ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН
ШИНЖЛЭХ УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ХӨДӨЛМӨРИЙН
ГАВЪЯАНЫ УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ХҮДРИЙН ОРДЫН ГЕОЛОГИ, ПЕТРОГРАФИ,
МИНЕРАЛОГИ, ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ЫН
ШИНЖЛЭХ УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
INSTITUTE
OF GEOLOGY OF ORE DEPOSITS,
PETROGRAPHY, MINERALOGY
AND GEOCHEMISTRY

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL
INSTITUTE

МОНГОЛ ОРНЫ ГЕОЛОГИЙН ПРОЦЕССУУДЫН ХӨГЖИЛ БА МЕТАЛЛОГЕНИ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

БҮТЭЭЛ, ЦУВРАЛ 49

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

БНМАУ-ын академич *Б. Лувсанданзан*, академич *А.Л. Яншин*,
ВСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишуун *А.Л. Книппер, П.П. Тимофеев, А.Б. Дергунов, Р. Барболд, В.Г. Гербова*

Хариуцлагатай эрхлэгч
Н.С. Зайцев, В.И. Коваленко

МОСКВА
"НАУКА"
1990

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 49

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
академик АН МНР *Б. Лувсанданзан*, академик *А.Л. Яншин*,
члены-корреспонденты АН СССР *А.Л. Книппер, П.П. Тимофеев, А.Б. Дергунов, Р. Барсболд, В.Г. Гербова*

Ответственные редакторы
Н.С. Зайцев, В.И. Коваленко

МОСКВА
"НАУКА"
1990

УДК 551.2:553.3/4(517.3)

EVOLUTION OF GEOLOGICAL PROCESSES AND METALLOGENESIS OF MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 49

Editorial board:
academician of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*,
academician *A.L. Yanshin*,
corresponding-members of the USSR Academy of Sciences *A.L. Knipper, P.P. Timofeev, A.B. Dergunov, R. Barsbold, V.G. Gerbova*

Responsible editors
N.S. Zaitsev, V.I. Kovalenko

В книге освещены основные результаты научных и практических достижений Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР за 20-летний период ее деятельности. В ней рассматриваются многие аспекты геологических проблем: основные этапы истории развития и формирования структур, формационный анализ геологических и рудных формаций, стратиграфия, магматизм и эволюция геологических процессов. Особое внимание уделено металлогеническим особенностям территории Монголии, в частности обзору новых рудных проявлений, открытых в результате работ сотрудников экспедиции, а также дана дополнительная информация о ранее известных месторождениях.

Рецензенты *А.А. Моссаковский*, *А.М. Борсук*

Э 1804020000-137 424-90, II полугодие
042(02)-90

© Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция, 1990

ISBN 5-02-002714-6

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге публикуются материалы научных сессий, проведенных в 1987 г. в Москве и в Улан-Баторе, посвященных основным результатам 20-летней научной и практической деятельности Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР.

Книга содержит ряд обобщающих статей по различным проблемам геологии Монголии, которые группируются в основном в следующие разделы: стратиграфия, магматизм, тектоника, полезные ископаемые и как обобщающий раздел — эволюция геологических и рудных формаций, структуры и геологических процессов за время длительной (начиная с раннего докембрия) истории развития и формирования современного лика Монголии.

Во всех статьях приведены, как правило, новые материалы, полученные советскими и монгольскими сотрудниками экспедиции, показывающие, насколько далеко продвинулись вперед наши знания об общем геологическом строении Монголии за последние 20 лет. Особенно интересны в этом отношении впервые приводимые результаты изучения теплового потока Монголии, в значительной мере дополняющие существующие взгляды на общее строение и эволюцию литосферы на этой территории. Совершенно по-новому рассматривается металлогения докембрийских образований Монголии, а также проявление, формирование и роль докембрийских комплексов в ее складчатых структурах (статьи Н.С. Зайцева, В.И. Коваленко и др., Ю.М. Соколова, Н.С. Зайцева и др.).

