как по гранитоидам, так и предшествующим им вулканогенным образованиям. Девонские кислые эффузивы, например, содержат в надкларковых количествах Sn и W, пермские — Zr, Nb, TR, Be, Sn. Однако в породах эффузивных серий накапливаются в больших количествах халькофильные элементы, а в интрузивных — литофильные.

Рассмотренные тенденции свидетельствуют об увеличении роли сиалического основания в гранитоидном магмообразовании как в латеральном, так и возрастном ряду гранитоидных формаций. Однако во внешних частях девонского и позднепалеозойского орогенов гранитоидам предшествуют трахибазальтовые и щелочнобазальтоидные серии. Роль базальтоидного магматизма повышенной щелочности растет с увеличением жесткости структур и является признаком вовлечения в сферу магмообразования все более глубоких сфер планеты. Представляется вполне вероятным, что от раннего эвгеосинклинального магматизма к наиболее поздним его проявлениям, завершающим становление континентальной земной коры, последовательно увеличивается глубина магмогенерирующих источников, дающих начало и эффузивному и интрузивному магматизму.

ЛИТЕРАТУРА

- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. «Наука», 1964.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. «Недра», 1973.
- Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 14). «Наука», 1975.
- Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его применение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. «Недра», 1972.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5.
- Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые особенности геологического строения западной части Монгольского Алтая. — Изв. ВУЗов, геол. и разведка, 1966, № 9.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. «Наука», 1975.
- Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. «Наука», 1974.
- Редкометалльные гранитоиды Монголии (Петрология, распределение редких элементов и генезис). (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 5). «Наука», 1971.
- Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. эксп., вып. 9). «Наука», 1974.
- Федорова М. Е. Некоторые особенности интрузивного магматизма терригенных геосинклиналей (на примере Хангайского синклиория Центральной Монголии). — Изв. ВУЗов, 1972, № 5.
- Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С. Петрология магматических гранитоидов. «Наука», 1975.
- Хасин Р. А. Основные черты эволюции магматизма Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 4). «Наука», 1971.
- Яшина Р. М., Павлов В. А., Аракелянц М. М. История формирования и абсолютный возраст палеозойских гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии. — Изв. АН СССР, серия геол. 1973, № 6.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ МОНГОЛИИ. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ

С мезозойскими гранитоидами связано большинство известных редкометальных месторождений Монгольской Народной Республики. В рамках Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции начиная с 1967 г. мезозойские интрузивные образования изучались В. И. Коваленко, В. С. Антипиным, М. И. Кузьминым, П. В. Ковалем, Ю. П. Цыпуковым, Н. В. Владыкиным, А. В. Гореглядом, Ц. Цеденом, Ц. Гундсамбуу, Д. Ломбо, С. Ариунбилигом. Рудную минерализацию в связи с мезозойскими гранитоидами изучала Г. Ф. Иванова.

До работ Экспедиции наибольшее значение имели исследования мезозойских интрузивных пород, проведенные Р. А. Хасиным, В. А. Бобровым, Ю. А. Борзаковским и другими советскими геологами как в процессе поисково-съёмочных работ, так и при обобщении их результатов. Все эти данные сведены в геологической карте МНР масштаба 1 : 1 500 000 (1966 г.).

К моменту наших работ можно было сформулировать три главных общих вывода, касающихся мезозойских интрузивных образований МНР и сохранивших свое значение и в настоящее время: 1) мезозойские интрузивные образования проявлены на значительной территории, охватывающей (правда, неравномерно) всю восточную часть Монголии; 2) мезозойские гранитоиды МНР в подавляющей своей части имеют близкий вещественный состав, определяемый принадлежностью их к группе посторогенных гранитоидных формаций Ю. А. Кузнецова; 3) с мезозойскими гранитоидами генетически связано оловянно-вольфрамовое оруденение Монголии.

Этих данных было недостаточно для разработки рациональной классификации мезозойских интрузивных пород, необходимой для составления тектонической карты МНР, а также для решения проблем генезиса гранитоидов, их геохимии и потенциальной рудоносности. В связи с этим при работе по составлению тектонической карты МНР были запланированы геохимические исследования с постановкой следующих основных задач: 1) расчленение и классификация гранитоидов; 2) изучение их вещественного состава; 3) выделение генетических типов месторождений и рудопроявлений в связи с мезозойскими гранитоидами; 4) оценка роли, масштаба и геохимической специфики метасоматических процессов при формировании гранитоидов и оруденения; 5) выяснение структурно-геологического положения и закономерностей пространственного размещения мезозойских гранитоидов и связанных с ними рудных проявлений. Решение многих из этих задач было осуществлено в период 1967—1972 гг., и результаты этих исследований освещены в ряде наших статей, монографии (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971) и в объяснительных записках к тектоническим картам МНР (Тектоника МНР, 1974; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975). Наиболее важные материалы этих исследований (особенно касающиеся возраста, геохимической характеристики и редкометальной минерализации мезозойских гранитоидов) учтены при издании Геологической карты МНР (1972) и в книге «Геология Монгольской Народной Республики» (1973).

Следует отметить, что параллельно с нашими исследованиями в этот же период при поисково-съёмочных работах мезозойские гранитоиды изучались многими советскими, монгольскими геологами (МТЭП и

Г МНР), а также работниками геологических подразделений стран СЭВ. Их достижения, конечно, были по возможности учтены в перечисленных выше обобщающих работах.

Чтобы избежать повторения, в настоящей статье мы только кратко сформулируем основные итоги проведенных до 1972 г. геохимических исследований с анализом приводимой нами карты рудоносности мезозойских гранитоидов МНР (см. рисунок). Одновременно мы осветим результаты еще не опубликованных после 1972 г. исследований, касающиеся сравнительно плохо изученных интрузивных пород Хэнтэйского нагорья, пространственных связей мезозойских интрузивных образований с фациями регионального и контактового метаморфизма стратифицированных толщ, а также положения мезозойских магматических пород в общей схеме континентального магматизма и рудогенеза. Проблемы геохимии вольфрама, золота, условия рудной концентрации этих элементов, а также данные по новым для МНР проявлениям редких элементов рассмотрены в отдельных статьях настоящей книги.

При разработке классификации мезозойских гранитоидов МНР мы не смогли воспользоваться предложенным ранее расчленением их на различные интрузивные комплексы. Это обусловлено, в первую очередь, не надежной возрастной их характеристикой, которая существенно изменялась в процессе получения Экспедицией новых данных, а также большой близостью вещественного состава таких «комплексов» в различных структурно-тектонических зонах Монголии, которые, кстати, также существенно изменили свой смысл и содержание в последние годы. Весьма важным оказалось также то, что оруденение здесь не связано с каким-либо определенным возрастным циклом в пределах мезозойского периода, а приурочено к гранитоидам определенного вещественного состава и геохимической специфики. Чтобы учесть эти положения, разработанная нами классификация мезозойских гранитоидов МНР (Редкометалльные гранитоиды МНР..., 1971; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975) основана на выделении пяти геохимических типов интрузивных пород (габбро-диоритового, гранодиорит-гранитного, литий-фтористого типов, типа стандартных гранитов и типа пород повышенной щелочности), двух возрастных циклов (раннемезозойского — 240—170 млн. лет и позднемезозойского — 175—110 млн. лет), а также различных фаций глубинности гранитоидов.

Определение геохимического типа интрузивных пород, а также подробная характеристика всех типов приведена нами в указанных выше работах. Здесь же только подчеркнем, что с каждым из выделенных геохимических типов гранитов пространственно и генетически связано специфическое оруденение. Например, в связи с полифазными массивами, в строении которых принимают участие габбро-диориты и лейкократовые граниты стандартного типа, отмечаются проявления золота (см. статью Ю. П. Цыпукова и Д. Ломбо в настоящем сборнике). С гранитами стандартного типа ассоциируют вольфрамовые, оловянные и олово-полиметаллические месторождения кварц-жильной и грейзеновой формаций. С литий-фтористыми гранитами связаны месторождения и проявления тантала, вольфрама, олова, бериллия, лития, цезия. С щелочными породами проявлена минерализация редких земель, циркония, ниобия, иногда тория.

Карта рудоносности мезозойских гранитоидов МНР (см. рисунок) построена на основе указанной выше классификации. На ней показаны гранитоиды различных геохимических типов ранне- и позднемезозойских циклов, фации глубинности гранитоидов, нанесены рудопроявления и месторождения некоторых элементов, показаны уровень содержания в гранитах лития, олова, вольфрама, а также поведение этих элементов при переходе от ранних к поздним интрузивным фазам массивов. Эта карта является фактической основой, на которой проведен анализ простран-

- 1 — геохимические типы гранитоидов и пегматиты;
- 1 — гранитоиды повышенной щелочности (апгитовые граниты с амфиболом га-стингсит-рибекитового состава, граносиениты, кварцевые сиениты и моношлатовые аляскиты с биотитом);
- 2 — апгитовые граниты с амфиболом рибекит-арфведсонитового состава;
- 3 — нефелиновые сиениты;
- 4 — граниты литий-фтористого типа;
- 5 — граниты стандартного типа;
- 6 — гранитоиды гранодиорит-гранитного типа;
- 7 — породы габбро-диоритового типа;
- 8 — поля пегматитов;
- 9 — 13 — фации условной глубинности:
- 9 — массивы субвулканических гранитоидов;
- 10 — массивы тинабиссальных гранитоидов, сопровождаемые слабым ороговикованием;
- 11 — массивы с четко выраженными зонами приконтактных роговиков;
- 12 — массивы с локально проявленной гранитизацией;
- 13 — мезоабиссальные плутоны батолитового типа, сопровождаемые широкими зонами мигматитов и гнейсов;
- 14 — 16 — геохимические характеристики гранитоидов:
- 14 — массивы с содержаниями олова, вольфрама и лития на уровне средних для гранита;
- 15 — массивы с содержаниями олова, вольфрама и некоторых других редких элементов в 2-3 раза большими (+) или меньшими (-) средних для гранитов;
- 16 — массивы с тенденцией накопления олова, вольфрама и некоторых других редких элементов в поздних магматических и метасоматических образованиях;
- 17 — 27 — рудоносность гранитоидов:
- 7 — месторождения, рудопроявления и пункты минерализации, связанные с гранитами стандартного геохимического типа;
- 18 — то же в связи с гранитами литий-фтористого типа;
- 19 — то же в связи с массивами гранодиорит-гранитного типа (а) и гранитоидами повышенной щелочности (б);
- 20 — рудопроявления, для которых связь с гранитоидами определенного геохимического типа не установлена;
- 21 — редкометаллическая минерализация в гранитах литий-фтористого типа;
- 22 — то же в цвиттерах (а) и грейзенах (б);
- 23 — то же в пегматитах;
- 24 — кварцево-жильные месторождения;
- 25 — сульфидно-касситеритовые проявления; шлиховые ореолы рассеяния минералов; вольфрама (а), олова (б), золота (в), редкоземельных элементов и ниобия (г);
- 27 — проявления ультраосновного щелочного магматизма с приповерхностным комплексом карбонатитов, сопровождаемых флюорит-апатитовой и TR, Fe, Sr — минерализацией;
- 28 — 30 — фации регионального метаморфизма вмещающих пород:
- 28 — внешняя граница области распространения пород амфиболовой фации;
- 29 — области распространения метаморфических пород зеленосланцевой и эпидиот-амфиболовой фаций;
- 30 — нематоморфизованные и слабо метаморфизованные породы;
- 31 — разломы. Во врезках слева — схема зональности раннемезозойского магматического ареала, справа — то же для позднемезозойского магматического ареала;
- 32 — границы внешних зон ареалов, достоверные (а) и предполагаемые (б);
- 33 — границы зон известково-щелочного магматизма внутри ареалов;
- 34 — граница области, в которой проявления гранитоидного магматизма не установлены;
- 35 — данные о возрасте мезозойских гранитоидов (в числителе — цифры абсолютных возрастов, по данным В. И. Коваленко, М. И. Кузьмина и др., в знаменателе — данные других исследователей)

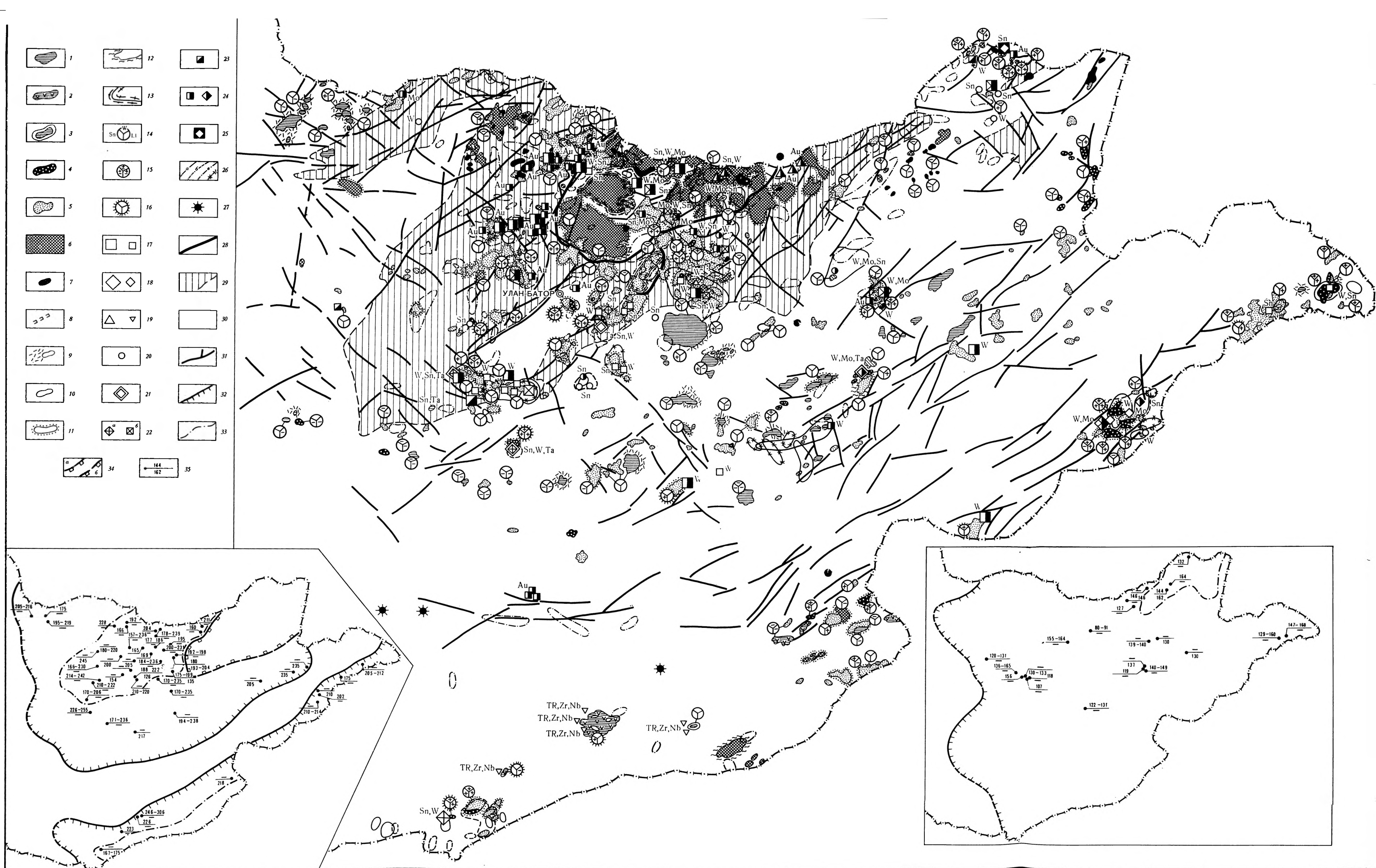


Схема рудоносности мезозойских гранитоидов МНР. Составили В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, В. С. Антипин, П. В. Коваль, Ю. П. Цыпуков с использованием материалов геологических исследований

венного размещения мезозойских гранитоидов МНР и разработана схема мезозойской металлогении МНР.

Анализ упомянутой карты показывает существенное различие в пространственном размещении геохимических типов гранитоидов ранне- и позднемезозойского возрастов. Массивы раннемезозойского возраста образуют Северо-Восточный ареал магматизма и Юго-Восточную полосу распространения гранитоидов вдоль границы МНР и КНР (см. рисунок). В Северо-Восточном ареале можно выделить «ядро», представленное гранит-гранодиоритовыми батолитообразными плутонами Хэнтэя. С юга они окаймляются зоной гипабиссальных интрузий, в которой наиболее широко распространена ассоциация стандартных и литий-фтористых гранитов. Самой периферической является зона щелочных гранитов или пород повышенной щелочности, в которой развиты приповерхностные интрузии, нередко образующие с эффузивами единые вулканоплутонические ассоциации (Дашибалбарский массив).

Юго-Восточная полоса раннемезозойских гранитоидов также не однородна по своему строению. В западной ее части широко распространены щелочные граниты и другие щелочные породы (Южно-Гобийский пояс), а в восточной — граниты стандартного и литий-фтористого геохимических типов.

Количество массивов позднемезозойского цикла в Монголии невелико (около 10% от общей площади мезозойских интрузий), и они размещены преимущественно в пределах Северо-Восточного ареала. Как правило, это мелкие тела, сложенные породами всех геохимических типов, но среди которых преобладают гранитоиды стандартного геохимического типа, а также породы повышенной щелочности и моношпатовые аляскиты.

Детальная характеристика гранитоидов зоны гипабиссальных интрузий и периферической зоны гранитоидов повышенной щелочности приведена нами ранее (Редкометальные гранитоиды МНР..., 1971; Коваленко и др., 1975; Мезозойская и кайнозойская тектоника МНР, 1975). Дополним эту характеристику новыми сведениями по зоне «ядра» ареала.

Работы самых последних лет в наименее изученном для Восточной Монголии районе Хэнтэйского нагорья (Коваль, Цыпуков, 1975) показали довольно сложное строение зоны гранодиорит-гранитных батолитов (зоны «ядра» Северо-Восточного ареала). С учетом продолжающейся части этой зоны в Забайкалье здесь различаются две родственные по вещественному составу и набору интрузивных фаз ассоциации гранитоидов: кыринская (Забайкалье) и бага-хэнтэйская (Коваленко и др., 1975). Естественно, что в составе обеих ассоциаций решительно преобладают гранитоиды гранит-гранодиоритового геохимического типа. Однако породы бага-хэнтэйской ассоциации отличаются заметным увеличением содержания суммы щелочных элементов при данной их кремнекислотности и уменьшением содержаний литофильных редких элементов (см. таблицу).

Бага-хэнтэйская и кыринская ассоциации в зоне «ядра» разделены районом, где распространены интрузии мензинской ассоциации (Коваль, Цыпуков, 1975). Здесь наиболее широко проявлены гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные граниты преимущественно неоднородного и груботакситового строения, сопровождающиеся довольно широкой (до 2—3 км) зоной гранитных инъекций в метаморфизованные песчано-сланцевые породы. Жильная серия массивов этой ассоциации представлена гранатсодержащими аплитами и пегматитами. Имеющиеся в этом районе небольшие массивы лейкократовых биотитовых гранитов стандартного типа, сопровождающихся оловянно-вольфрамовым оруденением (Верхний Кумыр), можно рассматривать в качестве второй фазы массивов мензинской ассоциации. Судя по предварительным данным калий-аргоновой геохронологии, ассоциация имеет более молодой, по сравнению с бага-хэнтэйской, возможно, позднемезозойский возраст.

Геохимическая характеристика раннемезозойских магматических ассоциаций Хантэйского нагорья

Магматическая ассоциация, порода	n	K	Na	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Zn	B	F	Sn	Be	Cr	v	K/Rb	Rb/Sr
Кыринская (Козлов и др., 1975)																	
Гранодиориты, граниты амфибол-биотитовые (главная фаза)		3,3	2,9	56	140	—	700	200	54	16	0,05	5,6	2,3	—	—	240	0,7
Граниты биотитовые		3,8	2,7	50	190	—	400	100	32	15	0,03	5,0	3,6	—	—	200	1,9
Граниты лейкократовые (поздние фазы)		3,9	2,6	33	200	—	100	30	35	23	0,01	5,9	5,1	—	—	200	2,0
Бага-Хантэйская (Коваль, Цыпуков, 1975)																	
Порфириовидные амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты (I фаза)	14	3,1	3,5	26	82	2	800	230	38	20	0,07	3,2	1,7	27	47	377	0,31
Биотитовые граниты (II фаза)	20	3,6	3,3	42	116	4,7	665	170	26	23	0,07	4,1	3,1	28	42	310	0,18
Лейкократовые граниты и аляскиты (III) фаза	14	4,1	2,9	13	82	2	740	130	18	24	0,02	2,0	1,0	14	18	505	0,61
Ерогольская (Северо-Западный Хантэй) (Коваль, Цыпуков, 1975)																	
Гранодиориты	14	1,9	3,6	34	60	2	840	350	36	48	0,05	3,3	1,2	49	36	315	0,17
Лейкократовые граниты полифазных массивов	67	4,2	2,6	15	136	5	515	80	35	37	0,04	3,6	1,1	18	13	310	1,7
Биотитовые и лейкократовые граниты массивов простого строения	22	3,5	3,1	45	285	14	180	50	30	32	0,08	6,3	3,0	8,2	3,0	123	5,7
Ононская (Северо-Восточный Хантэй) (Коваль, Цыпуков, 1975)																	
Амфибол-биотитовые гранит-гранодиориты	11	2,8	3,0	41	98	5	600	200	66	20	0,06	3,5	2,4	47	42	281	0,49
Лейкократовые граниты	9	3,9	2,3	12	93	5	130	49	28	18	0,01	2,0	1,0	24	35	420	1,9

n — число проб, использованных для определения средних содержаний; содержание K, Na, F — в %, для остальных элементов — в г/т.

В пределах северо-западной и юго-восточной периферии зоны «ядра» и ее перехода к зоне гипабиссальных интрузий достаточно четко выделяются контрастная ассоциация Северо-Западного Хэнтэя (ерогольская) и близкая к ней ононская ассоциация.

Ерогольская ассоциация характеризуется сочетанием биотитовых и амфибол-биотитовых стандартных гранитов (главная фаза), ультракислых существенно натровых гранитоидов (III фаза) с габбро-диоритами ранних фаз внедрения (см. таблицу). Ее жильная серия — лейкократовые граниты, гранит-порфиры и лампрофиры.

Ононская ассоциация приурочена к району верховьев р. Онон и бассейну р. Балджи. Ассоциация сложена гранитоидами гранит-гранодиоритового геохимического типа (см. таблицу). Для нее характерно небольшое количество интрузивных фаз: главная фаза — порфировидные амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты (преобладают), меланократовые гранодиориты, аляскитовые граниты и гранит-порфиры; фаза дополнительных интрузий — лейкократовые граниты.

Выше уже отмечалось, что глубинность формирования мезозойских гранитоидов МНР падает при переходе от центральных частей ранне-мезозойского Северо-Восточного ареала к его периферии. Критериями оценки глубинности служили структурно-геологическое положение, размеры, морфология, внутреннее строение массивов, интенсивность контактового взаимодействия с вмещающими породами, пространственная связь с разновозрастными вулканитами (Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975). В последние годы проведены специальные исследования по выяснению пространственной связи мезозойских гранитоидов различных геохимических типов с фациями регионального и контактового метаморфизма вмещающих пород. При этом установлено, что в раннемезозойском Северо-Восточном ареале магматизма метаморфизм пород послекаледонского возраста, которые вмещают мезозойские гранитоиды, характеризуется широкими вариациями условий от начальной стадии до высоких ступеней амфиболитовой фации.

Кристаллические сланцы и гнейсы с минеральными парагенезисами, характерными для пород амфиболитовой фации ($\text{Би}' + \text{Рог} + \text{Пл}_{25-30} + \text{Гр} \pm \text{Кв}$; $\text{Би} + \text{Пл}_{15-20} + \text{Мкр} + \text{Кв}$; $\text{Рог} + \text{Пл}_{20-25} + \text{Альм} + \text{Кв}$ и др.), широко развиты в центральных частях ареала и практически не отмечаются в его периферических зонах. В районе развития мезоабиссальных батолитообразных гранитоидных плутонов гранодиорит-гранитного геохимического типа нижнепалеозойские или верхнепротерозойские (?) толщи вмещающих пород преобразованы в гнейсовидные полосчатые или порфиробластические породы с интенсивным проявлением процессов гранитизации. Наиболее обширные поля интенсивно метаморфизованных пород известны в северном и западном экзоконтактах Бага-Хэнтэйского батолита, к югу от Ялтуино-Верхнекумырского массива и в восточном экзоконтакте Прикеруленского массива. Широкое развитие орто- и парагнейсов, мигматитов и различных гранитизированных пород отмечалось многими исследователями в центральной части раннемезозойского ареала магматизма на прилегающих территориях СССР.

В зоне развития гипабиссальных интрузий вмещающие породы подвержены региональному метаморфизму более низких ступеней. Лишь в некоторых местах (между Ерогольским и Баянгольским разломами; верховья Керулена и его левых притоков и др.) отмечены зоны нижнепалеозойских терригенных пород, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В целом же центральная часть ареала окаймляется полосой вулканогенно-терригенных пород нижнего и среднего палеозоя, метаморфизм которых соответствует уровню фации зеле-

¹ Би — биотит, Рог — роговая обманка, Пл — плагиоклаз, Мкр — микроклин, Гр — гранат, Альм — альмандин, Кв — кварц.

ных сланцев. В зависимости от состава первичных толщ обнаруживаются различные парагенезисы метаморфических минералов, но в большинстве случаев характерными минералами таких парагенезисов являются кварц, альбит, мусковит, хлорит и реже эпидот. Породы зеленосланцевой фации метаморфизма распространены в пределах Бутэлийнуринского, Эрэн-Дабанского хребтов и в широкой полосе между Баянгольской и Прикеруленской системами разломов, где развиты нижнепалеозойские образования мандальской и харинской серий. В самой периферической зоне раннемезозойского Северо-Восточного ареала интрузии гранитоидов залегают среди практически неметаморфизированных пород, которые сохраняют признаки первичных вулканогенных и осадочных образований. Таким образом, степень регионального метаморфизма пород, вмещающих массивы мезозойских гранитоидов, уменьшается от центральных частей ареала к его периферическим зонам.

Присутствие в пределах ареала роговиковых фаций контактового метаморфизма также вполне закономерно. Наиболее высокотемпературные фации пироксеновых и роговообманковых роговиков отмечаются в «ядре» ареала или в его непосредственном обрамлении (Бага-Хэнтэйский батолит, Шарагольский, Юдыгинский, Модотинский и другие массивы). В периферических частях ареала массивы мезозойских гранитоидов характеризуются незначительными по мощности зонами контактовых роговиков (Бага-Газрынский, Дашибалбарский и другие массивы). Судя по минеральным парагенезисам, эти роговики соответствуют альбит-эпидотовой фации контактового метаморфизма. В некоторых сравнительно небольших интрузивных телах явления экзоконтактового метаморфизма практически не проявлены (Алтан-Обинский шток).

Таким образом, мы приходим к выводу, что наиболее глубинные массивы «ядра» Северо-Восточного ареала приурочены к выходам наиболее глубоко метаморфизованных вмещающих пород. По мере перехода к периферическим зонам ареала степень метаморфизма вмещающих пород падает. В настоящее время трудно однозначно объяснить эту пространственную связь. Весьма вероятно, что она отражает в первую очередь большую глубину эрозионного среза гранитоидов и вмещающих их пород в Хэнтэйском поднятии по сравнению с эрозионным уровнем окаймляющих это поднятие систем мезозойских прогибов (Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975). В целом, пространственная связь зональности мезозойского магматизма и зональности фаций регионального метаморфизма в МНР — еще одно свидетельство увеличения глубин формирования интрузий от периферии Северо-Восточного ареала к его центру.

Приведенные новые данные несомненно углубляют и конкретизируют многие из ранее установленных закономерностей распространения мезозойских интрузивных пород МНР, но в то же время они подтвердили правильность главных из этих закономерностей.

Для целей генетической интерпретации выявленных закономерностей пространственного размещения мезозойских гранитоидов МНР нами были рассмотрены схемы тектоно-магматической зональности для всей территории Монголо-Охотского пояса (Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975) и западной части Тихоокеанского кольца (Зоненшайн и др., 1973; Uyeda, Miyashiro, 1974) в рамках раннего и позднего мезозоя. Оказалось, что для обоих временных интервалов обнаруживается примерно одинаковая закономерная смена одних структурных элементов и магматических образований другими по мере удаления от внутренних частей Тихоокеанского кольца, занятых эвгеосинклинальными зонами, к внешним. Эта зональность имеет следующий вид (с востока на запад).

1. Эвгеосинклинальная зона со спиллит-диабазовым магматизмом и массивами ультрабазитов (в МНР отсутствует).

2. Морской прогиб с терригенной седиментацией и с ограниченным проявлением магматизма (в МНР — раннемезозойский Ононский прогиб).

3. Область развития гранитоидов и наземного вулканизма. Во внутренней подзоне, примыкающей к морскому прогибу, развиты батолитообразные интрузии гранодиорит-гранитов. Далее отмечается подзона «распыленного» магматизма с гипабиссальными массивами гранитов стандартного и литий-фтористого типа. Внешняя подзона, расположенная на самой периферии ареала, характеризуется проявлениями щелочного интрузивного и эффузивного магматизма (в МНР — раннемезозойский Северо-Восточный ареал, охватывающий все упомянутые зоны; в позднем мезозое в МНР фиксируется подзона «распыленного» магматизма и периферическая зона подщелоченных пород). Для позднемезозойского времени характерно смещение внутренних зон к востоку.

Указанная зональность, строго подчиненная в своем расположении внутренним частям Тихоокеанского кольца, занятого эвгеосинклинальными зонами, однозначно указывает на то, что развитие мезозойского магматизма континентальных площадей Монголо-Охотского сегмента Восточной Азии, в том числе и территории Монгольской Народной Республики, тесно связано с событиями, происходящими в эвгеосинклинальных зонах Тихоокеанского кольца. Для ранне- и позднемезозойского этапов четко выявляется магомгенерирующая роль Монголо-Охотского линеамента, поскольку вдоль нее упомянутая тектоно-магматическая зональность перемещается от эвгеосинклиналей в глубь континента на 1500—2000 км.

Для того чтобы представить себе, в каких геодинамических условиях возможно образование тектоно-магматических ареалов типа Монголо-Охотского, важно найти современные аналоги таких ареалов, образование которых продолжается и в настоящее время в условиях, поддающихся прямому геологическому исследованию. Таким примером может служить кайнозойский (25—0 млн. лет) тектоно-магматический ареал на западе Северной Америки, который подробно проанализирован в работе Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина, В. М. Моралева (1976). В этом ареале аналогом Монголо-Охотского морского прогиба является проникающий глубоко в континент Калифорнийский залив и продолжающий его на континенте четвертичный прогиб Салтон. По-видимому, в качестве аналога Монголо-Охотского линеамента здесь можно рассматривать трансформный разлом Сан-Андреас, который смещает вдоль Калифорнийского залива рифтовую систему Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вдоль разлома Сан-Андреас кайнозойский магматизм проникает далеко на север в Северо-Американском континенте, что также сходно с проникновением мезозойского магматического ареала вдоль Монголо-Охотского шва. Как и в случае магматических ареалов в пределах Монголо-Охотского пояса, кайнозойский магматический ареал запада Северной Америки имеет зональное строение, правда, симметричность которого нарушена западным краем Северо-Американского континента. Ближе к Калифорнийскому заливу к востоку от разлома Сан-Андреас проявлена зона известково-щелочного вулканизма (Каскадные горы, Сьерра-Невада, Сонома, запад пустыни Махаве). Породы этой зоны по химическому составу и металлогении можно сопоставить с породами «ядра» раннемезозойского Северо-Восточного ареала, хотя в Америке эти породы — вулканиты, а в Монголо-Охотском поясе — интрузивные образования.

Далее к востоку от этой зоны в периферической части кайнозойского ареала проявлены вулканические аналоги подзоны «распыленного» магматизма и зоны щелочного магматизма ареалов Монголо-Охотского пояса. Это — вулканиты так называемой «бимодальной» серии (Большой Бассейн, плато Колорадо, Снейк-Ривер, Йелоустонский парк, Нью-

Мексико), которые включают риолиты, в том числе ультракислые фтор-бериллиевые их разновидности (аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов), а также комендиты, являющиеся аналогами щелочных гранитов. На самом краю кайнозойского ареала проявлены малые интрузии фonoлитов и лейцитовых базальтов.

Для запада Северной Америки образование кайнозойского тектоно-магматического ареала связывается с перекрытием всей системы Восточно-Тихоокеанского хребта Северо-Американским континентом, в процессе чего произошло и раскрытие Калифорнийского залива (Зоненшайн и др., 1976; Atwater, 1970). Активность этой рифтогенной структуры под континентом привела к интенсивному магматизму в этом регионе, причем условия растяжения были особенно благоприятны для формирования щелочных магм периферической зоны ареала.

Имея в виду большое сходство тектоно-магматической зональности мезозойских ареалов Монголо-Охотского пояса, в том числе и МНР, с кайнозойским ареалом запада Северной Америки, можно допустить и близость геодинамических условий их образования. Имеются данные (Hess, 1962; Larson, Chase, 1972), что домеловой срединный океанический хребет Тихого океана протягивался вдоль современных Гавайского и Императорского хребтов. Если допустить, что в северо-западном направлении этот хребет мог сочленяться с системой Монголо-Охотских прогибов, возникшие зональности в пределах Монголо-Охотского пояса можно связать с процессом надвигания в мезозое Азиатского континента на систему древнего срединно-океанического Тихоокеанического хребта. Как будто бы это допущение подтверждается анализом мезозойских полосовых магнитных аномалий (Uyeda, Miyashiro, 1974). Тогда с активностью домеловой рифтовой системы Тихого океана, перекрытой Азиатским континентом, можно связывать образование тектоно-магматических ареалов Монголо-Охотского пояса, в том числе и проявление магматизма Монгольской Народной Республики.

Представляется весьма важным, что с рассмотренной структурно-магматической зональностью Монголо-Охотского пояса вполне определенно сочетается его металлогения (Коваленко и др., 1975). С этих позиций металлогения Монголии и перспективность ее территории может быть пересмотрена и дополнена существенно новыми положениями.

В самом кратком виде их можно свести к следующим: 1) на территории МНР проявлены ранне- и позднемезозойская металлогенические циклы; 2) в связи с зональностью распределения массивов гранитоидов различных геохимических типов и закономерной связью с каждым из этих типов специфического оруденения отмечается зональное (поясовое) распределение металлогенических зон; 3) позднемезозойский оловянно-вольфрамовый пояс Забайкалья, по-видимому, замыкается, а золото-молибденовый и полиметаллический приобретает отчетливо выраженную вольфрамовую специфику; 4) оловянно-вольфрамовые и вольфрамовые пояса являются комплексными и дополняются достаточно широко распространенной танталовой минерализацией и минерализацией некоторых других редких элементов; 5) на юге МНР выявлен крупный редкоземельно-цирконий-ниобиевый металлогенический пояс, сочетающийся с Южно-Гобийским поясом щелочных пород; 6) исходя из сходства строения тектоно-магматических ареалов запада Северной Америки и Монголо-Охотского пояса, в периферической зоне мезозойских ареалов МНР среди приповерхностных и вулканических кислых пород (Джидинский, Гоби-Хангайский, Центральный районы) следует ожидать обнаружения новых для МНР типов месторождений: а) типа бертрандитовых туфов, как, например, месторождения штата Юта, одновременно несущие высокие содержания редких щелочей, типа фенакит-бертрандитовых проявлений и т. п.; б) типа танталсодержащих онгонитоподобных эффузивов; в) ме-

«сторождений олова риолитовой формации (типа месторождений Нью-Мексико, Невады); г) проявлений редкометальных пантеллеритов и комендитов.

Распределение золоторудной, вольфрамовой и редкометальной минерализации МНР рассмотрено в специальных статьях настоящего сборника. Здесь же только перечислим главные металлогенические элементы территории МНР (Мезозойская, кайнозойская тектоника..., 1975).

Раннемезозойский цикл. На этом временном срезе отчетливо выделяются две металлогенические провинции: Северо-Восточная (или Монголо-Забайкальская) и Южно-Монгольская, которые пространственно совпадают с одноименными ареалами магматизма (см. рисунок). В соответствии со структурой раннемезозойского ареала магматизма Северо-Восточная металлогеническая провинция разделена на три зоны. Во внутренней зоне («зона батолитов») промышленных проявлений эндогенной рудной минерализации не известно. В примыкающей к ней промежуточной зоне, называемой нами Хэнтэйским рудным поясом, распределены месторождения золота, ассоциирующие с полифазными габбро-диорит-гранитными массивами; месторождения и проявления вольфрама и олова, генетически связанные с гипабиссальными интрузиями гранитов стандартного и литий-фтористого геохимического типов, а также тантала и ниобия. Здесь же имеются россыпи золота, касситерита (часто с вольфрамитом) и тантало-ниобатов. В периферической зоне Северо-Восточной провинции встречаются отдельные месторождения и рудопоявления вольфрама, олова и тантало-ниобатов. Эта зона несомненно перспективна в отношении бериллиевой минерализации, связанной с апаитовыми и субщелочными гранитами, а также в отношении золота в связи с контрастным вулканизмом. В целом, она напоминает по ряду обсуждавшихся выше признаков флюорит-уран-бериллиевую провинцию штата Юта (США). В восточной части Северо-Восточной провинции имеется обширная «безрудная» область, охватывающая значительную часть Ононского морского прогиба, в которой не известны проявления раннемезозойского магматизма.

В пределах Южно-Монгольской провинции выделяются Нукутдабанско-Халхингольский оловянно-вольфрамовый пояс и расположенный к юго-западу от него Южно-Гобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый пояс. На юго-западном фланге провинции находится Хара-Моритинский оловянно-вольфрамовый рудный район.

Позднемезозойский цикл. В соответствии с общим смещением ареала к востоку происходит сокращение площади металлогенических провинций так, что Северо-Восточная провинция остается среди них преобладающей металлогенической единицей позднемезозойского цикла. На территории Монголии она представлена двумя зонами. Внутренняя, меньшая по площади, охватывает узкую приграничную территорию Хэнтэя и Приононья, уходя своей основной частью на территорию Забайкалья. Здесь достаточно широко проявлено оловянное и вольфрамовое оруденение, генетически связанное с гипабиссальными массивами гранитов стандартного геохимического типа. По всей вероятности, эта внутренняя зона (Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс) представляет собой область замыкания оловянно-вольфрамового пояса Восточного Забайкалья. Во внешней зоне позднемезозойской металлогенической провинции особое значение имеет упомянутый уже Замыкающий вольфрамовый пояс, непрерывность которого требует подтверждения на участке между Джидинской зоной Забайкалья и Их-Хайрханским рудным полем.

Сопоставляя металлогению обоих циклов магматизма в пределах Северо-Восточного ареала необходимо отметить как сходство металлогенической зональности, выражающееся в существовании зон и рудных

поясов с аналогичной металлогенией, так и сходство металлогенической эволюции в направлении от внутренних зон к внешним.

В отношении промышленных типов месторождений особенно интересными являются: для золота — Хэнтэйский пояс и внешняя зона ареала с проявлением контрастного габбро-гранитного магматизма ($T-J_1$); для вольфрама — Замыкающий (J_2-K), Внутренний оловянно-вольфрамовый, Хэнтэйский и Нукутлабанско-Халхингольский пояс и Хара-Моритинский рудный район; для олова — Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс и Хара-Моритинский рудный район; для тантала и ниобия — Хэнтэйский и Внутренний оловянно-вольфрамовый пояса, внешняя зона раннемезозойской провинции. Наконец, для редкоземельно-цирконий-ниобиевого оруденения весьма перспективен Южно-Гобийский металлогенический пояс, где, кроме того, следует ожидать проявлений золотой минерализации. В общем перспективность позднемезозойских гранитов в отношении промышленного вольфрамового, молибденового и оловянного эндогенного оруденения должна быть оценена выше, чем раннемезозойских.

ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТ

По-видимому, важной в практическом отношении является разработанная схема мезозойской металлогении МНР, основанная на принципиально новых представлениях и позволяющая по-новому оценивать перспективность этой территории и соответственно ориентировать поисково-съёмочные и тематические работы. Несомненно, что в дальнейшем эта схема должна быть конкретизирована.

В процессе геохимических работ были обоснованы, а затем обнаружены новые для Монголии редкометалльные проявления.

1. Было доказано довольно широкое распространение танталоносных литий-фтористых гранитоидов. Концентрации аксессуарных минералов тантала и лития открыты нами в субвулканических онгонитах и штоковерковых рудах Онгон-Хайерхана, цвиттерах Бага-Газрыне, гранит-порфирах и грейзенах Югодзыря, Барун-Цогто (Западный и Невскрытый массивы). Выявлены новые проявления танталоносных литий-фтористых гранитов (Восточный Юдугуйн, массивы в районе Югодзыря, Боро-Худжырин), а также проведено геохимическое исследование всех известных массивов амазонитовых гранитов. В МНР танталоносные граниты впервые обнаружены в 1965 г. С. И. Богуславским и В. И. Ушаковым в Жанчивланском массиве.

2. На большинстве ранее известных месторождений вольфрама, олова и молибдена установлены повышенные концентрации тантала (с благоприятным отношением тантала к ниобию), а также повышенные содержания редких щелочей. Поэтому такие месторождения, как Барун-Цогто, Онгон-Хайерхан, Югодзырь, Жанчивлан, Бага-Газрын, должны рассматриваться как комплексные.

3. В пределах обоснованного нами Южно-Гобийского пояса щелочных пород обнаружена новая для Монголии редкоземельно-цирконий-ниобиевая минерализация, проявленная в ряде участков. В редкометалльных щелочных гранитах содержание редкоземельных элементов 3,5%, циркония до 6% и ниобия 0,1%, а в карбонатных жилах Лугингольского массива псевдолейцитовых сиенитов отмечены значительные содержания редкоземельных элементов. Отдельные разновидности калиевых нефелиновых сиенитов могут быть интересны как сырьё на калий. Среди щелочных гранитов Хан-Богдинского массива был открыт новый минерал, названный в честь первого человека вступившего на Луну, армстронгитом.

4. Открыто новое рудопроявление вольфрама Хайляс к востоку от месторождения Югодзырь, а также новое проявление цвиттеров в пределах Жанчивланского массива.

5. Обнаружены высокие концентрации редких щелочных элементов в кислых стеклах на севере Монголии; повышенные концентрации — в пегматитах Хух-дель-Улы, в экзоконтактовых слюдитах пегматитов Унчжула, а также в роговиках Югодзырьского месторождения и штокверковых рудах Онгон-Хайерхана.

6. Установлены повышенные содержания редкоземельных элементов в плагиоклаз-калишпатовых метасоматитах Бага-Газрына.

7. Выявлена золотоносность кварц-серицитовых апосланцевых и березитоподобных апогранитных метасоматитов, локализованных в зонах повышенного расщепления в связи с поздними фазами становления габброидно-гранитных интрузий Хэнтэя.

Таким образом, Монголию можно рассматривать как интересную провинцию редкометальной минерализации с весьма широким спектром компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Брандт С. Б., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С. О мезозойской щелочно-гранитной вулканоплутонической формации Восточной Монголии на примере Дашибалбарского массива. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 11.
- Геологическая карта МНР масштаба 1 : 1 500 000 под ред. Н. А. Маринова и Р. А. Хасина. М., 1966.
- Геологическая карта МНР масштаба 1 : 1 500 000 под ред. Н. А. Маринова, Н. С. Зайцева, Р. А. Хасина. М., 1971.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1—2. «Недра», 1973.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И., Салтыковский А. Я. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. Н. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. «Недра», 1976.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В. Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. «Наука», 1975.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Общая схема мезозойской металлогении МНР. В кн.: Ежегодник 1972 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1973.
- Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Новые данные по магматизму Хэнтэйского поднятия (МНР). — В кн.: Ежегодник 1974 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Новосибирск, 1975.
- Козлов В. Д., Шерemet Е. М., Яновский В. М. Петролого-геохимические различия и вопросы генезиса внегесиноклинальных мезозойских гранитоидов оловянно-вольфрамового и золото-молибденового поясов Забайкалья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1975, № 4.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 11). «Наука», 1975.
- Редкометальные гранитоиды Монголии (Петрология, распределение редких элементов и генезис) (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 5). «Наука», 1971.
- Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America. — Geol. Soc. Bull., 1970, 81, № 12.
- Hess H. H. History of ocean basins. — Petrologic. Studies: a volume to honor of A. F. Buddington. Baltimore, 1962.
- Larson R. L., Chase C. G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, 83, № 12.
- Uyeda S., Miyashiro A. Plate Tectonics and the Japanese Islands: a synthesis. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, 85, № 7.

КАЙНОЗОЙСКИЕ БАЗАЛЬТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ МОНГОЛИИ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Продукты кайнозойского вулканизма МНР сосредоточены в двух главных областях, за пределами которых они крайне редки. Одна из них представляет меридиональную вулканическую зону шириной в 500—600 км, которая охватывает разобщенные базальтовые поля рифтовой впадины оз. Хубсугул, сводово-глыбового поднятия Хангая и Гобийского Алтая, а также Южно-Гобийской пустыни. Эта зона несогласно наложена на складчатые палеозойские сооружения и современные горные системы с разделяющими их впадинами, имеющими северо-западные и широтные простирания. Другая образует один из самых крупных в Азии вулканических ареалов — плато Дариганга, площадью около 10 000 км². За пределами этих областей известны пока лишь небольшие участки кайнозойских базальтоидов в Барунхурайской котловине, в районе Мандал-Гоби, Далан-Дзадагада, Халхин-Гола и некоторых других.

Первые вулканические эпизоды в Центральной Монголии датируются эоценом и олигоценом (Девяткин и др., 1973), а на Дариганге они относятся к постмиоценовому или даже миоценовому времени (Корина и др., 1973). С перерывами вулканическая деятельность продолжалась до исторического времени включительно.

Изучение вулканических полей кайнозоы Монголии показало, что слагающие их породы в основном принадлежат ряду щелочных базальтоидов (Кепежинскас, Девяткин, Лучицкий и др., 1973). Выделено и охарактеризовано три главные ассоциации: 1) калиевые щелочные базальтоиды; 2) натровые щелочные базальтоиды; 3) ассоциация щелочных и толеитовых пород.

Калиевая ассоциация распространена в Центральной Монголии; она очень неоднородна по петрохимическому составу, степени дифференцированности и в фациальном отношении. Наряду с калиевыми базальтоидами, значительно дифференцированными до появления калиевых муджиеритов и бьенморитов, встречаются менее щелочные породы — трахибазальты и трахитовые андезит-базальты, а также меланократовые щелочные лавы, впервые выделенной на Хангае, лейцитовой тефрит-базальтовой серии. Породы разного состава разобщены территориально, но иногда в отдельных плато и вулканах встречаются совместно. Лейцитовая тефрит-базанитовая серия характерна для голоцена Тарятской впадины и посленеогеновых излияний Барунхурайской котловины (Амантов, 1959; Кепежинскас, Девяткин, Дашдава, 1975) и связана с глубокими расколами типа Булганской зоны. Калиевые базаниты и гавайиты преобладают в плиоцене и плейстоцене Тарятской впадины, образуют покровы и вулканические постройки по р. Орхон, но наиболее широко развиты в Долине Больших Озер. В Тарятской впадине и на вулкане Дулан-Хара с ними связаны калиевые трахитовые андезит-базальты, а в Долине Озер калиевые базаниты ассоциируют с более щелочными дериватами — калиевыми бьенморитами и муджиеритами (гора Баян-Тэг). Трахибазальтовая серия с андезит-базальтами характерна для базальтовых полей р. Хануй-Гол и предхангайских равнин Долины Озер.

При общих значительных вариациях составов пород калиевой ассоциации Доллина Озер выделяется как исключительный по разнообразию базальтоидных серий вулканический ареал. Среди калиевых базанитов и гавайитов здесь нередко встречаются лейцитосодержащие породы. На-

ряду с трахитовым андезито-базальтовым плато Эриэн-Тологой мы наблюдаем плато калиевых гавайитов и муджиеритов в районе горы Хара-Нюдуни, плато калиевых базанитов и гавайитов Баянгин-Тэг и т. д. Аналогичная картина наблюдается для корневой системы вулканических излияний, представленной мощными дайками трещинных аппаратов калиевых базанитов горы Цобу-Ула и в районе Баян-Хонгора, калиевых бьенморитов горы Хурен-Обо и Баянгин-Тэг.

Натровая ассоциация щелочных базальтоидов локализована в пределах вулканической области Дариганга. Геоморфологические, палеомагнитные и вулканологические исследования показывают, что вулканический чехол этого обширного и своеобразного плато сформирован в несколько этапов, а мощность его значительно превышает установленные ранние оценки в несколько метров, ибо только отдельные фрагменты древней части стратифицированного плато горы Асхатэ достигают 100 м. Несмотря на господство лав в комплексе пород этого мощного платообразного покрова, в основании его отмечаются грубообломочные туфовые породы, а местами туфовые конгломераты с валунами пород фундамента в диаметре до 1—2 м.

Особенности строения плато и многочисленных вулканических аппаратов, закономерности их распространения и другие данные приводят нас к выводу, что трещинные излияния, равно как и извержения центрального типа с долгоживущими вулканическими центрами, играют здесь весьма подчиненную роль. Плато сформировано в результате неоднократных базальтовых излияний ареального типа. На Дариганге преобладают базаниты, лимбургиты и нефелиновые гавайиты, реже отмечаются оливиновые меланефелениты; экзотичны, но тем не менее важны петрологически толеитовые низкокалиевые базальты, единичные потоки которых появляются в верхах щелочного разреза плато. Таким образом, намечается две ветви базальтоидов: щелочная и толеитовая. По многим параметрам состава натровые щелочные базальтоиды Дариганги близки щелочным базальтам океанических островов, в частности Гавайских и Южной Атлантики (ов-а Гоф, Св. Елены). Правда, в отличие от океанических островных ассоциаций, где толеитовое ложе резко доминирует над маломощным щелочным чехлом, на Дариганге соотношения обратные. Однако генетическая связь двух типов базальтов несомненна и, по-видимому, осуществляется механизмом глубинного фракционирования, когда различные по степени насыщенности SiO_2 первичные базальтовые магмы связаны соотношениями кристаллического фракционирования при высоком давлении (Соболев, Кепежинскас, 1971).

Ассоциация щелочных и толеитовых пород наиболее ярко демонстрирует эту толеитовую тенденцию на примере Халхингольского района, где излияния нефелиновых базанитов сменяются излияниями толеитовых базальтов и андезитов с низкой и нетипичной для натровой провинции Монголии калиевостью (0,44—0,56% K_2O при 54—58% SiO_2).

Многочисленные петрологические эксперименты убедительно доказывают глубинный генезис щелочно-базальтоидных расплавов и их генерацию в условиях высоких давлений. Естественно, что именно к этим породам приурочена основная масса включений, многие из которых классифицируются в качестве глубинных. В монгольских базальтоидах мы выделяем два типа таких включений. С одной стороны, глубинные ксенолиты, которые рассматриваются как отторженцы вещества верхней мантии и нижней части коры, являясь источником информации о составе глубинных слоев Земли. С другой — минеральные включения, родственные вмещающим базальтам, которые дают нам возможность представить режим образования и фракционирования базальтовых расплавов в условиях высокого давления и значительных температур.

В процессе изучения щелочных базальтоидов сначала на Хангае, а затем и в других местах, включая Даригангу, нами были обнаружены

необычайно крупные кристаллы различных минералов — мегакристы, представленные клинопироксеном, титан-флогопитом, санидином и анортоклазом, а также гранатом пиральспитового состава (Кепежинскас, Антипин, 1975; Кепежинскас, Лаврентьев, Усова, 1975; Филиппов и др., 1976). Это единичные кристаллы размером 5—10 см, а их обломки обычно до 2—3 см в диаметре. Они встречаются повсеместно в породах различных фаций, в пирокластических и лавовых образованиях. Ассоциация этих мегакристов четко коррелируется с составом вмещающих базальтов. Так, в калиевых базальтоидах Центральной Монголии и, что особенно интересно, в породах лейцитового ряда в основном отмечаются мегакристы санидина, реже титан-флогопита и клинопироксена, а также граната пироп-альмандинового состава. В нефелиновых же лавах Дариганги напротив широко развиты черные стекловидные мегакристы

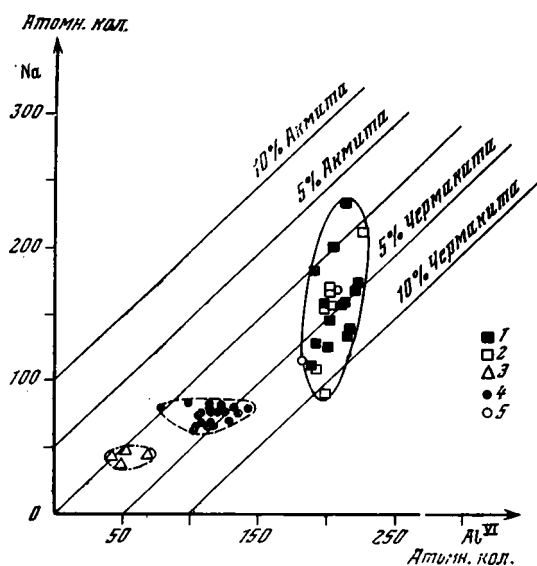


Рис. 1. Сопоставление содержаний Na и Al^{VI} в черных клинопироксенах из мегакристов, пироксенитовых ксенолитов и вкрапленников щелочных базальтоидов Монголии

1 — мегакристы натровой ассоциации; 2 — мегакристы калиевой ассоциации; 3 — вкрапленники натровой и калиевой ассоциаций; 4 — пироксены из черных пироксенитовых ксенолитов в базальтах натровой ассоциации; 5 — пироксены из ксенолитов эглогитоподобных пород в базальтах калиевой ассоциации

клинопироксена в ассоциации с анортоклазом и иногда с натровым плагиоклазом. Эта корреляция — важные признаки родственного базальтам происхождения.

Для большинства изученных кристаллов типичны реакционные взаимоотношения с вмещающими лавами, которые указывают на их неустойчивость при низком давлении в поверхностных условиях. Они отличаются исключительной гомогенностью, несмотря на значительные размеры, в противоположность мелким, но неоднородным и часто зональным фенокристам. И, наконец, самая главная для генетической интерпретации особенность — это их состав, резко отличный от состава обычных вкрапленников аналогичных минералов. Мегакристы клинопироксена по сравнению с вкрапленниками авгита и титан-авгита во вмещающих базальтах содержат в два раза больше Al_2O_3 , в три и более раз больше Na_2O , существенно меньше CaO (рис. 1, 2, табл. 1). Это салит-авгиты и омфацит-авгиты, известные в зарубежной литературе как высокоалюминиевые или чермакитовые пироксены. Высокоалюминиевые пироксены кристаллизуются и при низких давлениях из некоторых щелочноосновных расплавов (Kushiro, 1965). Однако алюминий в этом случае зафиксирован главным образом в четверной координации, а пироксен обогащен алюминиевой титан-пироксеновой молекулой $CaTiAl_2O_6$ при ничтожном содержании Са-чермакитового компонента и отсутствии жадитовой составляющей. В монгольских клинопироксеновых мегакристах большая часть алюминия находится в шестерной координации, что явля-

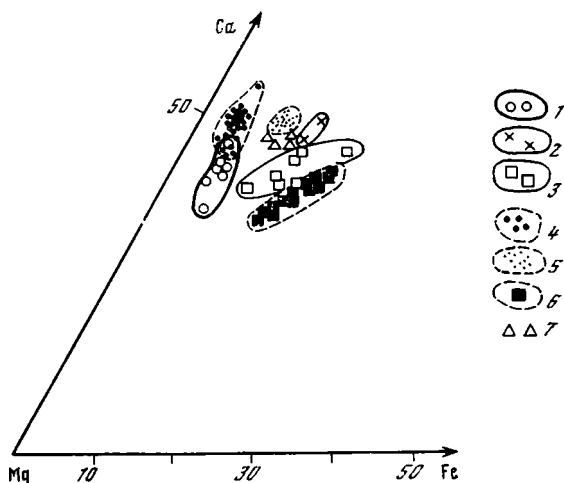
ется индикатором повышенных давлений. Наблюдается также повышенное содержание жадеитовой молекулы, что также является функцией давления. Состав описываемых мегакристов сопоставим с составом близкиликвидусной фазы в щелочном оливиновом базальте, который кристаллизуется при 14—16 кбар и 1200°С с небольшим содержанием H₂O в экспериментах Грина и Хабберсона (Green, Hibberson, 1970).

Основные особенности химизма клинопироксеновых мегакристов свидетельствуют о кристаллизации их при достаточно высоких давлениях и температурах в противоположность фазам низкого давления — вкрапленникам титанавгита в этих же лавах.

Мегакристы санидина вообще, а калиевой разновидности в особенности — явление редкое для базальтоидов, в которых в качестве фаз высокого давления описаны главным образом андезины и анортоклазы. Санидины монгольских базальтоидов образуют ряд составов от натровых до высококалиевых. Преобладают калиевые санидины. По сравнению с калинатовыми полевыми шпатами гранитоидов они обнаруживают низ-

Рис. 2. Составы клинопироксенов из глубинных включений ультраосновных ксенолитов и мегакристов в базальтонадах Монголии

1 — из лерцолитов калиевой серии; 2 — из эклогитоподобных пород калиевой ассоциации; 3 — из мегакристов калиевой ассоциации; 4 — из лерцолитов, зеленых вебстеритов, верлитов натровой ассоциации; 5 — из черных пироксенитов, вебстеритов, верлитов натровой ассоциации; 6 — мегакристы натровой ассоциации; 7 — из вкрапленников вмещающих базальтов натровой и калиевой ассоциации



кий уровень содержаний Rb, Be, Ba, Pb, Te и Sn. Содержания Sr напротив резко повышено. Отсюда аномально высокие значения K/Rb и низкие Ba/Sr отношений.

По характеру проявления мегакристы санидина похожи на клинопироксеновые кристаллы и также могут рассматриваться как фазы высоких давлений, что подтверждается устойчивостью санидина вплоть до давлений в 60 кбар в экспериментах Секи и Кеннеди (Seki, Kennedy, 1964).

Мегакристовые включения граната пиральспитового состава встречаются пока только в эруптивных выбросах вулканического аппарата в Центральном Хангае. По своему компонентному составу: 54% пиропового компонента, 32% — альмандинового и 14% — кальциевого эти гранаты близки к пиральспитам из эклогитовых включений Якутии (Н. Соболев, 1974), однако отличаются от них весьма низкими содержаниями хрома — 0,0053% (Филиппов и др., 1976). Еще значительно отличается описываемый гранат от более магнизиальных и хромовых пиропов собственно кимберлитовой мегакристовой ассоциации, гранатовых перидотитов (Н. Соболев, 1974). Гранаты из эклогитов, и гроссидитов обладают большим содержанием кальциевого компонента и хромовой составляющей, нежели описываемые пиральспиты. Если принять изученную мегакристовую ассоциацию за парагенетическую, то значения физико-химических параметров кристаллизации мегакристов по гранат-клинопи-

Таблица 1

Средние составы пироксенов различных генетических типов из базальтоидных пород (в вес. %)

Геохимический тип базальтоидов	Базальтоиды Na-серии		Базальтоиды K-серии	
Тип выделений	Фенокристы	Мегакристы	Мегакристы	Пироксены из ксенолитов пироксенитов
Число анализов	3	13	6	4
SiO ₂	52,13	50,83	50,50	49,93
TiO ₂	1,39	0,99	1,44	1,17
Al ₂ O ₃	3,31	7,88	8,30	6,64
FeO	7,13	8,91	7,81	5,97
MnO	0,12	0,13	0,13	0,11
MgO	14,32	13,31	12,77	13,27
CaO	21,68	15,35	17,12	22,12
Na ₂ O	0,56	2,21	2,11	1,02
Cr ₂ O ₃	0,25	0,04*	0,03**	0,21
Al ^{IV}	0,089	0,134	0,152	0,164
Al ^{VI}	0,054	0,203	0,204	0,124
f	27,84	29,95	29,24	23,79

* Для 8 образцов.

** Для 3 образцов.

роксеновому термометру (Перчук, 1970) отвечают давлениям порядка 15—17 кбар и температурам в 900—1100°С, что ниже параметров условий, характерных для парагенезисов гранатовых перидотитов, ксенолиты которых также найдены в этом проявлении Г. В. Пинусом и Ф. П. Лесновым.

Этот факт говорил в пользу регрессивного (по давлению) и, вероятно, локального характера процесса выплавления калиевых щелочных базальтоидов на достаточно глубоких, т. е. мантийных уровнях, сопровождающегося образованием мегакристовых реститовых фаз. Поэтому, если условия образования калиевых базальтоидов отвечают *PT*-параметрам, характерным для низов коры, уровни образования их — мантийные, а среди глубинных включений в качестве реликтовых могут встречаться и парагенезисы сверхвысоких давлений. По нашему мнению, уровни зарождения этих расплавов весьма близки к уровням зарождения кимберлитовых магм, единые, вероятно, у них и исходные породы, частичное плавление которых приводит к отделению расплавов, однако *PT*-условия их образования различны. Кимберлиты, обладающие более высокими параметрами, сохраняют в большей степени мантийный парагенезис минералов, нежели регрессивные калиевые базальтоиды со свойственными им низкими параметрами.

Еще одна особенность кайнозойских базальтоидов Монголии как пород глубинного происхождения заключается в том, что они повсеместно содержат, а местами буквально переполнены глубинными ксенолитами перидотитового и базитового составов. Перидотитовые нодулы вовсе не случайно приурочены во всем мире главным образом к щелочным базальтоидам и значительно реже встречаются в толентовых и субщелоч-

ных базальтах. После кимберлитовых трубок, считающихся наиболее глубинными образованиями, щелочные базальтоиды соответствуют относительно более глубинным уровням генерации в ряду: щелочной — высокоглиноземистый — толеитовый базальты.

История изучения ультраосновных включений в Монголии короткая. Первое описание единичных находок дунитов и эклогитоподобных пород на Дариганге в 1969 г. дано В. И. Влодавцем (1969). В процессе наших исследований в 1970—1973 гг. выявлено чрезвычайно широкое распространение ультраосновных нодулей в базальтовых полях кайнозоя. Они впервые были найдены на Хангае и в Долине Озер. Был установлен также широкий ряд составов ультраосновной и базитовой группы пород, включающей шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты, верлиты, клинопироксениты (Кеpezжинская, 1974). И, наконец, в 1974—1975 гг. монгольские геологи и Ю. О. Липовский обнаружили эруптивный аппарат на Хангае с гранатосодержащими ксенолитами, в которых Л. В. Филлипов и А. С. Павленко установили эклогитоподобные породы, а Г. В. Пинус, Ф. П. Леснов и Л. В. Агафонов — гранатые лерцолиты. Таким образом, к настоящему времени известен широкий спектр ультраосновных и базитовых глубинных ксенолитов, наряду с которыми обломки иных пород, в частности образований метаморфического генезиса и гранитоидов, составляют незначительную часть.

Изучение минералогии и петрохимии ультраосновных включений дает возможность объединить их в три серии. Первая, лерцолит-пироксенитовая серия состоит из пород двух уровней глубинности: 1) гранатые перидотиты, 2) шпинелевые лерцолиты, шпинелевые вебстериты и гарцбургиты. Общей чертой этих пород, кроме чисто внешнего признака — зеленой окраски, является присутствие изумрудно-зеленого хромового клинопироксена (хромдиопсида или хромового субкальциевого авгита). Вторая, верлит-пироксенитовая, серия включает главным образом клинопироксениты, реже верлиты и вебстериты. В противоположность предыдущей серии это породы черного цвета, в которых основным минералом является богатый титаном субкальциевый авгит. Третья серия представлена эклогитоподобными включениями, в которых железистый гранат ассоциирует с плагиоклазом и клинопироксеном.

Из ксенолитов первой серии наиболее распространены шпинелевые лерцолиты. Они преобладают по площади развития, присутствуя почти во всех местах, где обнаружены ультраосновные и базитовые включения. Гарцбургиты и зеленые вебстериты редки, а пироповые лерцолиты известны пока лишь на одном участке Хангай.

Одной из особенностей ксенолитов шпинелиевых лерцолитов является почти полная идентичность их петрохимического состава, независимо от типа базальтовых пород, в которых они встречаются. Очень ярко это проявляется при сравнении нормативных составов шпинелиевых лерцолитов из щелочных базальтоидов МНР натрового и калиевого типа, а также перидотитовых включений из андезит-базальтовых пород Камчатки (Щека, 1976). В то же время сопоставление петрохимических характеристик этих включений с более глубинными гранатовыми перидотитами из кимберлитовых трубок и ультрабазитовыми членами офиолитовых ассоциаций, например Армении, МНР и Полярного Урала, выявляет некоторое различие в их составах (рис. 3).

Это прежде всего относится к гиперстеновой составляющей, в целом очень низкой в пироповых лерцолитах кимберлитовых трубок и значительно более высокой в офиолитовых ультраосновных породах; она растет от наиболее глубинных фаций ультраосновных пород — гранатых перидотитов через шпинелевые лерцолиты к приповерхностным офиолитовым ультрабазитам, метаморфизованным в условиях зеленокаменной или амфиболитовой фаций, выявляя тем самым вертикальную зональность в ультраосновных породах различной глубинности в отно-

шении их кремнекислотности. Отсюда вытекает следствие о выносе или перераспределении кремнекислоты при глубинном метаморфическом преобразовании даже таких значительно недосыщенных кремнекислотой и в общем близких между собой составов.

Геохимические различия между лерцолитами из базальтоидов калиевой и натровой серий также незначительных (табл. 2), несмотря на достаточно отчетливую разницу в содержаниях редких и рассеянных элементов во вмещающих их базальтах, среди которых базальтоиды К-серии имеют литофильную специализацию, а базальты Na-серии — сидерофильную. Соотношение между отдельными литофильными элементами в глубинных ксенолитах различного типа позволяет выявить некоторые специфические геохимические черты этих пород. Для ксенолитов

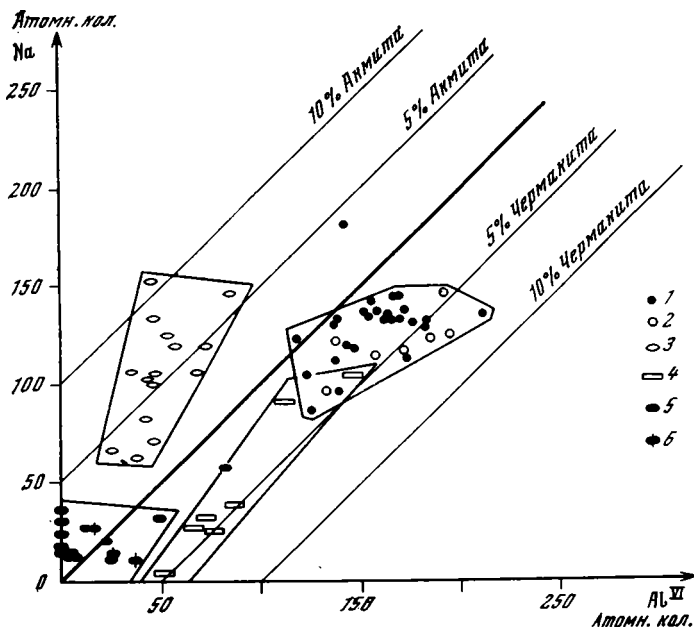


Рис. 3. Содержание Na и AlVI в клинопироксенах лерцолитовых ксенолитов из различных регионов

1 — из ксенолитов лерцолитов, зеленых вебстеритов и верлитов в натровых базальтоидах МНР; 2 — из ксенолитов лерцолитов в калиевых базальтоидах МНР; 3 — из ксенолитов перидотитов кимберлитовых трубок (Соболев, 1974); 4 — из перидотитов высокого давления Юго-Западной Опероны (Medaris, 1972); 5 — из лерцолитов и верлитов альпинотипных гипербазитов Анадырско-Корякской складчатой системы (Пинус и др., 1973); 6 — из перидотитов Полярного Урала

лерцолитов и вебстеритов из щелочных базальтов МНР и для гранатовых перидотитов из кимберлитовых ассоциаций существует отчетливая прямая корреляционная зависимость между Ba и Rb, что подтверждается соответственными коэффициентами корреляции: $r_{Ba, Rb} = 0,50$ при $r_{0,5} = 0,46$; $r_{Ba, Rb} = 0,77$ при $r_{0,5} = 0,41$.

Среди исследовавшихся нами образцов по обобщенной характеристике содержаний Ba и Rb можно выделить три реперных группы: а) группа шпинелевых лерцолитов и вебстеритов из щелочных базальтоидов МНР (Na и К-типов), характеризующихся относительно низкими содержаниями Ba и соответственно низкими Ba/Rb отношениями ($\bar{x} = 3,3$); б) группа гранатовых перидотитов (Якутия) с довольно высокими Ba/Rb отношениями ($\bar{x}_{Ba}/\bar{x}_{Rb} = 16$); в) промежуточная между ними группа гранатовых перидотитов (Якутия) (рис. 4) с $\bar{x} = 5,4$. При наличии высокой положительной корреляции между Ba и Rb величина Ba/Rb отношений имеет сравнительно невысокую дисперсию для отдельных выделенных групп пород и поэтому служит их важной геохимической характеристикой. Существенно пониженные содержания редких элементов по сравнению с перидотитами включений свойственны ультрабазитам офиолитовых ассоциаций (Армении, Полярного Урала, Монголии). По-видимому, это объясняется возможным «загрязнением» лерцолитовых ноду-

Таблица 2

Средние содержания некоторых редких элементов в щелочных базальтоидах Монголии, родственных им включений и ксеногенном глубинном материале различных проявлений (в г/т)

Порода	Li	Rb	Sr	Ba	Cr	V	Cu	Co	Ba/Rb
Базальты К-серии	10,1	55	≥1150	595	140	120	29	40	10,8
Базальты Na-серии	9,9	36	≥830	385	286	200	48	50	10,7
Лерцолиты К-серии	5,0	7,3	13,0	23	1150	42,5	6,3	135	3,2
Лерцолиты Na-серии	3,9	7,5	8,6	22	1350	35	6,7	97	3,1
Гранатовые перидотиты, Якутия	8,0	7,5	20,5	33	1100	30,2	15,3	104	5,4
Гранатовые перидотиты, Якутия		3,4		54					16
Глубинные вебстериты в базальтах Na-серии	2,9	6,2	6,4	21	1700	63	11	125	3,4
«Черные» клинопироксениты в базальтах Na-серии	5,8	7,0	100	41	1000	300	21		43
Пироксениты, Якутия	47	6,6	90	120	964	107	98	90	
Эклогиты, Якутия	60	13	155	320	550	123	90	60	
Мегакристы пироксенитов К-серии	6,0	7,4	235	19	78	220	10	51	2,6
Мегакристы клинопироксенов Na-серии	4,5	5,7	92	55	250	340	14	53	9,6
Минералы ксенолитов лерцолитов									
Ортопироксены К-серии	3	3,6	3	10	1400	36	6,7	80	2,8
Ортопироксены Na-серии	2,5	4,2	1	27	2700	72	6,2	78	6,4
Оливины К-серии	2	3,8	2	6,6	78	10	5,8	110	1,7
Оливины Na-серии	3	4,6	Сл.	22	60	12	4,1	110	4,87

лей литофильными элементами из вмещающих их магматических образований, что может происходить путем «пропаривания» ультраосновных пород сквозьмагматическими растворами — инициаторами базальтоидного магмообразования. На это указывает и тот факт, что основная масса соединений, содержащих литофильные редкие элементы, локализуется, по всей вероятности, в межзерновом пространстве, что подтверждается более низкими концентрациями K, Li, Rb, Ba в главных породообразующих минералах лерцолитов — оливине, ортопироксене и хромдиопсиде по сравнению с валовым содержанием указанных элементов в этих породах (табл. 3).

Таким образом, литофильные элементы могут образовывать пленочные концентрации в процессе инфильтрации сквозьмагматических (или сквозьмантийных) флюидов и служить источником информации о характере этих флюидов. Так, поток флюидов, сопровождающий процессы выплавки щелочных базальтоидов К и Na-серий, исходя из нашей гипотезы о причинах повышенной литофильности лерцолитовых включений, должен быть, во-первых, химически одинаков для обеих серий и, во-вторых, содержать в своем составе летучие соединения калия, лития, рубидия и бария (первичный характер пленочных концентраций редких элементов маловероятен). Отсюда вытекает и пониженная литофильность более чистых, не имеющих контакта с базальтовым или кимберлитовым расплавом гипербазитов офиолитовых ассоциаций или таких пород, как гранатовые перидотиты Чешского массива (рис. 5), к тому же,

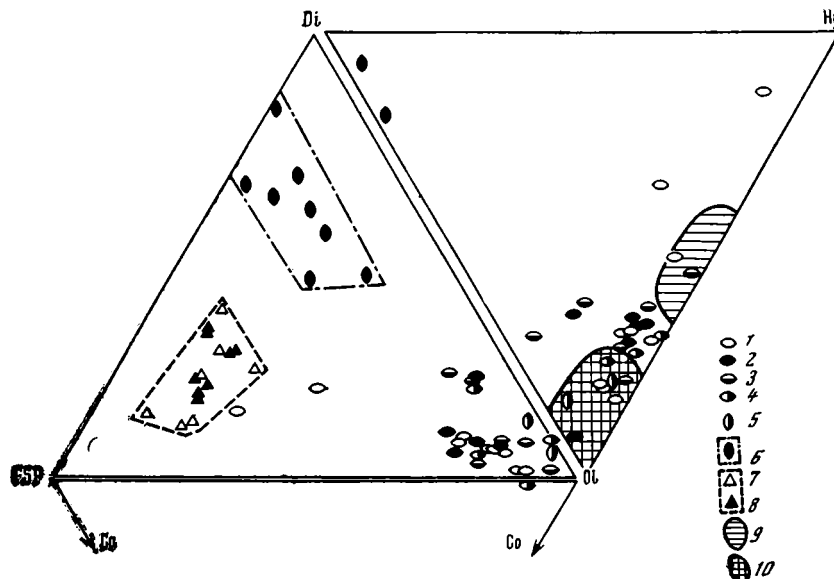


Рис. 4. Нормативные отношения в щелочных базальтоидах Монголии и ультраосновных включениях, рассчитанных в системе CYPW

1 — лерцолиты К-серии; 2 — лерцолиты Na-серии; 3 — зеленые вебстериты Na-серии; 4 — черные вебстериты Na-серии; 5 — верлиты Na-серии; 6 — клинопироксениты Na-серии; 7 — базальтоиды К-серии; 8 — базальты Na-серии; 9 — поле гранатовых перидотитов, Якутия; 10 — поле ультраосновных пород офиолитовых ассоциаций

вероятно, «обработанных» водными растворами позднеметаморфического генезиса, что привело к выщелачиванию соединений редких литофильных элементов из межзернового пространства.

Несмотря на отмеченные выше геохимические особенности глубинных ксенолитов перидотитового состава, исследовавшихся нами, можно говорить об отсутствии особо существенных, генеральных различий между глубинными вебстеритами из базальтов Na-серии, лерцолитами (МНР) и гранатовыми перидотитами (Якутия). Более значительные геохимиче-

Таблица 3

Содержания некоторых литофильных элементов в лерцолитах и слагающих их пороодообразующих минералах (в г/т)

Породы, минерал	K	Li	Rb	Ba
Лерцолит (ШЦ В-4), Монголия	1120	5,4	6,0	9
Хангай				
Оливин	114	2,0	3,8	6,6
Ортопироксен	80	2,0	1,2	4,7
Клинопироксен	330			5,2
Гранатовый перидотит (Л-71-70) Якутия, трубка «Обнаженная» (Лутц, 1975)	1200	5,2	5,0	
Гранат	760	1,6	1,9	
Оливин	180	1,1	0,7	
Диопсид	300	1,3	0,74	
Энстатит	200	1,1	0,5	
Шпинель	470	0,66	Не обн.	

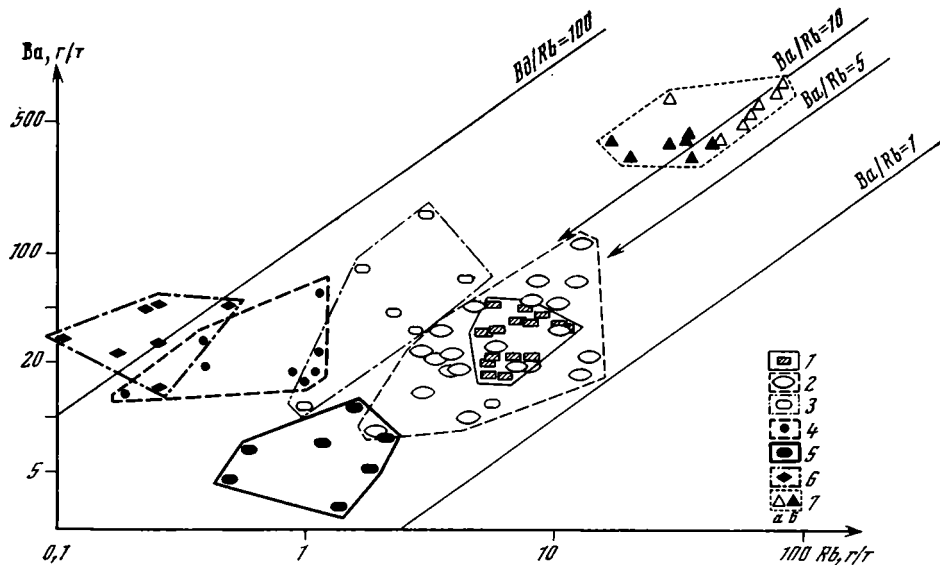


Рис. 5. Отношения между Ba и Rb в ультраосновных породах различной глубинности

1 — шпинелевые лерцолиты из щелочных базальтоидов Монголии; 2 — гранатые перидотиты из трубки «Удачная», Якутия; 3 — ультраосновные включения из трубки «Обнаженная», Якутия; 4 — гарцбургиты офиолитовых ассоциаций Армении, МНР и Полярного Урала; 5 — дуниты той же ассоциации; 6 — перидотиты Чешского массива; 7 — щелочные базальтоиды МНР: а — калиевой серии, б — натровой серии

ские различия по сравнению с перидотитовыми породами характерны для пироксенитов и эклогитов. Они имеют статистически значимые повышенные концентрации Ba, Sr, V и Cu, несколько меньшие содержания Co; пироксениты и эклогиты Якутии отличаются значительно более высокими содержаниями Li, а эклогиты и Rb. Что касается хрома, то наименьшая его концентрация отмечается в эклогитах. Повышенная литофильная специализация пироксенитов и эклогитов лишний раз указывает на эти породы как на возможный источник базальтового вещества.

Парагенезисы минералов в шпинелевых лерцолитах (оливин — клинопироксен — ортопироксен — шпинель) обнаруживают четкие региональные различия. Так клинопироксены лерцолитовых ксенолитов из калиевых базальтоидов Центральной Монголии являются высокомагнезиальными хромдиопсидами (Mg 16—19%; CaO 16—17%) (см. рис. 2), в отличие от Дариганги, где для них характерна большая кальциевость (MgO 14%; CaO 19—21%). Высокомагнезиальные ортопироксены из лерцолитовых ксенолитов калиевой провинции представлены алюмоэнстатитами с содержанием глинозема около 5%, а в лерцолитовых ксенолитах из натровых базальтоидов Дариганги это энстатиты с аномально низкой глиноземистостью, как правило, равной 2% и в очень редких случаях не превышающей 3—4%. Шпинель, которая в целом является магнезиальной шпинелью со значительным содержанием Cr_2O_3 , в калиевой провинции более глиноземистая (52—58% Al_2O_3 против 40—29%), а в натровой обладает более высоким содержанием хрома (14—20% Cr_2O_3 против 7—10%). В связи с недостаточностью данных трудно судить о других геохимических различиях между минералами включений из этих двух провинций, однако определенные особенности довольно четко выявляются даже на малом фактическом материале. Прежде всего отметим повышенные концентрации в авгитовых мегакристах Na-серии бария, хрома и ванадия и пониженные — стронция, лития и рубидия по сравне-

нию с аналогичными образованиями К-серии. Что касается минералов лерцолитовых включений, то более высокие Ba/Rb отношения для ортопироксенов и оливинов лерцолитовых нодулей Na-серии (6,4 и 4,8 против 2,8 и 1,7) подтверждают тенденцию для этих элементов, наметившуюся внутри мегакристовых образований.

Двупироксеновые тремометры, содержание глинозема в ортопироксенах и шпинелях изученных парагенезисов указывает на различия в условиях минералообразования в двух разных петрохимических провинциях. Минеральная ассоциация перидотитовых включений из Центральной Монголии (Хангай) устойчива в областях не только более высоких температур, но и повышенных давлений, чем это имеет место на юго-востоке МНР (Дариганга). При существующих приемах корреляции этих параметров с глубиной образования горных пород можно сделать вывод, что на Хангае мы имеем дело с представителями более низких горизонтов Земли, чем на Дариганге, тем более что в ассоциации со шпинелевыми лерцолитами здесь появляются пироповые перидотиты. Это согласуется с представлениями о более глубоких уровнях генерации калиевых щелочнобазальтоидных магм по сравнению с натровыми.

Черные включения верлит-пироксенитовой серии (в основном клинопироксениты) встречены пока только в полях развития натровых базальтоидов на Дариганге. По минералогическим и петрохимическим особенностям они соответствуют менее глубинным условиям минералообразования, так же как и эклогитоподобные парагенезисы плагиоклаза, железистого граната и клинопироксена с низким содержанием жадеитового компонента из Центрального Хангая.

В целом минеральные парагенезисы шпинелевых и гранатовых перидотитов из ксенолитов щелочнобазальтоидных вулканов Монголии отличаются по составу от аналогичных минеральных ассоциаций и ультраосновных породах офиолитов (см. рис. 3). Ортопироксены из глубинных ксенолитов характеризуются меньшей железистостью (11% против 22%), большим содержанием хрома и натрия. Клинопироксены также отличаются меньшей железистостью, а содержания хрома и натрия в них в 5—6 раз превышают содержания этих элементов в ультраосновных породах гранулитовой фации и гипербазитах. Различия касаются в основном тех параметров состава, которые контролируются давлением при минералообразовании и указывают таким образом на более глубинное происхождение источников ксенолитов в базальтоидах Монголии.

Учитывая экспериментальные данные, параметры состава, а также схему фаций пород верхней мантии, построенную на основе корреляции температур и давления в зависимости от глубины образования ксенолитов (Соболев, Добрецов, Соболев, 1972; Глубинные ксенолиты..., 1975), гипотетический разрез пород верхней мантии и нижней коры на территории Монголии можно представить в следующем виде.

В подкоровом субстрате этой складчатой области преобладает ультраосновной материал. В наиболее глубоких горизонтах «разреза», в районе Хангая (Центральная Монголия), предполагаются пироповые лерцолиты с горизонтами мантийных эклогитов калиевой петрохимической специализации. Выше пироповых лерцолитов залегают шпинелевые лерцолиты, область развития которых является основным источником ксенолитов для базальтоидных вулканов. Затем еще выше отмечаются толщи эклогитоподобных пород, возможно переслаивающиеся со шпинелевыми лерцолитами. Юго-восточная часть Монголии (Дариганга) характеризуется базит-гипербазитовым разрезом. Наряду со шпинелевыми лерцолитами здесь значительная роль принадлежит шпинелевым пироксенитам, которые отвечают относительно более высоким горизонтам разреза, возможно нижней коры. Различные *PT* — условия минералообразования для пород двух выделенных типов верхней мантии и отчасти нижней коры — перидотитового и перидотит-пироксенитового состава

свидетельствует о значительной вертикальной дифференцированности подкорового субстрата.

В заключение необходимо отметить, что отсутствие или незначительное количество ксенолитов пород верхних структурных зон Земли в продуктах деятельности кайнозойских щелочнобазальтоидных вулканов Монголии, резкое преобладание глубинных ксенолитов связано с особенностями тектонического режима кайнозойского вулканизма на этой территории. Множество нерастворенных метастабильных в поверхностных условиях фаз, представленных мегакристами, обилие более тяжелого ультраосновного материала, доставляемого на поверхность легкими базальтовыми расплавами, преобладание недифференцированных разновидностей среди вмещающих пород — все это является результатом отсутствия промежуточных камер высокого уровня, где магма могла бы фракционироваться, прийти в равновесие с мегакристаллами и при этом осуществилась бы также отсадка тяжелого ультраосновного материала ксенолитов. Лавы поднимались сравнительно быстро от источника на глубине, поэтому обилие и разнообразие мегакристовых ассоциаций и ксенолитов наблюдается в эруптивных аппаратах, несущих признаки быстрого подъема. Хорошая сохранность и большое количество метастабильных фаз определяют возможность нахождения среди ксеногенного материала включений минералов с реликтовыми глубинными парагенезисами.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. Новые выходы щелочных базальтоидных пород Юго-Западной Монголии.— Докл. АН, 1959, 128, № 4.
- Влодавец В. И. О включениях в лавах Дараганга и о их происхождении. В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. «Наука», 1969.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Девяткин Е. В., Лискин И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии. Опыт геолого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии базальтов.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 7). «Наука», 1973.
- Кеpezинскas В. В. Ультраосновные включения в щелочных базальтоидах Монголии.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Кеpezинскas В. В., Антипин В. С. Мегакристы санидина из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии.— Геол. и геофиз., 1975, № 2.
- Кеpezинскas В. В., Девяткин Е. В., Дашдава З. Кайнозойские базальтоиды Тарятской впадины МНР.— Геол. и геофиз., 1975, № 4.
- Кеpezинскas В. В., Девяткин Е. В., Лучицкий И. В., Чичагов В. П., Дашдава З. Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение (Труды совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 7). «Наука», 1973.
- Кеpezинскas В. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Мегакристы клинопироксена в кайнозойских щелочных базальтоидах Монголии.— Докл. АН СССР, 1975.
- Корина Н. В., Певзнер М. А., Чичагов В. П. Палеомагнитные исследования в вулканической области Дариганга в Юго-Восточной Монголии. В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. «Наука», 1973.
- Луцц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. «Наука», 1975.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. «Наука», 1970.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов П. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпино-типные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1972, № 12.
- Соболев В. С., Кеpezинскas В. В. Типы дифференциации серий вулканических пород.— Геол. и геофиз., 1971, № 12.
- Филиппов Л. В., Липовский Ю. О., Капитонова Т. А. Калиевые базальтоиды в Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования.— Геохимия, № 4, 1976.
- Щека С. А. Распространенность и состав полнокристаллических включений в вулканиче-

- ских породах островных дуг.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. «Наука», 1976.
- Green D. H., Hibberson W.* Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma.— *Phys. Earth. Planet. Interiors*, 1970, 3, p. 247—253.
- Kushiro I.* Clinopyroxene solid solutions of high pressure.— *Year book (Carnegie Inst. of Washington)*, 1965, 64, p. 112—117.
- Medaris L. G. jr.* High-Pressure Peridotites in Southwestern Oregon.— *Geol. Soc. of Amer. BuLL.*, 1972, 83, N 1.
- Seki Y., Kennedy G. C.* An experimental study on the leucite pseudoleucite problem.— *Amer. Mineral.*, 1964, 49, N 9/10.