Очень широко и с разных позиций освещена история развития и формирования тектонических структур от докембрия до современного периода. Последний этап в этом развитии затронут в статьях по сейсмологии, истории развития рельефа, неотектонике и в общих статьях по тектонике. Многие излагаемые в них проблемы в какой-то мере дискуссионны и не всегда обоснованы достаточным фактическим материалом. Однако в целом они дают представление об общем развитии различных типов тектонических структур, главнейших тектонических эпохах и этапах, их сравнительной характеристике с соответствующими структурами и эпохами на смежных территориях СССР и КНР, а также раскрывают связи с некоторыми металлогеническими эпохами и провинциями. Эти эпохи и провинции достаточно подробно освещены в коллективной статье В.И. Коваленко и др. "Новые рудные проявления и металлогенические провинции Монголии". Отметим, что в ней приведены новые, открытые экспедицией, не только рудопроявления и месторождения, но и целые провинции (редкоземельно-редкометальная, благородных металлов, цеолитоносная и некоторые другие).

Изложению основных новых данных и проблем по геологии Монголии предшествует общая статья главных руководителей экспедиции, посвященная научным и практическим достижениям работы Комплексной Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции за 20 лет.

В заключение считаем необходимым выразить большую признательность всем участникам экспедиции и особенно авторам материалов, помещенных в настоящей книге.

Н.С. Зайцев

УДК 55(517.3)

Н.С. Зайцев, В.И. Коваленко, Б. Лувсанданзан, А.Л. Яншин

ВАЖНЕЙШИЕ НАУЧНЫЕ И ПРАКТИЧЕСКИЕ ДОСТИЖЕНИЯ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ ЗА 20 ЛЕТ[1]

Экспедиция в течение 20 лет проводила на территории Монголии комплексные исследования почти по всем важнейшим направлениям наук о Земле с целью восстановления эволюции геологических процессов и развития структур Монголии, а также выяснения основных закономерностей образования и пространственного размещения важнейших полезных ископаемых на ее территории. В результате коллектив экспедиции в какой-то мере решил такую общую проблему, как начало формирования континентальной коры и последующая ее эволюция и преобразование в сложных структурах гетерогенной складчатой области и связанной с ними металлогении. При этом выяснилось, что первичная континентальная кора на большей части территории Монголии была сформирована еще в конце архея—нижней половине протерозоя. В дальнейшем на протяжении геологической истории, начиная с рифея и кончая фанерозоем, она претерпела благодаря многим тектоническим и магматическим процессам существенную неоднократную переработку вплоть до возникновения в отдельных зонах новообразованной коры океанического типа и последующего превращения этих зон в сложные складчатые системы.

Таким образом, процесс формирования и становления континентальной коры и складчатых структур Монголии был очень длительным, он завершился на рубеже палеозоя и мезозоя сложной коллизией возникших к этому времени континентальных блоков.

В полном соответствии с эволюцией геологических структур МНР находится и ее металлогения, достаточно подробно освещенная в опубликованных работах экспедиции. Подчеркнем, что большая часть эндогенных полезных ископаемых МНР связана с орогенной и эпиконтинентальной стадиями развития структур.

Стратиграфия. В целом по стратиграфии Монголии получено чрезвычайно много новых данных почти по всем возрастным подразделениям, но особенно, как нам представляется, по докембрию, нижнему палеозою, мезозою и кайнозою. Эти данные уже в настоящее время позволяют создать единую стратиграфическую легенду для всей территории страны, применимую для составления геологических карт масштаба 1:200000.

Различные аспекты геологии докембрия в составе экспедиции изучали Ф.П. Митрофанов, И.К. Козаков, И.П. Палей, В.С. Байкова, Г.И. Макарычев, К.Б. Кепежинскас, Н.С. Зайцев, В.В. Кепежинскас, Д. Доржнамжаа, Б. Лувсанданзан, В.В. Бурашников, М.Д. Гесь.

Докембрийские комплексы на территории Монголии выделялись исследователями и до работ экспедиции. Однако их возраст, последовательность напла-

[1] Более подробно результаты деятельности экспедиции за этот период рассматриваются в ряде статей, публикуемых ниже.

©Н.С. Зайцев, В.И. Коваленко, Б. Лувсанданзан, А.Л. Яншин, 1990

стования, степень метаморфизма и состав трактовались по-разному, что и отражено на опубликованных обобщающих геологических картах и в специальных работах отдельных исследователей. Естественно, что многие из этих вопросов до сих пор остаются дискуссионными.

В последние годы существенно важным в исследованиях экспедиции по изучению докембрия является установление комплексов пород раннего докембрия во всех складчатых системах Монголии — рифейских, раннекаледонских, каледонских и герцинских. Эти комплексы, выделяемые на основании тектономагматической периодичности, изотопной геологии и палеофитологических данных, достаточно надежно коррелируются с древнейшими образованиями Тувы, Восточного Саяна, Присаянья, Забайкалья и Прибайкалья.