*Л. В. Агафонов, Г. В. Пикус, Ф. П. Леснов,
Ю. Г. Лавренко, Л. В. Усова*

КСЕНОЛИТЫ ПИРОПОВЫХ ЛЕРЦОЛИТОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ХАНГАЯ

Хангайское нагорье представляет собой каледонское горстовое поднятие, ограниченное с юго-запада узкой Баянхонгорской офиолитовой зоной, а с северо-востока — системой протяженных региональных разломов длительного развития. Во внутренней части нагорья оконтуривается ограниченный системой разломов Хангайский герцинский синклиниорий, а к северу от него располагаются более мелкие среднепалеозойские наложенные структуры. В основании стратиграфического разреза нагорья обнажаются метаморфизованные породы зеленокаменно-сланцевой формации верхнего рифея — нижнего кембрия и олигомиктовая песчано-сланцевая флишоподная формация нижнего палеозоя (Филиппова, 1974). На них несогласно залегают вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации девона, выполняющие наложенную структуру депрессии, которые, в свою очередь, перекрываются кайнозойскими щелочными базальтоидами, образующими обширные поля. По данным В. В. Кепежинскас и др. (1975), последние представлены лимбургитами, калиевыми авгититами, лейцитовыми базанитами, ортоклазовыми трахибазальтами и другими разновидностями щелочных базальтоидов. Возраст этих базальтоидов, установленный стратиграфическим и радиологическим методами, укладывается в интервал времени плиоцен — голоцен (Девяткин и др., 1973). По данным В. В. Кепежинскас и др. (1975), в базальтах различного состава, фаций и возраста, развитых в пределах Центрального Хангая, распространены ксенолиты шпинелевых лерцолитов, а также мегакристы авгита, титанфлогопита и санидина, приуроченные к эруптивным аппаратам. В районе последних кайнозойские базальтоиды подстилаются палеозойскими вулканогенными и терригенными образованиями. Непосредственно к северу и северо-западу обнажаются грубообломочные конгломераты, датированные девонem (рис. 1). В составе валунов и галек конгломератов преобладают метаморфизованные кислые и средние эффузивы и подчиненные им граниты.

На дневной поверхности породы, выполняющие один из вулканических аппаратов, представлены сильно дезинтегрированным элювием и делювием в различной степени раскристаллизованных пузырчатых щелочных базальтов, которые цементируют ксеногенный обломочный материал. Возраст базальтов соответствует интервалу времени плиоцен —

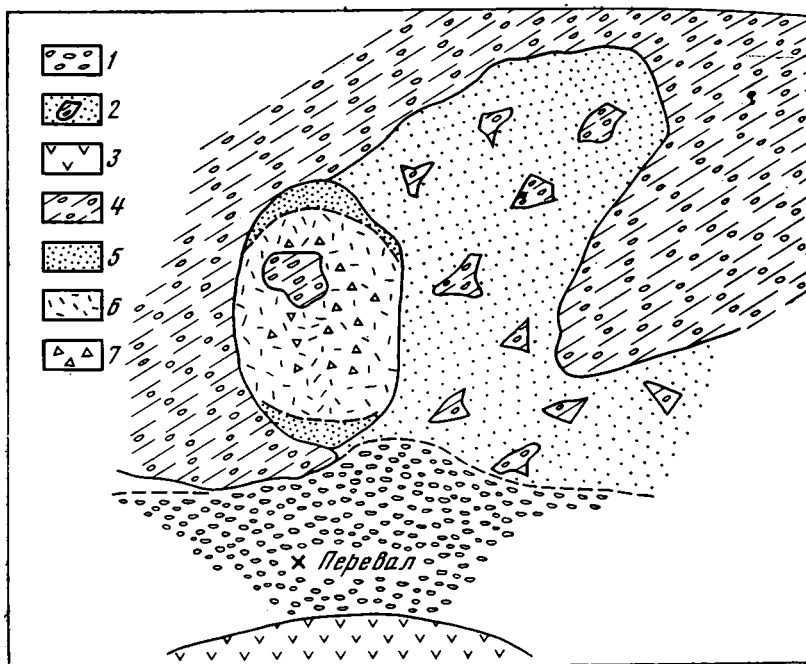


Рис. 1. Схема геологического строения вулканического аппарата Центрального Хангая

1 — четвертичные аллювиально-дельтавные отложения (песок, суглинок, щебень, глыбы); 2 — крупноглыбовый делювий конгломератов; 3 — кайнозойские покровные щелочные базальтоиды; 4 — конгломераты (девон?); 5—7 — породы вулканического аппарата: 5 — крупнопузыристые щелочные базальты, 6 — мелкопузыристые щелочные базальты, 7 — мелкопузыристые базальты с повышенным содержанием ксеногенного материала

плейстоцен (калий-аргоновое определение, $1,2 \pm 0,3$ млн. лет)¹. В распределении обломочного материала на современном эрозионном срезе вулканического аппарата наблюдается неотчетливая зональность, обусловленная обогащением ксенолитами его центральной части. К периферии количество обломочного материала уменьшается и одновременно увеличивается пористость базальтов. Размер ксенолитов изменяется от первых миллиметров до десятков сантиметров. В ксеногенных включениях определены следующие разновидности пород: 1) пироповые лерцолиты (оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, шпинель, пироп, флогопит, муассанит); 2) шпинелевые лерцолиты (оливин, моноклинный пироксен, ромбический пироксен, шпинель); 3) габбро (плагноклаз, моноклинный пироксен, апатит); 4) граниты; 5) обломки конгломератов; 6) базальтовое стекло с микролитами и фенокристами оливина и ульвошпинели, иногда с ксеногенным флогопитом. В виде обособленных макроскопически наблюдаемых ксеногенных выделений размером до нескольких сантиметров в базальтах присутствуют: оранжевый гранат, санидин, авгит, в ассоциации с которым обнаружено зерно пирротина, содержащего 2,5% NiO (рентгеноспектральное определение); титанфлогопит. Кроме того, в протолочке пузыристого базальта, содержащего ксеногенный материал, за исключением уже перечисленных минералов, определены апатит, циркон, титаномagnetит, рутил, дистен.

¹ Здесь и далее определения абсолютного возраста проводились в Лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Л. В. Фирсова.

- ских породах островных дуг.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. «Наука», 1976.
- Green D. H., Hibberson W.* Experimental duplication of conditions of precipitation of high-pressure phenocrysts in a basaltic magma.— *Phys. Earth. Planet. Interiors*, 1970, 3, p. 247—253.
- Kushiro I.* Clinopyroxene solid solutions of high pressure.— *Year book (Carnegie Inst. of Washington)*, 1965, 64, p. 112—117.
- Medaris L. G. jr.* High-Pressure Peridotites in Southwestern Oregon.— *Geol. Soc. of Amer. BuLL.*, 1972, 83, N 1.
- Seki Y., Kennedy G. C.* An experimental study on the leucite pseudoleucite problem.— *Amer. Mineral.*, 1964, 49, N 9/10.

*Л. В. Агафонов, Г. В. Пикус, Ф. П. Лесков,
Ю. Г. Лаврентьев, Л. В. Усова*

КСЕНОЛИТЫ ПИРОПОВЫХ ЛЕРЦОЛИТОВ В КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ХАНГАЯ

Хангайское нагорье представляет собой каледонское горстовое поднятие, ограниченное с юго-запада узкой Баянхонгорской офиолитовой зоной, а с северо-востока — системой протяженных региональных разломов длительного развития. Во внутренней части нагорья оконтуривается ограниченный системой разломов Хангайский герцинский синклиний, а к северу от него располагаются более мелкие среднепалеозойские наложенные структуры. В основании стратиграфического разреза нагорья обнажаются метаморфизованные породы зеленокаменно-сланцевой формации верхнего рифея — нижнего кембрия и олигомиктовая песчано-сланцевая флишеидная формация нижнего палеозоя (Филиппова, 1974). На них несогласно залегают вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации девона, выполняющие наложенную структуру депрессии, которые, в свою очередь, перекрываются кайнозойскими щелочными базальтоидами, образующими обширные поля. По данным В. В. Кепежинскас и др. (1975), последние представлены лимбургитами, калиевыми авгититами, лейцитовыми базанитами, ортоклазовыми трахибазальтами и другими разновидностями щелочных базальтоидов. Возраст этих базальтоидов, установленный стратиграфическим и радиологическим методами, укладывается в интервал времени плиоцен — голоцен (Девяткин и др., 1973). По данным В. В. Кепежинскас и др. (1975), в базальтах различного состава, фаций и возраста, развитых в пределах Центрального Хангая, распространены ксенолиты шпинелевых лерцолитов, а также мегакристы авгита, титанфлогопита и санидина, приуроченные к эруптивным аппаратам. В районе последних кайнозойские базальтоиды подстилаются палеозойскими вулканогенными и терригенными образованиями. Непосредственно к северу и северо-западу обнажаются грубообломочные конгломераты, датированные девонem (рис. 1). В составе валунов и галек конгломератов преобладают метаморфизованные кислые и средние эффузивы и подчиненные им граниты.

На дневной поверхности породы, выполняющие один из вулканических аппаратов, представлены сильно дезинтегрированным элювием и делювием в различной степени раскристаллизованных пuzziристых щелочных базальтов, которые цементируют ксеногенный обломочный материал. Возраст базальтов соответствует интервалу времени плиоцен —

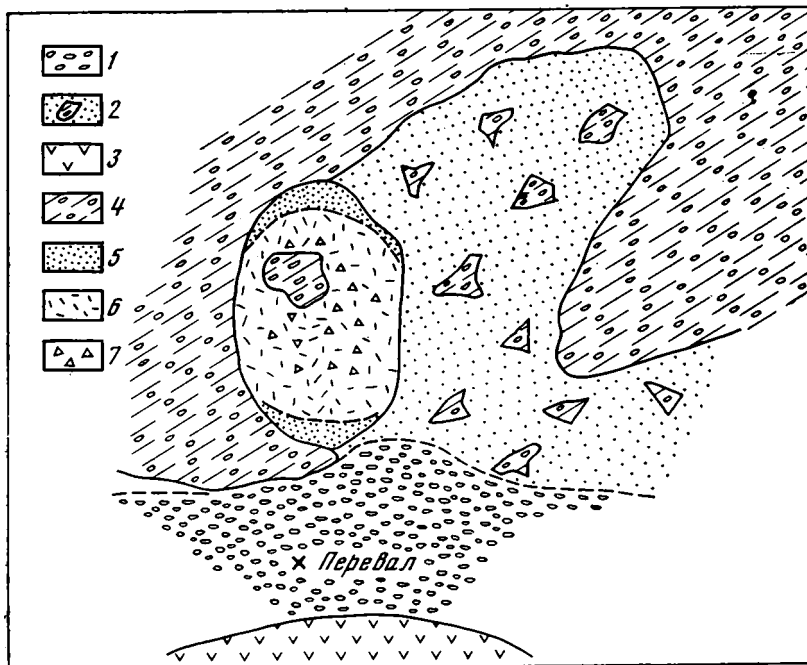


Рис. 1. Схема геологического строения вулканического аппарата Центрального Хангая

1 — четвертичные аллювиально-делювиальные отложения (песок, суглинок, щебень, глыбы); 2 — крупноглыбовый делювий конгломератов; 3 — кайнозойские покровные щелочные базальтоиды; 4 — конгломераты (девон?); 5—7 — породы вулканического аппарата: 5 — крупнопузыристые щелочные базальты, 6 — мелкопузыристые щелочные базальты, 7 — мелкопузыристые базальты с повышенным содержанием ксеногенного материала

плейстоцен (калий-аргоновое определение, $1,2 \pm 0,3$ млн. лет)¹. В распределении обломочного материала на современном эрозионном срезе вулканического аппарата наблюдается неотчетливая зональность, обусловленная обогащением ксенолитами его центральной части. К периферии количество обломочного материала уменьшается и одновременно увеличивается пористость базальтов. Размер ксенолитов изменяется от первых миллиметров до десятков сантиметров. В ксеногенных включениях определены следующие разновидности пород: 1) пироповые лерцолиты (оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, шпинель, пироп, флогопит, муассанит); 2) шпинелевые лерцолиты (оливин, моноклинный пироксен, ромбический пироксен, шпинель); 3) габбро (плагноклаз, моноклинный пироксен, апатит); 4) граниты; 5) обломки конгломератов; 6) базальтовое стекло с микролитами и фенокристами оливина и ульвошпинели, иногда с ксеногенным флогопитом. В виде обособленных макроскопически наблюдаемых ксеногенных выделений размером до нескольких сантиметров в базальтах присутствуют: оранжевый гранат, санидин, авгит, в ассоциации с которым обнаружено зерно пирротина, содержащего 2,5% NiO (рентгеноспектральное определение); титанфлогопит. Кроме того, в протолочке пузыристого базальта, содержащего ксеногенный материал, за исключением уже перечисленных минералов, определены апатит, циркон, титаномagnetит, рутил, дистен.

¹ Здесь и далее определения абсолютного возраста проводились в Лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Л. В. Фирсова.

Не останавливаясь на подробном описании вышеупомянутых пород и минералов, присутствующих в базальтах, детально охарактеризуем пироповые лерцолиты и слагающие их минералы и, используя экспериментальные данные, попытаемся оценить термодинамические условия образования этих пород и построить гипотетический разрез земной коры и верхней мантии Земли в районе описываемого вулканического аппарата.

Ксенолиты гранатсодержащих пород в щелочных базальтоидах известны во многих точках земного шара. Они обнаружены в океанических областях (Гавайские острова, Новая Зеландия, Япония, Соломоновы острова) и на континентах (СССР, Чехословакия, США, Африка, Австралия) (Добрецов и др., 1974). На территории МНР до настоящего времени ксенолиты пироповых перидотитов не были известны. Как полагают многие исследователи (Добрецов и др., 1970; Добрецов и др., 1974; Соболев, 1974), также ксенолиты могут свидетельствовать о вещественном составе низов земной коры и верхней мантии, а состав слагающих ксенолиты минералов может отражать РТ условия в этих частях Земли. Учитывая сказанное, мы провели детальное изучение парагенезиса пироповых лерцолитов и состава слагающих их минералов из вулканического аппарата Центрального Хангая.

Среди многочисленных и разнообразных ксеногенных обломков, встречающихся в этом аппарате, нами обнаружено всего четыре ксенолита пироповых лерцолитов. Внешне они похожи на шпинелевые лерцолиты, которые представлены здесь в гораздо большем количестве. Пироповые лерцолиты имеют светло-зеленую окраску, обусловленную цветом оливина, который составляет основной объем породы (50—60%). На светло-зеленом фоне породы выделяются крупные неправильной формы темно-коричневые зерна ромбического пироксена (25—30%) и реже шпинели (3—5%). Темно-зеленые зерна моноклинного пироксена (5—10%), как правило, значительно меньшего размера и устанавливаются в образцах труднее. Местами наблюдаются участки, обогащенные клинопироксеном и пиропом, в результате чего порода приобретает такситовую текстуру. Пироп макроскопически диагностируется трудно, так как обычно он окружен серой келифитовой каемкой. Количество пироба в породе незначительно и составляет 3—5% ее объема. В составе пиропового лерцолита, кроме того, присутствует флогопит, который наблюдается в виде вытянутых перпендикулярно плоскости (001) пакетов, находящихся в сростании с оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами. Количество флогопита в породе не превышает 2%. Флогопит, по-видимому, является первичным минералом пиропового лерцолита, что подтверждается следующими данными: отсутствием реакционных взаимоотношений его с оливином и пироксенами; отличием его состава от состава мегакристов титанфлогопита, встречающегося непосредственно в базальте, выполняющем аппарат (Агафонов и др., 1975); повышенным содержанием хрома в составе флогопита, что характерно для глубинных включений (Соболев, 1974) и, наконец, наличием признаков подплавления флогопита в контакте с базальтом. Представление о первичной природе этого флогопита согласуется с экспериментальными данными и наблюдениями над природными объектами, касающимися устойчивости флогопита в условиях верхней мантии (Martin, Donnay, 1972; Соболев В., 1962; Соболев Н., 1974). В одном из образцов пиропового лерцолита было обнаружено несколько мелких зерен муассанита, которые наблюдались под бинокулярном в виде мелких примазок на пиропе и оливине и по трещинкам в оливине. Этот образец пиропового лерцолита весом около 20 г был издроблен и рассеян на классы +0,25; —0,25+0,1 и —0,1 мм. Из двух последних классов выделено 9 зерен муассанита, из которых 8 — во фракции —0,1 мм. а одно зерно — во фракции —0,25+0,1 мм. В крупной фракции муасса-

нит не встречен. Из пробы вмещающего пироповый лерцолит базальта весом 2 кг, обработанной аналогичным образом, не было выделено ни одного зерна. Муассанит был диагностирован рентгенометрическим и рентгеноспектральными методами (Леснов и др., 1976). Таким образом, изученный пироповый лерцолит представлен следующей минеральной ассоциацией (в порядке уменьшения содержания): оливин + ромбический пироксен + моноклинный пироксен + шпинель + пироп + флогопит + муассанит.

Микроскопическое изучение пироповых лерцолитов показывает, что все зерна слагающих их минералов имеют округлые формы и соприкасаются по резким границам. В породе практически отсутствуют взаимопрорастания минералов, хотя и в шлифах благодаря срезу и наблюдаются включения одних минералов в другие. Так, в пиропе в форме овальных включений наблюдались оливин и шпинель, включения шпинели и пироба отмечаются в орто- и клинопироксене, а внутри шпинели встречается оливин. Однако достоверные изолированные включения установлены только для шпинели внутри пироба. Как шпинель, так и пироп располагаются в межзерновом пространстве оливина и пироксенов и своей неправильной формой зерен подчеркивают конфигурацию межзернового пространства.

Зерна пироба, как уже отмечалось, всегда окружены келифитовой каймой различной толщины, которая сложена анизотропным минералом радиально-лучистого строения. В шлифе эта каймка окрашена в светло-коричневый цвет. Пироп в проходящем свете в шлифах прозрачный, а в протолочке окрашен в розовый цвет с оттенками сиреневого цвета различной интенсивности. Изредка встречаются совершенно прозрачные разности. Несмотря на это, рентгеноспектральный анализ различных окрашенных разностей пироба показал, что все они имеют идентичный состав (табл. 1). Вероятно, эффект разной окраски пироба связан с толщиной и интенсивностью окраски келифитовых кайм, окружающих выделения пироба. Показатель преломления пироба колеблется в незначительных пределах и составляет $1,734 \pm 0,005$. Шпинель в шлифах имеет грязно-зеленую до светло-коричневой окраску и, согласно данным рентгеноспектрального анализа, представлена низкохромистой разностью ряда плеонаст-герцинит (табл. 2).

Все минералы, слагающие пироповые и шпинелевые лерцолиты, в изученном вулканическом аппарате подверглись термическому и химическому воздействию базальтового расплава. При этом можно выделить две зоны взаимодействия расплава с минералами ксенолитов.

1. Зона непосредственного контакта. В этих участках шпинель замещается магнетитом. Моноклинный пироксен плавится без разложения. Ромбический пироксен плавится инконгруэнтно с образованием оливина, железистость которого составляет 16% ($Ng=1,702$; $Nr=1,665$; $2V_{Nr}=85^\circ$). Оливин, являющийся главным минералом лерцолитов, интенсивно растворяется, в результате чего его зерна всегда имеют пилообразную линию контакта с базальтом. Процесс растворения иногда сопровождается дезинтеграцией на частицы меньшего размера и их грануляцией. Пироп, как уже отмечалось, разлагается с образованием келифитовой каймы, которая его окружает. Он всегда отделен от базальта и других минералов, за исключением шпинели, этой каймой. Изучение зерен оливина, орто-, клинопироксена и шпинели из зоны непосредственного контакта с базальтом и из центральных частей ксенолита шпинелевого лерцолита показал, что их составы абсолютно идентичны, т. е. изменение состава минералов за счет диффузии отсутствует. Ширина зоны непосредственного контакта составляет десятки доли миллиметра.

2. Зона деформаций. Эта зона распространяется от контакта с базальтом в глубь ксенолита на 1—1,5 см и характеризуется широким

Таблица 1
Состав пиропов из пироповых лерцолитов

№ обр.	699-31-1	699-31-2	699-31-3	699-20-1	699-20-2	A-74-1	A-74-2	Сред- ний
В вес. %								
SiO ₂	42,41	42,76	42,49	42,52	42,45	42,35	42,53	42,50
TiO ₂	0,31	0,33	0,33	0,35	0,33	0,27	0,28	0,31
Al ₂ O ₃	22,63	22,97	22,90	22,72	22,80	23,06	22,70	22,83
FeO	7,61	7,21	7,57	7,60	6,86	8,28	8,14	7,61
MnO	0,22	0,26	0,21	0,22	0,22	0,24	0,22	0,23
MgO	20,46	20,52	20,84	20,68	20,44	21,12	20,77	20,69
CaO	4,79	4,79	4,85	4,75	4,69	4,76	4,86	4,78
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	»	»	»	»	»	»	»	»
Cr ₂ O ₃	0,93	0,80	0,78	0,78	0,83	0,88	0,97	0,85
Сумма	99,36	99,62	99,96	99,62	98,62	100,96	100,49	99,80
Формуль- ные коэффи- циенты								
Si	3,019	3,027	3,006	3,017	3,031	2,979	3,004	3,012
Ti	0,017	0,018	0,018	0,019	0,018	0,014	0,015	0,017
Al	1,898	1,916	1,909	1,900	1,918	1,911	1,889	1,906
e	0,453	0,427	0,448	0,451	0,410	0,487	0,481	0,451
Mn	0,014	0,015	0,012	0,013	0,014	0,014	0,013	0,014
Mg	2,171	2,165	2,197	2,187	2,174	2,214	2,186	2,185
Ca	0,365	0,364	0,368	0,361	0,359	0,359	0,368	0,363
Cr	0,052	0,045	0,044	0,044	0,047	0,049	0,054	0,048
100 · Fe²⁺/Fe²⁺ + + Mg	17,26	16,47	16,94	17,10	15,87	18,03	18,04	17,10
Минералы, %								
Пироп	72,29	72,87	72,63	72,61	73,52	72,02	71,72	72,52
Альмандин	15,08	14,37	14,81	14,97	13,87	15,84	15,78	14,97
Спессартин	0,47	0,50	0,40	0,43	0,47	0,46	0,43	0,46
Гроссуляр	9,02	9,09	9,09	8,84	8,86	8,59	8,69	8,80
Уваровит	2,69	2,26	2,18	2,19	2,37	2,41	2,66	2,39
Ti-андрадит	0,90	0,91	0,89	0,96	0,91	0,68	0,72	0,86
Са-компонент	12,61	12,26	12,16	11,99	12,14	11,68	12,07	12,05

Примечание. Здесь и далее анализы выполнены на микроанализаторе MS-46 (Камека).

Таблица 2
**Особенности состава шпинелей из пироповых лерцолитов,
по данным рентгеноспектрального анализа (в вес. %)**

№ обр.	699-31	699-20	A-74	Средний
MgO	22,72	22,83	22,34	22,65
FeO	12,13	11,17	13,92	12,41
Cr ₂ O ₃	9,23	8,99	10,42	9,55

развитием пластических деформаций в оливине. Они проявляются в минерале в виде волнистого и мозаичного погасания, а также в виде полосок сброса, иррациональных двойников, трещин отдельности и совершенной спайности. При наличии деформаций оливин приобретает молочно-матовый цвет, что и фиксируется макроскопически по периферии ксенолитов. В центральных участках ксенолитов оливин, как правило, не деформирован. Такой характер распределения деформаций в оливине в пределах ксенолита указывает на то, что напряжения, возникшие в оливине и зафиксировавшиеся в виде деформационных структур, связаны со значительным температурным градиентом, существовавшим в объеме ксенолита. Другими словами, температура внутри ксенолита в какой-то момент была значительно меньше, чем в непосредственном контакте с базальтом. Это подтверждается и тем фактом, что ортопироксен в первой зоне инконгруэнтно плавится, а на некотором удалении не несет никаких следов термического воздействия, за исключением незначительной грануляции по периферии зерен. Подобное неравномерное распределение температур в ультраосновных ксенолитах из кимберлитов на основании других данных показано А. В. Ухановым и Т. В. Малышевой (1973). В зоне деформаций наблюдается также грануляция моноклинного пироксена. Шпинель в этой зоне не изменяется. За счет деформаций в оливине происходит упрочнение краевых частей ксенолита, внутренние же части очень рыхлые и легко рассыпаются при малейшем прикосновении.

Главным породообразующим минералом пироповых лерцолитов является оливин. Согласно оптическим определениям ($2V_{Ng}=86-88^\circ$; $Ng=1,690$; $Np=1,655$; $Ng=Np=0,035$), состав его отвечает границе форстерит-хризолит и отличается выдержанностью и однородностью как в пределах одного образца, так и от образца к образцу. В краевых частях ксенолитов в зернах оливинов развивается отдельность по (001) и (010). Иногда отдельность по (010) переходит в совершенную спайность, причем последняя сопровождается раскалыванием крупных зерен оливина на отдельные блоки, незначительно отличающиеся ориентировкой оптической индикатрисы. Оливины внутренних частей ксенолитов отличаются идеальной прозрачностью и не содержат деформаций, за исключением редких полосок сброса по (001).

Рентгеноспектральный анализ оливинов из пироповых лерцолитов показал, что они стерильны в отношении глинозема и хрома (табл. 3). В незначительных количествах в их составе присутствует титан. Содержания окиси кальция и никеля довольно стабильны и в среднем составляют соответственно 0,10 и 0,28 вес.%. Характерно, что количество никеля в оливине пиропового лерцолита равно среднему содержанию никеля в оливине альпинотипных гипербазитов складчатых областей, которое также составляет 0,28 вес.% (Пинус и др., 1973). Однако железистость оливина пироповых лерцолитов несколько выше таковой для оливинов из альпинотипных гипербазитов и в среднем равна 10,81 мол.%, что соответствует магнезиальному хризолиту.

Вторым по распространенности минералом пироповых лерцолитов является ромбический пироксен. Данные оптического изучения минерала ($2V=\pm 90^\circ + -86^\circ$; $Ng=1,679$; $Np=1,668$) свидетельствуют о принадлежности его к бронзитам. В противоположность оливину ромбический пироксен не несет следов пластических деформаций. Отличительной чертой ортопироксенов пироповых лерцолитов является практическое отсутствие в них структур распада твердых растворов (диопсида), хотя они характеризуются довольно высоким содержанием окиси кальция, в среднем составляющим 1,03 вес.% (табл. 4). В составе ортопироксена наряду с присутствием хрома фиксируются повышенные количества титана и особенно высокие содержания глинозема, значительная часть которого находится в шестерной координации. Это также явля-

Таблица 3
Состав оливинов из пироповых лерцолитов

№ обр.	699-31	699-20	А-74	Средний
В вес. %				
SiO ₂	40,63	41,19	41,37	41,06
TiO ₂	0,02	0,02	Не обн.	0,01
Al ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	»	Не обн.
FeO	10,36	10,30	10,63	10,43
MnO	0,10	0,08	0,11	0,10
MgO	48,41	48,19	48,31	48,30
CaO	0,10	0,08	0,13	0,10
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
NiO	0,27	0,29	0,27	0,28
Сумма	99,89	100,15	100,82	100,28
Формульные коэффициенты				
Si	1,001	1,011	1,010	1,007
Fe	0,214	0,211	0,217	0,214
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	1,778	1,762	1,758	1,766
Ca	0,003	0,002	0,003	0,003
Ni	0,006	0,006	0,006	0,006
100·Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg	10,74	10,69	10,99	10,81

ется особенностью изученных ромбических пироксенов и отличает их как от ортопироксенов альпинотипных гипербазитов (Агафонов и др., 1976), так и от ортопироксенов из включений в кимберлитах. Как известно, значительное количество Al^{VI} наряду с высоким содержанием изоморфной примеси натрия в ортопироксене указывают на наличие повышенных давлений при образовании пироповых лерцолитов (Соболев, 1974).

Моноклинные пироксены из ксенолитов лерцолитов, как и ортопироксены, не деформированы, а их оптические константы ($2V_{Ng}=60-62^\circ$; $N_g=1,705$; $N_p=1,681$) указывают на повышенную железистость. В них также широко проявлен изоморфизм титана, хрома и алюминия, причем больше половины последнего находится в шестерной координации. Кроме того, в составе этого минерала заметная роль принадлежит натрию, вследствие чего количество жадеитового компонента в нем в среднем составляет 13,4 мол. % (табл. 5). Проанализированные клинопироксены характеризуются относительно низкими значениями отношения $Ca/Ca+Mg$, что в ассоциации с ортопироксеном свидетельствует о высокотемпературной природе этих образований (Davis et al., 1966).

Гранат в составе ксеногенного материала представлен двумя разновидностями, одна из которых входит в состав ксенолитов лерцолитов, а другая встречается непосредственно в базальте в виде самостоятельных крупных ксенокристов, достигающих 3 см в поперечнике. Эти разновидности граната отличаются по цвету. Первая из них окрашена в розовый цвет с различными сиреневыми оттенками, в то время как вторая в крупных зернах имеет темно-красную окраску, а в мелких — просвечивает оранжевым цветом. Показатель преломления оранжевого граната выше, чем розового, и составляет $1,754 \pm 0,005$. Более резкие различия выявляются при сравнении данных рентгеноспектрального анализа обоих типов гранатов (табл. 6, см. табл. 1). Так гранат из пи-

Таблица 4
Состав ромбических пироксенов из пироповых лерцолитов

№ обр.	699-31	A-74	699-20	Средний
В вес. %				
SiO ₂	53,22	54,60	52,92	53,58
TiO ₂	0,30	0,21	0,30	0,27
Al ₂ O ₃	5,30	5,16	4,97	5,14
FeO	6,97	7,11	6,88	6,99
MnO	0,08	0,06	0,08	0,07
MgO	31,40	31,73	32,00	31,71
CaO	1,06	1,03	1,00	1,03
Na ₂ O	0,17	0,20	0,18	0,18
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0,44	0,44	0,43	0,44
Сумма	98,94	100,54	98,76	99,41
Формульные коэффициенты				
Si	1,871	1,886	1,835	1,875
Ti	0,008	0,005	0,008	0,007
Al	0,219	0,210	0,203	0,212
Fe	0,205	0,205	0,203	0,204
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	1,644	1,633	1,678	1,652
Ca	0,040	0,038	0,038	0,039
Na	0,011	0,013	0,012	0,012
Cr	0,012	0,012	0,012	0,012
100 · Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg	11,09	10,79	11,15	11,01
Al ^{IV}	0,129	0,135	0,114	0,126
Al ^{VI}	0,090	0,071	0,096	0,083
Минералы, %				
Ферросилит	10,84	10,95	10,58	10,77
Энстатит	87,04	87,06	87,44	87,24
Волластонит	2,12	1,99	1,98	1,99
P, кбар	23	22	25	24

роповых лерцолитов более магниальный, менее кальциевый и содержит в своем составе хром. В свою очередь оранжевый гранат ксенокристов более железистый, титанистый и совершенно не содержит хрома. Подобная ассоциация двух гранатов различного состава описана в Минусинской впадине (Крюков, Крюкова, 1962; Кутолин, Фролова, 1972), где вмещающие базальты являются более древними по сравнению с описываемыми (пермь — триас). Сходство ксеногенного материала и состава представленных в нем минералов из Минусинской впадины и Монголии может свидетельствовать о близком составе глубинных частей Земли этих районов. Поскольку состав гранатов, как и других минералов, отражает термодинамические условия образования слагаемых ими пород, представляется интересным сравнить изученные гранаты с гранатами, которые встречаются в кимберлитовых трубках. Известно, что в кимберлитах наряду с глубинными включениями встречаются ксенолиты пород и из более высоких структурных этажей, условия образования которых отвечают различным фациям давлений и температур. Как видно из данных табл. 1, 6 и рис. 2, гранаты из исследованных пироповых лерцолитов по количеству кальциевого и отсутствию

Таблица 5
Состав моноклинных пироксенов из пироповых лерцолитов

№ обр.	699-31	А-74	699-20	Средний
В вес. %				
SiO ₂	50,62	51,06	50,61	50,77
TiO ₂	1,06	0,73	1,10	0,96
Al ₂ O ₃	7,60	6,98	7,69	7,42
FeO	3,50	4,04	3,99	3,84
MnO	0,10	0,11	0,10	0,10
MgO	15,15	15,92	16,42	15,83
CaO	17,09	17,81	17,30	17,40
Na ₂ O	1,92	1,75	2,02	1,90
K ₂ O	0,02	0,02	0,07	0,04
Cr ₂ O ₃	0,86	0,77	0,82	0,82
Сумма	97,92	99,19	100,12	99,08
Формульные коэффициенты				
Si	1,853	1,853	1,831	1,852
Ti	0,029	0,020	0,030	0,026
Al	0,329	0,300	0,328	0,319
Fe	0,108	0,123	0,121	0,117
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	0,831	0,835	0,885	0,860
Ca	0,674	0,693	0,671	0,680
Na	0,137	0,123	0,142	0,134
Cr	0,025	0,022	0,023	0,023
100·Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg	11,50	12,45	12,03	11,99
Al ^{IV}	0,137	0,137	0,169	0,148
Al ^{VI}	0,192	0,163	0,159	0,171
Минералы, %				
Ферросилит	6,74	7,29	7,26	7,02
Энстатит	51,31	51,43	52,79	51,92
Волластонит	41,95	41,28	39,95	41,03
Ca				
Ca + Mg	44,99	44,52	43,08	44,16
T°C	1080	1100	1130	1100
Жадеитовый компонент	13,7	12,3	14,1	13,4

кноррингитового компонента, а также по железистости отвечают пиропам из дупироксеновых парагенезисов в ультраосновных породах, в то время как оранжевый гранат из ксенокристов по соотношению железистости и содержанию кальциевого компонента попадает в поле безоливиновых парагенезисов. Геохимические особенности, установленные Н. В. Соболевым (1974) для минералов с повышенным содержанием натрия в гранате и хрома в оливине, наличием высокохромистых хромитов, а также результаты экспериментов по растворимости глинозема в ортопироксенах в зависимости от температуры и давления (McGregor, 1974) приводят к выводу, что, хотя по ряду признаков и устанавливаются повышенные *PT*-условия образования изученных нами пироповых лерцолитов, эти параметры не соответствуют условиям алмаз-пироповой фации метаморфизма.

Чтобы оценить температурные условия равновесия парагенезисов шпинелевых и пироповых лерцолитов, из описываемого вулканического

Таблица 6
Состав пиропов из включений в базальтах

№ обр.	1в	1г	1д	1ж	Средний
В вес. %					
SiO ₂	40,91	40,80	39,90	40,87	40,62
TiO ₂	0,57	0,61	0,73	0,61	0,64
Al ₂ O ₃	21,42	22,07	21,50	22,30	21,82
FeO	16,44	15,87	17,0	17,01	16,58
MnO	0,29	0,30	0,48	0,29	0,34
MgO	15,04	14,93	15,70	14,83	15,13
CaO	5,49	5,57	5,43	5,46	5,49
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Сумма	100,19	100,18	100,80	101,43	100,65
Формульные коэффициенты					
Si	3,015	2,999	2,930	2,980	2,981
Ti	0,032	0,034	0,040	0,033	0,035
Al	1,800	1,912	1,860	1,916	1,887
Fe	1,013	0,975	1,020	1,038	1,012
Mn	0,018	0,019	0,030	0,018	0,021
Mg	1,652	1,636	1,720	1,615	1,656
Ca	0,434	0,438	0,420	0,427	0,430
100 · Fe ²⁺ /Fe ²⁺ + Mg	38,01	37,34	37,23	39,13	37,93
Минералы, %					
Альмандин	32,50	31,78	31,97	33,51	32,45
Пироп	53,00	53,32	53,92	53,13	53,09
Спессартин	0,58	0,62	0,94	0,58	0,67
Гроссуляр	12,38	12,62	11,29	12,17	12,12
Тит-андрацит	1,54	1,66	1,88	1,61	1,67
Са-компонент	13,92	14,28	13,17	13,78	13,79

аппарата воспользуемся данными по растворимости энстатита в клинопироксене, сосуществующем с ортопироксеном. Как показано Девисом и др. (Davis et al., 1966), этот параметр обусловлен температурой и не зависит от давления. На основании данных по составу моноклиновых пироксенов получаем следующие интервалы температур: шпинель-

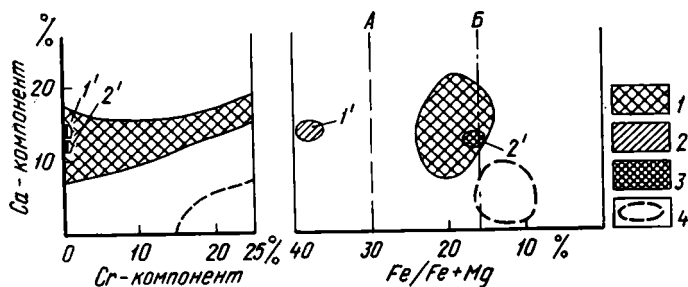


Рис. 2. Особенности состава гранатов из вулканического аппарата Центрального Хан-гая и др.

1 — составы гранатов из двупироксеновых парагенезисов в кимберлитах; 2(1') — составы оранжевых гранатов из ксенокристов в базальтах 3(2') — составы гранатов из ксенолитов пироповых лерцолитов; 4 — составы гранатов из включений в ультраосновных породах; А — предельная железистость гранатов из оливиновых парагенезисов; В — граница железистости гранатов (1, 4, А, В — по Н. В. Соболеву, 1974)

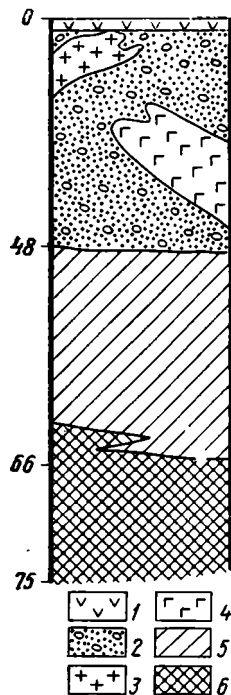


Рис. 3. Гипотетический разрез коры и верхней мантии в районе вулканического аппарата Центрального Хангая

1 — кайнозойские покровные щелочные базальтоиды; 2 — докайнозойские терригенно-вулканогенные и метаморфические образования; 3 — граниты; 4 — габбро; 5 — шпинелевые лерцолиты (оливин+ромбический пироксен+моноклинный пироксен+шпинель); 6 — пироповые лерцолиты (оливин+ромбический пироксен+моноклинный пироксен+пироп+шпинель+флогопит+муассанит)

левые лерцолиты (табл. 7) — 930—970°, пироповые лерцолиты (см. табл. 5) — 1080—1130° С. По температурам и количеству глинозема в ортопироксенах устанавливаются давления: для шпинелевых лерцолитов — 16—19 кбар, для пироповых лерцолитов — 22—25 кбар (MacGregor, 1974). Рассчитанные значения *PT*-условий соответствуют субфации гранатизированных перидотитов графит-пироповой фации метаморфизма (Соболев, 1974).

Результаты изучения ксенолитов и слагающих их минералов из вулканического аппарата Центрального Хангая позволяют реставрировать разрез коры и верхней мантии этого района. Построение разреза проводим, предполагая, что давление является функцией литостатической нагрузки. При этом средняя плотность коровых пород (граниты, габбро, терригенно-вулканогенные и метаморфические образования) принята 3 г/см³. В этом разрезе (рис. 3) верхняя часть (кора) до глубины 48 км сложена докайнозойскими терригенно-вулканогенными и метаморфическими породами, которые вмещают тела гранитоидов и габброидов. Верхи коры представлены покровными щелочными базальтоидами. Ниже коры до глубины 66 км распространены шпинелевые

Таблица 7

Данные по составу клино- и ортопироксенов и *PT*-условия равновесия шпинелевых лерцолитов

Параметры	1а	1б	699-1а	699-1б	Средний
Ca/Ca + Mg в клинопироксене	48,59	49,64	49,87	49,81	49,48
T °C	970	930	930	930	940
Al ₂ O ₃ в ортопироксене, вес. %	4,37	4,55	4,17	4,51	4,40
P, кбар	19	17	16	17	17

лерцолиты, вероятно, переслаивающиеся в нижней части с пироповыми лерцолитами, слагающими основание разреза. Наиболее глубоинные ксенолиты, представленные пироповыми лерцолитами, слагающими основание разреза. Наиболее глубоинные ксенолиты, представленные пироповыми лерцолитами, отвечают глубинам в 75 км, что, по-видимому, соответствуют минимальным глубинам, с которых поступали расплавы базальта, выполняющего тело исследованного вулканического аппарата.

- Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В. Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Царам (МНР).— Докл. АН СССР, 1975, 224, № 5.
- Девяткин Е. В., Лискун И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 7). М., «Наука», 1973.
- Добрецов Н. Л., Реввердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.
- Кепежинскас В. В., Девяткин Е. В., Дашдава З. Кайнозойские базальтоиды Тарятской впадины (МНР).— Геол. и Геофиз., 1975, № 4.
- Крюков А. В., Крюкова З. В. Пиропы из трубки «Тергешской». В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 3. Красноярск, 1962.
- Кутюлин В. А., Фролова В. М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. «Наука», 1972.
- Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Липовский Ю. О. О первой находке муассanita в Монголии.— Геол. и геофиз., 1976, № 6.
- Пинус Г. В., Велицкий В. В., Леснов Ф. П., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпино-типные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Соболев В. С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии.— Геол. геофиз., 1962, № 7.
- Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Уханов А. В., Малышева Т. В. Прогривание ультраосновных ксенолитов в кимберлитовой магме (по данным мессбауэровских спектров Fe^{57} в ортопироксене).— Геохимия, 1973, № 10.
- Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни СССР. Т. 2. Месторождения. Л., 1925.
- Филиппова И. Б. Зоны Хангайского и Хэнтейского нагорий.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совмест. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 9). «Наука», 1974.
- Davis B. T. C., Royd F. R. The join $Mg_2Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6$ at 30 kb pressure and its application to piroxenes from kimberlites.— J. Geoph. Res., 1966, 71, № 14.
- McGregor J. D. The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$; solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions.— Am. Mineral., 1974, 59, № 1—2.
- Martin R. F., Donnay G. Hydroxyl in the mantle.— Am. Mineral, 1972, 57, № 3—4.

А. В. Ильин, Р. И. Волков

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХУБСУГУЛЬСКОГО И ДРУГИХ ФОСФОРИТОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Одним из постоянных объектов исследований Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР за последние годы был Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (ХФБ). Помимо изучения собственно фосфоритовых меторождений и выяснения закономерностей строения бассейна, проводились региональные геологические исследования, выходящие далеко за его пределы и направленные прежде всего на изучение вендско-кембрийских отложений, к которым в ХФБ приурочены фосфориты. В результате этих исследований выявлены закономерности в строении и состав разнофациальных комплексов вендско-кембрийских отложений, а также намечались литолого-фациальные условия локализации фосфатных фаций и палеотектоническая позиция ХФБ.

Хубсугульский бассейн обнаруживает сходство с другими фосфоритоносными бассейнами, которое выражается, в частности, в общности палеотектонических условий древнего фосфатонакопления. Это позволяет высказать определенные выводы о генезисе фосфоритов и об источнике вещества, необходимого для их возникновения. Такие выводы вытекают из сравнительной характеристики четырех крупных фосфоритоносных бассейнов—Хубсугульского в Монголии, Джорджина в Австралии, Скалистых гор в США и Каратау в Казахстане.

ХУБСУГУЛЬСКИЙ БАССЕЙН

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн приурочен к одноименному прогибу, который возник в позднем докембрии (верхнем рифее) и развивался до середины кембрия. Продуктивная серия этого бассейна или фоссерия заключена в низах одноименного комплекса карбонатных пород (Зайцев, Ильин, 1970). Остатки нижнекембрийских организмов — археоциат и трилобитов — появляются выше по разрезу (на 600—700 м) от фоссерии. Эти же остатки фауны широко распространены за пределами ХФБ, что дает основание для биостратиграфического расчленения и сопоставления литологически разнородных разновозрастных отложений.

Ориентируясь на реконструкции Л. П. Зоненшайна (1974), палеотектоническая позиция ХФБ определяется положением его на краю обширного Сибирского континента, у границы с Центрально-Азиатским океаном, занимавшем в конце докембрия — кембрии (или в венде — раннем кембрии) — обширное пространство южнее, западнее и восточнее бассейна. Эту общую картину мы рассмотрим более детально, с тем чтобы выяснить, в какой мере древний Центрально-Азиатский океан отвечает современным (верхнемезозойским — кайнозойским) океаническим бассейнам и можно ли считать геологические процессы, происходящие в современных океанах, аналогичные тем, которые имели место в Центрально-Азиатском палеоокеане.

На рис. 1 показаны литолого-фациальные обстановки венда — раннего кембрия для ХФБ и соседних регионов и палеотектоническое районирование. Большая часть территории, ограниченная зубчатой линией, отвечает континентальной области, которая к венду — раннему кембрию уже обладала сиалическим фундаментом (континентальной корой), сложенным протерозойскими, а возможно, и архейскими, осадочными и метаморфическими толщами, а также докембрийскими гранитоидами. Эти сиалические образования в пределах Тувино-Монгольского массива, включающего Сангилен, Хамар-Дабан и Протеросаян, слагали участки суши. В районе к западу и северу от оз. Хубсугул (Западное Прихубсугулье, Боксон-Сархойский район в Восточном Саяне) и в бассейне верховьев р. Малого Енисея на востоке Тувы они составляли ложе обширного шельфового моря, в котором накапливались монотонные карбонатные осадки.

К шельфовому бассейну или Северо-Монгольскому заливу Центрально-Азиатского океана и приурочены хубсугульские фосфориты. Существовали две полосы или зоны фосфатных фаций — восточная и западная. Местоположение восточной полосы, прилегающей к берегу Хубсугула, контролировалось береговой линией, которая оконтуривала Хамардабанский блок суши, сложенный древнейшими докембрийскими образованиями. Близость берега очень слабо выражена в осадках, что, впрочем, характерно и для других фосфоритоносных бассейнов.

На примере восточной полосы фосфатных фаций, прослеживающейся с юга на север на расстояние около 250 км, видно, что продуктивность фоссерии постепенно уменьшается по мере удаления от океана; в глубь континента фоссерия выклинивается.

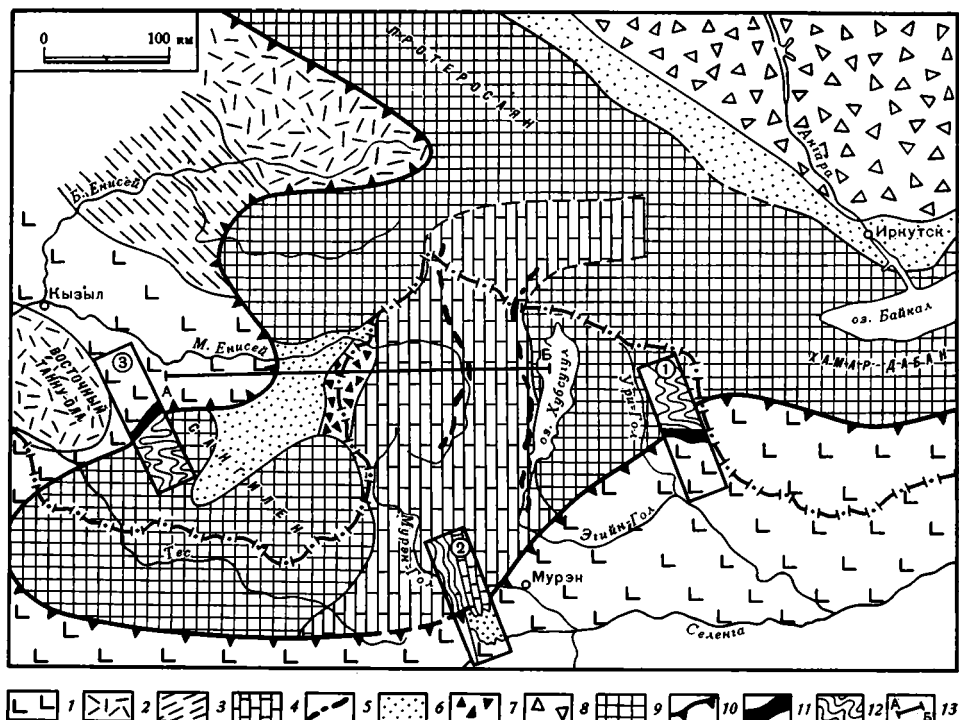


Рис. 1. Палеотектоническое районирование и литолого-фациальные комплексы конца докембрия — начала кембрия Юго-Западной Сибири и Северо-Западной Монголии

1—3 — Центрально-Азиатский океан: 1 — вулканиты, 2 — андезитовые вулканиты, 3 — турбидиты; 4—8 — Сибирский континент: 4 — шельфовые карбонатные отложения, 5 — фосфатные фации, 6 — терригенные отложения, 7 — красноцветы, 8 — эвапориты; 9 — участки суши; 10 — граница континент/океан; 11 — гипербазитовые массивы; 12 — докембрийский фундамент Сибирского континента (11—12 на схемах-врезках); 13 — линия профиля (см. рис. 2)

Западная полоса фосфатных фаций контролировалась относительным поднятием, занимавшем теперешнюю высокогорную область Восточной Тувы и Северо-Западной Монголии (водораздельная территория Селенги и Енисея). Это поднятие, видимо, было сплошь покрыто морем, так как и к востоку от него — в Дархатской котловине Монголии (Ильин, 1973) — и к западу — в Восточной Туве (Абрамов и др., 1972) — развиты выдержанные в пространстве известняковые толщи, содержащие очень близкие сообщества археоциат и трилобитов. Местами, в пределах этого поднятия, вероятно в отдельных лагунах, накапливались красноцветы (например, в смежных районах СССР и МНР на левобережья р. Бусин-Гол).

Рассмотрим теперь, что представляла собой граница континентальной и океанической областей. Характер этой границы применительно к современной структуре изображен для трех участков на врезках — профилях (см. рис. 1): левобережье р. Ури-Гол (1), район г. Мурэн (2) в Монголии и верховья р. Шурмак в Туве.

На первом и третьем участках граница резкая, проходит обычно по разлому или зоне разломов. На первом из них по северному крылу разлома развиты гранито-гнейсовые протерозойские образования, представленные слюдяно-гранатовыми, гранат-ставролитовыми, кордиерит-силлиманитовыми гнейсами, амфиболитами, мраморами, различными гранитами и пегматитами. В южном крыле — господствуют кембрийские, либо вендско-кембрийские эффузивно-осадочные отложения. Среди них выделяются эффузивы основного состава, обладающие по-

душечным сложением, полосчатые черные и красноватые кремни и известняки. В полях развития этих пород присутствуют многочисленные, преимущественно мелкие, очевидно, бескорневые тела серпентинитов, а также габброиды и пироксениты. Весь этот характерный комплекс соответствует офиолитовой ассоциации, отличаясь от нее лишь тем, что составляющие его члены не встречаются в едином разрезе. Это типичные — фрагментизированные офиолиты (*dismembered ophiolites*; Crook, Felton, 1975). Такая фрагментарность, вероятно, обусловлена наложением различных позднейших процессов — дизъюнктивных дислокаций, широкого развития палеозойских гранитоидов и т. д.

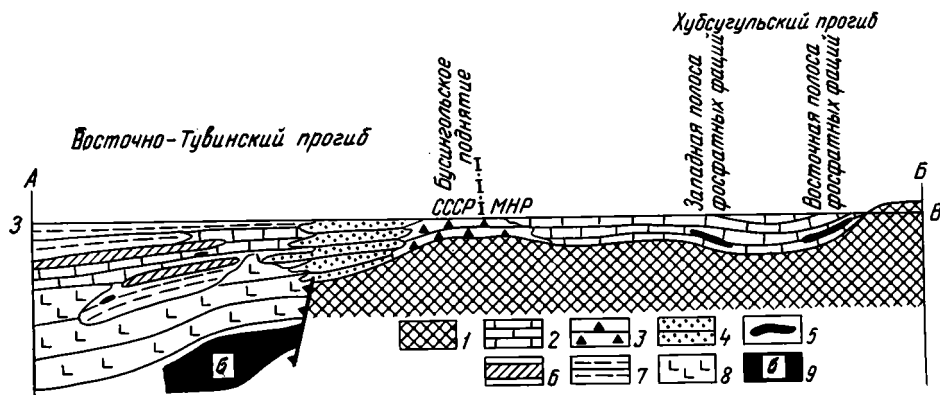


Рис. 2. Фациальный профиль позднедокембрийских — раннекембрийских отложений Восточной Тувы и Западного Прихубсугулья

1 — докембрийский слякический фундамент Сибирского континента, 2 — известняки, 3 — красноцветы, 4 — терригенные отложения, 5 — фосфориты, 6 — кремни, 7 — турбидиты, 8 — эффузивы основного состава, 9 — гипербазиты

На втором участке граница континент/океан также довольно резкая, хотя местами вдоль этой границы между шельфовыми известняками ХФБ, с одной стороны, и офиолитами и граувакками — с другой, появляется узкая полоса промежуточных фаций, сложенных карбонатными и терригенными породами. Третий участок зеркально-симметричен относительно первого, имея встречные (южные) падения пограничной зоны и всех сопровождающих ее образований.

Офиолиты не единственный литолого-фациальный тип вендско-раннекембрийских образований территории, отнесенных к древнему океану. Часто они подчинены андезито-дацитовым вулканитам, слагающим такие обширные пространства, как хр. Восточный Таннуола в Туве. К отложениям этого возраста принадлежат также существенно терригенные толщи.

Все эти литологически различные толщи охарактеризованы примерно одними теми же сообществами нижнекембрийских организмов — археоциат и трилобитов (Благоднаров, Зайцев, 1972; Ильин, 1973).

Пограничная линия, обозначенная на рис. 1, примечательна и в другом отношении. Пересекая ее и следуя в стороны от Тувино-Монгольского массива: на запад — в Туву, на юг — к Центральной Монголии или на восток — в низовья Селенги, теряется уверенность в том, что вне массива имеются более древние докембрийские (довендские или доверхнерифейские) образования. Рассмотрим это подробнее.

Как уже отмечалось, преобладающим типом пород вне массива являются палеозойские гранитоиды. Среди бескрайних пространств, сложенных красными «орогенными» гранитами, встречаются сравнительно небольшие участки гнейсов и кристаллических сланцев. Данные об их

возрасте отсутствуют. Взаимоотношения с кембрийскими толщами обычно неясны. Среди гнейсовых полей выявлены слабо метаморфизованные или вовсе неизменные породы, сходные литологически с вендско-кембрийскими толщами.

Следует отметить, что древние карбонатные толщи характерны только для Тувино-Монгольского массива и составляют всю основную часть его вендско-докембрийского разреза. Эти толщи, чрезвычайно выдержанные по стратиграфическому разрезу и по площади, можно рассматривать как шельфовые образования, свидетельствующие о наличии в Тувино-Монгольском массиве устойчивого фундамента или мощной континентальной коры. Отсутствие древних толщ вне массива (рис. 2) в сочетании с широким развитием офиолитов позволяет считать обширную территорию, лежащую за пределами Тувино-Монгольского массива, древней океанической областью. Ориентируясь на присутствие характерного офиолитового комплекса, можно допустить, что в этом древнем океане происходили те же геологические процессы, которые свойственны современным океанам, в частности формирование мощных серий толеитовых низкокальциевых и щелочных базальтов.

Пространственные взаимоотношения между двумя разнородными областями — океанической и континентальной, существовавшие в венде — кембрии, могут значительно отличаться от их современных пространственных связей. Важно подчеркнуть факт одновременного существования континентальной и океанической областей и близкое совпадение во времени двух характерных процессов — накопления фосфоритов на шельфе континента и генерации океанической коры в океане. Что же касается выяснения конкретных пространственных связей обоих процессов, то пока они остаются совершенно не ясными.

БАССЕЙН ДЖОРДЖИНА (АВСТРАЛИЯ)

Открытие и изучение этого бассейна происходило примерно одновременно с Хубсугульским. Приводимые ниже реконструкции базируются на данных Фримена (Freeman, 1964), Спригга (Sprigg, 1967), Говарда (Howard, 1972), Крука (Crook, Felton, 1975).

Фосфориты бассейна Джорджина приурочены к основанию среднего кембрия. Бассейн представляет собой типичный платформенный мелководный прогиб, вытянутый с юго-востока на северо-запад. Внутренняя его часть выполнена горизонтально лежащими сравнительно маломощными доломитами, по периферии прослеживаются известняки, а непосредственно прибрежные фации являются фосфатными (рис. 3).

По обоим бортам бассейна реставрируются древние поднятия. Восточному поднятию отвечает знаменитый массив Маунт Айза, сложенный нижнепротерозойскими доломитами и зелеными сланцами, а также докембрийскими гранитоидами. Массив изобилует крупными докембрийскими месторождениями различных рудных полезных ископаемых.

Детальные геохимические исследования докембрийских пород массива (Smith, Walker, 1971) и фосфоритоносных толщ бассейна (Cook, 1972) показывают на отсутствие между ними геохимического родства. Таким образом, и в этом бассейне роль берега сводится к пассивному контролю фосфатных фаций: непосредственное влияние суши как источника вещества для образования осадков в соседнем бассейне практически не ощущается.

Выделяются две полосы фосфатных фаций. Главная, восточная полоса, протяженностью около 400 км, вырисовывается по целой группе месторождений, изолированных друг от друга бесфосфатными участками. Некогда это была, по-видимому, единая сплошная зона фосфатных фаций. Латеральная протяженность ее, как установлено при разведке многих месторождений, не превышает 5—10 км. Малая латеральная протя-

душечным сложением, полосчатые черные и красноватые кремни и известняки. В полях развития этих пород присутствуют многочисленные, преимущественно мелкие, очевидно, бескорневые тела серпентинитов, а также габброиды и пироксениты. Весь этот характерный комплекс соответствует офиолитовой ассоциации, отличаясь от нее лишь тем, что составляющие его члены не встречаются в едином разрезе. Это типичные — фрагментизированные офиолиты (*dismembered ophiolites*; Crook, Felton, 1975). Такая фрагментарность, вероятно, обусловлена наложением различных позднейших процессов — дизъюнктивных дислокаций, широкого развития палеозойских гранитоидов и т. д.

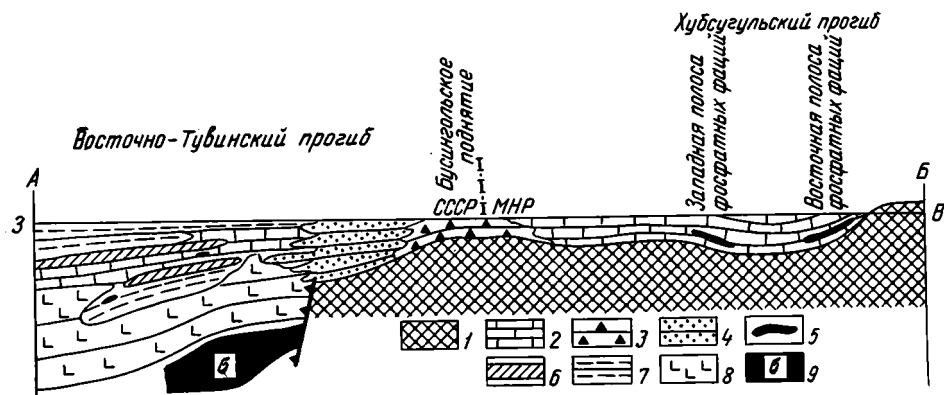


Рис. 2. Фациальный профиль позднедокембрийских — раннекембрийских отложений Восточной Тувы и Западного Прихубсугулья

1 — докембрийский сланический фундамент Сибирского континента, 2 — известняки, 3 — красноцветы, 4 — терригенные отложения, 5 — фосфориты, 6 — кремни, 7 — турбидиты, 8 — эффузивы основного состава, 9 — гипербазиты

На втором участке граница континент/океан также довольно резкая, хотя местами вдоль этой границы между шельфовыми известняками ХФБ, с одной стороны, и офиолитами и граувакками — с другой, появляется узкая полоса промежуточных фаций, сложенных карбонатными и терригенными породами. Третий участок зеркально-симметричен относительно первого, имея встречные (южные) падения пограничной зоны и всех сопровождающих ее образований.

Офиолиты не единственный литолого-фациальный тип вендско-раннекембрийских образований территории, отнесенных к древнему океану. Часто они подчинены андезито-дацитовым вулканитам, слагающим такие обширные пространства, как хр. Восточный Таннуола в Туве. К отложениям этого возраста принадлежат также существенно терригенные толщи.

Все эти литологически различные толщи охарактеризованы примерно одними теми же сообществами нижнекембрийских организмов — археоциат и трилобитов (Благонравов, Зайцев, 1972; Ильин, 1973).

Пограничная линия, обозначенная на рис. 1, примечательна и в другом отношении. Пересекая ее и следуя в стороны от Тувино-Монгольского массива: на запад — в Туву, на юг — к Центральной Монголии или на восток — в низовья Селенги, теряется уверенность в том, что вне массива имеются более древние докембрийские (довендские или доверхнерифейские) образования. Рассмотрим это подробнее.

Как уже отмечалось, преобладающим типом пород вне массива являются палеозойские гранитоиды. Среди бескрайних пространств, сложенных красными «орогенными» гранитами, встречаются сравнительно небольшие участки гнейсов и кристаллических сланцев. Данные об их

возрасте отсутствуют. Взаимоотношения с кембрийскими толщами обычно неясны. Среди гнейсовых полей выявлены слабо метаморфизованные или вовсе неизменные породы, сходные литологически с вендско-кембрийскими толщами.

Следует отметить, что древние карбонатные толщи характерны только для Тувино-Монгольского массива и составляют всю основную часть его вендско-докембрийского разреза. Эти толщи, чрезвычайно выдержанные по стратиграфическому разрезу и по площади, можно рассматривать как шельфовые образования, свидетельствующие о наличии в Тувино-Монгольском массиве устойчивого фундамента или мощной континентальной коры. Отсутствие древних толщ вне массива (рис. 2) в сочетании с широким развитием офиолитов позволяет считать обширную территорию, лежащую за пределами Тувино-Монгольского массива, древней океанической областью. Ориентируясь на присутствие характерного офиолитового комплекса, можно допустить, что в этом древнем океане происходили те же геологические процессы, которые свойственны современным океанам, в частности формирование мощных серий толеитовых низкокальциевых и щелочных базальтов.

Пространственные взаимоотношения между двумя разнородными областями — океанической и континентальной, существовавшие в венде — кембрии, могут значительно отличаться от их современных пространственных связей. Важно подчеркнуть факт одновременного существования континентальной и океанической областей и близкое совпадение во времени двух характерных процессов — накопления фосфоритов на шельфе континента и генерации океанической коры в океане. Что же касается выяснения конкретных пространственных связей обоих процессов, то пока они остаются совершенно не ясными.

БАССЕЙН ДЖОРДЖИНА (АВСТРАЛИЯ)

Открытие и изучение этого бассейна происходило примерно одновременно с Хубсугульским. Приводимые ниже реконструкции базируются на данных Фримена (Freeman, 1964), Спригга (Sprigg, 1967), Говарда (Howard, 1972), Крюка (Crook, Felton, 1975).

Фосфориты бассейна Джорджина приурочены к основанию среднего кембрия. Бассейн представляет собой типичный платформенный мелководный прогиб, вытянутый с юго-востока на северо-запад. Внутренняя его часть выполнена горизонтально лежащими сравнительно маломощными доломитами, по периферии прослеживаются известняки, а непосредственно прибрежные фации являются фосфатными (рис. 3).

По обоим бортам бассейна реставрируются древние поднятия. Восточному поднятию отвечает знаменитый массив Маунт Айза, сложенный нижнепротерозойскими доломитами и зелеными сланцами, а также докембрийскими гранитоидами. Массив изобилует крупными докембрийскими месторождениями различных рудных полезных ископаемых.

Детальные геохимические исследования докембрийских пород массива (Smith, Walker, 1971) и фосфоритоносных толщ бассейна (Cook, 1972) показывают на отсутствие между ними геохимического родства. Таким образом, и в этом бассейне роль берега сводится к пассивному контролю фосфатных фаций: непосредственное влияние суши как источника вещества для образования осадков в соседнем бассейне практически не ощущается.

Выделяются две полосы фосфатных фаций. Главная, восточная полоса, протяженностью около 400 км, вырисовывается по целой группе месторождений, изолированных друг от друга бесфосфатными участками. Некогда это была, по-видимому, единая сплошная зона фосфатных фаций. Латеральная протяженность ее, как установлено при разведке многих месторождений, не превышает 5—10 км. Малая латеральная протя-

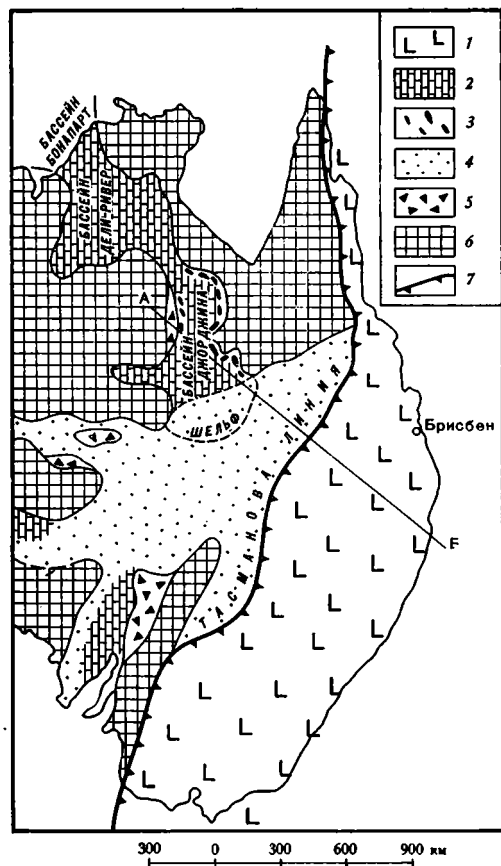


Рис. 3. Палеотектоническое районирование и литолого-фациальные комплексы среднего кембрия Восточной Австралии

1 — океаническая область; 2—6 — континентальная область (фации отложений эпиконтинентальных морей: 2 — карбонатные, 3 — фосфатные, 4 — терригенные, 5 — красцветные и эвапоритовые), 6 — участки суши; 7 — граница континент/океан

ким плоскогорьем Бэркли, сохраняются лишь бедные (10—16% P_2O_5) и маломощные фосфориты. Далее к северо-западу в пределах бассейнов Дэли Ривер и Бонапарт, довольно сходных с бассейном Джорджина и сообщавшихся с ним, фосфоритов не обнаружено. В результате детальных поисковых работ на фосфориты, выполненных по всей стране в 60-х годах при участии таких известных по поискам фосфоритов геологов, как Р. Шелдон и Д. Фреас, выяснилось, что фосфориты в этих бассейнах в кембрии не формировались. Таким образом, по направлению к северо-западу в глубь Австралийской платформы¹ фосфориты выклиниваются.

Чтобы понять палеотектоническую позицию бассейна Джорджина, необходимо представить в общих чертах геологическое строение и историю развития структур всей территории Восточной Австралии. Австралийские геологи в пределах этой территории выделяют западную и восточную части, границей между которыми служит субмеридионально вытянутая Тасманова линия.

женность в сочетании с значительной эродированностью горизонтально или субгоризонтально лежащих фосфоритовых пластов служит причиной перерывов в распространении фосфоритовых залежей. Первичное распространение и соответственно масштабы фосфатонакопления отличались значительными размерами и, видимо, вполне соизмеримыми с бассейном Скалистых гор.

Западная полоса фосфатных фаций была более удалена от берега бассейна — массива Макдоннел. Вблизи этого массива вырисовывается участок лагунных эвапоритовых и красноцветных отложений, отделенных от основной части бассейна Джорджина подводным поднятием Уонарах. На восточном склоне последнего, обращенном к осевой зоне бассейна, локализуются фосфатные фации. Интересно, что среднекембрийская фосфоритоносная формация Битл Крик залегает здесь непосредственно на породах фундамента.

Анализируя строение формации Битл Крик в продольном профиле вдоль основной восточной полосы фосфатных фаций, нетрудно заметить, что продуктивность ее вполне ощутимо падает к северо-западу. В северо-западной, суженной части бассейна, занятой низ-

¹ Новейшими морскими геофизическими и буровыми работами установлено продолжение структур Австралийской платформы на север под Тиморским и Арафурским морями.

Западная часть представляет собой типичную платформу, фундамент которой сложен различными по составу и возрасту докембрийскими образованиями. В среднем кембрии фундамент был глубоко погружен лишь в пределах бассейна Аделаида; в других регионах он либо выходил на поверхность, либо служил ложем шельфовых эпиконтинентальных морей, одним из которых и являлся бассейн Джорджина.

Восточная часть отвечает палеозойской Тасманской геосинклинали, в пределах которой докембрийские образования отсутствуют. В сводной работе Спригга (Sprigg, 1967), посвященной геологической эволюции Австралии, отмечается, что если и существовало докембрийское основание в районе к востоку от Тасмановой линии, то оно бесследно исчезло

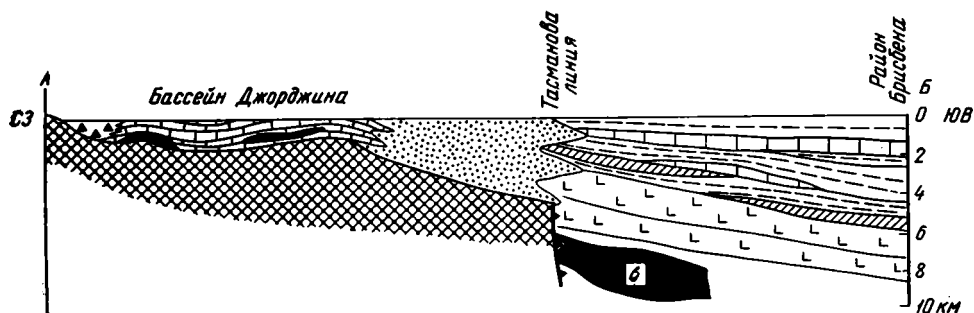


Рис. 4. Фациальный профиль среднекембрийских ордовикских отложений Восточной Австралии

Условные обозначения см. на рис. 2

в процессе развития палеозойской геосинклинали окраины Тихого океана. Другая характерная особенность Тасмановой геосинклинали заключается в наличии офиолитов, в большинстве случаев, как и в Северной Монголии, фрагментизированных (Crook, Felton, 1975).

Кембрийские офиолиты установлены на юге материка и в Тасмании, а в более северных районах известны лишь ордовикские и силурийские. Однако по геофизическим данным и общей геологической ситуации, в частности закономерной смене с востока на запад девонских и силурийских офиолитов ордовикскими и кембрийскими, можно вполне обоснованно допускать развитие среднекембрийских офиолитов в районе к западу от Брисбена под покровом кайнозоя Артезианского бассейна.

В уже упоминавшейся работе Спригга анализируется состав, размещение и мощности различных палеозойских комплексов Австралии. Один из комплексов, выделяемых Сприггом, охватывает интервал от среднего кембрия до ордовика. Учитывая приводимые данные Спригга, мы построили палеотектонический профиль, секущий платформу и геосинклинальную область и показывающий строение и соотношение друг с другом кембро-ордовикских отложений платформы и геосинклинали (рис. 4). Маломощным карбонатно-фосфатным фациям бассейна Джорджина юго-восточнее соответствуют значительно более мощные терригенные. Далее к юго-востоку вырисовывается резкая ступень, за которой развиты офиолитовые и граувакковые образования. В районе Брисбена мощность их достигает 8 км.

Геосинклинальные толщи нижнего палеозоя восточной Австралии напоминают кембрий Восточной Тувы или Северной Монголии. В отношении фосфоритов это сходство выражается в том, что среди геосинклинальных толщ нижнего палеозоя Австралии также рассеяны мелкие фосфатопоявления, ни качественно, ни количественно не сопоставимые с теми грандиозными скоплениями фосфора, которые сосредоточены в бассейне Джорджина.

В целом, фосфоритоносный бассейн Джорджина соответствует эпиконтинентальному морскому бассейну с преимущественно карбонатной седиментацией. Бассейн открывался и свободно сообщался с расположенным восточнее океаном, в пределах которого в кембрии и нижнем палеозое вообще не существовало сиалического фундамента и происходило становление океанической коры. Следует обратить внимание на то обстоятельство, что фосфатонакопление на континенте оказывается связанным по возрасту с наиболее древними проявлениями офиолитового магматизма соседней океанической области. Аналогичная закономерность свойственна и Центральноазиатскому региону.

БАССЕЙН СКАЛИСТЫХ ГОР (США)

Суждения о тектонической позиции пермской формации Фосфория противоречивы. Подходя скорее с палеогеографических, чем с палеотектонических позиций, Маккелви (McKelvey et al., 1959) и Шелдон (Sheldon, 1964) считают, что бассейн формации Фосфория располагался в области шельфа Северо-Американского континента. По М. Кею (1955), восточная часть бассейна принадлежит платформе, а западная — миогеосинклинали. По мнению Г. И. Бушинского (1969), фосфориты формации Фосфория отлагались в платформенную стадию развития; сложные формы складок и обилие разломов, как считает Г. И. Бушинский, не свидетельствуют о его геосинклинальной природе.

В последние годы появились новые палеотектонические реконструкции по западу США, в свете которых можно подойти с новых позиций к выяснению тектонического положения этого бассейна. Прежде чем рассматривать их, целесообразно оценить положение фосфоритоносного бассейна в современной структуре.

Сводный геологический разрез, изображенный на рис. 5, построен по отдельным профилям, приведенным в серии так называемых «Дорожных геологических карт» (Geological Highway Map, 1972—1974). Местоположение разреза показано на схеме-врезке. Ориентирован он широтно. Восточное окончание его приходится на район Великих равнин (Южная Дакота). Следуя к западу, разрез пересекает Скалистые горы в той их части, где наиболее полно представлена формация Фосфория (штаты Вайоминг и Айдахо). Далее к западу он выходит к Тихоокеанскому побережью (штат Орегон). Палеотектоническая интерпретация профиля приведена на схеме-врезке к рис. 5.

При всем разнообразии геологических обстановок, встречающихся на протяжении 1500-километровой длины разреза, выделяются два принципиально различных региона — восточный и западный.

На востоке палеозойские отложения, в том числе и пермские, представлены маломощными, преимущественно карбонатными фациями. Близки им по характеру и мезозойские отложения. Этот регион охватывает стабильную часть платформы или мидконтинент Южной Дакоты и миогеосинклиналь или палеозойский шельф Вайоминга.

В западной части региона, которую пересекает разрез, палеозойские толщи практически отсутствуют, но вообще в Орегоне известны выходы палеозойских, в том числе пермских зеленокаменных пород. Мезозойские и кайнозойские образования представлены исключительно вулканитами. Таким образом, западный регион принадлежит собственно геосинклинали (Кордильерской эвгеосинклинали). Граница между платформой и эвгеосинклиналью проходит примерно по оси батолита Айдахо.

Геологическую позицию восточного и западного регионов можно интерпретировать и с иных позиций. Восточный регион обладает мощным докембрийским фундаментом, самый верхний структурный этаж которого представлен известной верхнедокембрийской серией Белт. В западном регионе докембрийский фундамент отсутствует. Палеозойские толщи,

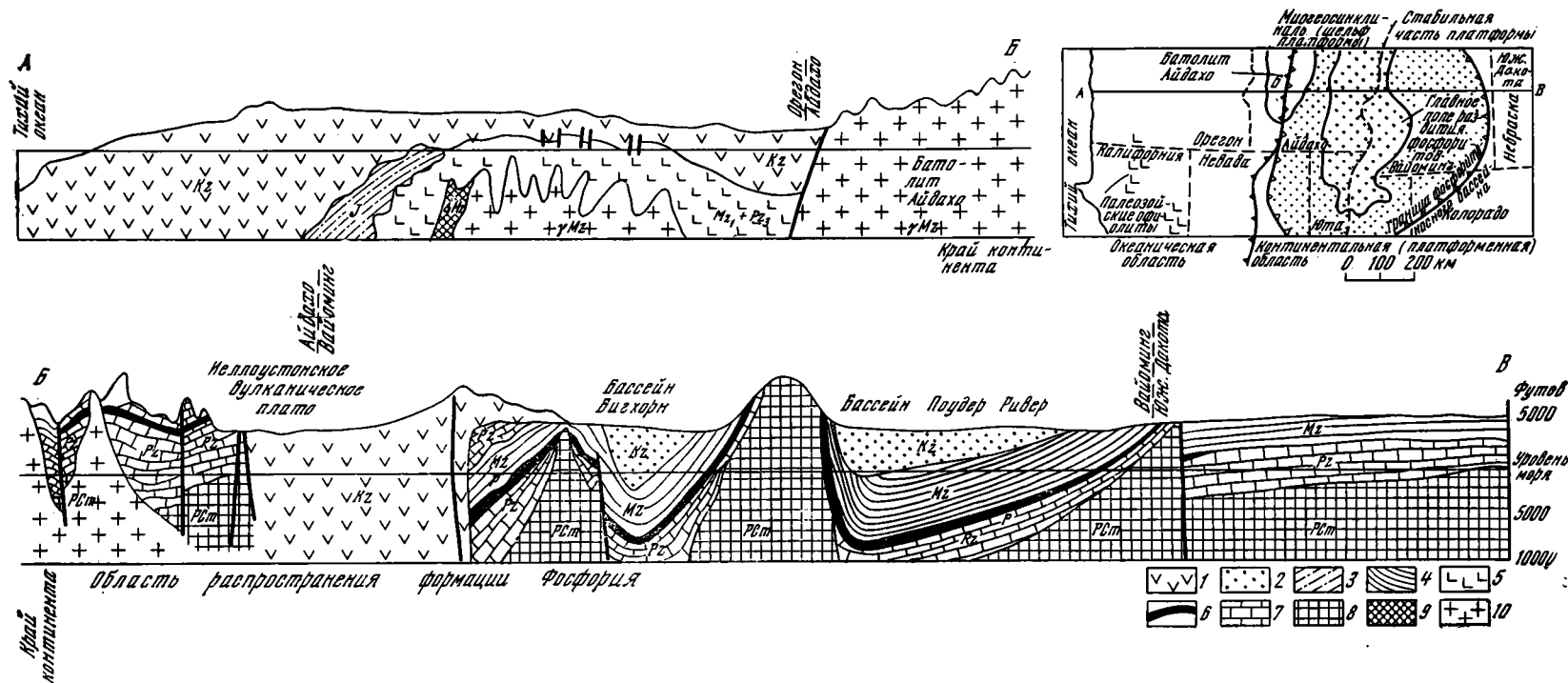


Рис. 5. Широтный геологический разрез Скалистых гор в области развития отложений формации Фосфория (составлен по отдельным профилям к дорожным геологическим картам США (Geological Highway map, 1972, 1974)

1 — кайнозойские вулканиды; 2 — кайнозойские осадочные породы; 3 — юрские отложения; 4 — мезозойские отложения нерасчлененные; 5 — верхнепалеозойские — нижнемезозойские зеленокаменные толщи; 6 — пермские формации

(Фосфория, Парк Сити и Шедхорн); 7 — палеозойские отложения; 8 — докембрийский фундамент; 9 — мезозойские офиолиты; 10 — мезозойские гранитоиды

развитые фрагментарно, зачастую сложены офиолитами. Для северных районов Калифорнии и Невады Гамильтон (Hamilton, 1969) указывает на распространение офиолитов в возрастном диапазоне всего палеозоя. Интересно, что на схеме (Гамильтона) более древние офиолиты (кембрийские и девонские) тяготеют к краю континента, более молодые (пермские) удалены от него. Аналогичная возрастная зональность офиолитов устанавливается, как было показано, в палеозойской Тасмановой геосинклинали по отношению к Австралийскому докембрийскому континенту. Гамильтон и другие американские геологи объясняют это следующим образом. Восточная часть профиля характеризует континентальный регион с мощной сиалической корой, возникшей еще в докембрии. Край континента проходит по оси батолита Айдахо. Западный регион отвечает древнему океану, ложе которого формировалось в течение всего палеозоя.

Область распространения формации Фосфория приходится на стабильную часть платформы в пределах Вайоминга и многогеосинклиналь в Айдахо. Анализируя положение этой области в системе океан — континент, можно сказать, что бассейн формации Фосфория полностью приходится на континент, причем западная внешняя ее граница почти точно совпадает с краем континента, а восточная внутренняя заходит довольно далеко в глубь континента. Если же иметь в виду главное поле развития фосфоритов или палеозойский шельф Вайоминга, то оно несколько смещено от края в глубь континента. В то же время фосфатные фации выклиниваются и к востоку по мере приближения к мидконтиненту.

На некотором удалении от края континента, как показано выше, предполагались также фосфориты Австралии и Монголии. Аналогичная позиция вырисовывается для более древних фосфоритов США. Позднедокембрийские фосфориты серии Белт в Монтане (Gulbrandsen, 1966) и серии Окое в Северной Каролине (Hamilton, 1961) также приурочены, соответственно, к западной и восточной окраинам древнего Северо-Американского континента. Ордовикские фосфориты Айдахо и Теннесси еще в 1964 г. рассматривались Шелдоном как образования, тяготеющие, соответственно, к западной и восточной периферии нижнепалеозойского континента Северной Америки.

КАРАТАУСКИЙ БАССЕЙН

Палеотектонические реконструкции для Каратауского бассейна довольно затруднительны. Как и в рассмотренных ранее случаях, здесь выделяются две категории областей.

1. Область, объединяющая Кокчетавский и Улутавский массивы, хребты Большого и Малого Каратау, Макбальское поднятие, Чуйскую впадину или Муюнкумскую депрессию. В ее пределах устанавливается широкое распространение различных по возрасту и составу докембрийских толщ и гранитоидов, которые местами перекрываются нижнепалеозойскими, преимущественно карбонатными отложениями эпиконтинентальных мелководных бассейнов.

2. Область, охватывающая Ерментаускую, Чингизскую, Тектурмаскую, Джалаир-Найманскую зону, Северное Прибалхашье, Северные Кызылкумы, Тургайский прогиб и др. Для всех этих районов характерно распространение вендских — нижнепалеозойских офиолитов. По Л. П. Зоненшайну, первая область является древним континентальным массивом с докембрийской сиалической корой, а во второй области в конце докембрия — начале палеозоя формировалась океаническая кора.

Каратауский бассейн расположен в пределах континентального массива у границы с океаном, точнее, с той его частью, которая приходится на нынешние Северные Каракумы. В пределах доступной наблюдениям части бассейна выделяются две литолого-фациальных зоны вендско-

кембрийских отложений — юго-западная и северо-восточная. Первая, более глубоководная, характеризуется накоплением фтанитов и глинистых пород, вторая — более мелководная — известняками шельфовой зоны. Последняя служила ареной интенсивного фосфатонакопления.

Таким образом, в Каратау, как и в других регионах, фосфориты накапливались в пределах шельфа континента. В соседней океанической области в это время происходило становление океанической коры.

О ВЕРОЯТНЫХ ИСТОЧНИКАХ ФОСФОРА

Рассмотрим некоторые аспекты известной гипотезы фосфоритообразования А. В. Казакова. Все описанные выше фосфоритоносные бассейны занимают одинаковое положение в системе основных структурных элементов Земли — континентов и океанов. Их можно считать реальной геологической моделью, в условиях которой осуществляется фосфатонакопление путем апвеллинга или выноса холодных, богатых фосфором, глубинных вод океана на шельф континента.

Остановимся вначале на одном из условий гипотезы А. В. Казакова. Согласно этой гипотезе, более детально разработанной Маккелви и Шелдоном, фосфатонакопление в результате апвеллинга может реализоваться лишь в поясе низких широт. Если нанести области развития позднекембрийских, кембрийских, ордовикских фосфоритов на палеотектонические и палеогеографические схемы Шелдона (Sheldon, 1964), Циммермана (Howard, 1972), Зоненшайна (1974) и других авторов, то все они попадают в низкоширотные зоны. Такое же положение занимает бассейн формации Фосфория.

В то время, когда разрабатывалась гипотеза А. В. Казакова, имелись лишь весьма смутные представления о строении дна океанов. К настоящему времени достигнут значительный прогресс в изучении геологии океанических пространств, и поэтому можно попытаться осветить вопрос об источниках фосфора, который ранее практически не рассматривался. Если полагать, что фосфор, обогащающий холодные глубинные воды океанов, выпадает в результате апвеллинга где-то в шельфовых зонах, то должен существовать какой-то источник для пополнения резерва растворенного фосфора.

Можно предположить, что фосфор генерируется непосредственно в активных зонах океанов и таким образом обогащает глубинные воды. Однако фактические данные о химизме вод в таких зонах (Initial Reports of DSDP, XXIV, 1974) показывают на значительную бедность их фосфором, причем малые содержания фосфора в водах находятся в полном соответствии с низкими значениями его в низкокальциевых толеитовых базальтах, слагающих срединно-океанические хребты (Hart, 1970).

Более перспективным представляется другое предположение. Оно исходит из признания большой роли обменных химических реакций, происходящих в равновесной системе морская вода — магматические породы ложа океана. Многочисленными исследованиями, в том числе и экспериментальными, установлено, что химический состав морской воды в значительной мере определяется ходом этих обменных реакций (Hart, 1970, 1973; Dagens, 1973, и др.). Породы ложа океана подвержены обменным реакциям до глубины 2—3 км, в результате чего они существенно меняют свои физические и химические свойства. В процессе этих реакций одни элементы выделяются в воду (десорбируются), другие, наоборот, поглощаются породами из воды (адсорбируются). Однако в зависимости от особенностей химического состава пород и в еще большей степени от факторов гидродинамического порядка одни и те же элементы, в том числе и фосфор, могут адсорбироваться либо десорбироваться. Это весьма интересная, но еще недостаточно исследованная область морской геологии.

Если при подводном (придонном) выветривании пород ложа океана может происходить обогащение морских вод фосфором, то логично считать, что этот процесс дает наибольший эффект на породах, первично богатых фосфором. Из магматических пород, слагающих ложе океанов, последнему условию не удовлетворяют ни гипербазиты (0,03—0,05% P_2O_5), ни габброиды (0,10—0,15%), ни обычные толеитовые океанические базальты (0,10—0,12%). Наряду с толеитовыми разностями базальтов среди пород ложа современных океанов развиты щелочные оливиновые базальты, содержание P_2O_5 , в которых 1,3—1,5%; они недосыщены или резко недосыщены кремнекислотой, богаты щелочами, магнием и алюминием.

Щелочные оливиновые базальты не являются редкостью среди пород ложа современных океанов; они известны в различных их частях, и их формирование происходило в различных тектонических обстановках.

На Гавайских островах, Самоа и Реюньоне они возникают на заключительных стадиях эволюции вулканического очага (Allegre, Bottinga, 1974). Распространено также мнение, что щелочные базальты характерны для начальных этапов рифтогенеза. Вместе с тем они слагают крупные длительно формировавшиеся вулканические постройки, такие, например, как некоторые о-ва Канарского архипелага (Schmincke, 1973); они известны в пределах активных срединно-океанических хребтов, трансформных разломов и т. п. Считается, что щелочные базальты генерируются на большой глубине, чем толеитовые их разности, и при большей степени частичного плавления материнского перидотитового субстрата. Большая степень плавления может достигаться при медленном (менее 1 см/год) подъеме глубинного материала в срединно-океанических активных зонах. Другое условие, которое, по мнению Аллгре и Боттинга (Allegre, Bottinga, 1974), также может привести к выплавлению щелочных оливиновых базальтов—это малая скорость спрединга (1 см/год).

Щелочные оливиновые базальты выявляются также среди пород, выстилавших ложе палеоокеанов. Довольно много данных по этому вопросу приводится в книге «Кембрийская тектоника и магматизм Тувы», 1970. Эти данные относятся именно к тому предполагаемому палеоокеану, заливом которого был Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.

Очевидно, вендско-кембрийские базальты Тувы и Монголии претерпели не только древнее подводное выветривание, но и воздействие ряда других более поздних вторичных процессов, поэтому соотношение различных химических компонентов в них, как и содержание каждого компонента, подвержены значительным изменениям. Вследствие этого здесь не намечается постепенное увеличение содержания фосфора по мере роста значений калия и натрия и увеличения степени недосыщенности кремнеземом.

Интересно, то среди вендско-кембрийских щелочных базальтов Тувы и Монголии, близких по значению кремнезема, глинозема, калия, магния, имеющихся как высокофосфористые разности (1,3—1,7% P_2O_5), встречающиеся эпизодически, так и низкофосфористые (0,1—0,3% P_2O_5). В то же время в современных неизменных аналогах таких пород содержание фосфора чрезвычайно устойчиво. Например, для некоторых хорошо изученных районов северо-западного побережья США оно колеблется в узких пределах от 1,34 до 1,43% P_2O_5 (Uppuluri, 1974). Поэтому можно предположить, что содержание фосфора в первичном (неизменном) составе древних щелочных базальтов было столь же устойчивым и высоким, но фосфор выносился из них при подводном выветривании, обогащая глубинные воды океана. В результате этого процесса содержание фосфора в базальтах многократно уменьшалось.