К дорифейским комплексам в Монголии относятся (снизу вверх): байдарагинский (эрзинский), бумбугерский (моренский) и есенбулакский (балыктыгхемский, нижнечартысский). Все они принадлежат к полиметаморфическим супракрустальным образованиям и четко подразделяются на две части. Нижнюю часть составляет гнейсово-амфиболитовый комплекс, сложенный в разных складчатых зонах разнородными породами — от меланократовых (амфиболиты и амфиболовые сланцы по западной окраине Хангая — на междуречье Дзабхана и Хунгуя, в северо-западной части Баян-Хонгорской зоны и др.), чередующихся с гнейсами, до преобладающе гнейсовых различного состава (двуслюдяные гранат-биотитовые, гранат-амфиболовые, силлиманит-кордиеритовые, гранат-ставролитовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы), характерных для Гоби-Алтайского и Цэлско-Цогтинского выступов докембрия. Эти образования в основном соответствуют уровню бумбугерского и частично байдарагинского комплексов. Элементы эрзинского комплекса, хорошо развитого в Юго-Восточной Туве, в Монголии, присутствуют, как правило, в виде разновеликих будин и реликтовых останцов гранулитов (двупироксеновые кристаллические сланцы, гранат-гиперстеновые гнейсы и др.) и чарнокитоидов, т.е. пород гранулитовой фации метаморфизма, залегающих среди пород амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Следует подчеркнуть, что гранулиты установлены не только в выступах пород докембрия на поверхности, но и в виде ксенолитов, вынесенных кайнозойскими базальтами из нижних частей коры наряду с мантийными породами и мегакристами минералов.

Верхнюю часть дорифейских образований составляет комплекс, именуемый в большинстве случаев сланцево-кварцито-карбонатным или есенбулакским и довольно тесно связанный с нижележащим. В нем преобладают кварциты, в том числе железистые, и графитистые мраморы при подчиненном значении гнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев и метаморфизованных пород (аркозовые, олиго- и полимиктовые песчаники). Все породы метаморфизованы в амфиболитовой фации высоких ступеней метаморфизма.

На обе части дорифейского комплекса наложился интенсивный региональный метаморфизм позднепротерозойского (рифейского) этапа, поэтому они сильно изменены и их первичный состав трудно восстановить. Они целиком диафторированы, гранитизированы, мигматизированы (часто в несколько этапов), в отдельных зонах насыщены обильными телами пегматитов (местами слюдоносных) и ортотектитов, включают серии даек основных (амфиболитизированных) пород.

На раннедокембрийский (дорифейский) возраст описанных комплексов, помимо общегеологических материалов, указывают и данные изотопной геохронологии, полученные в последнее время. Они пока немногочисленны. Впервые абсолютный возраст пород верхнего метаморфического комплекса Байдарагинского выступа был определен калий-аргоновым методом по флогопиту из скарнированных мраморов немецкими геологами Д. Андреасом и К. Бухертом

в 60-х годах — 1,9 млрд лет. Последующие определения, выполненные в лаборатории абсолютного возраста ГИН АН СССР тем же методом, по материалам И.П. Палея, в общем подтвердили это значение. Для нижележащих тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса, по данным Ф.П. Митрофанова и др., имеются определения, полученные более надежными изохронным уран-свинцовым и термоизохронным свинец-свинцовым методами — по цирконам от 2650±30 до 2800 млн лет и более, а для чарнокитоидов бумбугерского интрузивного комплекса из района Бумбугер определен возраст 2400 млн лет. Возраст около 2200 млн лет получен для наиболее древних пород Боданчин-Уэнчской полосы метаморфизма в Монгольском Алтае. Такой же древний возраст подтвержден также для пород других районов МНР.

Таким образом, все дорифейские образования метаморфид достаточно уверенно могут быть отнесены по крайней мере к верхнему архею—нижнему протерозою, а гранулиты из байдарагинского комплекса, возможно, — к еще более древним образованиям.

Не противоречат этому заключению и некоторые биостратиграфические данные, в том числе редкие находки микрофоссилий — бодайбиний (по данным Т.Н. Герман) из района Байдарагин-Гол и хребта Хан-Хухэй, в отложениях верхней части дорифейских образований, параллелизуемых с балыктыгхемским комплексом нагорья Сангилен.