Древние вендско-кембрийские базальты, в том числе и щелочные, в Туве и Монголии слагают обширные пространства. Объемы их весьма

велики и вполне достаточны для того, чтобы обеспечить путем десорбции фосфора, при подводном выветривании базальтов, его высокие концентрации в глубинных холодных водах палеоокеана. Такой же подход, в свете приведенных выше палеотектонических реконструкций, применим для Восточной Австралии, Южного Казахстана и других древних фосфоритоносных регионов.

Продемонстрированный подход к выяснению источников фосфора дает возможность по-новому осветить и другие вопросы. В частности, сонахождение фосфоритов и доломитов в древних фоссериях, вероятно, обусловлено их генетическим родством. Магний является тем элементом, которым богаты океанические базальты и который в больших количествах поступает в воду в результате тех же обменных реакций.

В заключение приведем еще один вполне вероятный пример интенсивного фосфатонакопления в результате апвеллинга холодных океанических вод, обогащенных фосфором благодаря десорбции его из высокофосфористых щелочных оливиновых базальтов. Это — восточная часть Центральной Атлантики и соседние районы шельфа Северо-Западной Африки в конце мезозоя — начале кайнозоя. Источником фосфора здесь могли служить щелочные кайнозойские и мезозойские базальты, широко развитые на Канарских, Азорских и других островах Атлантики, прилегающих к Африканскому шельфу.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов А. В., Исаков В. М., Коробейников В. П. Позднедокембрийский-кембрийский орогенный прогиб Восточной Тувы. — Труды СНИИГИМС, 1972, вып. 146.
- Благонравов В. А., Зайцев Н. С. Джидинская зона ранних каледонид Монголии. — Геотектоника, 1972, № 6.
- Бушинский Г. И. Формация Фосфория. «Наука», 1969.
- Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Хубсугульского прогиба. — Геотектоника, 1970, № 5.
- Зоненшайн Л. П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. «Наука», 1974.
- Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 6). «Наука», 1973.
- Казаков А. В. Фосфоритные фации. Л., ГОНТИ, 1939.
- Кей М. Геосинклинали Северной Америки. «Мир», 1955.
- Кембрийская тектоника и магматизм Тувы. «Наука», 1970.
- Allegre C. I., Bottinga I. Tholeite, alcali basalt and ascent velocity. — Nature, 1974, 252, № 5478.
- Cook P. I. Petrology and Geochemistry of the phosphate Deposits of N. W. Queensland, Australia. — Econ. Geol., 1972, 67, № 8.
- Crook K. A. W., Felton E. A. Tasman Geosyncline greenstones and ophiolites. — Aust. Geol. Jorn., 1975, № 8.
- Dagens E. Salt in the Sea. — Nature, 1973, 243, № 5409.
- Freeman R. V. Oil Exploration in the Western Great Artesian Basin. — Proc. Aust. Inst. Min. Metall., 1964, № 211.
- Geological Highway Maps. Published by the Amer. As. of Petrol. Geol., 1972—1974.
- Gulbrandsen R. A. Precambrian Phosphorite in the Belt Series in Montana. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1966, 550-D.
- Hamilton W. Geology of the Great Smoky Mountains, Tennessee and Northern Carolina. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1961, 349-A.
- Hamilton W. Mesozoic California and Underflow of Pacific Mantle. — Geol. Sos. Amer., Bull., 1969, 80, № 12.
- Hart R. A. Chemical Exchange between Sea Water and Ocean Basalts. — Earth and Planet. Sci. Set., 1970, 9, № 2.
- Hart R. A. Geochemical and Geophysical Implications of Exchange Reactions between Sea Water and Oceanic Crust. — Nature, 1973, 243, № 5402.
- Howard P. F. Exploration for Phosphate in Australia — a Case History. — Econ. Geol. 1972, 67, № 8.
- Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. Vol. XXIV. Washington, 1974.
- McKelvey et al. The Phosphoria, Parc City and Sheldhorn Formations in the Western Phosphate Field. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1959, 313-A.
- Schmincke H. U. Magmatic Evolution and Tectonic Regime in the Canary, Madera and Azores Island Groups. — Geol. Sos. Amer., Bull., 1973, 84, № 2.

- Sheldon R. P.* Paleolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorite.— U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1964, 301-C.
Smith S. E., Walker P. W. Primary Element Dispersions Associated with Mineralisation at Mount Isa, Queensland.— D. N. D. Geol. and Geoph., Bull., 1971, 131.
Sprigg R. C. A Short Geological History of Australia.— A. P. E. A. 1967.
Uppuluri V. R. Prineville Chemical Type a New Basalt Type in the Columbia River Group.— Geol. Soc. Amer., Bull., 1974, 85, № 8.

Н. С. Зайцев, А. В. Ильин, Г. Н. Ратникова

О ФАЦИАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ХУБСУГУЛЬСКОГО БАССЕЙНА

Фосфоритоносные отложения Хубсугульского бассейна приурочены к нижней части одноименного комплекса карбонатных пород, обнимающего обширный возрастной интервал — от самых верхов докембрия до середины кембрия. Проведенное нами геолого-литологическое изучение этого комплекса показало, что его фосфоритоносная часть испытывает весьма существенные фациальные изменения на коротких расстояниях, даже в пределах отдельных месторождений и тем более они значительны и отчетливы на всей обширной территории бассейна. Так, фоссерия района главного Хубсугульского месторождения в литолого-фациальном отношении имеет мало общего с фосфоритоносной серией месторождения Манхан-Ула, лежащего в 50 км к югу от него. Месторождение Улеин-Даба, находящееся севернее Хубсугульского, в свою очередь, по характеру строения фосфоритоносной серии отличается от Хубсугульского и Манханулинского.

На начальных этапах изучения Хубсугульского бассейна резкие литолого-фациальные отличия в характере строения фосфоритоносной части разреза зачастую объяснялись только существованием нескольких стратиграфических уровней фосфатонакопления — верхнерифейского, вендского, нижнекембрийского. В соответствии с этим считалось, например, что по западному берегу Хубсугула распространены нижнекембрийские фосфориты, а в 10 км западнее, в бассейне р. Арасан — вендские (Музалевский, 1970 г.).

Многолетние работы по региональному изучению бассейна, проводившиеся Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией, показали, что главные фосфоритоносные слои приурочены к одному стратиграфическому уровню, относящемуся к низам хубсугульского карбонатного комплекса, и что все видимое многообразие в строении и составе фосфоритоносных отложений или фоссерии объясняется их литолого-фациальными изменениями и большим или меньшим размывом и перерывом в основании этой серии. В то же время общий стиль этих изменений, их направленность оставались не вполне ясными. Детальными региональными исследованиями, выполненными нами в 1972—1974 гг. в восточной части бассейна, к которой приурочены упомянутые выше, а также самое северное Ухагольское месторождение, были выяснены некоторые интересные закономерности, касающиеся фациальных изменений самой фоссерии. Характеристике этих изменений и посвящена данная статья.

При дальнейшем изложении мы будем рассматривать как строение фоссерии в целом, так и отдельных ее частей, что заставляет нас вначале дать краткую общую характеристику разреза фоссерии. В этом разрезе практически повсюду можно выделить две части — нижнюю и верхнюю.

Нижняя часть охватывает три элемента: конгломераты основания фоссерии, подфосфатную и нижнюю фосфоритонесные пачки (рис. 1). Конгломераты замечательны в том отношении, что и гальки их, и цемент состоят только из карбонатного материала. Характерны, в частности, гальки оолитовых и других доломитов, составляющих горизонт нижних доломитов, непосредственно подстилающий фоссерию. Подфосфатная пачка складывается также терригенными, хотя и гораздо более тонкими породами — тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, мергелистыми породами. Отличительные ее признаки заключаются в красноватой окраске и повышенных содержаниях марганца, фосфора, алюминия и железа.

Лежащая выше нижняя (основная) фоспачка состоит из нескольких пластов фосфоритов, чередующихся с доломитами и кремнистыми брекчиевидными доломитами, содержащими то или иное количество фосфата. Из этих пластов нижний является наиболее выдержанным, мощным (~10 м) и богатым (в среднем 20—22% P_2O_5). В кровле нижней фоспачки почти везде встречается горизонт кремней, резко меняющийся по мощности.

В целом, снизу вверх по разрезу в пределах нижней части фоссерии происходит смена грубообломочных пород на тонкообломочные, а затем на карбонатные, фосфатные и кремнистые. Интересно, что определенные изменения проявляются и в составе карбонатных пород. Они выражаются, в частности, в том, что снизу вверх доломиты сменяются известняками. В общем, нижняя часть разреза фоссерии отображает собой типичную трансгрессивную последовательность осадконакопления.

Верхняя часть состоит в значительной мере из доломитов тонкослоистых, бесфосфатных. Доломиты венчаются характерным фациально изменчивым горизонтом красноватых брекчиевидных и конгломератовидных кремней, которые замещаются местами обломочными фосфоритами (верхняя фоспачка, сложенная фосфатными песчаниками и гравелитами), местами залежами железо-марганцевых руд и аллитов. В целом, верхняя половина фоссерии отвечает регрессивному набору слоев, а вся фоссерия — полному циклу седиментации.

Фоссерия перекрывается и подстилается карбонатными породами, преимущественно доломитами. Из суммарной мощности фоссерии, достигающей 200 м, не менее 120—130 м приходится на доломиты и известняки.

Таким образом, накопление фосфоритов происходило на карбонатном «фоне», которому предшествовал перерыв в седиментации.

Оценивая характер «фосфатной» трансгрессии, нужно отметить ее местный, локальный характер. Она не выходила за пределы площади Хубсугульского прогиба. В разрезе трансгрессивной серии фосфориты появляются непосредственно за грубообломочными отложениями. Этот

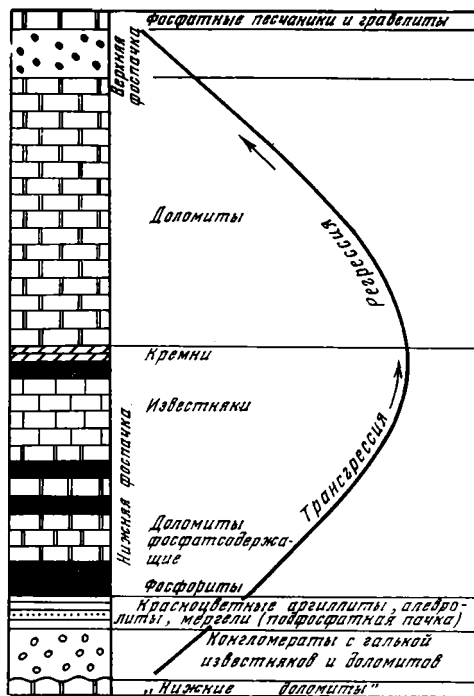


Рис. 1. Схема строения фоссерии в вертикальном разрезе

факт свидетельствует о том, что фосфатонакопление происходило недалеко от берега. В то же время в период фосфатонакопления влияние берега, как источника обломочного материала, выражено в осадках чрезвычайно слабо.

Фосфориты бассейна, распадающиеся на две литолого-генетические группы — хемогенную и обломочную, привязываются, соответственно, к трансгрессивной и регрессивной фазам цикла. Первые сформировались в результате хемогенной седиментации, вторые — при разрушении первых в прибрежных условиях.

Изменения фоссерии по простирацию. Наиболее полные сведения по этому вопросу получены для восточной части бассейна, к которой приурочены такие крупные и хорошо изученные месторождения фосфоритов, как Хубсугульское и Ухагольское. Восточная часть бассейна, или восточная

полоса месторождений, протягивается с юга на север от Южного Прихубсугулья в МНР к южному склону Восточного Саяна в пределах СССР (рис. 2).

В современной структуре бассейна участки или блоки, отвечающие отдельным месторождениям, отделены друг от друга участками, в которых фосфоритов нет. Последние сложены более древними породами по сравнению с фосфоритоносными. В палеобассейне фосфатные фации, вероятно, протягивались непрерывно, повторяя очертания Восточнхубсугульского, Хамардабанского массива суши, лежавшего восточнее. Таким образом, прерывистое распространение фоссерии по простирацию скорее всего объясняется последующим ее размывом.

Непрерывность первоначального распространения фосфатных фаций, на протяжении не менее чем 300 км, сочетается со значительной изменчивостью их по простирацию. Такого рода изменения в наиболее общем виде выражены в том, что от какой-то средней части полосы, примерно отвечающей Хубсугульскому месторождению, продуктивность фоссерии или насыщенность ее фосфатом уменьшается десятикратно как к югу, так и к северу. Уменьшение продуктивности фоссерии к северу происходит скачкообразно. Наиболее северный частный максимум ее приходится на приосевую зону Во-

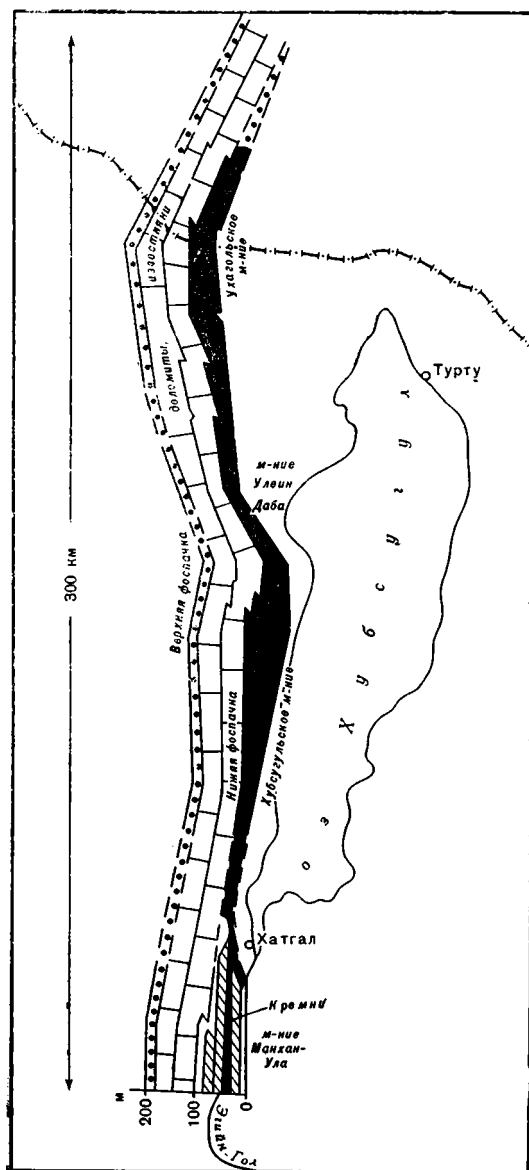


Рис. 2. Схема строения фоссерии в продольном разрезе

сточного Саяна (Ухагольское месторождение). К северу от этой зоны продуктивность падает уже постепенно, устойчиво, без скачков, достигая минимальных значений у северного ограничения Боксон-Сархойского прогиба.

К северу от Боксон-Сархойского прогиба вендско-кембрийские толщи повсюду эродированы и появляются вновь лишь в Северо-Восточном Присаянье на окраине Сибирской платформы, где с ними также связаны небольшие по размеру и убогие по содержанию проявления фосфоритов. Следовательно, по мере приближения к платформе продуктивность фоссерии падает, фосфоритовые пласты утоняются, содержание фосфата уменьшается, и богатые хемогенные фосфориты сменяются бедными обломочными.

К югу, по мере движения внутрь эвгеосинклинальной позднекембрийско-раннепалеозойской области, охватывающей всю Северную Монголию, фосфоритоносные участки среди вендско-кембрийских отложений встречаются все реже и реже. Терригенные компоненты вовсе исчезают из состава фоссерии. Все более и более значительными по мощности становятся кремни, которые на самом южном месторождении восточной полосы (Манхан-Ула) являются единственными носителями фосфата.

В области, лежащей к югу от Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, развиты различные по составу преимущественно вулканогенные толщи венда-кембрия. В этих толщах, вероятно, можно встретить фосфатопоявления, но среди них вряд ли окажутся крупные скопления фосфоритов. Таким образом, по мере движения в глубь эвгеосинклинальной области фосфатонакопление становится все более угнетенным.

Отсюда следует, что благоприятным для фосфатонакопления был район, прилежащий к оз. Хубсугул, который в венде-кембрии принадлежал обширному Сибирскому континенту, располагаясь в краевой шельфовой части этого континента.

Важный практический вывод, который следует из рассмотрения продольного профиля фоссерии, заключается в том, что основные богатства Хубсугульского фосфоритоносного бассейна находятся на территории МНР и лишь в небольшой степени — на советской территории.

Более частные изменения фоссерии по простиранию можно представить, рассматривая продольные литологофациальные профили по району Хубсугульского месторождения (рис. 3). Из этих профилей видно, сколько значительно меняется мощность главного (нижнего) пласта нижней фоспачки, как резко может выклиниваться верхний пласт этой пачки, как меняется мощность карбонатного горизонта, разделяющего верхний и нижний пласты. Местами, как, например, в верховьях р. Монголин (канавы 7), нижняя пачка практически вовсе выклинивается. Многократно меняется мощность кремней, венчающих нижнюю пачку и т. п. Таким образом, продуктивность фоссерии по простиранию также меняется. В общем можно заключить, что фоссерия подвержена резким изменениям по простиранию; наиболее устойчивым и выдержанным элементом ее является нижний пласт основной (нижней) фоспачки, который можно рассматривать в качестве главного объекта добычи.

Латеральные изменения фоссерии. Хубсугульский бассейн имеет синклинорную структуру (Зайцев, Ильин, 1970). Фосфоритоносные горизонты выходят лишь в пределах узких крутопадающих крыльев синклинория и глубоко погружены в его широкой приосевой зоне. Обычно, следуя вкрест простирания от борта бассейна к его оси, встречается одна, в лучшем случае две зоны выходов фоссерии. Последнее свойственно, в частности, району Хубсугульского месторождения, где восточное крыло синклинория осложнено Хэсэнской синклиналью, по обоим крыльям которой прослеживаются выходы фосфоритов.

Единственным районом, в котором выходы фоссерии по латерали представлены более широко, является северная часть Хубсугульского

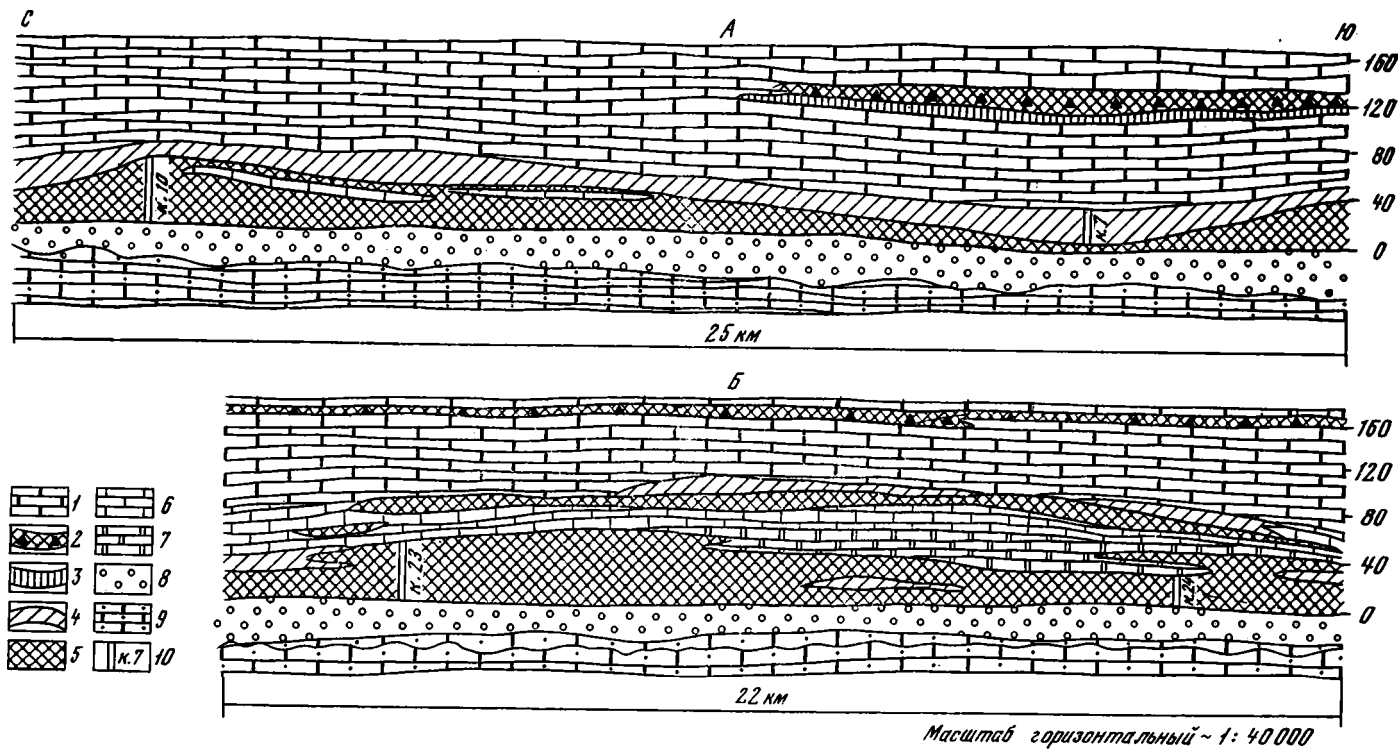


Рис. 3. Продольные литолого-фациальные профили фоссерии Хубсугульского месторождения: А — западное крыло Хэсэнской синклинали, Б — восточное крыло Хэсэнской синклинали

1 — доломиты серые тонкослоистые; 2, 3 — верхняя фоспачка: 2 — обломочные фосфориты, 3 — кремни брекчиевидные красные; 4—7 — нижняя фоспачка: 4 — кремни тонкослоистые, черные, 5 — хемогенные фосфориты, 6 — известняки,

7 — доломиты фосфатсодержащие; 8 — конгломераты; 9 — нижние доломиты (брекчиевидные); 10 — канава и ее номер

месторождения. Здесь восточное крыло синклиория осложнено, кроме Хэсэнской синклинали, Арасанской антиклиналью, благодаря чему фоссерия образует четыре зоны выходов (с востока на запад): Прибрежную, Урундушскую, Монголинскую и Арасанскую. Разрезы низов хубсугульской серии для каждой из зон показаны на рис. 4, а схематическая геологическая карта района изображена на рис. 5.

Прибрежная и Урундушская зоны имеют принципиально сходное строение, полностью отвечая приведенной выше обобщенной схеме строения разреза фоссерии (см. рис. 1). По-видимому, в силу того, что эти зоны приближены к берегу палеобассейна, в них, особенно в Прибрежной, полно представлены конгломераты, начинающие разрез фоссерии. Основная нижняя пачка более продуктивна также в самой восточной (Прибрежной) зоне, а верхняя, наоборот, более внушительно выглядит в соседней к западу Урундушской зоне. Вполне отчетливо выражена тенденция к значительному (трех-пятикратному) увеличению к западу мощности горизонта кремней, венчающих нижнюю фосфоритоносную пачку.

В следующей к западу Монголинской зоне нижняя фосфоритоносная пачка, в значительной мере редуцирована. Фосфориты здесь практически выклиниваются, сохраняясь лишь местами в виде отдельных невыдержанных залежей. Еще более мощными однородными и выдержанными становятся черные кремни, венчающие нижнюю фосфоритоносную пачку. Верхняя пачка в этой зоне лишь в редких случаях представлена фосфоритами. Обычно она состоит из брекчиевидных кремней, содержащих залежи буро-красных глинисто-железистых пород.

Далее к западу становятся заметными изменения в составе карбонатных пород фоссерии, происходит постепенное замещение в этом направлении доломитов известняками. Наиболее характерно для крайней западной (Арасанской) зоны появление залежей железных и марганцевых руд, а также аллитов на стратиграфическом уровне, отвечающем верхней фосфоритоносной пачке. Эта пачка, как и в соседней Монголинской зоне, состоит в основном из красноватых брекчиевидных кремней, среди которых в разных местах встречаются линзовидные рудные залежи, состоящие из марганцевых (MnO — 50—70%), карбонатных либо окисных, железных преимущественно окисных или железо-марганцевых окисных руд. Масштабы их довольно велики: протяженность до 2—3 км, при мощности до 10—12 м.

Некоторые разновидности железо-марганцевых руд, например родохритовые, характеризуются устойчивым высоким содержанием фосфора (до 3—4% P_2O_5). Следует заметить также, что фосфориты более восточных зон, например Прибрежной, характеризуются повышенным содержанием марганца. Местами среди фосфоритов нижней пачки встречаются тонкие невыдержанные залежи марганцевых руд. Такого рода соотношения лишний раз подчеркивают единство всех четырех зон выходов фоссерии.

Далее к западу, в глубь бассейна фоссерия выклинивается, замещаясь известняками. Если «расправить» Хэсэнскую и Арасанскую складки, можно представить, как устроена фоссерия на протяжении 15 км вкост простирания. Восточная часть зоны фосфатных фаций тяготеет к берегу палеобассейна. Какая-то внешняя, наиболее близкая к берегу часть зоны, несомненно, эродирована, причем если учитывать не только северный участок Хубсугульского месторождения, но и другие районы, ширина эродированной части составит примерно 5 км. Суммарная латеральная протяженность зоны фосфатных фаций в таком случае будет составлять около 20 км. К западу, в глубь бассейна, они сменялись карбонатными (известняковыми) фациями, к востоку — к берегу — очень узкой полосой терригенных фаций.

Не вдаваясь подробно в анализ количественных соотношений различных компонентов, следует отметить, что фосфоритам и кремням в соста-

Арасанская зона
(северо-западное крыло и
северо-восточное замыкание
Арасанской антиклинали)

Серия	Разрез	Мощ- ность, м	Породы
Хубсугульская		>300	Доломиты, минерализованные доломиты, глауканитовые доломиты, красные известняки
		15-20	Красные брекчиевидные кремни с залежами Mn, Fe и Fe-Mn-руд
		80-100	Белые доломиты и черные известняки
		20-30	Горизонт черных кремней
		50	Известняки известковистые доломиты
		5-6	Фосфориты
		5-6	Подфосфатные красные алевролиты
		100-200	Доломиты с кремнями, сменяющиеся в западном направлении известняками
		150-200	"Дырчатые сланцы" (серые рассланцованные алевролиты с включениями доломитов)
		>20	Буро-красные и зеленые алевролиты с линзами ярких (оранжевых и желтых) доломитов

Монголинская зона
(юго-восточное
крыло
Сайханской синклинали)

Разрез	Мощ- ность, м	Породы
	>100	Известняки Красные известняки
	15	Брекчиевидные кремни с глинисто-железистыми породами
	80	Доломиты
	30	Горизонт черных кремней
	5	Фосфориты
	>100	Брекчиевидные доломиты

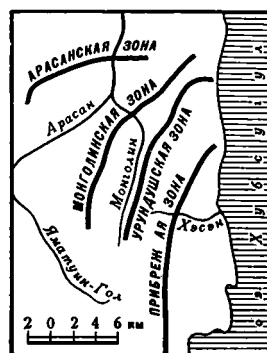
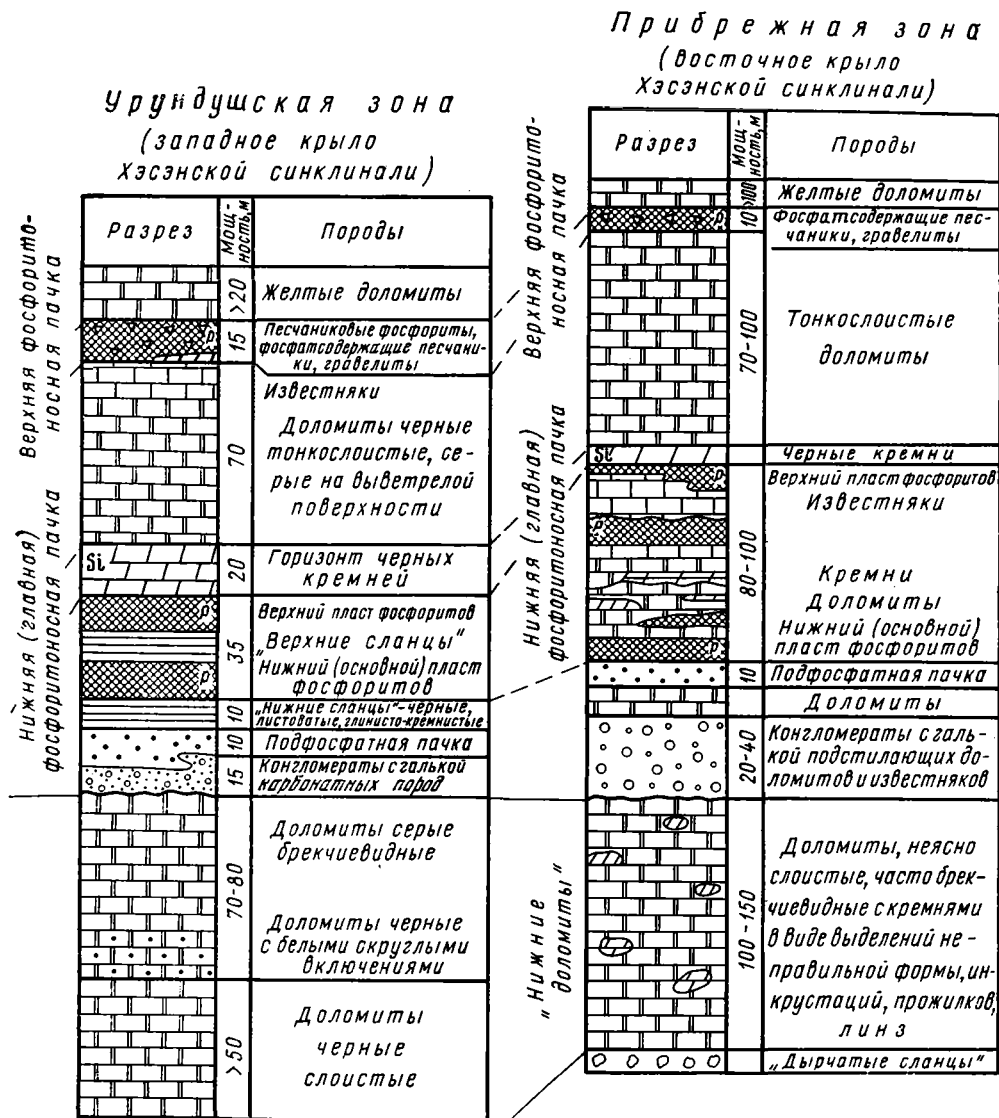
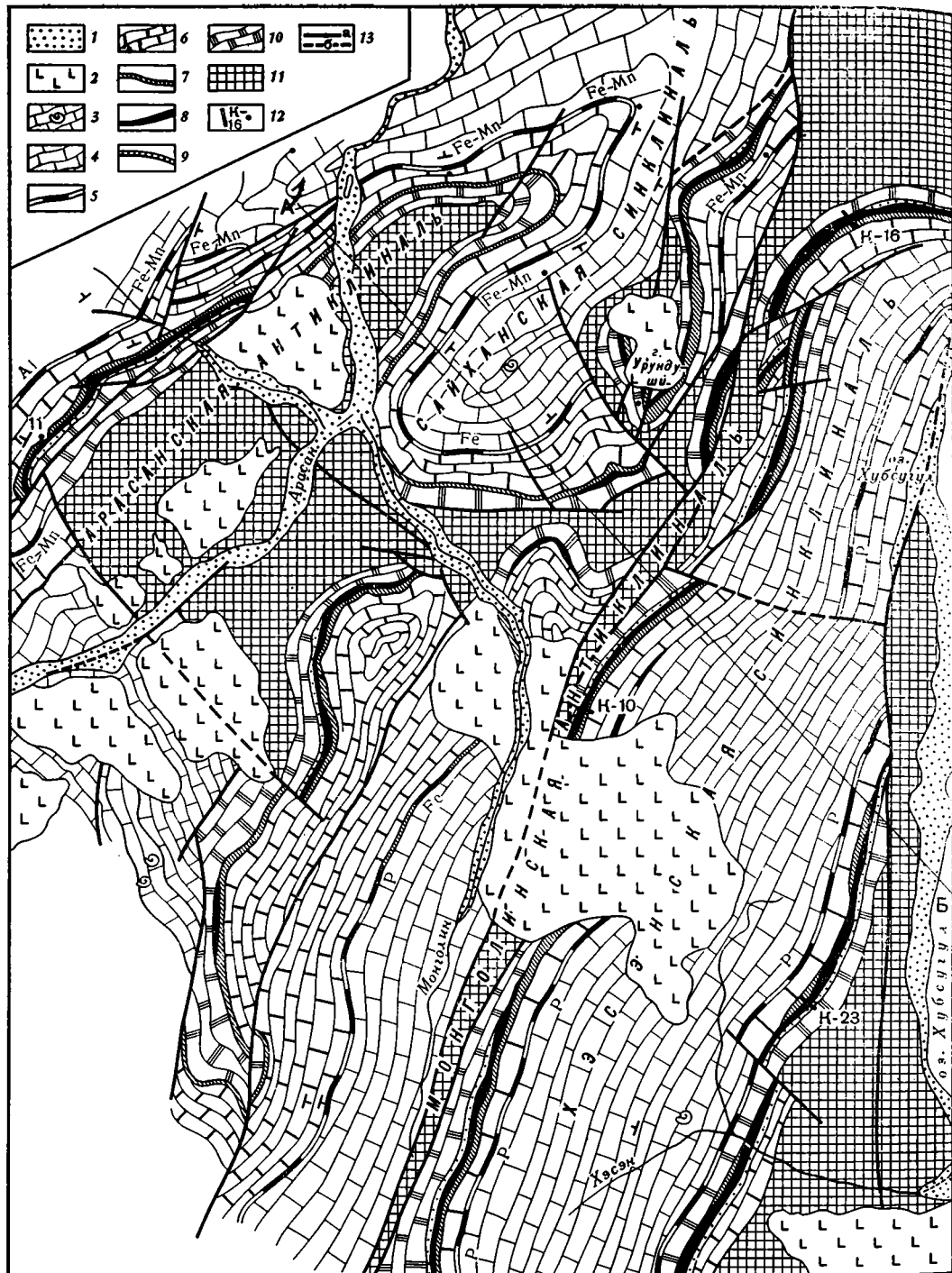


Рис. 4. Стратиграфические разрезы низов хубсугульской серии северной части Хубсугульского месторождения



ве фоссерии отвечают примерно равные по объему доли; соотношение P_2O_5 и SiO_2 в фоссерии примерно 1:5. Если объем геологического тела, отвечающего фоссерии, принять за 100%, то 40% его будет приходиться на SiO_2 , 8% на P_2O_5 . При этом значения MgO и Al_2O_3 составят по 10%, а содержание щелочей 0,5—1%.

Довольно тесные связи во времени и пространстве между фосфатонакоплением и образованием руд марганца известны в ряде других бассейнов (Бушинский, 1966). Подобные связи с железными рудами более редки и вовсе неизвестны они для фосфоритов и аллитов (бокситов). Тем не менее для Хубсугульского бассейна указанные связи, по всей видимости, довольно характерны. Помимо Хубсугульского месторождения железные и марганцевые руды в едином фациальном профиле с фосфоритами выявлены в Боксон-Сархойском синклинонии. В этом районе, как известно, имеются крупные бокситовые залежи, которые тяготеют к тому же рудоносному комплексу. В южной части Хубсугульского бассейна также зафиксированы проявления марганцевых руд и крупные зале-



жи железных (гематитовых) руд, приуроченные к низам хубсугульской серии. Таким образом, в Хубсугульском бассейне отчетливо выявляются пространственные и временные связи между фосфатонакоплением и образованием руд триады (Mn, Fe, Al) элементов.

ЛИТЕРАТУРА

Бушинский Г. Н. Древние фосфориты Азии. «Наука», 1966.

Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Хубсугульского прогиба.— Геотектоника, 1970, № 5.

В. И. Коваленко, Н. В. Владыкин, А. В. Горегляд

ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ — НОВАЯ ПРОВИНЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Одной из главнейших задач научных геологических исследований, которые проводились в 1967—1975 гг. на территории Монгольской Народной Республики Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР, было выяснение основных закономерностей пространственного размещения и условий формирования важнейших полезных ископаемых (в частности, олова, вольфрама, молибдена и золота). В процессе этих исследований установлено, что на территории Монголии имеются проявления практически новых для нее аксессуарных минералов таких редких элементов, как ниобий, тантал, редкие земли (р. з. э.), иттрий, цирконий, редкие щелочи и др.

Проявления редкометальной минерализации в самом общем виде могут быть подразделены на три следующие генетические группы: 1) редкометальные вулканические и субвулканические породы (цезийсодержащие стекла, танталоносные литий-фтористые онгониты и некоторые другие породы); 2) группа редкометальных (гипабиссальных) гранитоидов и связанных с ними пород; 3) группа редкометальных пегматитов.

Прежде чем приводить характеристику каждой из перечисленных групп проявлений редкометальной минерализации, рассмотрим некоторые общие закономерности их пространственного размещения на территории МНР.

Пространственное размещение редкометальных проявлений на территории МНР. Важнейшие редкометальные месторождения и рудопроявления МНР пространственно и генетически связаны с мезозойскими гранитоидами, сосредоточенными главным образом в восточной половине страны. Схема мезозойской металлогении МНР рассмотрена нами в специальной работе (Тектоника МНР, 1974; Коваленко и др., 1975). В соответствии с этой схемой рудные, в том числе редкометальные, проявления разделены на два возрастных цикла: ранне- ($T-J_{1-2}$) и поздне-

Рис. 5. Геологическая карта северной части Хубсугульского месторождения фосфоритов 1 — четвертичные озерные и речные отложения; 2 — кайнозойские базальты. Хубсугульская серия: 3 — белые афанитовые и черные зернистые известняки с археоциатами и трилобитами; 4 — тонкослоистые светлые известняки; 5—10 — фоссерия: 5 — верхняя фосфоритоносная пачка (Р — залежи обломочных фосфоритов, Fe, Mn — железомарганцевые руды, Al — аллиты), 6 — тонкослоистые доломиты, 7 — горизонт черных кремней, 8 — нижняя фосфоритоносная пачка, 9 — подфосфатная пачка, 10 — нижние доломиты; 11 — дархатская серия — песчаники, алевролиты, сланцы; 12 — каналы и точки наблюдений; 13 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые

мезозойский (J_2-3-K_1). Раннемезозойские проявления гипабиссальных литий-фтористых танталоносных гранитов сосредоточены в Хэнтэйском рудном поясе, расположенном в периферической части зоны щелочноземельного магматизма в Северо-Восточном ареале (Коваленко и др., 1975₃). Этот пояс обрамляет с юга, юго-запада и северо-запада «зону батолитов», занимающую центральную часть Хэнтэйского нагорья. В Хэнтэйский рудный пояс входят такие известные массивы танталоносных литий-фтористых гранитов, как Жанчивланский, Абдарский, Юдугинский, Цаган-Дабинский (проявление Боро-Худжирин), Бага-Газрынский и некоторые другие (Редкометальные гранитоиды МНР, 1971). В этот же пояс попадают и проявления онгонитов Онгон-Хайерханского вольфрамового месторождения и Бага-Газрынского массива (В. Коваленко, Н. Коваленко, 1976). К раннемезозойскому циклу до последнего времени нами в соответствии с данными В. А. Боброва с соавторами (1963) относились также танталоносные литий-фтористые граниты Югодзырьского вольфрамоносного рудного узла, входящего в Нукутдабано-Халхингольский оловянно-вольфрамовый (иногда с молибденом) рудный пояс (Коваленко и др., 1975₃). Однако в настоящее время имеются основания выделять здесь танталоносные литий-фтористые гранитоиды верхнепалеозойского и мезозойского возраста.

К раннемезозойским образованиям целиком отнесен и Южно-Гобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый пояс с его интрузиями редкоземельных щелочных гранитов с редкоземельными проявлениями акцессорных минералов в связи с псевдолейцитовыми сиенитами и граносиенитами (Коваленко, Кузьмин и др., 1973; Коваленко и др., 1974₂). Однако уже сейчас появляются данные о наличии в его пределах и позднепалеозойских и позднемезозойских образований. Из открытых в последние годы проявлений в северной периферии Южно-Гобийского пояса интересны зоны редкоземельных апатит-магнетитовых пород, связанных, вероятно, с щелочными эффузивами позднемезозойского возраста (группа И. К. Волчанской и В. А. Баскиной под руководством М. А. Фаворской) и приповерхностные карбонатиты.

Танталоносные литий-фтористые гранитоиды позднемезозойского цикла довольно редки в МНР. Барун-Цогтинский массив располагается в пределах Замыкающего вольфрамового пояса (Коваленко и др., 1975₃). Как уже отмечалось, к позднемезозойскому циклу, по-видимому, относится непосредственно Югодзырьский рудный шток с танталоносными гранит-порфирами в Нукутдабано-Халхингольском поясе. Имеются первые указания о наличии позднемезозойских танталоносных литий-фтористых гранит-порфиров в районе Дадал сомона (данные Ю. П. Цыпукова и П. В. Коваля), т. е. в пределах Внутреннего оловянно-вольфрамового пояса, которым замыкается на территории МНР известный оловянно-вольфрамовый пояс Восточного Забайкалья.

К позднемезозойскому циклу приурочено образование цезиевоносных перлитов в Хэнтэйском нагорье, а также своеобразных альбит-мусковитовых с турмалином гранитов с повышенными концентрациями тантала, расположенных на крайнем северо-востоке МНР (Коваленко и др., 1975₃).

Проявлений редкометальных пегматитов на территории МНР пока немного. Известно поле танталоносных литий-фтористых пегматитов Хух-дель-Ула (Коваленко и др., 1971₂; Россковский и др., 1971; Владыкин и др., 1974) позднепалеозойского возраста. Имеются также два поля редкометальных пегматитов позднемезозойского возраста: в районе крайнего северо-востока МНР Бэрхинское поле, открытое А. Д. Каленовым, и в районе Унжульского массива Их-Хайерханского рудного узла (Владыкин и др., 1975). Известные поля редкометальных пегматитов позднемезозойского возраста тяготеют к Замыкающему вольфрамовому поясу.

Редкометалльные вулканические и субвулканические породы. К таким породам могут быть отнесены литий-фтористые танталоносные онгониты и цезийсодержащие перлиты. Описание этих пород уже неоднократно освещалось в печати. Отметим только, что онгониты являются субвулканическими аналогами литий-фтористых танталоносных гранитов (Коваленко и др., 1971₂; В. Коваленко, Н. Коваленко, 1976). Выявление онгонитов в МНР имеет принципиальное научное значение для доказательства существования в природе магм редкометалльных литий-фтористых гранитов.

В МНР онгониты слагают дайки, распространенные на Онгон-Хайерханском вольфрамовом месторождении и в пределах западного экзоконтакта Бага-Газрынского массива литий-фтористых редкометалльных гранитов.

Это порфировые или афировые породы с микрозернистой (нередко со стеклом) основной массой и в случае порфирового строения с вкрапленниками альбита, калиевого полевого шпата (санидин, микролин, реже ортоклаз), кварца, топаза и литиевых слюд. В качестве аксессуарных минералов в онгонитах установлены флюорит, гранат, циркон, монацит, ильменит, колумбит-танталит, касситерит, пирит.

По общему химическому составу, а также по распределению редких элементов среди онгонитов имеются аналоги аляскистов и микроклин-альбитовых редкометалльных гранитов (онгониты даек Бага-Газрынских), альбит-лепидолитовых гранитов (онгониты дайки Амазонитовой Онгон-Хайерханского месторождения), альбит-мусковитовых гранитов (онгониты дайки Штокверковой). Соответственно наиболее богаты танталом онгониты Амазонитовой дайки, хотя высокие содержания этого элемента имеются и в других телах онгонитов: в Штокверковой дайке — до 0,02%, в Бага-Газрынских дайках — до 0,03% (табл. 1). Важно, что в танталоносных онгонитах соотношение ниобия к танталу опускается до единицы и даже меньше. В среднем содержание тантала выше в закаленных эндоконтактных афировых онгонитах (дайка Амазонитовая, см. табл. 1), чем в раскристаллизованных. Интересно, что известные риолиты и их туфы с редкометальной минерализацией в западных штатах США (Shawe, 1966) весьма близки к онгонитам (В. Коваленко, Н. Коваленко, 1976). Поэтому в таких телах онгонитоподобных пород можно ожидать и другие виды редкометальной минерализации.