Верхнепротерозойский (рифейский) комплекс широко развит на территории Монголии и представлен разнообразными породами — метасланцами, в том числе углеродистыми, и метаэффузивами различного состава (от основных до кислых), кварцитами, мраморами и мраморизованными известняками, терригенными метапородами и др., объединяемыми в зеленосланцевый комплекс. Степень метаморфизма этих пород варьирует от филлитовой до стадии эпидотовых амфиболитов, но в целом отвечает зеленосланцевой фации.

Комплекс отделен от пород дорифейского основания структурным несогласием и поверхностью размыва. Возраст пород комплекса определяется находками водорослей, стратиграфическим положением и сравнительно многочисленными калий-аргоновыми, реже рубидий-стронциевыми и уран-свинцовыми радиологическими данными, которые имеют достаточно широкий разброс значений — в пределах 1700—700 млн лет, отвечающих главным образом нижнему и среднему рифею (местами, может быть, всему рифею). С этим возрастным комплексом тесно связано пегматитообразование, особенно широко развитое в метаморфитах юга Монголии, например в Бодончин-Уэнчской и Цэлско-Цогтинской зонах.

Таковы геолого-структурные и стратиграфические данные по докембрию. Однако наибольшие достижения по стратиграфии были получены экспедицией в области изучения вышележащих отложений.

Отложения верхних частей рифея и венда подробно расчленены на основании находок фауны — микрофитолитов и строматолитов, причем в них выделены (З.А. Журавлева, Д. Доржнамжаа) те же четыре биостратиграфических комплекса, закономерно сменяющих друг друга во времени и в той же последовательности, какие установлены в пределах СССР (на Сибирской платформе).

До работ экспедиции биостратиграфической схемы для кембрия вообще не существовало. Ее разработали Н.В. Покровская, М.Н. Коробов при участии Н.С. Зайцева, В.А. Благонравова, Б. Лхагсурена. В Прихубсугулье впервые были открыты нижнекембрийские трилобиты, затем обнаруженные во многих местах, разработана дробная стратиграфическая шкала, позволяющая коррелировать их с одновозрастными отложениями Алтае-Саянской области, Сибирской и Китайской платформ, Африки, Австралии и Северной Америки. Точно установлен нижнекембрийский возраст главнейших месторождений фосфоритов Хубсугульского бассейна.

Почти то же самое проделали Х.С. Розман и Ч. Минжин, при участии О.Д. Суетенко, для ордовика и силура. Много новых данных по стратиграфии девона и нижнего карбона получено С.П. Гавриловой, Б. Лувсанданзаном, Н.Г. Марковой для районов Хангая, Гобийского и Монгольского Алтая, Заалтайской Гоби. В результате этого уточнен возраст многих толщ и свит, ранее определявшийся условно.

Впервые получены существенные материалы по стратиграфии верхнего палеозоя и триаса, позволяющие коррелировать одновозрастные морские и континентальные отложения (М.В. Дуранте, О. Томуротогоо, А.А. Моссаковский). В триасовых отложениях Монголии Н.С. Зайцевым открыт самый древний представитель позвоночных (лабиринтодонт), а Л.П. Зоненшайном установлены морские отложения с аммонитами и пелециподами.

Изучение широко распространенных континентальных отложений мезозоя (юры, нижнего и верхнего мела), проведенное Г.Г. Мартинсоном, В.Ф. Шуваловым, А.В. Сочавой, М.С. Нагибиной, Р. Барсболдом, П. Хосбояром и др., позволило обосновать и создать детальную стратиграфическую схему этих отложений, единую для всей страны. Она дает возможность сопоставить их с соответствующими отложениями Забайкалья, Средней Азии, Китая.

Чрезвычайно плодотворным оказалось изучение стратиграфии и литологии кайнозойских отложений, выполненное Е.В. Девяткиным, В.С. Зажигиным, Н.А. Кориной, И.Г. Лискун, Д. Бадамгарав, В.П. Чичаговым, В.Э. Мурзаевой, Е.М. Малаевой и др. Ранее кайнозойские отложения вообще не имели дробного стратиграфического расчленения. Экспедицией для них разработана единая стратиграфическая шкала для всей страны и проведена корреляция кайнозоя с сопредельными районами Азиатской части СССР и КНР. На основе выделенных типов и групп фауны осадочные толщи палеогена и неогена расчленены до отдела (местами дробнее), а плиоцен — до яруса. Из обследованных местонахождений кайнозойской фауны и флоры (около 100) почти половина открыта впервые, причем такие районы, как Хиргис-Нур-2, Хайчин-Ула, Шамар (Их-Буурэг) и некоторые другие, чрезвычайно ценны или даже уникальны для науки и практики.

Детально изучены кайнозойские базальты (В.В. Кепежинскас, А.Я. Салтыковский, Ю.С. Геншафт, Э. Дашдаваа, А.Р. Гептнер, Е.В. Девяткин). Биостратиграфические, палеомагнитные и радиологические данные позволили разделить базальты на ряд возрастных горизонтов — от олигоцена до голоцена включительно. При этом оказалось, что самые молодые базальты распространены в центральной части Хангая — в Тарятской впадине — и имеют возраст (по радиоуглеродным данным) около 6—6,5 тыс. лет (потухший вулкан Хорго).

Углубленное геологическое и петролого-геохимическое изучение кайнозойских базальтов дало возможность выделить в Монголии две провинции щелочных базальтоидов: преимущественно с калиевой специализацией в центральных районах (Хангай-Хубсугульская зона) и преимущественно с натриевой — на юго-востоке (плато Дариганга). На основе изучения ксенолитов, выносимых молодыми базальтами, и экспериментальных данных разработаны модели строения коры и верхней мантии. Базальты и их мегакристы оказались полезными и в практическом отношении (ювелирные камни, строительные материалы и др.).

Стратиграфию четвертичных отложений изучали Е.В. Девяткин, В.П. Чичагов, И.Г. Лискун, В.С. Зажигин, Н.А. Корина, Д. Бадамгарав, В.Э. Мурзаева и др. Результаты этих работ отражены на впервые составленной карте четвертичных отложений масштаба 1:1 500 000, изданной в 1979 г. В 1986 г. в Баян-Хонгорской зоне Е.В. Девяткиным впервые открыт ранний палеолит, ранее неизвестный не только здесь, но и во всей Центральной Азии. Это отодвигает во времени появление человека в Центральной Азии на многие тысячелетия в глубь веков.

В целом по стратиграфии Монголии получено чрезвычайно много новых данных почти по всем возрастным подразделениям. Они настоятельно требуют пересоставления и издания в ближайшие годы нового варианта обобщающей геологической карты МНР масштаба 1:1 500 000, последнее издание которой было осуществлено в 1972 г. Общегеологические, петрологические и тектонические данные позволят решить ряд важнейших теоретических вопросов, в том числе о строении докембрия и роли этих пород в развитии фанерозойских структур, о границе венда и кембрия (с учетом материалов палеонтологической экспедиции) и др. В настоящее время степень изученности стратифицированных отложений Монголии приближается к уровню смежных территорий Советского Союза.

Магматизм. Вулкано-плутонические породы, их состав, происхождение, закономерности размещения изучались большой группой исследователей (А.С. и В.С. Павленко, В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, И.В. Лучицкий, Б. Лувсанданзан, Л.В. Филиппов, В.А. Павлов, С.П. Гаврилова, Р.М. Яшина, В.С. Антипин, А.В. Горегляд, Г.В. Пинус, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов, Ж. Баярхуу, Е.Д. Андреева, Д. Болд, Д. Гарам, Н.В. Владыкин, Ц. Цэдэн, Ц. Гундсамбуу, Г.Ф. Иванова, Ю.П. Цыпуков, В.В. Ярмолюк, О. Томуротогоо, А.Н. Леонтьев, Г.В. Поляков, А.Э. Изох, Г.М. Царева и др.). Результаты этого изучения отражены на составленных экспедицией картах магматических и геологических формаций, а также в многочисленных трудах. Последний обобщающий анализ магматизма в геологических структурах Монголии и его эволюции был дан в книге "Эндогенные рудные формации Монголии", изданной в 1984 г.

В настоящей статье мы только отметим, что в Монголии существует огромное разнообразие магматических пород, варьирующих от ультраосновных до ультракислых и от пород нормальной щелочности до ультращелочных, представленных в разных фациях — от абиссальных до приповерхностных. Основные результаты изучения магматизма следующие.

1. Выявлены новые (онгониты) и крайне редкие типы пород (комендиты, пантеллериты, приповерхностные карбонатиты, магнетит-апатитовые породы и др.).

2. Установлена направленная эволюция магматизма от архея к кайнозою со все большей ролью и бо́льшим разнообразием щелочных пород для молодых эпох.