В 1974 г. в районе Бат-Ширэт сомона Ю. П. Цыпуковым и П. В. Ковалем выявлен новый шток онгонитоподобных гранит-порфиров, детальное исследование которых проводится в настоящее время. Несомненно следует ожидать и других находок проявлений онгонитов.

Иногда на онгониты накладывается более позднее штокверковое вольфрамовое оруденение с аксессуарными минералами олова, ниобия и тантала (Онгон-Хайерханское месторождение), либо цвиттеровое оловянно-вольфрамовое оруденение тантала и ниобия (Бага-Газрын).

О находке цезийсодержащих перлитов нами также уже сообщалось в печати (Коваленко и др., 1971₁). Эти породы слагают дайки в раннемезозойских гранитах. Перлиты содержат редкие оплавленные вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Наиболее высокие содержания цезия (до 0,09%, см. табл. 1) устанавливаются в нераскристаллизованных перлитах. Концентрация цезия уменьшается с увеличением степени раскристаллизации стекла (с усилением его «гранофиризации»). Подчеркнем также, что богатые цезием стекла являются типичными перлитами с высокими содержаниями воды и довольно низкими концентрациями калия и натрия (табл. 2). При их раскристаллизации наряду с цезием резко падают содержания воды и возрастают концентрации кремнезема и щелочей. В целом же цезийсодержащие перлиты дополнительно несут несколько повышенные содержания фтора, олова, ниобия (Коваленко и др., 1971₁).

Таблица 1

Средние содержания редких элементов в редкометалльных гранитоидах Монголии (в г/т)

Генетический тип проявлений, массив, порода	Li	Rb	Cs	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y) ₂ O ₃	Nb/Ta	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Редкометалльные вулканические и субвулканические породы

Онгониты

Онгон-Хайрханский массив

а. Дайка «Амазонитовая»

Онгонит (вкрап. <10% — F>2%)

>900	2388	Не опр.	69	88	60	12,4	63	0,78	4,8
	1600—3230		47—128	28—125	25—192	6—28	40—90		

Онгонит (вкрап. <10% — F<2%)

»	1660	То же	59	85	47	9,1	65	0,69	5,2
	1200—2700		35—114	45—133	27—60	5—14	40—100		

Онгонит (вкрап. 10—20%)

»	1730	»	68	76	56	11,3	75	0,89	5,8
	1500—2100		59—73	67—88	38—87	8—12	50—90		

Онгонит (вкрап. 20—30%)

»	1890	»	67	62	53	10	90	1,08	5,3
	1310—2330		23—74	22—69	22—63	5—12	70—110		

Онгонит (вкрап. 30—40%)

»	1890	»	80	53	93	10,4	107	1,51	8,9
	1260—2400		57—121	7—120	50—189	8—13	80—160		

Онгонит (вкрап. более 40%)

»	1995	»	64	54	76	11,2	111	1,18	6,8
	860—2400		47—90	30—120	46—219	6—28	70—160		

Среднее по дайке «Амазонитовая»

»	1876	»	69	67	66	10,7	89	1,01	6,1
	830—3230		23—128	7—133	22—219	5—28	40—160		

б. Дайка «Штокверковая» (среднее по дайке онгонитов)

122	438	13	53	71	74	5,5	90	0,75	13,4
45—500	20—970	4—30	10—91	39—138	20—265	2—12	50—140		

в. Дайка «Промежуточная» (среднее по дайке онгонитов)

484	870	31	42	49	92	7,6	He опр.	0,86	12,1
32—2370	78—1910	12—52	16—73	4—81	31—298	5—11			

Бага-Газрынский массив (среднее по дайкам онгонитов)

186	842	6	65	48	82	11	»	1,3	7,4
20—880	340—2580	4—540	30—149	12—373	14—139	5—23			

Т а б л и ц а 1 (продолжение)

Генетический тип проявлений, массив, порода	Li	Rb	Cs	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y) ₂ O ₃	Nb/Ta	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Редкометалльные вулканические и субвулканические породы

Цезиевые перлиты

Юдугинский восточный массив

Перлит (вкрап. до 15%)

Перлит (вкрап. 15—30%)

19	333	513	39	3,1	228	8,1	310	12,5	28,1
6—32	320—480	276—880	35—45	2,7—3,9	150—260	7,5—9	230—400		
22	338	172	39	2,8	230	8,4	305	13,9	27,4

Гипабиссальные массивы литий-фтористых редкометалльных гранитов

Жанчивланский массив

Аляскиты с биотитом

Микроклин-альбитовые граниты

Амазонит-альбитовые граниты

Альбит-лепидолитовые граниты

Кварц-лепидолитовые грейзены

Альбититы

Абдарский массив

Аляскиты

Амазонит-альбитовые граниты

195	511	25	23	4	260	9,3	420*	5,7	27,9
130—340	330—690	10—34	15—31	2—11	206—363	8,5—12			
289	795	18	48	11	104	96	220*	4,3	1,1
166—1160	538—1460	15—24	32—70	5—49	44—152	9—121			
428	881	26	58	44	92	20	240*	1,3	4,6
245—496	580—925	13—50	35—84	16—72	49—107	9—29			
878	1500	17	75	49	78	13	40*	1,5	6,0
304—1123	670—4480	7—21	40—160	18—100	21—140	9—30			
1315	1639	15	77	45	45	10	30*	1,7	1,0
740—4565	323—4800	7—37	21—480	12—51	10—150	3—12			
348	874	28	44	109	20	15	30*	0,4	1,3
150—785	480—1300	15—34	27—170	24—120	12—37	6—25			
338	730	Не опр.	56	8,9	303	28	340	6,2	10,8
70—508	190—1160		52—64	7—12	280—350	12—32	330—350		
396	753	То же	87	11	239	25	340	7,9	9,6
110—700	330—1400		67—350	6—75	220—310	17—48	270—370		

Таблица 1 (продолжение)

Генетический тип проявлений, массив, порода	Li	Rb	Cs	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y) ₂ O ₃	Nb/Ta	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Гипабиссальные массивы литий-фтористых редкометалльных пород										
Бага-Газрынский массив	147	387	He опр.	35	6,3	220	11	500*	5,5	20,0
Аляскиты с биотитом	66—360	270—500		34—37	5,3—7,2	180—260	10—12			
Микроклин-альбитовые граниты (дайковые)	236	603	То же	77	17	138	10,5	430*	4,5	13,1
	86—840	400—1150		67—95	7—26	96—210	5—17			
Амазонит-альбитовые граниты (пегматоидные)	630	900	»	79	38	32	5	320*	2,0	6,4
	480—800	815—1180		65—94	34—42	22—43	4—6			
Циннвальдитовые цвиттеры	830	578	»	66	14	217	21	550*	4,7	10,3
	420—2225	340—1180		47—83	4—35	184—260	13—26			
Кварц-топазовые цвиттеры	57	84	»	74	15	263	18	540*	4,9	14,6
	6—280	6—200		64—87	7—21	170—400	8—26			
Полевошпатовые метасоматиты	130	402	»	46	5,2	220	8	1160*	8,8	27,5
	74—330	300—460		26—74	4—6,1	140—220	5—12			
Борун-Цогтинские массивы										
а. Восточный										
Аляскиты	86	380	»	59	3,3	74	5	He опр.	17,8	14,8
	24—98	240—400		13—134	2—5	31—151	2—9			
Микроклин-альбитовые граниты	88	422	»	46	4,0	61	5	То же	11,5	12,2
	60—134	340—720		3—147	1—7	9—184	1—12			
Амазонит-альбитовые граниты	150	529	»	28	6,0	59	6	»	4,6	9,8
	34—305	320—610		8—60	4—9	22—94	3—8			
б. Западный										
Биотитовый гранит	He опр.	He опр.	»	83	19	165	9,2	»	4,3	17,9
				32—98	10—45	105—270	8—11			
Амазонит-альбитовый гранит	191	595	»	75	54	98	11	»	1,4	8,9
	118—216	475—690		59—88	46—148	41—146	8—14			

Таблица 1 (продолжение)

Генетический тип проявлений, массив, порода	Li	Rb	Cs	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y) ₂ O ₃	Nb/Ta	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Гипабиссальные массивы литий-фтористых редкометальных гранитов										
Борун-Цогтинские массивы										
б. Западный										
Грейзенизированный амазонитовый гранит	64 21—171	870 640—1000	»	77 71—96	31 31—96	81 22—85	7,5 10—18	Не опр.	2,5	10,8
Кварц-мусковитовый грейзен	23 20—29	1070 970—1370	»	82 59—127	57 36—98	83 31—166	13 7—16	То же	1,4	6,3
Слюдит	270 220—350	2187 1660—2290	»	78 71—96	51 31—96	62 22—85	14 10—18	»	1,5	4,4
в. Невскрытый										
Микроклин-альбитовый гранит (глубина > 110 м)	62 13—163	422 411—590	11,5 5—19	88 80—96	69 48—90	80 64—96	11 9—13	»	1,3	7,3
Амазонит-альбитовый гранит (глубина < 110 м)	13 10—52	375 61—424	3,7 2—11	75 60—112	107 90—129	50 40—70	11 4—15	»	0,7	4,5
Югодзырьский западный массив										
Аляскит с биотитом	136 100—191	470 369—581	20 18—27	27 14—30	3,0 1—4	186 150—270	8,5 4—11	»	9,0	22,0
Гранит-порфир	176 98—217	533 344—720	34 20—47	39 25—58	6,3 3—12	212 120—260	10,2 8—15	»	6,2	20,8
Микроклин-альбитовый гранит	352 115—440	982 777—1173	26 20—39	89 68—118	10,1 9—15	137 110—170	18 13—25	»	8,8	7,6
Амазонит-альбитовый гранит	403 310—490	1106 800—1473	28 23—38	91 77—120	16,1 6—27	160 100—170	19 10—20	»	5,6	8,4
Югодзырьский рудный узел										
Крупнозернистые аляскиты	73 48—140	334 276—370	15 10—20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.		
Амазонит-альбитовые граниты	347 220—510	751 470—1120	32 20—48	56 36—80	7,8 6—23	184 160—280	7,5 4—11	То же	7,2	24,5

Таблица 1 (продолжение)

Генетический тип проявлений, массив, порода	Li	Rb	Cs	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y) ₂ O ₃	Nb/Ta	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Гипабиссальные массивы литий-фтористых редкометалльных гранитов										
Югодзырский рудный узел	131	646	27	64	67	72	8	He опр.	0,96	9,0
Гранит-порфиры месторождения	80—270	310—760	20—28	48—107	42—114	48—96	3—11			
Кварц-мусковитовые грейзены	518	990	87	36	15	100	7,3	То же	2,4	13,6
	280—770	490—1180	60—130	19—49	10—18	28—205	3—10			
Боро-Худжирский массив	456	1008	17	63	64,5	64	8,6	»	0,98	7,4
Микроклин-альбитовые граниты	276—890	820—1240	14—31	31—123	21—125	25—105	7—16			
Ара-Унчжувский массив	330	854	17	38	12,3	182	6,2	»	3,1	29,3
Микроклин-альбитовые граниты	94—467	753—1050	10—18	25—54	7,2—18,6	32—650	4—8,8			
Богдо-Улинский массив	209*	630*	31*	100*	10*	270*	14*	»	10,0	19,3
Микроклин-альбитовые граниты										
Пегматитовые аналоги редкометалльных гранитов										
Хух-Дель-Улинское пегматитовое поле	147	235	17	58	38	31	2,5	He опр.	1,5	12,4
Шерл-мусковит-альбитовые пегматиты	70—230	79—347	10—20	29—87	27—102	22—48	2,1—4,4			
Топаз-лепидолит-альбитовые пегматиты	6197	2286	413	99	120	166	6	То же	0,82	27,6
	3450—8050	1090—3080	44—699	44—163	21—140	31—201	2—8,4			
Эльбаит-лепидолит-альбитовые пегматиты	5267	2341	109	140	110	66	6	»	1,3	11,0
	5106—5428	2302—4122	105—113	130—153	100—121	40—71	2—8			
Кварц-лепидолитовые грейзены	9890	3630	604	142	158	158	3,6	»	0,9	43,9
	10320—8700	4751—3020	505—630	132—147	105—168	97—170	2—6			
Альбититы	515	118	28	86	39	14	1,2	»	2,2	11,6
	28—618	74—130	10—32	34—98	10—102	6—48	1—4,4			

Таблица 1 (окончание)

Генетический тип проявлений, массив, порода	Li	Rb	Cs	Nb	Ta	Zr	Hf	(TR, Y) ₂ O ₃	Nb/Ta	Zr/Hf
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Пегматитовые аналоги редкометалльных гранитов										
Унчжунское пегматитовое поле										
Мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты	63	454	40	34	72	64	15	700*	0,4	4,2
	12—134	332—700	30—58	22—147	13—187	33—650	6—130			
Лепидолит-амазонит-альбитовые пегматиты	5690	2494	980	23	258	74	22	220*	0,09	3,5
	376—11100	230—4580	401—1748	16—36	70—294	13—205	4—57			
Эндоконтактные зоны пегматитов	4380*	3190*	1600*	11*	6*	126*	4,2*	Не опр.	1,8	30,0
Бэрхэинское пегматитовое поле										
Мусковит-микроклин-альбитовые пегматиты										
I участка	100*	372*	10*	65	32	27	2,1	Не опр.	2,0	12,8
				36—110	16—77	18—46	0,4—5			
То же II участка	90	439	18	62	58	38	2	То же	1,1	16,0
	80—100	350—528	13—21	28—82	15—178	13—84	0,7—3			
» III участка	165*	586*	30*	66	28	51	2,7	»	2,3	18,8
				52—88	16—38	26—109	1—5,4			
» IV участка	Не опр.	Не опр.	Не опр.	38	39	25	1,6	»	1,0	15,6
				30—57	6—113	16—36	1—3			
» V участка	174	214	39	78	106	60	5,7	»	0,74	10,5
	116—186	186—238	13—56	57—91	53—135	36—85	3—7			
Экзоконтактный сланец	559	568	72	61	61	141	4	»	1,0	35,2
	558—560	512—624	45—98	46—76	44—77	84—198	3—5			
Хуху-Улинское пегматитовое поле. Шерл-мусковит-альбитовые пегматиты	15	379	26	213	251	116	6	»	0,85	19,3
	4—26	162—696	2—50	210—214	193—309	106—129	4,3—7			

Примечание. Литий, рубидий, цезий определялись методом фотометрии пламени, аналитик Л. И. Черная; ниобий, тантал, цирконий, гафний — химико-спектральным, аналитики Л. Д. Макагон, Л. А. Чувашова, С. Арбатская; сумма редкоземельных элементов и иттрия — С. Р. Абрамова, В. В. Конусова. Числитель дроби — средние содержания, знаменатель — пределы концентраций.

* Единичные определения элементов в усредненной пробе. Сокращения: не опр. — не определялось. Вкрап — вкрапленники.

Рассматриваемые перлиты МНР весьма близки к богатым цезием стеклам, описанным Г. В. Шатковым и Е. Н. Гушиным (1969). Этими авторами показано, что цезий концентрируется в стекле, и его повышенные содержания являются первичномагматическими. Несомненно, что распространенность цезийсодержащих перлитов в МНР не ограничивается выявленным участком. Для их поисков требуются специальные исследования.

Таблица 2
Химический состав (в вес. %) цезийсодержащих перлитов *

Компоненты	Ю 753/9	Ю 759/10	Ю 1064	Ю 753/2
SiO ₂	69,10	69,72	69,09	74,61
TiO ₂	0,05	0,03	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	11,87	11,52	12,22	12,57
Fe ₂ O ₃	0,84	0,52	0,52	1,25
FeO	1,03	0,93	1,08	0,89
MnO	0,03	0,07	0,19	0,07
MgO	0,08	0,40	0,16	0,08
CaO	3,29	3,74	3,74	0,22
Na ₂ O	2,03	2,16	1,75	2,97
K ₂ O	3,13	1,56	1,92	4,93
H ₂ O	8,50	9,25	9,10	2,30
F	0,67	0,55	0,55	0,52
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,10	0,10
Сумма	100,80	100,57	100,47	100,57
F—O	0,28	0,23	0,23	0,22
Сумма	100,52	100,34	100,24	100,35

* Цезийсодержащие перлиты — обр. Ю 753/9, Ю 759/10; Ю 1064; раскристаллизованное стекло — обр. Ю 753/2. Аналитик — В. А. Писарская (Институт геохимии СО АН СССР).

Редкометалльные граниты и некоторые другие породы. Многие проявления редкометалльных гранитоидов МНР описывались нами ранее (см. Редкометалльные гранитоиды МНР, 1971). Со времени этой публикации выявлены новые проявления таких гранитов, а также проведены весьма детальные геохимические исследования рассматриваемых объектов.

Редкометалльные гранитоиды разделены нами на два главных геохимических типа: а) редкометалльные литий-фтористые граниты и б) редкометалльные щелочные граниты и пространственно связанные с ними другие щелочные породы. Обобщенная схема последовательности образования этих гранитоидов приведена в табл. 1.

Редкометалльные литий-фтористые граниты слагают Жанчивланский, Абдарский, Бага-Газрынский, Борун-Цогтинские, Юдугуйнский и некоторые другие массивы МНР (Коваленко, см. Редкометалльные гранитоиды МНР, 1971). В последние годы удалось выявить такие же гранитные массивы в районе Югодзырского рудного узла (видимо, позднепалеозойские и позднемезозойские). П. В. Ковалем и Ю. П. Цыпуковым открыт Боро-Худжиринский массив вблизи Цаган-Дабинского вольфрамового месторождения. Наиболее интересными являются амазонит-альбитовые граниты Невскрытого купола в Борун-Цогтинском месторождении, микроклин-альбитовые граниты с циннвальдитом Боро-Худжирин и эндо-контактные фации раннемезозойских гранит-порфиров вольфрам-молиб-

денowego месторождения Югодзырь (см. табл. 1). Эти танталоносные разности литий-фтористых гранитов приурочены к апикальным частям куполовидных выходов массивов и характеризуются отношением ниобия к танталу, близким к единице. Они несут, как правило, акцессорный танталит-колумбит, а в некоторых случаях дополнительно Rb-пирохлор (альбит-лепидолитовые граниты Жанчивланского массива).

Остальные массивы литий-фтористых гранитов МНР менее дифференцированы, чем упомянутые. Породы, слагающие такие массивы, по соотношению в них ниобия и тантала, их концентрациям и минералогии следует отнести к промежуточным тантал-ниобиевым, близким к известным колумбитоносным гранитам Нигерии и других регионов. Кроме их значения как прямого поискового признака на акцессорную минерализацию Nb и Ta, в практике они могут служить источником россыпей тантало-ниобатов. В случае многофазных гранитных плутонов тантал, ниобий, литий концентрируются в поздних магматических породах. Проявляющиеся в литий-фтористых гранитах разнообразные метасоматические процессы (см. табл. 1) не являются ответственными за образование их акцессорной редкометальной минерализации. В то же время в разнообразных грейзенах возможны повышенные концентрации ниобия и тантала, унаследованные от подвергшихся грейзенизации танталоносных гранитов (Бага-Газрынский массив, см. табл. 1). В более поздних по отношению к цвиттерам метасоматических фельдшпатитах Бага-Газрынского массива, содержащих флюорит, проявлены повышенные концентрации редкоземельных элементов (Редкометальные гранитоиды МНР, 1971).

Среди редкометальных щелочных гранитов и связанных с ними других щелочных пород МНР широко распространена акцессорная минерализация редких земель, иттрия, циркония, ниобия и лития. Она сконцентрирована в породах Южно-Гобийского пояса, в металлогеническом аспекте, выделенном в виде упоминавшегося уже Южно-Гобийского редкоземельно-цирконий-ниобиевого пояса. Здесь следует различать комплексную редкоземельно-цирконий-ниобиевую иногда с редкими щелочными элементами минерализацию в редкометальных щелочных гранитах (Хан-Богдинский и Хар-Хадский массивы, табл. 3) и редкоземельную иногда с ниобием минерализацию в карбонатных жилах и зонах карбонатизации в связи с псевдолейцитовыми сиенитами (Лугин-гольский массив, см. табл. 3).

Хан-Богдинский массив щелочных редкометальных гранитоидов — первый массив щелочных пород в МНР, в пределах которого была обнаружена нами акцессорная редкометальная минерализация. Именно здесь был открыт армстронгит (Владыкин и др., 1973) и выявлены сравнительно редкие и разнообразные цирконосиликаты, титаносиликаты и ниобосиликаты (Владыкин и др., 1972). Хан-Богдинский массив сложен преимущественно среднезернистыми моношпатовыми арфведсонит-эгириновыми гранитами массивной текстуры. Внутренняя часть массива отделена от его внешней части кольцевым гребнем, который фиксируется в современном рельефе наиболее высокими гипсометрическими отметками, к вершинам которого приурочены провесы кровли вмещающих вулканогенных пород. К этому же кольцевому гребню пространственно тяготеют дайки разнообразных экеритов, грорудитов, щелочных гранит-порфиров, пантеллеритов и щелочногранитных пегматитов, нередко несущих редкометальную минерализацию (Коваленко и др., 1975₂). В качестве типичных примеров кратко охарактеризуем следующие участки.

В Центральном участке акцессорная редкометальная минерализация концентрируется в субгоризонтально залегающих телах экеритов и пегматитов, приуроченных к кровле массива. В таких телах снизу вверх (рис. 1) гранит главной фазы с резким интрузивным контактом сменя-

Таблица 3

**Средние содержания редких элементов * в редкометалльных щелочных породах
Южно-Гобийского пояса**

Массив, порода	$\Sigma TR + Y$	La	Ce	Pr	Nd	Sm
Хан-Богдинский массив агпаитовых арфведсонитовых щелочных гранитов						
Арфведсонитовые граниты ГИФ (среднее по массиву)	$\frac{0,04}{0,01-0,4}$	64	138	12	58	19
Северный участок						
Эльпидитовые экериты ДК	$\frac{0,45}{0,1-0,8}$	657	1280	203	687	203
Эльпидитовые пегматиты ДК	$\frac{0,26}{0,1-0,8}$	487	577	53	303	80
Ксенолиты пегматизированных эффузивов	$\frac{0,45}{0,01-0,7}$	662	1239	170	710	148
Дорожный участок						
Эльпидит-альбит-кварцевые экериты	$\frac{2,8}{1,1-3,7}$	9400	1300	1900	5700	1000
Кварц-эгириновые экериты	$\frac{1,1}{0,7-4,5}$	2400	4450	953	1933	308
Эльпидит-армстронгитовый пегматит (единичная проба)	1,1	2900	3700	560	1700	370
Юго-Западный участок						
Пантеллериты	$\frac{0,64}{0,1-0,8}$	938	1558	720	903	420
Эльпидитовые и армстронгитовые пегматиты	$\frac{0,49}{1,0-0,7}$	2702	786	78	398	78
Центральный участок						
Роккалиты	$\frac{0,09}{0,02-0,2}$	50	150	17	60	25
Эльпидитовые пегматиты	$\frac{0,24}{0,1-0,3}$	362	726	82	229	61
Эльпидитовые экериты	$\frac{0,34}{0,1-0,5}$	245	617	98	465	136
Хархадский массив агпаитовых щелочных гранитов						
Щелочные граниты ГИФ (единичная)	0,4	75	170		64	
Лугингольский массив псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов						
Карбонатные жилы	$\frac{7,5}{1-15}$	28 200	34 700	2562	8 770	803
Карбонат-флюоритовые жилы	$\frac{13,9^*}{2-16}$	52 000	62 500	6000	15 500	1400

* Индивидуальные редкоземельные элементы и иттрий (в г/т) определялись количественным спектральным методом Е. В. Смирновой; суммы содержаний р. з. э. (в вес.%) химическим методом В. В. Конусовой; ниобий, тантал, цирконий и гафний — химико-спектральным методом Л. Д. Макагон, Г. А. Чувашовой, В. В. Конусовой, С. А. Арбатской.

В числителе приведены средние содержания, в знаменателе — пределы концентраций; Сокращения ГИФ — главная интрузивная фаза, ДК — экерит-пегматитовый «слоистые» тела (дифференцированный комплекс).

Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y	Nb	Ta	Zr	Hf	Nb/Ta	Zr/Hf
----	----	----	----	----	----	---	----	----	----	----	-------	-------

Хан-Богдинский массив агпайтовых арфведсонитовых щелочных гранитов

—	15	17	2	10	21	63	26 13—54	1,9 0,4—9	1300 400—2614	25 11—109	13	52
—	177	237	47	53	267	733	96 29—300	6,7 3—21	13900 13500—24000	259 90—500	15	54
—	109	131	33	64	150	593	140 40—680	7,4 5—32	36540 24940—58000	423 168—870	19	86
—	147	136	39	363	146	704	222 70—400	7,8 5—11	7817 2000—15900	100 35—150	28	78
25	5200	450	79	170	195	2500	311 213—406	7,0 5—10	13056 4470—16250	130 90—160	44	100
—	230	148	26	54	73	918	884 391—1224	7,2 4—18	3764 1060—5240	38 26—48	123	98
—	240	210	33	77	93	1200	540	26	33400	400	21	84
—	560	440	95	32	180	605	190 100—360	10 7—15	6733 3300—13000	148 48—220	19	46
—	95	99	27	9	97	491	329 50—1000	20 2—43	20018 1670—47130	390 25—850	16	51
—	50	80	12	34	60	410	83 50—120	8 4—11	10702 7760—14560	180 110—240	10	59
—	47	83	20	54	81	656	230 210—250	9,2 6—12	29655 21760—37550	465 360—570	25	64
—	166	176	35	92	49	1274	227 180—250	8,6 6—12	18433 4500—29550	266 80—360	26	69

Хархадский массив агпайтовых щелочных гранитов

					4,7	25	200	16	17000	280	13	61
--	--	--	--	--	-----	----	-----	----	-------	-----	----	----

Лугингольский массив псевдолейцитовых и нефелиновых сиснитов

261	100	42	20	—	20	239	16,7 2—133	0,1 0—0,4	135 15—945	1,6 0,2—2		
420	300	30	44	—	15	345	29,6 3—165	0,2 0—1,7	186 5—780	2,0 0,1—6,4	148	93

ется крупноблоковым пегматитом, сложенным микроклином, кварцем, арфведсонитом, эльпидитом, иногда эгирином, выше которого располагается более поздняя, метасоматическая кварцевая зона с эгирином и с крупными монокристаллами эльпидита. В самой апикальной части тела (висячий бок) располагается зона мелкозернистых закаленных экеритов, содержащих разнообразные редкометалльные минералы. Порода таких тел содержат эльпидит, желтый титаносиликат, акцессорные полилитонит, синхизит, монацит, редкоземельный сфен, водный редко-

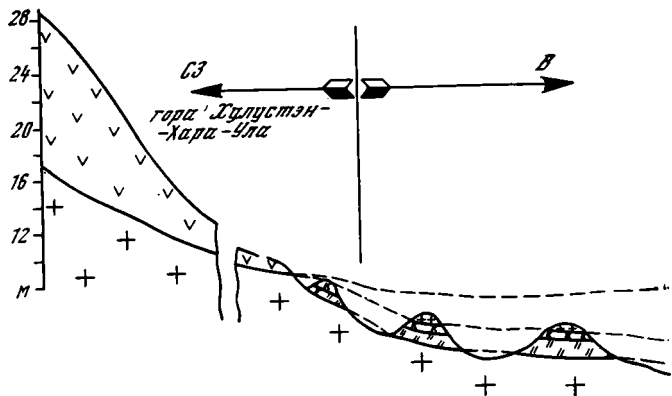


Рис. 1. Схема строения тела полого залегающих редкометальных щелочных гранитоидов в Центральном участке Хан-Богдинского массива

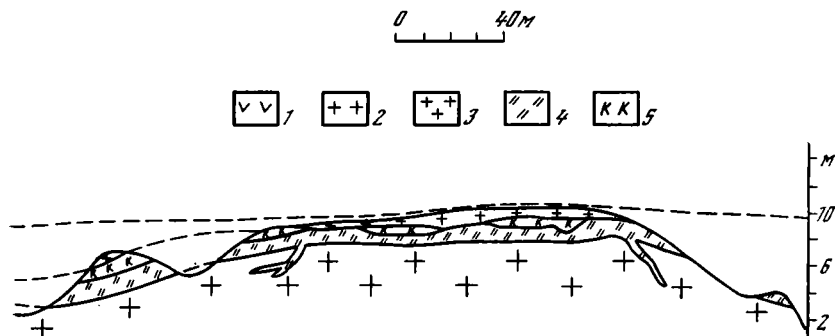
1 — вмещающие порфиристы; 2 — щелочные граниты главной фазы; 3 — экериты; 4 — щелочногранитные пегматиты; 5 — метасоматические зоны кварцевых пород

земельно-циркониевый минерал, водный марганцево-железистый силикат редких земель.

Северный участок расположен в зоне контакта щелочного гранита с провесом кровли кислых и средних эффузивов. Эти эффузивы и граниты массива пересекаются многочисленными субширотными дайками «слоистых» пород, сложенных чередующимися полосами экеритов различной меланократовости (рис. 2). Эти дайки особенно богаты редкоземельными элементами, цирконием и ниобием в том случае, когда в их составе имеются многочисленные полосы щелочногранитных пегматитов (см. табл. 3). Полосы различных конституэнтов в слоистых телах чередуются незакономерно, но простираение всех полос, в том числе и пегматитов, строго подчиняется морфологии дайковых тел, их контактов и не зависит от структуры вмещающих пород. Иногда жилы пегматитов вдоль своих контактов интенсивно «пегматитизируют» вмещающие породы.

В многочисленных субгоризонтально залегающих телах редкометальных гранитоидов других участков также отмечены сравнительно высокие содержания р.з.э. (до 2—3%), ниобия (до 0,1%), тория (до 0,07%), циркония (до 7—8%) (см. табл. 3). Причем во всех участках редкоземельные элементы концентрируются в синхизите, монаците, редкоземельном сфене, водном марганцево-железистом редкоземельном силикате, водном редкоземельно-циркониевом силикате, редкоземельном силикофосфате. Главными минералами циркония являются эльпидит и армстронгит (Vladykin et al., 1974) (до 30%), водный редкоземельно-циркониевый силикат, реже развивающиеся по ним вторичные сфероиды циркона. Ниобий входит в состав сиреневого бесщелочного кальциевого (с барием и стронцием) ниобиевого силиката, в сфен (до первых процентов) и минерал типа давидита. Литиевая акцессорная минерализация представлена полилитоном (Коваленко и др., 1975), акцессорная бериллиевая — редким миларитом.

Собственно редкоземельная минерализация (иногда с ниобиевой) проявлена в карбонатных и флюорит-карбонатных (с лимонитом и апатитом) жилах, мелких штоках и штокверковых зонах, расположенных в зонах эндо- и экзоконтакта Лугингольского массива псевдолейцитовых сиенитов (Коваленко и др., 1974). Содержание суммы р.з.э. в жилах достигает 15—17% (см. табл. 3). Преобладают р.з.э. цериевой группы. Они концентрируются в бастнезите, а ниобий — в ниобиевом рутиле.



Качественный состав редкоземельной минерализации (фторкарбонаты р. з. э.), содержания р. з. э. в породах, а также большое сходство генетического типа минерализации указывают на сходство данных проявлений с таким месторождением, как Маунтин-Пасс в США.

В самое последнее время редкоземельная минерализация выявлена также по данным И. К. Волчанской и В. А. Баскиной в приповерхностных карбонатитовых комплексах северной части пустыни Гоби.

Проявления редкометалльных пегматитов. Около 25 жил пегматитов различного минерального состава на площади 6 км² выявлено в поле Хух-дель-Ула. По минеральному составу они разделены на шерл-литий-мусковит-микроклин-альбитовые, топаз-микроклин-лепидолит-альбитовые с манганопатитом либо касситеритом и акцессорным бериллом, эльбаит-лепидолит-альбитовые. Детальное описание пегматитов этого поля приведено нами ранее (Владыкин и др., 1974). Здесь только отметим, что данные пегматиты несут интересную танталовую и часто акцессорную литиевую минерализацию с содержанием тантала до 0,016% и соотношением ниобия к танталу 0,9—2,3 (см. табл. 1). Тантал и ниобий в пегматитах концентрируются в танталите-колумбите, микролите-пирохлоре и касситерите (до 2—3%).

Унчжуйское поле пегматитов, кратко описанное в работе Н. В. Владыкина, В. С. Антипина и А. А. Чувашевой (1975), расположено в экзоконтакте Унчжуйского гранитного массива и имеет площадь около 90 км². Среди пегматитов различают: биотит-олигоклаз-ортоклазовые с гранатом, иногда с мусковитом и акцессорным колумбитом; мусковит-микроклин-альбитовые с гранатом, магниезиальным шерлом, акцессорными щелочным бериллом, монацитом, Sn-содержащим танталит-колумбитом, гадолинитом и реже касситеритом; лепидолит-амазонит-альбитовые с акцессорными щелочным бериллом, тсилаизитом, рубеллитом, титановым танталониобатом, микролитом, монацитом, ксенотимом, реже топазом, гранатом, касситеритом, оловотанталитом (?). К редкометалльным и, в первую очередь, к танталоносным могут быть отнесены две последних разновидности пегматитов (см. табл. 1). Экзоконтактные породы около таких тел пегматитов также несут повышенные концентрации редких элементов. Рассматриваемые редкометалльные разновидности пегматитов тяготеют к самой периферической, по отношению к гранитоидному массиву, части Унчжуйского поля.

В Бэрхинском¹ поле пегматитов последние представлены слабо дифференцированными незональными разностями. Они состоят из ка-

¹ Изучено нами совместно с П. В. Ковалем.

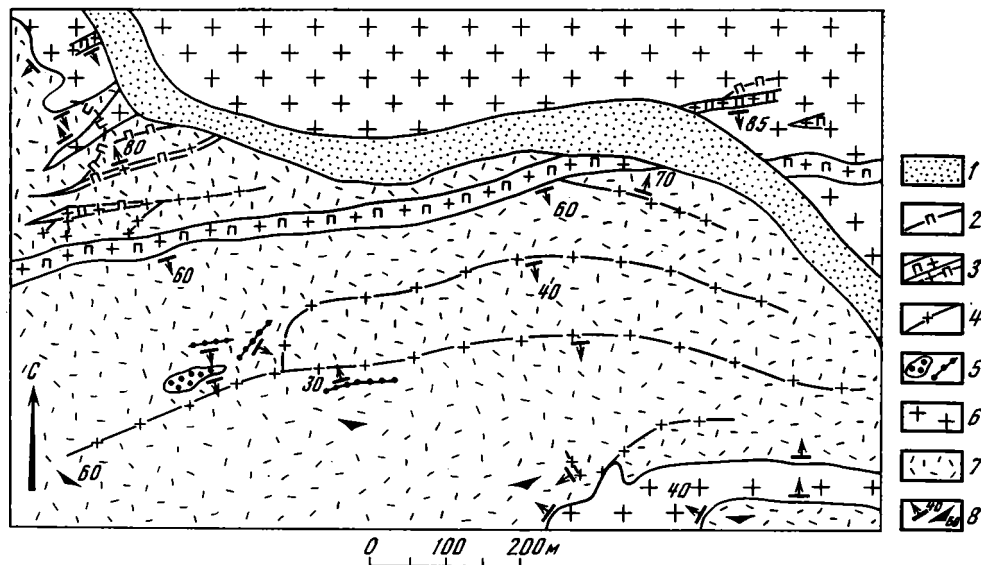


Рис. 2. Схема геологического строения Северного участка в Хан-Богдинском массиве

1 — современные пески; 2 — редкометальные щелочногранитные пегматиты; 3 — «слоистые» тела редкометальных экеритов и пегматитов; 4 — тела экеритов; 5 — натриевые риолиты; 6 — щелочные граниты фации эндоконтакта; 7 — трахиандезиты, трахиты и их туфобрекнии; 8 — элементы залегания пород и элементы флюидальности эффузивов

лиевого полевого шпата, клевеландита, кварца, мусковита, граната и небольших количеств турмалина, акцессорных апатита, берилла и колумбит-танталита. Мощность отдельных жил пегматитов колеблется от сантиметров до 5 м при протяженности 20—100 м. Все они располагаются параллельно контактам материнских гранитных тел, представленных двуслюдяными, нередко с турмалином и гранатом разностями. Под воздействием пегматитов вмещающие породы превращены в кварц-мусковитовые сланцы, которые наряду с самими пегматитами несут акцессорную танталовую минерализацию (см. табл. 1). Для пегматитов этого поля характерно значительное преобладание тантала над ниобием. В этом районе имеются и другие, кроме Бэрхинского, поля таких же пегматитов.

В заключение подчеркнем важную особенность редкометальной минерализации МНР, а именно — ее комплексность. Она проявляется как в региональном масштабе в виде перечисленных выше металлогенических структур, поясов, так и в масштабе конкретных месторождений. Так, на большинстве ранее известных месторождений вольфрама, олова, молибдена работами Советско-Монгольской геологической экспедиции установлены повышенные концентрации тантала и некоторых других редких элементов, связанных с описанными выше литий-фтористыми редкометальными гранитами. Поэтому такие месторождения, как Барун-Цогто, Онгон-Хайерхан, Югодзырь, Жанчивлан, Бага-Газрын, Цаган-Даба, могут считаться комплексными.

На основании имеющегося фактического материала Монгольскую Народную Республику можно считать новой провинцией редкометальной минерализации. В дальнейшем необходимо исследование ее конкретной практической ценности.

- Бобров В. А., Полевая Н. И., Спрингсон В. И., Тихомиров Н. И. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным.— Сов. геология, 1963, № 3.
- Владыкин Н. В., Антипин В. С., Чувашова Л. А. Редкометалльная зональность Унчжунского пегматитового поля МНР.— В кн.: Ежегодник 1974 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1975.
- Владыкин Н. В., Дорфман М. Д., Коваленко В. И. Минералогия, геохимия и генезис редкометалльных топаз-лепидолит-альбитовых пегматитов Монгольской Народной Республики.— В кн.: Новые данные о минералах СССР.— Труды Минерал. музея им. А. Е. Ферсмана, 1974, вып. 23.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Кашаев А. А. и др. Новый силикат кальция и циркония.— армстронгит.— Докл. АН СССР, 1973, 205, № 5.
- Владыкин Н. В., Коваленко В. И., Лапидес И. Л. и др. Первая находка эльпидита в Монголии.— В кн.: Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск, 1972.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Черная Л. И. О повышенных концентрациях цезия в кислых стеклах из Монгольской Народной Республики.— В кн.: Ежегодник 1970 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1971.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород.— Докл. АН СССР, 1971, 219, № 2.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Павленко А. С., Перфильев А. С. Южно-Гобийский пояс редкометалльных щелочных пород МНР и его структурное положение.— Докл. АН СССР, 1973, 210, № 4.
- Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Кузьмин М. И. Генетические типы проявлений редких элементов в МНР.— В кн.: Геология и сырьевые ресурсы редких элементов в СССР (Тезисы докл.). Апатиты, 1974.
- Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Смирнов В. Н. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР (первая находка).— Изв. АН СССР, серия геол., 1974, № 8.
- Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Юрченко С. А. О находке полилитнонита в щелочных гранитоидах МНР и геохимические условия его устойчивости.— В кн.: Ежегодник 1974 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1975.
- Коваленко В. И., Горегляд А. В., Владыкин Н. В., Цеден Ц. Внутреннее строение Хан-Богдинского массива щелочных гранитов и размещение в нем зон редкометалльной минерализации.— В кн.: Ежегодник 1974 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1975.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Мезозойские интрузивные образования.— В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 11). «Наука», 1975.
- Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 15). «Наука», 1976.
- Редкометалльные гранитоиды Монголии (Петрология, распределение редких элементов и генезис) (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. 5). «Наука», 1971.
- Россовский Л. Н., Шостацкий А. Н., Матросов И. И. Особенности натро-литиевых пегматитов Восточной Гоби (МНР).— Докл. АН СССР, 1971, 201, № 4.
- Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды Совместн. Сов.-Монг. н.-и. геол. экспед., вып. № 9), «Наука», 1974.
- Шатков Г. В., Гуцин Е. Н. О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах.— Геохимия, 1969, № 12.
- Shawe D. N. Arizona — New Mexico and Nevada — Utah beryllium belts.— Geol. Surv. Prof. Pap., 1966, 550-C, pp. 206—213.
- Vladykin N. V., Kovalenko V. I., Lapides I. L. A new calcium zirconium silicate — armstrongite, armstrongite — elpidite isomorphic serie and mineral paragenesis of zircon minerals in alkaline granite pegmatites.— In: International mineralogical association, ninth general meeting (Collected abstracts), W. Berlin — Regensburg, 1974.

ВОЛЬФРАМОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ МОНГОЛИИ

Монголия занимает ключевое положение в системе Центрально-Азиатского металлогенического пояса, являясь своеобразным мостом между рудоносными провинциями азиатской части СССР (Горный Алтай, Забайкалье и др.) и Китая. Основные месторождения вольфрама расположены в восточной половине Монголии на продолжении рудных поясов Забайкалья (Каленов, 1947). Их открытие связано с именами Р. А. Хасина, Н. А. Маринова, А. Д. Каленова и других советских геологов, которые в 40-е годы начали систематическое геологическое изучение МНР. За прошедшие годы советскими и монгольскими геологами открыты месторождения и рудопроявления вольфрама и олова, часть из которых вовлечена в сферу промышленного освоения (Их-Хайрхан, Югодзырь, Чулун-Хуриэтэ, Борун-Цогто, Модото и др.). С 1967 г. сотрудниками Советско-Монгольской экспедиции АН СССР и АН МНР проводилось систематическое изучение рудоносных магматических комплексов и связанного с ними вольфрамового оруденения. При этом главное внимание было сосредоточено на геохимическом изучении рудоносных интрузивных образований и месторождений, на вопросах связи вещественной и фациальной зональности магматизма с оруденением и тектоникой. Полученные результаты сотрудниками экспедиции (Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Иванова Г. Ф., Антипин В. С., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Ц. Цэдэн и др.) позволили провести систематизацию вольфрамовых месторождений, оценить критерии связи вольфрамового оруденения с гранитоидами, а также рассмотреть закономерности размещения вольфрамового оруденения в связи с общей тектоно-магматической зональностью.

В настоящей работе мы рассматриваем главным образом основные закономерности размещения вольфрамового оруденения главных для Монголии типов и его геохимические связи с мезозойским гранитоидным магматизмом.

Общие закономерности размещения вольфрамового оруденения. Вольфрамовое оруденение в МНР представлено вольфрамитовой минерализацией и относится к грейзеново-кварцевой формации. Оно связано преимущественно с мезозойскими гранитоидами и лишь немногие вольфрамовые рудопроявления известны в связи с палеозойскими гранитоидами Джидинской зоны и Западной Монголии.

Исследования последних лет показали, что вольфрамитовое оруденение МНР связано с гранитами определенных геохимических типов (стандартного и литий-фтористого), занимающими вполне определенную позицию в тектоно-магматической зональности (Коваленко и др., 1971; Редкометалльные граниты Монголии, 1971; Зоненшайн и др., 1973; Коваленко и др., 1973). Основными элементами тектоно-магматической зональности Забайкало-Монгольского ареала мезозойского магматизма являются: 1) наличие двух главных циклов магматизма (раннемезозойского и позднемезозойского); 2) закономерная вещественная и фациальная зональность относительно Монголо-Охотского линеймента и внутренних частей Тихоокеанского кольца; 3) приуроченность рудных поясов к определенным зонам ареала.

Для раннемезозойского цикла выделяются две металлогенические¹ провинции: Северо-Восточная, примыкающая к Забайкалью, и Южно-Монгольская. В Северо-Восточной провинции вольфрамовое орудене-

¹ См. рисунок в статье В. И. Коваленко, М. И. Кузьмина и др. (настоящий сборник).

ние сосредоточено в Хэнтэйском золото-редкометальном поясе (Модотинский рудный узел, месторождения Цаган-Даба, Жанчивлан и др.), который приурочен к зоне раннемезозойских гипабиссальных интрузий, обрамляющих область мезоабиссальных батолитообразных интрузий Хэнтэ («ядро» раннемезозойского ареала магматизма). Отдельные месторождения (Бага-Газрын) встречаются в пределах периферической зоны этой провинции. Южно-Монгольская провинция включает Нукутдабано-Халхингольский рудный район и Хара-Моритинский рудный узел.

В Северо-Восточной провинции в районах проявления позднемезозойского цикла выделяются Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс (районы Хапчеранги, Верхнего Кумыра, Чулун-Хуриэтэ) и «Замыкающий» вольфрамовый (Джидинский, Их-Хайрханский, Тумэн-Цогтинский, Борун-Цогтинский рудные узлы), связанные с гипабиссальными и приповерхностными позднемезозойскими интрузиями периферии ареала.

Рудные пояса Забайкалья замыкаются на территории МНР. При этом к области замыкания, т. е. с северо-востока (Забайкалье) на юго-запад (МНР) преобладает молибдено-вольфрамовое и оловянно-вольфрамовое оруденение.

Распределение вольфрама в мезозойских гранитоидах МНР в связи с их рудоносностью. В проблеме геохимии вольфрама наибольший интерес для металлогении имеют, с одной стороны, основные региональные закономерности распределения вольфрама в связи с вещественной и фациальной зональностью магматизма юго-западной части Монголо-Охотского пояса, с другой — соотношения между особенностями распределения вольфрама в «материнских» гранитоидах и его рудными концентрациями (Коваль, Кузнецова, 1975).

В интрузивных породах центральной части Северо-Восточного ареала раннемезозойского магматизма (мезоабиссальные батолитообразные интрузии «ядра» ареала) и Приононского района средние содержания вольфрама, как правило, не превышают кларковых. В гранитоидах они находятся на уровне 0,5—1,4 г/т (при кларке ~1,5). При этом не отмечается существенных различий в содержаниях вольфрама в породах отдельных фаз и накопления его в поздних фазах интрузий (табл. 1).

В интрузиях обрамления «ядра» (Северо- и Юго-Западный Хэнтэй) и периферической части Северо-Восточной провинции раннемезозойского цикла средние содержания и пределы их колебаний (дисперсия) заметно возрастают до 1,5—5,3 г/т. Особенно заметным становится возрастание дисперсии средних содержаний вольфрама в интрузиях Юго-Западного Хэнтэ и его юго-западного обрамления, где развита ассоциация стандартных и литий-фтористых гранитов. Наибольшие пределы колебаний присущи поздним наиболее водонасыщенным фациям — литий-фтористым аляскитовым и альбитовым (альбитизированным) гранитам (см. табл. 1).

Аналогичная дисперсия средних содержаний характерна и для позднемезозойских гипабиссальных и приповерхностных интрузий палингенных редкометальных гранитов (стандартных и литий-фтористых), распространенных в периферической части Северо-Восточной провинции мезозойского магматизма.

Содержания вольфрама в большинстве интрузий мезозойских гранитоидов Юго-Восточной полосы в 1,5—2 раза и более превосходят средние содержания для гранитов, а пределы их колебаний достигают целого порядка.

Сопоставление геохимически однотипных пород из различных зон ареалов магматизма (в частности, габбро-диоритов, гранодиоритов и др.) дает основание полагать, что региональные особенности распределения вольфрама обусловлены, в первую очередь, различиями в ин-

Таблица 1

Средние содержания вольфрама в мезозойских интрузивных породах Восточной Монголии
(Коваль, Кузнецова, 1975)

Зона ареала, породы	Количество массивов	Содержание вольфрама, г/т	
		Среднее	Пределы колебаний средних значений
Раннемезозойские интрузии (Т — J ₁₋₂)			
Северо-Восточный ареал магматизма			
Зона батолитообразных интрузий «ядра» ареала			
Порфировидные амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты ²	3	≤0,8	<0,5—1,0
Биотитовые граниты ²	9	1,4	0,8—2,9
Двухшпатовые аляскиты ²	7	≤1,2	<0,8—2,5
Жильные граниты и аплиты	2	1,2	0,6—1,8
Зона гипабиссальных интрузий обрамления «ядра»			
а. Приононский район			
Габбро-диориты ¹	2	0,8	0,6—0,9
Амфибол-биотитовые граниты и гр анодиориты	2	0,6	0,4—0,7
Двухшпатовые аляскиты ²	1	1,0	
Жильные граниты	2	0,8	0,6—0,9
б. Северо-Западный Хэнтэй			
Габбро-диориты ¹	17	≤0,7	<0,5—1,7
Амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты	7	≤1,1	≤0,5—2,1
Биотитовые граниты ³	12	≤1,5	≤0,8—5,7
Двухшпатовые аляскиты ³	7	1,5	0,8—2,1
Жильные гранит-порфиры	6	3,0	0,9—5,0
в. Юго-Западный Хэнтэй и его юго-западное обрамление			
Габбро-диориты ¹	3	<0,7	<0,5—0,9
Порфировидные граниты ³	10	2,0	0,5—5,3
Биотитовые граниты ³	11	≤2,1	<0,8—5,1
Жильные граниты и аплиты	5	2,3	0,7—4,0
Двухшпатовые аляскиты ⁴	8	5,8	0,8—12,7
Альбитовые гранитоиды ⁴	8	~5,6	<0,8—>79
Зона малоглубинных интрузий (периферическая)			
а. Джидинский район			
Сиениты и граносиениты ⁵	7	1,7	1,0—4,1
Аплиты и сиенит-аплиты ⁵	1	1,2	
Аляскиты ⁵	1	3,5	
б. Центральный район			
Амфибол-биотитовые и биотитовые граниты ³	6	2,4	1,7—4,4
Моношпатовые аляскиты и щелочные гранитоиды ⁵	7	≤1,5	<0,8—3,0
Южно-Монгольский ареал магматизма			
Биотитовые граниты ³	14	~3,1	<0,8—9,9
Двухшпатовые аляскиты ⁴	11	~7,4	2,4—24
Моношпатовый аляскит ⁵	1	1,9	
Агпайтовые граниты ⁵	3	≤1,6	≤0,8—2,5
Нефелиновый сиенит	1	3,6	

Таблица 1 (окончание)

Зона ареала, порода	Количество массивов	Содержание вольфрама, г/т	
		Среднее	Пределы колебаний средних значений
Позднемезозойские интрузии (J ₃ — K ₁)			
Северо-Восточный ареал магматизма, периферическая зона			
Габбро-диориты ¹	3	≤0,8	<0,8—0,8
Амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты ²	9	~2,7	<0,8—5,6
Биотитовые граниты ³	18	2,5	0,8—7,6
Лейкократовые граниты ⁴	8	1,9	0,8—4,5
Альбитовые гранитоиды ⁴	3	6,6	4,0—8,5
Моношпатовые и щелочные аляскиты ⁵	4	≤2,9	≤1,6—5,2

Геохимические типы гранитоидов: 1 — породы габбро-диоритового геохимического типа (Коваленко и др., 1971); 2 — гранит-гранодиоритового (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда (по Таусону, 1973); 3 — стандартного; 4 — литий-фтористого (палингенные редкометалльные граниты); 5 — агапитового (палингенные граниты щелочного ряда).

тенсивности процессов магматической дифференциации вещества коры в отдельных зонах ареалов магматизма.

Большинство известных рудопроявлений вольфрама, как было отмечено выше, сосредоточено в пределах обрамления «батолитового» ядра (Хэнтэйский золото-редкометалльный пояс), полосы позднемезозойских гранитных интрузий периферии Северо-Восточной провинции (внешний вольфрамовый пояс) и рудных районов Юго-Восточной полосы распространения мезозойских интрузий. Приведенные данные показывают, что геохимическая природа вольфрамово-рудных поясов заключается в том, что в них высокодифференцированная в геохимическом отношении ассоциация рудоносных гранитоидов стандартного и литий-фтористого типов, а также высокая дисперсия средних содержаний вольфрама сочетается с гипабиссальными и приповерхностными фациями интрузий, благоприятными для постмагматического вольфрамитового оруденения.

Подобно тому, как было отмечено ранее для Забайкалья (Таусон и др., 1972), уровень первично магматических концентраций вольфрама в рудоносных интрузиях может быть и в 1,5—2 раза ниже кларкового и в 4—5 раз превышать его. По характеру геохимической эволюции выделяются два основных типа интрузий рудоносных гранитоидов (Коваль, Кузнецова, 1975).

1. Интрузии, в поздних фазах и жильных дифференциатах которых не наблюдается накопления вольфрама, либо оно заметно убывает. Они представлены гранитами стандартного геохимического типа с оруденением преимущественно кварц-жильного типа (массивы Их-Хайрханского рудного узла, Модотинский, Их-Наратинхидский и др.).

2. Интрузии, в поздних дифференциатах которых наблюдается 2—3-кратное и более увеличение содержания вольфрама. Этот тип объединяет вольфрамоносные массивы литий-фтористых гранитов (Бага-Газрын) и массивы, где эти граниты ассоциируют с гранитами стандартного геохимического типа. Характерное оруденение — грейзены, штокверки и реже кварцевые жилы.

В рудоносных массивах обоих типов, как правило, устанавливаются повышенные (в 2—5 раз и более) по сравнению с «материнскими» гранитами концентрации вольфрама в послемагматических образованиях. Прежде всего, это относится к грейзенизированным и альбитизирован-

Т а б л и ц а 2

Этапы и стадии формирования рудных зон в вольфрамовых месторождениях МНР

Месторождение	Ведущие рудные элементы	Этапы					
		Грейзеновый			Жильный		
		Стадии			Стадии		
Бага-Газрын	Sn, W	Кварц-топаз-цин- нвальдитовая ** (ферберит, кас- ситерит)	Кварц-мусковитовая	Касситерит-вольфра- митовая	Шеелитовая *	Сульфидная *	Кварц-флюоритовая
Хара-Мориту	»	То же	То же	То же	—	Сульфидная *	—
Югодзырь I	Mo, W	—	Кварц-мусковитовая** (вольфрамит, молибде- нит, берилл)	Молибденит-вольфра- митовая	—	Сульфидная *	Карбонатная
Югодзырь II	W	—	—	Гюбнеритовая *	—	Сульфидная *	Карбонатная*
Тумэн-Цогто	Mo, W	—	Кварц-мусковитовая (вольфрамит, молибде- нит, шеелит, сульфиды)	—	—	—	—
Шара-Хада	(W, Be)	—	—	Вольфрамитовая	Шеелитовая	Сульфидная	Кварц-флюоритовая
Западное	W	—	Кварц-мусковитовая (гюбнерит, пирит)	Гюбнеритовая	Шеелитовая	Сульфидная	»
Цаган-Даба	W, (Sn, Be)	Кварц-биотито- вая (вольфрамит,	Кварц-мусковитовая реже касситерит)	Вольфрамитовая	—	—	—
Борун-Цогто	W, (Mo, Be)	—	—	»	Шеелитовая	Сульфидная	Кварц-флюорит- кальцитовая
Чулун-Хуриэтэ	W (Mo, Be)	—	Кварц-мусковитовая (вольфрамит)	Вольфрамитовая	Шеелитовая	Сульфидная	Кварц-флюоритовая
Модото	Sn, W	—	—	Касситерит-вольфра- митовая	—	Сульфидная	То же

Таблица 2 (окончание)

Месторождение	Ведущие рудные элементы	Этапы					
		Грейзеновый		Жильный			
		Стадии		Стадии			
Салаа	W	—	—	<u>Вольфрамитовая</u>	—	—	—
Арын-Нур	Mo	—	<u>Кварц-мусковитовая</u> (молибденит)	<u>Молибденитовая</u>	—	<u>Сульфидная</u>	Кварц-флюорит- калишпат-кальцито- вая
Их-Наротинхид	W	—	—	<u>Вольфрамитовая</u>	Шеелитовая	—	—
Буянты	W	—	—	<u>Гюбнеритовая</u>		—	—
Их-Хайрхан	W	—	Кварц-мусковитовая (гюбнерит, пирит)	»	»	<u>Сульфидная</u>	Кварц-флюорит- кальцитовая
Онгон-Хайрхан	W	—	—	»	»	»	То же

Стадии: ведущая (подчеркнуто сплошной линией), проявлена умеренно (пунктирной), проявлена ограниченно или редко (не подчеркнуто).

* Стадии проявлены в зонах брекчирования пород экзоконтакта (месторождения Бага-Газрын, Хара-Мориту) или эндоконтакта (месторождение Югодзырь II);

** В месторождении Югодзырь I на кварц-мусковитовые грейзены накладывается более поздняя хлоритизация.

ным (альбитовым) гранитам. Для последних такая корреляция обычно выдерживается независимо от того, приурочена ли вольфрамовая минерализация к фазе альбитизированных гранитов, либо она связана с более ранними фазами (Коваль, 1975).

Главные типы вольфрамитового оруденения МНР. Общая характеристика структурно-морфологических особенностей, вещественного состава, этапов и стадий формирования наиболее характерных и важных вольфрамитовых месторождений МНР приведена в табл. 2. Анализ имеющихся данных позволяет объединить изученные месторождения в следующие типы (Иванова, 1976): грейзеновый топаз — циннвальдитовый или «швиттеровый» (Коваленко и др., 1970) (Бага-Газрын, Хара-Мориту); грейзеновый кварц-мусковитовый (Югодзырь, Тумэн-Цогто); жильный гюбнерит-сульфидный (Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Западное); жильный кварц-вольфрамитовый. Для последнего характерно различное сочетание ведущих рудных элементов: олово, вольфрам (Модото); вольфрам, в меньшей степени олово, бериллий (Цаган-Даба); вольфрам, в меньшей мере молибден, бериллий (Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ); вольфрам (Буянты, Салаа, Их-Наратинхид).

На многих месторождениях в значительных масштабах проявлена более поздняя сульфидная минерализация (месторождения Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ, Модото).

Анализ последовательности минералообразования и структурно-морфологических особенностей рудных зон и тел показал, что в некоторых рудных узлах, например Югодзырьском, формирование гюбнерит-сульфидного оруденения в зонах брекчирования нижних горизонтов месторождения происходило на более позднем этапе рудного процесса по сравнению с пологопадающими рудными жилами и грейзенами, для которых характерны вольфрамитовая, молибденитовая, реже бериллиевая минерализация, сопровождающаяся литийсодержащим мусковитом и нередко топазом. Этот пример показывает, что ранняя комплексная вольфрамитовая ассоциация в большей мере отражает сложную геохимическую специфику рудного процесса и «материнской» интрузии в целом.

Вольфрамовые месторождения МНР обнаруживают сходство с месторождениями классических оловянно-вольфрамовых провинций. Так, топаз-циннвальдитовые грейзеновые месторождения аналогичны широко известным олово-вольфрамовым месторождениям Рудных гор: Циновец, Крупка, Альтенберг и др. Гюбнерит-сульфидные месторождения сопоставимы с такими месторождениями Забайкалья, как Холтосонское и Бом-Горхонское; сульфидсодержащие вольфрамитовые месторождения Борун-Цогто и Чулун-Хуриэтэ — с месторождениями Букука и Белуха.

Некоторые физико-химические параметры формирования вольфрамитового оруденения. До последнего времени считалось, что появление разнообразных вольфрамитовых парагенезисов обусловлено, в первую очередь, изменением температуры рудообразующих растворов. Так, А. Д. Каленов (1966) среди вольфрамовых месторождений МНР выделил высоко-, средне- и низкотемпературные.

Комплексное изучение газожидких включений в рудных и жильных минералах из месторождений различных типов показало, что независимо от парагенетических ассоциаций температурный интервал образования вольфрамитовой минерализации для абсолютного большинства изученных месторождений (см. табл. 1, 2) соответствует 320—270°С (Иванова, Максимюк, 1971; Наумов, Иванова, 1975). В него укладывается как наиболее характерная для Монголии собственно вольфрамитовая минерализация (с вариациями состава вольфрамита 32—65% $MnWO_4$), так и собственно гюбнеритовые месторождения (Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан, Буянты, Западное). Исключение составляет лишь

месторождение грейзенового (топаз-циннвальдитового) типа Бага-Газрын, образовавшееся при температуре 400° С. Широкая распространенность в газожидких включениях в кварце, флюорите, топазе и касситерите этого месторождения минералов-узников свидетельствует о формировании его из высококонцентрированных растворов (Наумов, Иванова, 1971, 1975).

По данным газожидких включений в минералах, большинство вольфрамовых месторождений формировалось при давлении 520—1400 атм. Баротермометрические характеристики вольфрамовых месторождений Монголии близки к значениям, полученным теми же методами для вольфрамовых месторождений Восточного Забайкалья — 350—270° С и 550—1700 атм соответственно.

Таблица 3

Характеристика вольфрамового оруденения двух геохимически контрастных типов

Признаки		Их-Хайрхан-ский массив	Модотинский массив	Бага-Газрынский массив	
Тип гранитов		Стандартный		Литий-фтористый	
Структурно-морфологический тип месторождения		Кварцевые жилы		Грейзены топаз-циннвальдитовые	
Ведущие рудные минералы		MnWO ₄	SnO ₂ , (Fe, Mn) WO ₄	SnO ₂ , FeWO ₄	
Содержание вольфрама, г/т	Граниты главной фазы	2,5	0,8	5,1	
	Граниты поздних фаз	1,0—2,4	0,8	7,5—16,5	
	Грейзены	1,3—42	—	11—78	
Содержание лития, г/т	Граниты главной фазы	45	42	187	
	Граниты поздних фаз	28	23	279	
	Грейзены*	260	778	830	
	Слюды из грейзенов	330	—	3800	
	Слюды из рудных жил	340	—	3800	
Содержание фтора, %	Граниты главной фазы	0,14	0,12	0,30	
	Граниты поздних фаз	0,05	—	0,52	
	Грейзены	1,0	1,1	4,10	
	Слюды из грейзенов	1,1	—	1,4	
	Слюды из рудных жил	0,9	—	3,3	
Физико-химические параметры формирования вольфрамовой минерализации (по газожидким включениям)	Температура гомогенизации		310—270°	310—270°	410—310°
	Суммарная минерализация растворов, г/л		68—70	51—93	125—266
	Ионная сила растворов		1,0—1,2	0,8—1,6	2,2—7,6
	Концентрация отдельных компонентов в растворе, г/л	Na	11—15	14—22	35—133
		K	16—28	5—16	19—74
		Li	0,1—0,3	до 0,2	0,1—1,9
		F	1,5—8,2	до 3,9	7—52
		Cl	3,3—16,4	до 15,0	18—117
		CO ₂	до 22 вес. %	до 24 вес. %	Не обн.

* Из рассмотрения исключены фации, не содержащие слюды (кварц-топазовые и кварцевые грейзены).

Несмотря на приближенный характер определения температуры и особенно давления, заметим, что благоприятные для концентрации вольфрама *ТР*-условия реализуются в температурном поле гипабиссальных интрузий.

Исходя из имеющихся данных о геохимической эволюции гранитоидов и результатов изучения газожидких включений в минералах вольфрамитовых месторождений, были предложены две модели рудообразующих систем, соответствующие рассмотренным выше двум крайним типам интрузий рудоносных гранитов. Согласно первой из них, минералообразование связано со слабо минерализованными растворами, образующимися, по всей вероятности, при кристаллизации значительных объемов гранитов стандартного геохимического типа.

Во втором случае предполагается, что относительно высокоминерализованные постмагматические растворы отделяются из сравнительно небольших объемов остаточных расплавов (магма литий-фтористого типа), резко обогащенных летучими компонентами. Примеры рудоносных массивов двух выделенных типов, иллюстрирующие две модели рудообразующих систем, приведены в табл. 3.

Оба типа интрузий различаются как по общей геохимической специфике материнских гранитов (стандартные и литий-фтористые), так и по уровню первично магматических концентраций в них вольфрама и характеру их эволюции в процессе становления интрузии (отсутствие накопления вольфрама в поздних фазах в первом случае и заметное накопление — во втором). Особо следует отметить известную преемственность в содержаниях лития и фтора между гранитами и слюдами из послемагматических образований рудоносных массивов обоих типов.

Существенные различия наблюдаются и в характере рудной минерализации. Со стандартным типом гранитов связаны преимущественно кварцевые жилы с гюбнеритом, реже вольфрамитом и касситеритом, с литий-фтористым — высокотемпературные топаз-циннвальдитовые грейзены с вольфрамитом и касситеритом.

Данные табл. 3 подтверждают также принципиальные различия суммарной минерализации и качественного состава гидротермальных растворов рудообразующих систем первого (относительно разбавленные водно-углекислые растворы, месторождения Их-Хайрхан и Модото) и второго (концентрированные преимущественно натриево-хлоридные растворы, месторождение Бага-Газрын) типов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отмеченный выше магматический контроль оруденения в наиболее общей форме проявляется в связи вольфрамитовой минерализации с ассоциацией гранитоидов определенных геохимических типов, а также зависимости характера оруденения от парагенезиса «материнских» гранитов. Необходимыми предпосылками вольфрамитовой минерализации следует считать: а) парагенезис гранитоидов стандартного или (и) литий-фтористого геохимических типов; б) становление их в условиях гипабиссальной или приповерхностной фаций; в) благоприятный структурный режим становления «материнских» интрузий. При оценке рудной продуктивности таких интрузий необходимо учитывать уровень первично магматических содержаний вольфрама, характер геохимической эволюции интрузий и концентрацию вольфрама в разнообразных послемагматических образованиях. Повышенные содержания вольфрама в последних, как правило, являются прямым признаком оруденения.

Районы распространения оловянно-вольфрамовой минерализации представляют большой интерес для поисков танталового оруденения, связанного с заключительными фазами становления вольфрамоносных

интрузий. Это подтверждают находки танталоносных альбитовых гранитов в Жанчивланском (Коваленко и др., 1971), а в последнее время в Цаган-Дабинском и Их-Хайрханском рудном узлах (данные П. В. Ковалю и Ю. П. Цыпукова). Как показало изучение содержаний тантала в вольфрамитовых различных месторождений, проведенное Г. Ф. Ивановой и И. Е. Максимюк, повышенные концентрации тантала и отношения Ta: Nb в вольфрамитовых являются благоприятным признаком танталового оруденения.

Разработка научного прогнозирования вольфрамового оруденения требует, прежде всего, углубленного изучения связей между геохимической (в широком смысле) спецификой магматизма и месторождений с тектоническими условиями становления магматических комплексов и отдельных интрузий. Синтезом таких исследований должны стать карты рудоносности для отдельных рудных поясов, районов, узлов, а также перспективных площадей. К последним в МНР следует отнести, во-первых, слабоизученные районы внешнего, Замыкающего вольфрамового пояса и особенно его западную и восточную части, во-вторых, районы Внутреннего оловянно-вольфрамового пояса, примыкающие к северной границе.

Важной задачей является оценка рудоносности более древних, в частности палеозойских, гранитоидных ассоциаций и перспектив обнаружения новых для Монголии типов вольфрамового оруденения: скарного и ферберит-антимонитового. В отношении последнего наибольший интерес представляет периферическая область Северо-Восточного ареала магматизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Монголо-Охотского пояса и западной части Тихоокеанского кольца.— В кн.: Ежегодник 1972 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1973.
- Иванова Г. Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. «Наука», 1976.
- Иванова Г. Ф., Максимюк И. Е. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов.— Геохимия, 1971, № 9.
- Каленов А. Д. О продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья на территорию Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, нов. серия, 1947, 58, № 2.
- Каленов А. Д. Геологические закономерности размещения и основные типы оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализации в Центральной и Восточной Монголии.— В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М., 1966.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Кузнецова А. И. Новые данные о вольфрамовом оруденении Монголии.— В кн.: Третье совещание по минералогии геохимии, генезису и комплексному использованию вольфрамовых месторождений СССР. Л., 1971.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Гундсамбуу Ц. и др. Геохимическая характеристика цвиттертов — нового типа оловянных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы).— Докл. АН СССР, 1970, 190, № 3.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. Общая схема мезозойской металлогении Монгольской Народной Республики.— В кн.: Ежегодник 1972 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1973.
- Коваль П. В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Коваль П. В., Кузнецова А. И. Вольфрам в мезозойских гранитоидах Монгольской Народной Республики.— В кн.: Ежегодник 1974 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1975.
- Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений.— Геохимия, 1971, № 6.
- Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. Термобарические условия образования флюорита вольфрамитовых месторождений.— Геохимия, 1975, № 3.
- Редкометалльные граниты Монголии (Петрология, распределение редких элементов и генезис), «Наука», 1975.
- Тайсон Л. В. Геохимические типы гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1973, 215, № 2.
- Тайсон Л. В., Антипин В. С., Коваль П. В. и др. Вольфрам в мезозойских гранитоидах Забайкалья.— В кн.: Ежегодник 1971. (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Новосибирск, 1972.

ГЕОХИМИЯ ЗОЛОТА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ХЭНТЭЯ

Исследованиями последних лет установлено (Радкевич, Моисеенко, 1966; Щербаков, 1966, 1974; Шер, 1972; Моисеенко, 1973), что изучение геохимии золота способно приблизить нас к решению проблемы источника как самого золота, так и вообще рудного вещества.

В настоящей статье приводятся данные по распределению золота и редких элементов в разновозрастных осадочно-метаморфических и магматических образованиях золотоносной провинции Северо-Западного Хэнтэя.

На существующих тектонических схемах Северо-Западный Хэнтэй входит в состав Северо-Хэнтэйского краевого геоантиклинального поднятия Хангай-Хэнтэйской герцинской складчатой зоны. Регион ограничен Баянгольским и Ерогольским глубинными разломами системы Монголо-Охотского линейamenta. Наиболее широко распространены в исследуемом районе немые песчано-сланцевые толщи ранних каледонид, включающие переменное количество метабазитов толеитового ряда (харинская и мандалская серии). Метабазиты ассоциируются с раннепалеозойскими интрузиями габбро-диорит-диабазовой формации (по Кузнецову, 1965) и по химическому составу и содержанию элементов-примесей они близки к океаническим базальтам и особенно — к высокоглиноземистым базальтам островных дуг.

Ограниченно распространены в районе породы вулканогенно-осадочной толщи девона, терригенные отложения каменноугольной толщи и образования осадочно-вулканогенной серии, включающие элементы верхней перми и триаса. Отложения позднего мезозоя представлены грубообломочными конгломератами и конглобрекциями, выполняющими приразломные впадины.

Массивы гранитоидов занимают почти половину площади Северо-Западного Хэнтэя. Интенсивные проявления интрузивной деятельности отвечают раннепалеозойскому (480—410 млн. лет) и раннемезозойскому (240—170 млн. лет) этапам. Ограниченно развиты девонские субвулканические граниты. Домезозойские интрузии соответствуют двум формациям (по Ю. А. Кузнецову): раннепалеозойской батолитовой и среднепалеозойской формации субвулканических гранитов. Образование раннепалеозойских плутонов, по-видимому, связано с процессами магматического замещения раннекаледонских песчано-сланцевых толщ. Субвулканические гранитоиды пространственно ассоциируют с вулканами девона и характеризуются одинаковыми с ними особенностями состава: повышенной щелочностью, низкими (20 г/т) концентрациями лития при кларковом содержании других щелочных элементов и фтора, высоким уровнем концентраций бора, олова (5—9 г/т) и низким содержанием элементов сидерофильной группы.

В составе раннемезозойских интрузий региона резко преобладают породы гранитного ряда, хотя в них принимают участие породы основного и среднего состава. Выделяются собственно гранитные массивы, самостоятельные тела габбро-диоритов простого строения и полифазные интрузивы контрастной ассоциации, для которых характерно совместное проявление габброидов и гранитов.

Размещение раннемезозойских интрузий подчинено региональным и глубинным разломам трех направлений — северо-восточного, северо-западного и широтного, причем наиболее четко выражены продольные (СВ) и поперечные (СЗ) разломы. Продольные (Баянгольский и Еро-

гольский) разломы — структуры древнего заложения и длительного развития. Их влияние на развитие ранних каледонид и герцинид подчеркивается конседиментационным значением и размещением интрузий. В раннемезозойский этап продольные разломы контролировали внедрение интрузий основного — среднего состава и в меньшей мере — гранитоидных интрузий. Активность СЗ разломов, разделяющих территорию на поднятые и погруженные блоки, определенно фиксируется с девона. Магмоконтролирующее значение их проявлено в среднем палеозое и раннем мезозое; в отличие от продольных (СВ) разломов они вмещают только гранитоидные интрузии.

Важное магмоконтролирующее и определяющее металлогеническое значение имеют скрытые зоны широтных разломов (Цыпуков, 1970), представленных системой сближенных субпараллельных взбросов. Это — зоны повышенным проницаемостью, характеризующиеся неоднородным, но в целом повышенным метаморфизмом пород харинской серии. Выходы метаморфических сланцев имеют ширину 5—7 км, а в узлах пересечения с продольными глубинными разломами — до 15 км. Выделяются внешние части зон с минеральными парагенезисами фации зеленых сланцев и внутренние, отвечающие фации эпидотовых амфиболитов. Глубоким сечениям зон свойственны явления гранитизации. Широтные разломы контролируют размещение раннепалеозойских и раннемезозойских интрузий. К последним принадлежат массивы габбро-диорит-гранитной ассоциации. Широтные «швы» являются наиболее древними.

Золотое оруденение СЗ Хэнтэ представлено богатыми в прошлом россыпями, распространенными на севере золотоносного пояса, и проявлениями малосульфидной золото-кварцевой формации — на юге. Оруденение распространено неравномерно: золотоносные площади вытягиваются в структурно-рудные зоны, положение которых совпадает с разломами широтного простираения. Наиболее важные рудные узлы располагаются в узлах пересечения разломов широтного простираения с продольными глубинными разломами. Магмо- и рудоконтролирующие широтные «швы» пересекают территорию пояса через интервалы 35—40 км, обеспечивая «шаг повторяемости» золотоносных площадей. Соизмеримость этого расстояния со средней шириной структурно-формационных зон Хэнтэ позволяет предполагать, что широтные разрывы являются отраженными краевыми разломами, разграничивающими широтные блоки основания одного порядка. Региональное значение выделяемых структур подчеркивается приуроченностью большинства массивов габброидов Хэнтэ к сквозьеструктурным полосам широтной ориентировки, которые контролируют все золотоносные районы восточной части страны, включая исследованный регион.

Формирование россыпей связано мощным зонам гидротермальных метасоматитов, связанных с заключительными этапами становления интрузий габброидно-гранитной ассоциации (Цыпуков, Ломбо, 1973): Рудоносны «березитоподобные» апогранитные и кварц-серицитовые апосланцевые метасоматиты. Минеральные парагенезисы измененных пород включают пирит, арсенопирит, турмалин, железистые карбонаты и золото. Метасоматиты вмещают кварцевые жилы и зоны прожилкового окварцевания. Данные пробирного анализа показывают, что уровень концентраций золота в метасоматитах не ниже, чем в кварцевых жилах, но первые имеют несоизмеримо большие параметры. Золото находится в свободном состоянии, либо образует включения в пирите и арсенопирите. Установлено, что наиболее богатые в прошлом россыпи приурочены к долинам, заложенным по простираению зон минерализованных разломов. Вероятно, некоторые минерализованные зоны могут представлять практический интерес.

Развитие золотоносных полифазных массивов имело в целомгомодномную направленность. Среди образований ранней фазы преобладают

пироксеново-роговообманковые габбро-диориты. Менее распространены биотит-амфиболовые диориты, габбро-порфириды и диоритовые порфириды. Габбро-диориты преобладают и в составе самостоятельных массивов простого строения. Дифференцированные тела габброидов включают фацию тоналитов, лейкократовых плагиигранитов и пегматоидов. Постмагматические изменения, более свойственные габброидам полифазных интрузий, отвечают эпидот-актинолитовой или хлорит-эпидотовой фациям пропилов.

Главная фаза массивов контрастной ассоциации представлена биотитовыми и лейкократовыми аляскитоидными гранитами (главная фация) или роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами (гибридная фация). Породы гибридной фации, всегда включающие гранитизированные ксенолиты габброидов, представляют глубинные уровни становления массивов (не менее 3 км, бассейн р. Еро). Аляскитоидные граниты полифазных интрузий сопровождаются жильными телами мелкозернистых микроклиновых гранитов, гранит-аплитов и пегматоидов.

В самостоятельную (заключительную) фазу обособлены дайки и штоки олигоклаз-мусковитовых турмалинсодержащих гранитов и близких им по составу гранит-порфиров. Эти породы тесно связаны с гранитоидами гибридной фации или аляскитоидными гранитами главной фазы. Породы характеризуются преобладанием альбит-олигоклаза над калиевым полевым шпатом, высоким содержанием кварца, наличием измененных ксенолитов габброидов. Присутствие мусковита, турмалина, флюорита, сульфидов и карбонатов указывает на высокую насыщенность исходного расплава летучими. Именно эти гранитоиды сопровождаются мощным проявлением гидротермальной деятельности: золотоносными кварцевыми жилами, зонами прожилкового окварцевания, кварц-серицитовыми и березитоподобными метасоматитами. Завершают развитие ассоциации дайки габбро-порфиров и лампрофиров спессартитового ряда.

Гранитные массивы простого строения сложены биотитовыми и лейкократовыми гранитами стандартного геохимического типа или палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда по классификации Л. В. Таусона (1973). Некоторые массивы содержат тела редкометалльных литий-фтористых гранитов (плюмазитовых редкометалльных лейкократов по Л. В. Таусону) и пегматоидов.

Мезоабиссальный Бага-Хэнтэйский плутон имеет гетерогенное строение. Центральная часть его сложена роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, включающими ксенолиты габброидов, нормальными биотитовыми гранитами (II фаза) и аляскитоидными лейкогранитами (III фаза). Южную часть массива слагают порфировидные биотитовые граниты и лейкократовые, часто двуслюдяные граниты дополнительной фазы.

Изучение вещественного состава гранитоидов показало, что все они отвечают палингенным гранитоидам известково-щелочного ряда, для которых большинством исследователей предполагается внутрикоровое происхождение. Установлено, что породы габброидного и гранитного рядов контрастной ассоциации не обнаруживают генетического единства и их можно рассматривать как производные двух независимых магм. Это следует из анализа петрохимических диаграмм (А. Н. Заварицкого, В. Н. Лодочникова, И. В. Лучицкого, вариационных диаграмм кремнезем — петрогенные элементы), сопоставления химического и редкоэлементного составов гранитов с кислыми дифференциатами габброидных массивов и геологических данных.

Закономерности распределения петрогенных и редких элементов в раннемезозойских габброидах указывают на единый источник родоначальной магмы, отвечающей составу континентальных базальтоидов.

Принадлежность всех габброидов к единому типу лучше всего обнаруживается при сравнении менее измененных пород массивов простого строения и послегранитных даек (табл. 1). Соответствие содержаний некогерентных элементов в дайках и неизмененных габброидах массивов простого строения отражает, по-видимому, уровень их концентраций в первичном базальтовом расплаве. Габброиды послегранитных даек заметно обогащены фемическими петрогенными и когерентными микроэлементами: Ni, Co, V, Cr. В них отмечаются также более высокие концентрации B, As, Sb, Sn. Допускается вероятность их привноса из глубинных источников либо накопления при эволюции базальтоидного расплава в глубинных условиях. Исходя из экспериментальных данных Д. Грина и А. Рингвуда (1970), можно полагать, что исходные для пород подобного состава магмы отделялись на значительных глубинах (35—60 км).

Изменение состава габброидов под влиянием гранитной магмы ощутимо сказывается только в гранитизированных ксенолитах (гранитоидные массивы Нарин-Тологой и Толгойт). Габброиды полифазных интрузий не испытывают заметных преобразований, но в них повышены содержания калия, некогерентных элементов и фтора, что может быть объяснено их привносом при становлении гранитов главной фазы. Габброиды ксенолитов характеризуются той же, только резко усиленной тенденцией обогащения всеми гранитофильными элементами.

Установление единого источника базальтоидных расплавов имеет важное значение, так как указывает на длительность существования очагов глубинной магмы, что безусловно должно было благоприятствовать взаимодействию производных контрастных магм. О таком взаимодействии свидетельствуют особенности вещественного состава гранитов, ассоциирующихся с габброидами, и наличие пород гибридных фаций, куда следует относить и гранитоиды заключительных фаз, с которыми связано золотое оруденение. Граниты главной фазы полифазных массивов по сравнению с гранитами массивов простого строения обогащены кремнекислотой и щелочами (особенно калием), на петрохимических диаграммах их составы часто смещены в сторону щелочного гранита Р. Дэли. Они характеризуются пониженными содержаниями фтора, литофильных редких элементов (кроме Ba и Sr) и более высокими концентрациями элементов сидерофильной группы. Обогащение сидерофильными элементами, Ba и Cu при пониженном уровне содержаний гранитофильных элементов в еще большей степени свойственны гранитоидам гибридной фации. Эти особенности гранитоидов контрастной ассоциации особо резко обнаруживаются при сравнении редкоэлементного состава биотитов и калиевых полевых шпатов. Так, биотиты гранитных пород контрастной ассоциации по сравнению с биотитами гранитов из массивов простого строения, характеризуются пониженным (от 2 до 10 раз) содержанием Li, Rb, Cs, Sn и F и резко повышенными концентрациями Pb, Cu, Zn, Ni, Co, V, Cr. Калиевые полевые шпаты сравниваемых гранитов в первом случае значительно обогащены Ba и Sr при пониженных содержаниях Rb. Противоположная тенденция обнаруживается для состава калиевых полевых шпатов из гранитов массивов простого строения.

Гетерогенность строения Бага-Хэнтэйского плутона отчетливо сказывается и на особенностях распределения петрогенных и редких элементов. Гранодиорит-гранитные породы центральной части массива более соответствуют гранитоидам главной фазы контрастной ассоциации, а граниты южной периферии массива — собственно гранитной ассоциации.

Изучение распределения золота в домезозойских осадочно-метаморфических и магматических образованиях показало, что в данном случае вмещающие породы не могли быть главным источником золото-

Таблица 1

Геохимическая характеристика интрузивных пород раннего мезозоя

Порода	Число проб	K	Na	Li	Rb	Cs	F	B	Ba
Габброиды									
Массивы простого строения	15	0,9	2,8	20	29	3,5	280	32	400
То же пропилитизированные	16	1,9	2,7	24	80	5	510	103	405
Тоналиты (дифференциаты)	7	2,4	3,3	20	80	Не обн.	350	69	400
Полифазные массивы	26	1,6	2,7	35	73	4	500	48	395
Ксенолиты гранитизированные	6	2,8	4,5	23	90	4	700	23	830
Послегранитные дайки	10	0,9	2,2	20	30	2	450	53	265
Породы гранитного ряда									
Породы контрастной ассоциации									
Граниты главной фазы	79	4,2	2,6	15	136	5	380	37	515
Лейкограниты дополнительной фазы	32	4,3	2,6	8	170	5,3	250	45	260
Пегматоиды	4	4,0	3,2	4	266	14	100	448	80
Гранодиориты гибридной фации	14	1,9	3,6	34	60	2	500	48	840
Амфибол-биотитовые граниты той же фации	12	4,0	2,9	25	129	8	500	50	740
Лейкограниты дополнительной фазы той же фации	10	2,9	3,1	44	74	8	300	50	600
Мусковит-олигоклазовые граниты III фазы	25	2,5	3,7	30	64	6	820	72	800
Дайки гранитоидов	24	2,2	3,0	9	67	4	330	54	660
Породы собственной гранитной ассоциации									
Биотитовые граниты	18	3,5	3,1	45	285	14	800	32	180

Примечание. Содержание K, Na (в %), остальных элементов (в г/т).

ности раннемезозойских гранитоидных пород. Так, содержания золота в породах харинской и мандальской серий находятся на одном уровне (1,8—2,0 мг/т). Более высокие его концентрации установлены в метабазитах мандальской (2,5—3,3 мг/т) и особенно харинской (4,7 мг/т) серий при неравномерном распределении (коэффициент вариации $v=53,9-71,7\%$). Среднее содержание золота в габброидах раннего палеозоя составляет 3,5 мг/т, в гранитизированных габброидах того же возраста оно уменьшается в 2 раза. Среди гранитных пород раннепалеозойской батолитовой формации максимальные концентрации золота свойственны биотитовым гранитам главной разновидности (2,6—3,0 мг/т), относительно низкие его количества обнаруживаются в гранитоидах автохтонной фации (0,7—1,7 мг/т) и поздних лейкократовых гранитах. Песчано-сланцевые отложения девона и гранитоиды среднего палеозоя по содержанию этого элемента различаются несущественно (1,6 и 1,3 мг/т соответственно).

Распределение золота в раннемезозойских интрузивных породах региона представлено в табл. 2. Наиболее высокие средние содержания золота (5,0 мг/т) при равномерном распределении ($v=26,8\%$) свой-

Sr	Pb	Sn	Zn	Mo	Cu	Ni	Co	Cr	V	K/Rb	Ba/Rb	Rb/Sr
----	----	----	----	----	----	----	----	----	---	------	-------	-------

Габброиды

230	10,2	4,3	65	1,9	61	79	39	192	182	310	13,8	0,13
200	9	4,9	57	1,8	56	84	36	275	178	237	5,05	0,4
150	16	5,6	63	1,7	27	50	21	120	100	300	5,0	0,53
210	12	4,1	75	2,1	40	82	41	170	168	220	5,5	0,35
790	24	5,9	55	1,5	30	12	15	38	92	810	9,2	0,11
200	7	5,4	100	2,0	60	120	44	350	275	300	8,8	0,15

Породы гранитного ряда

80	15	3,6	35	1,6	16	6,7	2,6	18	13	310	3,8	1,7
60	18	4,2	20	1,5	13	5,4	2,0	10	8,3	250	1,5	2,8
60	25	6,0	16	1,4	10	4,8	1,6	10	3,5	150	0,3	4,5
350	16	3,3	36	3,6	45	22	6,7	49	36	315	14	0,17
360	15	6,1	39	2,1	20	8,0	5,0	35	31	315	5,7	0,35
200	18	2,4	14	1,7	16	7,5	3,7	25	12	380	8,1	0,37
240	13	2,4	24	1,7	16	6,7	4,0	19	22	390	12,4	0,17
250	16,5	4,3	39	2,2	14	5,3	2,6	14	16	328	9,8	0,26
50	20	6,3	30	2,0	12	3,7	1,2	8,2	3	123	0,6	5,7

ственно неизменным габброидам массива Бурла. Пропилитизированные габброиды прочих массивов, в том числе и золотоносных полифазных, в среднем в два раза обеднены этим элементом. Резкое уменьшение концентраций золота сопровождается возрастанием дисперсии распределения и коэффициента вариации ($v=42,1-83,3\%$). Для пород габброидного ряда аномально низкие количества золота установлены в гранитизированных ксенолитах массивов Нарин-Тологой, Толгойт и Бага-Хэнтэй ($1,4-1,7$ мг/т). Изучение особенностей вещественного состава ксенолитов габброидов не оставляет сомнений. Пониженные концентрации золота в ксенолитах габброидов обусловлены его выносом при взаимодействии габброидов и гранитов.

Распределение золота в дифференцированном массиве Наратуинама указывает на его инертное поведение в процессе внутрикамерной дифференциации. Низкое среднее содержание золота в породах массива ($2,9$ мг/т) обусловлено, вероятно, повышенным содержанием летучих в магме и выносом золота в область разгрузки флюидов. Это предположение подтверждается относительно высоким ($100-200$ мг/т) содержанием золота в пробах из турмалин-кварцевых жил этого массива.