3. Выявлены сложные тектоно-магматические ареалы, являющиеся индикаторами таких геодинамических процессов и обстановок, как континентальный рифтогенез, островодужная и окраинно-континентальная субдукция, коллизия, а также сложных обстановок типа монголо-охотской (или калифорнийской).

4. Изучение магматизма позволило наметить корреляции между типом магматизма и зрелостью континентальной коры в геологических структурах МНР. Так, океаническому типу коры свойственны спилит-кератофировая, базальт-андезитовая, дацит-риолитовая формации, ассоциирующие с офиолитами (гипербазитами, габброидами и кремнистыми сланцами). В последнее время в составе офиолитов выявлены элементы переходной стадии с известково-щелочными вулканитами, бонинитами, марианитами; однако такие типичные для нее формации, как батолитовая, гранодиорит-гранитовая и краевые вулканические пояса, появляются позднее офиолитов. Время формирования зрелой континентальной коры фиксируется в эвгеосинклинальных зонах широким развитием известково-щелочных магматических серий, сменяющихся затем базальт-комендит-щелочногранитными ассоциациями континентальных рифтов.

5. Четко прослежена зависимость между типом магматизма и сопутствующим ему оруденением. Первоначально были выделены геохимические типы мезозойских гранитоидов, а затем был использован принцип геохимической типизации магматических пород на формационной основе при разработке металлогенических карт МНР масштаба 1:1 500 000 на отдельные виды или группы

важнейших полезных ископаемых. В настоящее время этот принцип модернизируется и будет учтен при составлении общей металлогенической карты МНР.

Тектоника. Весь комплекс проведенных и описанных выше геологических исследований, а также специальное изучение структур и зон разломов (В.И. Тихонов, А.И. Суворов) позволили В.А. Благонравову, А.Б. Дергунову, Н.С. Зайцеву, Л.П. Зоненшайну, А.В. Ильину, Б. Лувсанданзану, Н.Г. Марковой, А.А. Моссаковскому, М.С. Нагибиной, И.П. Палею, А.С. Перфильеву, О. Томуртогоо, А.Л. Яншину и др. сделать ряд тектонических обобщений, отраженных на двух тектонических картах масштаба 1:1500000 и в коллективных монографиях. В них освещена вся длительная история развития и формирования складчатых структур Монголии, выяснены основные этапы формирования, различия в строении главнейших структурных зон и фундамента, время заложения структур, становления континентальной коры сиалического типа и новообразованной коры океанического типа; показана роль разломов в формировании складчатых структур, освещены элементы шарьяжных перекрытий, а также выявлена связь главнейших структур с некоторыми видами полезных ископаемых.

Кроме того, в последнее время экспедиция уделяла большое внимание крупным региональным геолого-тектоническим обобщениям. Результатом их явилась, например, геологическая карта северных районов Монголии масштаба 1:500000, где расположен Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.

Ведется геолого-металлогеническое обобщение того же масштаба по Монгольскому Алтаю (К.Л. Волочкович, А.В. Горегляд, А.Н. Леонтьев, С.П. Гаврилова, И.Е. Максимюк, А.А. Оболенский, А.С. Борисенко и др.).

Продолжаются обобщающие работы по Южно-Монгольской герцинской складчатой области (С.В. Руженцев, Т.А. Вознесенская, Г. Бадарч). Они дали много нового материала для более правильного понимания истории развития и формирования ее складчатой структуры.

Кроме перечисленных, проводились исследования по сейсмологии и неотектонике, геоморфологии и геокриологии (Н.А. Флоренсов, С.Д. Хилько, И. Балжинням, Р.А. Курушин, В.И. Макаров, В.П. Чичагов, В.Г. Кочетков, В.Л. Суходровский, Г.Ф. Гравис).

Полезные ископаемые. На базе впервые созданных тектонических карт и новых геологических обобщений экспедицией были проведены специальные металлогенические исследования на некоторые виды и группы полезных ископаемых, давшие известные практические результаты.

Особое место в работах экспедиции заняло изучение хубсугульских фосфоритов (Н.С. Зайцев, А.В. Ильин, А.Л. Яншин, Б. Лхасурэн, Г.И. Ратникова, Д. Доржнамжаа, И.С. Боровская, Р.И. Волков), открытых в начале 60-х годов советскими геологами на западном побережье оз. Хубсугул. В последующее время проведенное экспедицией планомерное систематическое их изучение привело к обоснованию и выделению одного из крупнейших в Азии Хубсугульского фосфоритоносного бассейна с запасами руд, способными в перспективе обеспечить фосфатными удобрениями нужды сельского хозяйства не только МНР, но и восточных районов СССР (Сибирь и Дальний Восток). Экспедицией разработана стратиграфия фосфоритоносных отложений бассейна, выяснена его структура, установлен генезис фосфоритов. В настоящее время одно из месторождений бассейна — Буренханское — детально разведано экспедицией Мингео СССР и проведены разведочные работы на южном (Онголикнурском) участке Хубсугульского месторождения.

В 1980 г. по фосфоритам Монголии экспедицией были проведены в соответствии с Проектом 156 ЮНЕСКО "Фосфориты", по программе МПГК, международная экскурсия и симпозиум, материалы которого опубликованы в 1982 г. Было признано, что изучение хубсугульских фосфоритов имеет большое значение.

Другим важным в практическом отношении объектом, который выявила экспедиция, стали редкие металлы и редкие земли. Их проявления вначале были открыты В.И. Коваленко с сотрудниками в ряде районов на юге Монголии. Редкие земли до работ экспедиции вообще не были известны в Монголии. Впервые они обнаружены сотрудниками экспедиции в конце 60-х годов на юге Монголии в Лугингольском массиве (карбонатиты) и Хан-Богдинском и Хар-Хадском массивах (щелочные редкоземельные гранитоиды). Затем в 1974 г. в районе колодца Мушугай-Худук выявлены повышенные их концентрации, приуроченные к карбонатитам и магнетит-апатитовым породам. Недавно совместными работами СМГЭ и МГ и ГРП МНР ориентировочно были оценены прогнозные запасы редких земель и других элементов Мушугайского района; эти данные показали, что здесь имеется крупное и богатое месторождение редких земель. Кратко напомним историю открытия и исследования первого в МНР карбонатитового месторождения редких земель Мушугай-Худук. В 1974 г. В.А. Баскиной и И.К. Волчанской в районе колодца Мушугай-Худук открыто проявление щелочных пород с признаками оруденения. С 1975 г. по рекомендации Н.С. Зайцева началось систематическое изучение геологии и рудоносности этого района (В.И. Коваленко, В.С. Самойлов, Н.В. Владыкин, В.Ф. Шувалов, А.В. Горегляд при участии В.А. Баскиной, И.К. Волчанской и др.), которое в 1977 г. завершилось установлением Мушугайского редкоземельного рудопроявления. В 1978—1982 гг. В.И. Коваленко, В.С. Самойлов с сотрудниками продолжали геолого-геохимическое исследование этого рудопроявления, распределения и состава редкометальной минерализации, формационного типа оруденения, дали его общую оценку и представили конкретные рекомендации для постановки поисково-оценочных работ. В 1982 г. на основе крупномасштабных аэрофотоснимков была составлена геологическая карта района Мушугайского рудопроявления масштаба 1:100000 (В.И. Коваленко, М.С. Нагибина, В.С. Самойлов, Г. Добров, В.И. Вертлиб). В 1979—1982 гг. А.Л. Яншиным, Н.С. Зайцевым, В.И. Коваленко, В.С. Самойловым обобщен материал о перспективах выявленного рудопроявления и необходимости постановки на нем оценочных работ. В 1983 г. была утверждена программа буровых оценочных работ на Мушугайском рудопроявлении, разработанная В.С. Самойловым, В.И. Коваленко, Л. Алтангэрэл, М. Жамсраном и др. В 1984 г. были выбраны точки заложения буровых скважин, проведено опробование и документация керна, его минералого-петрографическое и аналитическое изучение, представлен информационный и промежуточный отчет (В.С. Самойлов, В.И. Коваленко, Д. Сэнгээ, В.Г. Иванов, Е.В. Смирнова). Окончательный отчет этих же авторов "Прогнозная оценка Мушугайского редкоземельного месторождения (по результатам буровых оценочных работ 1983—1984 гг.) "с подсчетом запасов и прогнозных ресурсов был составлен в 1985 г. В итоге были установлены крупные масштабы оруденения при высоких концентрациях полезных компонентов в рудах, что позволило перевести рудопроявление в разряд месторождений (В.С. Самойлов, В.И. Коваленко, Д. Сэнгээ, В.Г. Иванов, Е.В. Смирнова).

Этот краткий исторический экскурс в отношении Мушугайского месторождения показывает всю сложность процесса превращения точки оруденения в рудопроявление, а последнего — в крупномасштабное редкоземельное месторождение.