Таблица 2
Распределение золота и серебра в породах габбро-диорит-гранитной ассоциации (в мг/т)

Массив, порода	Au					Ag		
	n	R	$\bar{x}$	s ²	v	n	R	$\bar{x}$
Породы габброидного ряда								
<i>Массивы простого строения</i>								
Массив Бурла, габбро-диориты	6	2,6—6,0	5,0	1,76	26,61	4	28—44	36
Массив Хапчеран, габбро-диориты	8	2,2—5,2	3,7	0,84	24,78	5	29—73	47
Массив Могойн, габбро-диориты, диориты	7	1,6—6,2	2,7	2,87	62,88	7	54—90	73
Массив Бугунтай, габбро-диориты, диориты	4	2,2—2,8	2,4	0,04	8,16	5	40—54	46
Дифференцированный массив Наратуин-ама								
Габбро-порфириды	2	1,4—5,0	3,2	—	—	2	80—90	85
Габбро-диориты (главная разновидность)	6	1,0—5,0	3,1	—	—	6	40—80	67
Диориты роговообманковые кварцсодержащие	3	0,7—6,0	2,7	—	—	3	50—70	60
Тоналиты, кварц-диориты	4	0,7—4,0	2,8	—	—	4	30—90	55
Среднее по массиву	15	0,7—6,0	2,9	—	—	15	40—90	64
<i>Массивы сложного строения</i>								
Массив Бухулейн (южная часть), габбро-диориты, диориты	9	1,6—5,8	3,0	2,64	54,86	8	36—54	48
Массив Чулуту-ама, габбро-диориты	5	0,6—3,7	1,6	1,72	83,3	4	30—78	56
Массив Хара-Ямату, диориты	2	2,8—3,0	2,9	—	—	2	42—107	75
Среднее по габброидам полифазных массивов	16	0,6—5,8	2,5	—	—	14	30—100	54,2
Ксенолиты основных пород	12	0,5—2,9	1,6	—	—	5	30—280	86
Дайки габброидов (Бухулейн, Боро)	10	2,0—5,3	3,6	2,32	45,18	6	50—63	58
Породы гранитного ряда								
<i>Полифазные массивы</i>								
Массив Бухулейн (северная часть), биотитовые граниты главной фазы	11	1,0—3,4	2,5	0,82	36,10	9	20—60	45
Мелкозернистые граниты дополнительной фазы	3	0,7—4,1	2,2	—	—	5	20—40	30
Массив Бухулейн (южная часть), биотитовые граниты главной фазы	14	0,9—4,5	2,7	0,90	35,13	12	25—100	88

Мелкозернистые лейкократовые граниты дополнительной фазы	6	0,7—4,0	2,6	0,67	31,4	9	30—120	55
Массив Тологойт (западный), биотитовые граниты главной фазы	13	1,4—5,0	3,2	1,02	31,81	9	40—100	70
Лейкократовые граниты дополнительной фазы	5	0,9—4,6	2,8	0,17	11,5	5	30—60	50
Массив Боро								
Лейкократовые граниты главной фазы	8	1,8—5,0	2,9	0,97	32,05	8	20—300	103
Мелкозернистые граниты дополнительной фазы	6	0,9—5,0	2,6			6	30—100	52
Массив Хара-Ямату								
Лейкократовые граниты главной фазы	4	1,7—3,6	2,7	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Среднее по гранитам главной фазы	36		2,7			27		86
Среднее по гранитам дополнительной фазы	17		2,5			20		53
<i>Гранодиориты и амфибол-биотитовые граниты главной фазы</i>								
Массив Нарин-Тологой, гранодиориты	6	1,8—5,0	3,0	0,59	25,57	6	25—300	78
Лейкократовые граниты дополнительной фазы	4	3,4—9,8	5,5			5	40—400	155
Массив Тологойт (восточный), роговообманково-биотитовые граниты	24	0,6—5,7	3,0	1,14	33,60	9	40—100	70
<i>Граниты III фазы</i>								
Массив Бухулейн (южная часть)								
Двуслюдяные турмалиносодержащие граниты	7	3,0—11,0	5,7	9,07	52,63	7	60—800	321
Дайки гранит-порфиров								
Березитизированные гранит-порфиры массивов	15	1,8—200	100	—	—	15	100—3000	200
Бухулейн (южный), Нарин-Тологой, Тологойт (восточный)								
Березитизированные граниты разных фаз массивов Бухулейн, Боро, Тологойт (восточный), Нарин-Тологой	30	3,4—2300	100	—	—	30	200—8000	200

n — число проб, R — интервал содержаний, $\bar{x}$ — среднее арифметическое, s^2 — дисперсия содержаний, v — коэффициент вариации (в %).

Связь между содержаниями золота и фемических петрогенных элементов, а также малых элементов сидерофильной группы выявляется только при сравнении составов неизменных габброидов и их гранитизированных ксенолитов. В этом случае потери названных компонентов сопоставимы. Наиболее часто преобразования пород, приводящие к выносу золота, не оказывают влияния на распределение железа и его спутников. Очевидно, золото легче, чем другие элементы с одинаковой конфигурацией внешних электронных оболочек, выносятся из габброидов. Это обусловлено, по-видимому, его нахождением в самородном состоянии.

Практически все гранитоиды района независимо от рудной нагрузки характеризуются одинаковым (2,5—2,7 мг/т) содержанием золота и относительно равномерным его распределением. Исключение составляют гранитоиды заключительной фазы контрастной ассоциации и породы ранних фаз Бага-Хэнтэйского плутона.

Становление гранитов заключительной фазы происходило в условиях высокой активности воды и других летучих. Именно этим можно объяснить интенсивное развитие связанных с ними процессов высокотемпературного гидротермального метасоматоза. Естественно поэтому связывать повышенные концентрации золота в олигоклаз-мусковитовых гранитах, дайках гранит-порфиров и апогранитных березитоподобных образованиях с явлениями эманационного концентрирования (Таусон, 1970).

Как было показано Л. В. Таусоном, эффект эманационного концентрирования микроэлемента зависит от его способности к кристаллохимическому рассеянию. Изучение распределения золота в минералах гранитоидов (табл. 3) указывает на отсутствие постоянного минерала-концентратора золота. На долю лейкократовых минералов приходится от 80 до 95% рассеянного золота, и эта величина зависит только от их количества в породе. Подобную индифферентность не обнаруживает ни один из прочих изучавшихся микроэлементов, в том числе и сидерофильных.

Распределение золота в породах Бага-Хэнтэйского мезоабиссального плутона имеет свои особенности. Гранодиоритовые породы центральной части плутона несут максимально высокие для неизменных гранитоидов региона содержания Au (в среднем 3,8—4,0 мг/т). В некоторых пробах обнаружено акцессорное золото в количествах до 1 г/г (в пересчете на исходный вес пробы). Породы южной части массива содержат золото на уровне его средних концентраций для гранитов мезозоя (2,6 мг/т).

Обогащение золотом гранитоидов, включающих ксенолиты основных пород, и фоновое его содержание в гранитах, не ассоциирующихся с габброидами, очевидно, не случайно. Как и в случае с гранитоидами контрастной ассоциации, можно с уверенностью говорить о том, что взаимодействие гранитоидов с базитовым веществом приводит к обогащению золотом магматической системы. Однако реализация потенциальных возможностей осуществляется не всегда. Рассмотренный пример наглядно показывает, что возможность выноса избыточного золота из магматической камеры определяется в первую очередь глубиной кристаллизации гранитного расплава, поскольку увеличение литостатического давления резко ограничивает масштабы миграции летучих компонентов. Вероятно, в мезоабиссальных условиях возможна разгрузка флюидов непосредственно в магматической камере.

В мезозойских гранитоидах одновременно с золотом изучалось распределение серебра. В магматическом процессе поведение этих элементов характеризуется противоположными тенденциями, при этом серебро обнаруживает свойства гранитофильного элемента. На послемагматической стадии их поведение сходное. Все гранитоиды полифаз-

Таблица 3
Содержание золота в минералах раннемезозойских гранитов

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание Au в минерале, мг/т	Количество Au на минерал, мг/т	% Au на минерал	Общее содержание Au в породе
Контрастные ассоциации					
Биотитовый гранит, Бухулейнский массив (проба Кх-123)					
Кварц	34				4,1
Плагноклаз	22,2	4,4	2,47	60	
КПШ	39	3,2	1,24	30,3	
Биотит	4,6	5,4	0,25	6,1	
С у м м а			3,96	96,4	
Биотитовый гранит, тот же массив (проба Кх-1616)					
Кварц	33,2				2,4
Плагноклаз	25,2	2,3	1,46	61	
КПШ	34,3	1,9	0,65	27	
Биотит	6,8	3,3	0,22	9	
С у м м а			2,33	97	
Биотитовый гранит, массив Толгойт (проба Кх-1523)					
Кварц	39,1				4,10
Плагноклаз	27,1	3,6	2,38	58	
КПШ	27,9	4,3	1,19	29	
Биотит	5,8	3,7	0,21	5,1	
С у м м а			3,78	92,1	
Амфибол-биотитовый гранит, массив Толгойт (проба Кх-134)					
Кварц	25,6				4,0
Плагноклаз	35,5	5,4	3,29	67	
КПШ	20,5	4,6	0,94	19	
Роговая обманка	9,2				
Биотит	9,0	5,4	0,98	20	
С у м м а			5,21	107	
Мусковит-олигоклазовый гранит заключительной фазы, массив Бухулейн (проба Кх-191)					
Кварц	36,0				4,2
Плагноклаз	35,6	4,3	3,06	72,5	
КПШ	20,0	3,9	0,78	18,6	
Мусковит	6,7	4,2	0,28	6,6	
С у м м а			4,12	97,7	
Гипабиссальные массивы простого строения					
Биотитовый гранит, массив Салбырта (проба Кх-1180)					
Кварц	32,0				3,2
Плагноклаз	37,2	3,8	2,54	77	
КПШ	25,6	2,9	0,74	22,5	
Биотит	4,9	4,1	0,20	6	
БС у м м а			3,48	105,5	
Биотитовый гранит, массив Ихэ-Мандал (проба Кх-1519)					
Кварц	30,8				2,8
Плагноклаз	36,9	2,2	1,49	53	
КПШ	26,4	3,1	0,82	29	
Биотит	5,5	4,0	0,22	8	
С у м м а			2,53	90	

ных интрузий отличаются повышенными концентрациями серебра, и величина $Ag: Au$ отношения в разбираемом случае может служить индикатором принадлежности гранитоидов к золотоносной контрастной ассоциации.

Таким образом, главным фактором потенциальной золотоносности раннемезозойской контрастной ассоциации является относительная обогащенность золотом производных базальтоидной магмы. Рудная продуктивность гранитоидов обеспечивается благодаря процессам взаимодействия производных обеих магм на разных уровнях и характером эволюции гранитных расплавов, ассимилировавших габброидное вещество. Свойства золота как благородного металла препятствуют его рассеянию при кристаллизации гранитоидных магм и удерживают в остаточных расплавах.

Проведенные работы позволяют выдвинуть тезис о том, что золотоносность структур с развитой континентальной корой связана, в основном, с проявлением контрастных магматических ассоциаций как интрузивных, так и эффузивных. Кроме Северо-Западного Хэнтэя к подобному типу структур относятся золотоносные территории Хангая, а также Северо-Хэнтэйского и Южно-Керуленского поднятий. Весьма перспективны на золотое оруденение вулканические пояса с проявлением смешанного (контрастного по составу) магматизма. В этом отношении представляет интерес периферия внешней зоны раннемезозойского ареала магматизма, где известны прямые признаки проявления золото-серебряной формации.

Другим типом структур, перспективным на обнаружение золотого оруденения, являются эвгеосинклинальные зоны каледонского и герцинского циклов с наложенным гранитоидным магматизмом.

ЛИТЕРАТУРА

- Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение базальтовых магм. Л., «Недра», 1970.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Наука», 1965.
- Моисеев В. Г. Геохимические основы металлогении золота.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. «Наука», 1973.
- Радкевич Е. А., Моисеев В. Г. Общие вопросы генезиса месторождений и проблемы заимствования золота из вмещающих пород.— В кн.: Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. «Наука», 1966.
- Таусон Л. В. Проблема потенциальной рудоносности гранитоидов.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Иркутск, 1970.
- Таусон Л. В. О геохимических типах гранитоидов.— В кн.: Ежегодник 1972 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1973.
- Цыпуков Ю. П. Новые данные о геологическом строении Иуругольского золотоносного района.— В кн.: Материалы научной конференции, посвященной XXX-летию геологической службы МНР. Улан-Батор, 1970.
- Цыпуков Ю. П., Ломбо Д. О золотоносности минерализованных зон в Северо-Западном Хэнтее (МНР).— В кн.: Ежегодник 1972 (АН СССР, Сиб. отд. Ин-т геохимии). Иркутск, 1973.
- Шер С. Д. Металлогения золота. «Недра», 1972.
- Шербаков Ю. Г. Золоторудные провинции и формации.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. «Наука», 1966.
- Шербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. «Наука», 1967.
- Шербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, «Наука», 1974.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
<i>Н. С. Зайцев, Б. Лувсанданзан.</i> Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии	7
<i>В. А. Благоданов, Н. С. Зайцев, Б. Лхасурен, И. П. Палей, И. Б. Филиппова.</i> Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры	18
<i>Л. П. Зоненштейн.</i> Офиолиты Монголии	26
<i>В. И. Тихонов.</i> Разломы Монголии	34
<i>Д. Доржнамжаа, З. А. Журавлева.</i> Микрофитоциты верхнего докембрия Монголии, их распространение и стратиграфическое значение	41
<i>Ч. Минжин, Х. С. Розман, Д. Т. Цай.</i> Новые данные по стратиграфии ордовика южной части Монгольского Алтая	44
<i>Н. Г. Маркова, Т. Т. Шаркова.</i> Силур и девон Монголии	52
<i>Д. Оролмаа.</i> Новые данные по стратиграфии вулканогенных ассоциаций северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба (междуречье Иро и Орхона)	61
<i>А. Я. Салтыковский.</i> Палеовулканология позднего палеозоя — мезозоя Северной Монголии и Западного Забайкалья	70
<i>М. С. Нагибина, В. Ф. Шувалов, Г. Г. Мартинсон.</i> Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии	76
<i>Д. И. Фрих-Хар, В. В. Ярмолюк.</i> Контрастные вулканогенные ассоциации Монголии и проблемы их генезиса	92
<i>А. Т. Матреницкий.</i> Новые данные о пермских вулканоплутонических ассоциациях Орхон-Селенгинского прогиба Монголии	101
<i>Яшина Р. М.</i> Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение	104
<i>С. П. Гаврилова.</i> Латеральная изменчивость гранитоидного магматизма в палеозоюдах Монголии	118
<i>В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, В. С. Антипин, П. В. Коваль, Ю. П. Цыпуков.</i> Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность	133
<i>В. В. Кебезинский, А. С. Павленко, Л. В. Филиппов.</i> Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения	144
<i>Л. В. Агафонов, Г. В. Пинус, Ф. П. Леснов, Ю. Г. Лаврентьев, Л. В. Усова.</i> Ксенолиты пироповых дерцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая	156
<i>А. В. Ильин, Р. И. Волков.</i> Сравнительная характеристика Хубсугульского и других фосфоритовых бассейнов	167
<i>Н. С. Зайцев, А. В. Ильин, Г. И. Ратникова.</i> О фациальных изменениях фосфоритовых отложений Хубсугульского бассейна	180
<i>В. И. Коваленко, Н. В. Владыкин, А. В. Горегляд.</i> Восточная Монголия — новая провинция редкометальной минерализации	189
<i>Г. Ф. Иванова, П. В. Коваль.</i> Вольфрамовое оруденение Монголии	206
<i>Ю. П. Цыпуков, Д. Ломбо.</i> Геохимия золота в связи с проблемой золотоносности Северо-Западного Хэнтья	216

ГАРЧИГ

Өмнөх ут	5
Н. С. Зайцев, Б. Лувсанданзан. Монгол орны геологийн зүй тогтцын үндсэн асуудлууд	7
В. А. Благонравов, Н. С. Зайцев, Б. Лхасүрэн, Н. П. Палей, И. Б. Филиппова. Умарт Монголын прокембрийн цогцолборууд бол эх газрын царцдас бүрэлдэх эхний үе шатны үүслүүд мөн	18
Л. П. Зоненшайн. Монгол орны офиолит эвслүүд	26
В. И. Тихонов. Монгол орны хагарлууд	34
Д. Дорожнамжаа, Э. А. Журавлева. Монгол орны дээд прокембрийн микрофитоли-тууд, тэдгээрийн тархалт ба стратиграфийн ач холбогдол	41
Ч. Минжин, Х. С. Розман, Д. Т. Цай. Монгол Алтайн өмнөт хэсгийн ордовикийн стратиграфийн холбогдолтой шинэ мэдээ	44
Н. Г. Маркова, Т. Т. Шаркова. Монгол орны силур ба девон	52
Д. Оролмаа. Орхон-Сэлэнгийн хотгорын зүүн хойт хэсэг (Ерөө, Орхон голуудын билчэр)-т тархсан вулканоген хурдсын стратиграфийн холбогдолтой шинэ мэдээ	61
А. Я. Салтыковский. Өвөр Байгалын өрнөт хэсэг ба Умарт Монголын хожуу палеозой — мезозойн палеовулканологн	70
М. С. Нагибина, В. Ф. Шувалов, Г. Г. Мартинсон. Монгол орны мезозойн стрүк-түрийн хөгжлийн түүх ба стратиграфийн үндсэн шинж	76
Д. И. Фрих-Хар, В. В. Яморлюк. Монгол орны эрс тэс өөр бүүрэлдэхүүнтэй вулка-ноген эвслүүд, тэдгээрийн гарал үүслийн зарим асуудал	92
А. Т. Матреницкий. Монголын Орхон-Сэлэнгийн хотгорт тархсан пермийн вулкан-плүтоны эвшлийн тухай шинэ мэдээ	101
Р. М. Яшина. Умарт Монголын шүлтлэг формацийн онцлог шинжүүд ба метал-логенийн ач холбогдол	104
С. П. Гаврилова. Монгол орны палеозойн ариат бүсэн дэх боржингийн магматиз-мын талбавн өөрчлөлт	118
В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, В. С. Антипин, П. В. Коваль, Ю. П. Цыпуков. Монгол орны мезозойн интрузиуд. Орон зайн тархалт, геохими ба хүдэржилт	133
В. В. Кепежинскас, А. С. Павленко, Л. В. Филиппов. Монгол орны кайнозойн хүр-мэн эвслүүд, тэдгээртэй холбоотой гүнний шигдэц	144
Л. В. Агафонов, Г. В. Пинус, Ф. П. Леснов, Ю. Г. Лаврентьев, Л. В. Усова. Төв Хангай кайнозойн хүрмэн дотрох пиропт лерцолитын ксенолитууд	156
А. В. Ильин, Р. И. Волков. Хөвсгөлийн ба бусад фосфоритын сав газруудын харь-цуулсан тодорхойлолт	167
Н. С. Зайцев, А. В. Ильин, Г. И. Ратникова. Хөвсгөлийн сав газрын фосфоритот хурдсын фаацын хувиралтын тухай	180
В. И. Коваленко, Н. В. Владыкин, А. В. Горегляд. Дорнот Монгол — ховор метал-лын эрдэсжилтийн шинэ муж	189
Г. Ф. Иванова, П. В. Коваль. Монгол орны гянтан хүдэржилт	206
Ю. П. Цыпуков, Д. Ломбо. Алтны геохими ба Баруун хойт Хэнтийн алтжилтын зарим асуудал	216

CONTENTS

Foreword	5
<i>N. S. Zaitsev, B. Luvsandanzan.</i> The main problems of the geological structure and tectonics of Mongolia	7
<i>V. A. Blagonravov, N. S. Zaitsev, B. Lkhasuren, I. P. Palei, I. B. Filippova.</i> Precambrian complexes of North Mongolia — early stages of formation of the continental Earth crust	18
<i>L. P. Zonenshain.</i> Ophiolites of Mongolia	28
<i>V. I. Tikhonov.</i> Faults of Mongolia	37
<i>D. Dorzhnamzhaa, Z. A. Zhuravleva.</i> Upper Precambrian microphitolites of Mongolia, their distribution and stratigraphic importance	41
<i>Ch. Minzhin, Kh. S. Rozman, D. T. Tsai.</i> New data of Ordovician stratigraphy of the southern part of Mongolian Altai	44
<i>N. G. Markova, T. T. Sharkova.</i> Silurian and Devonian of Mongolia	52
<i>D. Orolmaa.</i> New data on stratigraphy of volcanogenic associations of the north-eastern part of the Orkhon-Selenga depression (the Iro and Orkhona interfluve)	61
<i>A. Ya. Saltykovsky.</i> Paleovolcanology of late Paleozoic-Mesozoic of North Mongolia and West Transbaikalian	70
<i>M. S. Nagibina, V. F. Shuvalov, G. G. Martinson.</i> The main features of stratigraphy and history of developments of Mongolian Mesozoic structures	76
<i>D. I. Frikkh-Khar, V. V. Yarmolyuk.</i> Contrasting volcanogenic associations of Mongolia and problems of their genesis	92
<i>A. T. Matrenitsky.</i> New data on Permian volcano-plutonic associations of the Orkhon-Selenga depression of Mongolia	101
<i>Yashina R. M.</i> Characteristic features of alkaline formations of North Mongolia and their metallogenic importance	104
<i>S. P. Gavrilova.</i> Lateral changeability of granitoid magmatism in paleozooids of Mongolia	118
<i>V. I. Kovalenko, M. I. Kuzmin, V. S. Antipin, P. V. Koval, Yu. P. Tsypukov.</i> Mesozoic intrusions of Mongolia. Space distribution, geochemistry and ore content	133
<i>V. V. Kepezhinskas, A. S. Pavlenko, L. V. Filippov.</i> Cenozoic basaltoid associations of Mongolia and related deep inclusions	144
<i>L. V. Agafonov, G. V. Pinus, F. P. Lesnov, Yu. G. Lavrentiev, L. V. Usova.</i> Xenolith of pyropic lherzolites in Cenozoic basalts of Central Changai	156
<i>A. V. Iljin, R. I. Volkov.</i> Comparative characteristics of the Khubsugul and other phosphorite-bearing basins	167
<i>N. S. Zaitsev, A. V. Iljin, G. I. Ratnikova.</i> On facies changes of phosphorite-bearing deposits of the Khubsugul basin	180
<i>V. I. Kovalenko, N. V. Vladykin, A. V. Goreglyad.</i> East Mongolia — a new province of rare-metal mineralization	189
<i>G. F. Ivanova, P. V. Koval.</i> Tungsten mineralization of Mongolia	206
<i>Yu. P. Tsypukov, D. Lombo.</i> Geochemistry of gold in relation to the problem of gold content of the North-West Khentei	216

Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии. Зайцев Н. С., Лу-санданзан Б.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

На основе современных данных рассматриваются общие черты геологического строения и структуры Монголии; выделяются главные структурные элементы — раннекаледонский блок Северной Монголии, каледонский блок Западной Монголии и герцинский блок Южной Монголии; показано их взаимоотношение друг с другом, развитие в них гранитоидного магматизма и время становления гранитно-метаморфического слоя; приводятся соображения о составе и строении глубинных частей коры и верхней мантии. Илл. 2. Библ. 29 назв.

УДК 551.72(517.3—17)

Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. Благонравов В. А., Зайцев Н. С., Лхасурен Б., Палей И. П., Филиппова И. Б.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Континентальная земная кора формировалась в пределах Северной Монголии очень длительно, вплоть до конца палеозоя, однако большая часть гранитно-метаморфического слоя была создана к верхнему рифею. Длительное конструктивное развитие ее в раннем — среднем протерозое и в венде прерывалось сравнительно кратковременными этапами деструкции ранее созданного гранитно-метаморфического слоя. Сравнительно быстрое, от венды до девона, развитие континентальной коры в новообразовании линейной геосинклинальной системе Озерной зоны по времени своего окончания совпадает с окончанием ее формирования в мозаично-глыбовой области Северной Монголии. В процессе создания континентальной коры большую роль играют процессы тектонического сжатия, приводящие к увеличению мощности сиалического слоя, развитию процессов гранитообразования и общей стабилизации коры. Илл. 3. Библ. 11 назв.

УДК 552.321.7(517.3)

Офиолиты Монголии. Зоненшайн Л. П.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Дается обзор имеющихся сведений по офиолитам Монголии. Более подробно характеризуются хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и дзюленский офиолитовый комплекс Южной Монголии. Делается вывод о существовании на территории Монголии по крайней мере двух типов офиолитовых комплексов. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 8 назв.

УДК 551.243.8(517.3)

Разломы Монголии. Тихонов В. И.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

В пределах территории МНР выделяются четыре пространственные системы разрывных нарушений, обусловленные единой динамикой: северо-восточная и северо-западная, субширотная и субмеридиональная. Нарушения каждой системы обладают определенной морфологией и направлением движений. Для северо-восточной характерны левосторонние сдвиги, для северо-западной — правосторонние; субмеридиональной системе свойственны раздвиги, а субширотной — надрывы и покровы. Установлено, что для Восточной Монголии суммарная амплитуда сдвигов достигает 450 км и превышает 500 км с учетом структур смежных территорий. Для Западной — амплитуда горизонтального перемещения дает сопоставимые цифры. Эти два направления движения глыб земной коры сталкиваются в меридиональной зоне предполагаемого продолжения Таймыро-Байкальского разлома и приводят к образованию глыбовой структуры сжатия. Сталкиваясь между собой под углом $\sim 90^\circ$ в области каледонид Монголии, эти направления трансформируются в южное на границе с герциндами. Двигаясь в южном направлении, глыбы каледонских структур создают широтную зону сжатия Гобийского Алтая типа чешуйчатого наложения. Общая амплитуда горизонтального перемещения на юг, частично израсходованная на образование зоны сжатия и интенсивную складчатость герцинских структур, составляет примерно 370 км. Илл. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.72 : 56.016.1(517.3)

Микрофитолиты верхнего докембрия Монголии, их распространение и стратиграфическое значение. Доржнамжаа Д., Журавлева З. А.— В кн.: «Основные проблемы геологии Монголии», «Наука», 1977 г.

Изучение микрофитолитов из опорных разрезов верхнего докембрия Монголии, расположенных в различных структурно-фашиальных зонах, позволяет выделить четыре, сравнительно хорошо различающихся между собой, широко распространенные комплекса. Из них наиболее богатыми микрофитолитами являются комплексы, отвечающие среднему рифею и вендомю, а на уровнях нижнего и верхнего рифея встречены редкие формы. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 15 назв.

УДК 551.733.1(517.3).

Новые данные по стратиграфии ордовика южной части Монгольского Алтая. Минжин Ч., Розман Х. С., Цай Д. Т.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Рассматриваются фаунистические комплексы опорных ордовикских разрезов, в которых выявлены три последовательных цикла осадконакопления. В непрерывном позднеарениг-лландейловском цикле терригенных осадков выделяется арениг-лланвийская толща, охарактеризованная четырьмя граптолитовыми комплексами, и лландейловская пачка с трилобитово-брахиоподовым комплексом. После длительного перерыва, охватывавшего низы карадокса (зоны *Nemaggraptus gracilis* — *Diplograptus multidentis*), шло отложение терригенных осадков второго цикла, которому отвечает брахиоподово-трилобитовый комплекс середины карадока (зоны *Dicranograptus clingani*).

Третий — позднекарадок-ашигийский цикл — представлен вулканогенно-осадочной пачкой, несогласно перекрытой терригенно-карбонатной с среднеашигийскими кораллами. Илл. 3. Библ. 8 назв.

Силур и девон Монголии. Маркова Н. Г., Шаркова Т. Т.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Дан краткий общий обзор характера образований силура и девона для различных тектонических зон Монголии. Подробно описаны опорные фаунистически обоснованные разрезы Южной Монголии, интересные совместным развитием силурийских и девонских отложений. Особо выделена переходная пачка, содержащая смешанный комплекс фауны в интервале лудлов — основание жединского века, что позволяет в ряде конкретных разрезов осветить границу между этими системами. Охарактеризованы ниже-среднедевонские образования, содержащие разнообразный комплекс фауны. Они сложены типичной терригенно-карбонатной серией с горизонтами гравелитов и конгломератов, появляющихся на уровне эмс — эйфеля, местами живета. Эти грубообломочные породы фиксируют мощную трансгрессию, шедшую с востока на запад. В результате авторами разработана местная стратиграфическая схема для силура и девона Южной Монголии с обоснованным выделением свит и слоев и проводится сопоставление их с синхронными образованиями некоторых районов СССР. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 32 назв.

УДК 552.313 : 551.7(517.3—17)

Новые данные по стратиграфии вулканогенных ассоциаций северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба (междуречье Иро и Орхона). Орлова Д.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Излагается новый материал по стратиграфии и вещественному составу вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ в пределах северо-восточной оконечности Орхон-Селенгинского прогиба. Впервые для этого района дана детальная петрологическая характеристика вулканитов и проведено сопоставление их с одновозрастными образованиями центральной части Орхон-Селенгинского прогиба и Юго-Западного Забайкалья. Табл. 2. Илл. 2. Библ. 5 назв.

УДК 551.217+552.313(517.3—17+571.54)

Палеовулканология позднего палеозоя — мезозоя Северной Монголии и Западного Забайкалья. Салтыковский А. Я.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Рассматриваются особенности позднепалеозойского — мезозойского вулканизма в пределах Северной Монголии и Западного Забайкалья (Селенгинно-Витимский вулканогенный пояс). Выделено три стадии его формирования, отличающиеся друг от друга масштабами вулканизма, составом вулканических продуктов, степенью их изменения, типом дислокаций и т. д.: 1) позднепалеозойский (ранняя и поздняя пермь, возможно, ранний — средний триас), 2) раннемезозойский ($T_3 - J_1$) и 3) позднемезозойский ($J_2 - K_1$). Библ. 21 назв.

УДК 551.76+551.24(517.3)

Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии. Нагинбина М. С., Шувалова В. Ф., Мартинсон Г. Г.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

На основании новых материалов авторами впервые дается детальное (до ярусов) стратиграфическое расчленение мезозойских отложений территории Монголии с увязкой всех зональных схем, разработанных ранее для отдельных регионов. Рассматриваются вопросы формирования состава мезозойских осадочных и вулканогенных комплексов, условия залегания и соотношения с интрузивными образованиями. На основании соотношения мезозойских и палеозойских структур отмечается, что отложения раннего триаса в структурном и формационном отношении тесно связаны с развитием верхнепалеозойских орогенных структур. В развитии структур мезозойской ревивации и активизации выделяются два крупных этапа: ранний (верхний триас и нижняя — средняя юра) и поздний (верхняя юра — нижний мел). В пределах каждого этапа выявлены два подэтапа или стадии развития структур, различающиеся между собой по составу осадочных и вулканогенных образований и в структурном отношении. Мезозойская геологическая история в верхнем мелу завершается развитием крупных платформенных структур общего широтного простирания. Табл. 1. Илл. 3. Библ. 31 назв.

УДК 552.313(517.3)

Контрастные вулканогенные ассоциации Монголии и проблемы их генезиса. Фрих Хар Д. И., Ярмолук В. В.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

В строении верхнепалеозойской (Южная Монголия) и позднемезозойской (Восточная Монголия) вулканогенных ассоциаций породы основного ряда — базальты, андезиты — преобладают в нижних горизонтах вулканогенных толщ. Вверх по разрезу они резко или постепенно сменяются кислыми образованиями — покровами, экструзиями липаритов, трахилипаритов, которым отвечают многочисленные и разнообразные субвулканические и гипабиссальные интрузии. Развитие ассоциаций завершается покровами основных пород или их дайками. Для разнотипных образований устанавливаются признаки кристаллизации расплавов на месте их окончательного становления, отмечаются многочисленные свидетельства расслоения расплавов. Это позволяет предполагать ведущую роль ликвидационных процессов в механизме глубинной контрастной магматической дифференциации. Илл. 6. Библ. 4 назв.

УДК 551.736 : 552.3(517.3—17)

Новые данные о пермских вулканоплутонических ассоциациях Орхон-Селенгинского прогиба Монголии. Матреницкий А. Т.— В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

В результате изучения магматических образований Орхон-Селенгинского прогиба получены новые данные о соотношении эффузивного и интрузивного магматизма. Выделены две вулканоплутонические ассоциации пермского возраста: 1) липарит-трахипарит-комендит — сиенит-порфир — щелочной гранит; 2) базальтгаббро-диабазовая. Библ. 6 назв.

Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение. Яшина Р. М.—В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Рассмотрена щелочная провинция Северной Монголии и обосновано выделение трех разновозрастных и разнотипных формаций: щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойзитов и сиенитов (D₁), сиенит — нефелин-сиенитовой (C₁₋₂) и формации щелочных гранитов и сиенитов (P₂). Особое внимание уделено характерным особенностям и признакам этих формаций, которые могут служить объективными критериями для их сопоставления и типизации. Показана гетерогенность щелочных формаций, их металлогеническое значение и потенциальная рудоносность. В результате сравнительного исследования разновозрастных щелочных формаций сопредельных регионов Восточного Саяна, Восточной Тувы, нагорья Сангилен и Северной Монголии и выявления их характерных признаков устанавливаются общие особенности щелочного магматизма, а также важное геологическое значение щелочных формаций как индикаторов тектонического режима и орогенно-активизационных процессов в пределах древних складчато-глыбовых областей. Табл. 2. Илл. 1. Библ. 31 назв.

УДК 551.321.1 : 551.73(517.3)

Латеральная изменчивость гранитоидного магматизма в палеозоидах Монголии. Гаврилов С. П.—В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Латеральная изменчивость гранитоидных формаций, образованных на разных этапах геологической истории палеозой, выражена снижением основности и глиноземистости пород и повышением их щелочности от мобильных зон к более стабильным и от мафических структур к сиалическим. Наиболее полный ряд формаций от габброидных до гранитоидных повышает щелочности своеволе эпохам, для которых характерно сосуществование эвгесинклинального и наложенного орогенного режимов развития. Такой ряд в целом соответствует возрастному ряду формаций в отдельных тектонических структурах. Намечаются черты эволюции гранитоидного магматизма палеозой, а также черты металлогенической специализации отдельных эпох, присущие как эффузивному, так и интрузивному магматизму. Илл. 4. Библ. 15 назв.

УДК 551.22 : 551.76(517.3)

Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П.—В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Рассматривается мезозойский магматизм и металлогения Монголии в рамках двух временных интервалов (триас-нижняя юра; верхняя юра). Анализ проводился на основе разделения гранитоидов по вещественному составу (геохимические типы гранитов) и фациям глубинности. Показано зональное распределение в пределах ареалов магматических пород и также зональное распределение известных проявлений полезных ископаемых. Приводятся данные по редкометалльным проявлениям Монголии, а также обсуждаются возможности открытия в Монголии новых типов редкометалльного оруденения. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 17 назв.

УДК 552.323.5 : 551.77(517.3)

Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения. Кепежинская В. В., Павленко А. С., Филиппов Л. В.—В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

На основе многолетнего петролого-геохимического исследования кайнозойских щелочных базальтов Монголии и ксеногенных включений в них выделяется два типа щелочных базальтоидов — калиевый и натровый — со своим специфическим набором глубинных ксенолитов, что позволило наметить схему строения верхней мантии и нижних частей коры в Центральном Хангае и юго-восточном районе Монголии — Дариганге. Приводятся и обсуждаются геохимические особенности глубинных ксенолитов различного типа и родственных базальтам — мегакристовых образований. Делается вывод о более глубоком уровне зарождения базальтоидов калиевого типа и их регрессивном характере. Табл. 3. Илл. 5. Библ. 22 назв.

УДК 551.224 : 549.621.98(517.3)

Ксенолиты пироповых лерцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая. Агафонов Л. В., Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В.—В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

В одном из вулканических аппаратов, выполненных щелочными базальтоидами, встречаются многочисленные ксенолиты глубинных пород и коровых образований. Детально исследовались пироповые лерцолиты, парагенезис которых представлен: оливин+ромбический пироксен+моноклиновый пироксен+пироп+шпинель+флогопит+муассанит. На основании данных о составе минералов, полученных с помощью микроскопа MS-46, и результатов экспериментов определены термодинамические условия равновесия шпинелевых и пироповых лерцолитов, которые отвечают субфации гранатизированных перидотитов графит-пироповой фации метаморфизма. Результаты исследования позволили представить гипотетический разрез коры и верхней мантии этого района. В этом разрезе кора до 48 км сложена докайнозойскими терригенно-вулканогенными и метаморфическими образованиями, вмещающими тела габброидов и гранитоидов. Ниже, до 66 км располагаются шпинелевые лерцолиты, которые подстилаются пироповыми лерцолитами. Табл. 7. Илл. 3. Библ. 18 назв.

УДК 553.64(517.3+7+574+94)

Сравнительная характеристика Хубсугульского и других фосфоритноносных бассейнов. Ильин А. В., Волков Р. И.—В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Анализируется палеотектоническая позиция древних фосфоритноносных бассейнов — Хубсугульского в Монголии, Джорджина в Австралии, Скалистых гор в США и Каратауского в Казахстане. Делается вывод о том, что все они располагаются по краям древних континентов в пределах шельфовых морей. В соседних океанах в период фосфатонакопления проис-

ходило становление океанической коры. Допускается, что фосфориты накапливались по схеме А. В. Казакова, причем источником фосфора для холодных глубинных океанических вод могли быть щелочные оливиновые базальты (до 1,5% P_2O_5), генерирующиеся в определенных условиях в процессе становления океанической коры. Фосфор поступал в воду из этих пород в результате обменных химических реакций в системе морская вода — породы ложа океана. Илл. 5. Библ. 28 назв.

УДК 553.64(517.3—17)

О фациальных изменениях фосфоритоносных отложений Хубсугульского бассейна. Зацев Н. С., Ильин А. В., Ратникова Г. И. — В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Рассматриваются продольные (по простиранию) и поперечные или латеральные (вкrest простирания) фациальные изменения фоссерии Хубсугульского бассейна. Те и другие оказываются весьма существенными. Первые проявлены в уменьшении продуктивности фоссерии от района Хубсугульского месторождения как в северном (к Сибирской платформе), так и в южном (в глубь Центрально-Азиатского складчатого пояса) направлениях. Вторые выражены прежде всего в небольшой (~20 км) латеральной протяженности фоссерии, замещающейся в глубь палеобассейна известняками, а его береговой части — терригенно-карбонатными породами. Рассматриваются связи фосфоронакопления с рудами триады элементов (Fe, Mn, Al). Илл. 5. Библ. 2 назв.

УДК 553.493(517.3)

Восточная Монголия — новая провинция редкометальной минерализации. Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В. — В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Восточная часть Монгольской Народной Республики является новой редкометальной провинцией с широким набором генетических типов разнообразной редкометальной минерализации (РМ). В связи с мезозойскими гранитоидами МНР выделены следующие генетические группы РМ: редкометальные вулканические и субвулканические породы (цезийсодержащие стекла, танталоносные литий-фтористые онгониты, редкометальные пантеллериты); гипабиссальные редкометальные гранитоиды (литий-фтористые танталоносные и апатитовые редкоземельно-циркониево-ниобиевые); приповерхностные карбонатитовые комплексы с TR, P, Sg; редкометальные перматиты. Проявления РМ преимущественно сосредоточены в раннемезозойских Хэнтэйском, Нукутдабано-Халхинголском рудных поясах и в Южно-Гобийском поясе щелочных пород. К позднемезозойским отнесены проявления РМ в некоторых онгонитах, кислых стеклах, альбит-мусковитовых с турмалином гранитах, перматитах, приповерхностных карбонатитах. Важной особенностью РМ МНР является комплексность, которая проявляется как в региональном плане, так и в пределах месторождений. Табл. 3. Илл. 2. Библ. 20 назв.

УДК 553.463 : 550.5(517.3)

Вольфрамовое оруденение Монголии. Иванова Г. Ф., Коваль П. В. — В кн. «Основные проблемы геологии Монголии», «Наука», 1977 г.

Приводится характеристика наиболее важного для МНР вольфрамового оруденения кварц-грейзеновой формации, ассоциирующего с гранитоидами мезозойского возраста. Рассмотрены основные закономерности размещения вольфрамового оруденения в связи с общей тектономагматической зональностью магматизма и его геохимической спецификой. На основе анализа геохимических данных и результатов изучения газожидких включений выделены два крайних типа вольфрамового оруденения. В первом из них минералообразование происходит из сравнительно слабо минерализованных послемагматических растворов, образующихся, по всей вероятности, при кристаллизации значительных объемов гранитов стандартного типа. Во втором — относительно высокоминерализованные постмагматические растворы отделяются из сравнительно небольших объемов остаточных расплавов (типа магм литий-фтористых гранитов), резко обогащенных летучими компонентами. Табл. 3. Библ. 15 назв.

УДК 553.411(517.3)

Геохимия золота в связи с проблемой золотоносности Северо-Западного Хэнтэя. Цыпурков Ю. П., Ломбо Д. — В кн. «Основные проблемы геологии Монголии». «Наука», 1977 г.

Золотое оруденение Северо-Западного Хэнтэя пространственно связано с заключительными этапами становления массивов раннемезозойской габброидно-гранитной ассоциации. Золотоносными являются кварцевые жилы, зоны прожилкового окварцевания, а также тела апогранитных и апосланцевых метасоматитов. Обсуждаются вопросы источника рудного вещества. Показано, что золото поставляется глубинной базальтоидной магмой. При взаимодействии гранитных расплавов с базитовым веществом происходит обогащение золотом гранитоидной системы, однако вследствие индифферентности этого элемента к кристаллохимическому рассеянию оно удерживается в остаточных расплавах. В мезоабиссальных условиях становления интрузий золото в самородном виде «консервируется» непосредственно в магматической камере, тогда как в гипабиссальных интрузиях потенциальная золотоносность реализуется в гидротермальную стадию. Табл. 3. Библ. 12 назв.

Опечатки к рис. 1 к книге «Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм» (Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 11. «Наука», 1975).

1. В подписях напечатано: индекс PZг (усл. зн. 10), следует читать PZ₂.

2. Крупные массивы, расположенные к северу и северо-востоку от Улан-Батора, отнесенные к знаку 20, следует отнести к условному знаку 19 (см. рис. 47) к гранит-гранодиоритовому типу.

**Основные проблемы
геологии Монголии**

Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, выпуск 22

*Утверждено к печати
Советско-Монгольской научно-исследовательской
геологической экспедицией*

Редактор *Е. М. Камшилина*
Редактор издательства *Р. Л. Цыбульская*
Художественный редактор *А. Н. Жданов*
Технический редактор *О. Г. Ульянова*
Корректор *Н. И. Кодыкова*

Сдано в набор 7/X-1976 г. Подписано к печати 16/III-1977 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага № 2 Усл. печ. л. 23,45
Уч.-изд. л. 23,7. Тираж 1100 экз. Т-03865. Тип. зак. 4389
Цена 2 р. 70 к.

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

2-я типография Издательства «Наука».
Москва, Г-9, Шубинский пер., 10



Издательство «Наука» готовит к печати книги

М. Н. КОРОБОВ

Биостратиграфия и миомерные трилобиты нижнего кембрия Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 26. 18 л. 3 р. 70 к.

Описаны разрезы нижнего кембрия Западной и Северо-Западной Монголии и проведена их корреляция. На основании изучения комплексов миомерных трилобитов впервые предложена биостратиграфическая схема расчленения нижнего кембрия Монголии и рассмотрено ее соотношение со схемами СССР (Саяно-Алтайская складчатая область и Сибирская платформа). Дано первое описание нижнекембрийских трилобитов Монголии.

Монография рассчитана на геологов и палеонтологов, занимающихся изучением отложений кембрийской системы.

Д. И. ФРИХ-ХАР, А. И. ЛУЧИЦКАЯ

Позднемезозойские вулканиты Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 24. 20 л. 3 р.

Впервые для Монголии обобщены оригинальные и литературные данные по геологии, петрологии и геохимии позднемезозойских вулканитов и связанных с ними гипабиссальных интрузивов. Рассмотрено геологическое строение полей развития вулканогенных и интрузивных образований, их петрография, петрохимия, геохимические особенности, формационная принадлежность. Предложена петрологическая модель дифференциации магмы при формировании ассоциации.

Книга рассчитана на геологов, вулканологов.

Э. Я. ЛЕВИН, С. Ф. ЩЕРБОВИЧ

Фузулиниды и стратиграфия ассельского яруса Дарваза. 20 л. 3 р.

Дана характеристика отложения ассельского яруса Дарваза, по фузулинидам выделены три его зоны, проведена корреляция с одновозрастными образованиями Волго-Уральской области. Обоснованы границы яруса. Описаны 75 видов ассельских и частично гжельских и сакмарских фузулинид, принадлежащих 12 родам. Выделен один новый род и 19 новых видов и подвигов.

Работа представляет интерес для специалистов, изучающих стратиграфию и фауну верхнего палеозоя.

Заказы просим направлять по адресу:

117464 Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12; магазин «Книга-почтой» «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

Адреса магазинов «Академкнига»:

103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 ул. Вавилова, 55/5;
192104 Ленинград, Д-120;
192104 Литейный проспект, 57;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6;
480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;

700029 Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73;
700100 ул. Шота Руставели, 43;
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
450075 Уфа, проспект Октября, 129;
450075 Коммунистическая ул., 49;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 41;
664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303;
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95.