В последние годы экспедицией выявлены другие уникальные объекты на редкие земли и металлы: Халдзан-Бурэгтэгский массив редкометальных щелочных гранитов, богатых пирохлором, находящийся недалеко от г. Кобдо (В.И. Коваленко, Г.М. Царева, А.В. Горегляд), а также редкометальные пантеллериты в районе сомона Улдзийт. Открыты и другие редкометальные объекты, в частности танталоносные граниты, онгониты и онгориолиты. Таким образом, Монголия оказалась одной из крупнейших в мире провинций, перспективной на редкоземельное и редкометальное сырье.

В самые последние годы экспедицией был сделан ряд других открытий и практических выводов. При изучении гранитоидов повышенной щелочности, в том числе нефелиновых сиенитов, ийолит-уртитов, ювитов Северной Монголии, выяснилось, что здесь имеются отдельные массивы существенно нефелиновых пород — руд (типа кия-шалтырских уртитов в Кузнецком Алатау, СССР), весьма перспективных на глинозем, щелочи и другие полезные компоненты (Р.М. Яшина, Е.Д. Андреева, Д. Гарам).

При изучении геологии Монгольского Алтая прослежены зоны и выявлены новые рудопроявления, перспективные на пятиэлементное сырье: серебро, висмут, киноварь, сурьма и мышьяк. Эти руды приурочены к крупнейшим зонам разломов и связаны с мезозойским этапом тектоно-магматической активизации (А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, А.А. Томиленко).

Для метаморфических комплексов Монголо-Алтайской и Южно-Гобийской складчатых систем впервые получены данные, указывающие на возможность выявления здесь нового для Монголии генетического (и, возможно, промышленного) типа вольфрамовой минерализации, представленной стратиформными шеелитовыми залежами (А.А. Оболенский, В.А. Рудник, В.С. Байкова, П. Амаржаргал). В метаморфидах Целско-Цогтинской полосы докембрия открыто и с помощью геолого-геофизических методов оконтурено Ихэганганское магнетитовое месторождение и дана его прогнозная оценка (В.И. Шулешко, В.С. Байкова, О.Г. Щеремет).

Для пегматитов Монголо-Алтайской зоны разработана морфогенетическая классификация и соответственно оценены их перспективы на различные виды полезных ископаемых (слюду, керамическое сырье, ювелирные и абразивные гранаты). В хребте Хан-Хухэй проведена генетическая классификация железорудных формаций и установлен метасоматический генезис Тургенгольского железорудного месторождения, которое ранее относили к типу железистых кварцитов (Ю.М. Соколов, И.К. Козаков).

Установлена перспективность на стратиформное золото пород черносланцевой формации в метаморфическом зеленосланцевом комплексе верхнего протерозоя (рифея) — это район Шишхидского ультрабазитового массива, особенно в зонах повышенной сульфидизации, Баян-Хонгорской зоны и бассейна р. Толы на участке от сомона Лун и почти до слияния рек Толы и Орхона и др. (Л.В. Агафонов, Ю.В. Комаров, Н.С. Зайцев). Выявлены закономерные связи россыпного золота с участками распространения пород черносланцевой формации. Намечены наиболее перспективные на россыпное золото стратиграфические уровни в континентальных породах мезозоя и кайнозоя (Е.В. Девяткин, В.Ф. Шувалов).

Обосновано выделение в МНР крупной цеолитовой провинции нижнемелового возраста (цаган-цабская свита) с явно промышленными участками (А.Г. Коссовская, В.В. Петрова, Т.Н. Соколова, Н.С. Зайцев, И.В. Гордиенко, В.Ф. Шувалов, Д. Бадамгарав, Г. Тумэнбаяр). Открыты и изучены местонахождения цеолитоносных пород на севере Чойбалсанской мульды (северо-восток страны); в районе колодца Мушугай-Худук (Центральная Монголия); в предгорьях хребта Арц-Богдо (юг); сравнительно подробно изучены месторождения цеолитов Тушлег и Цаган-Цаб вблизи аймачного центра Сайн-Шанд, где они впервые были открыты в 1983 г. На юге Хангая обнаружены ранее неизвестные магнезиальные скарны, весьма перспективные на борное сырье (К.В. Подлесский, П.В. Кудря). Следует упомянуть и о некоторых других практических открытиях, в частности о новом виде строительного сырья, так называемом кремугите (Ю.В. Комаров); об алагульских древних бокситах и корундитах в хребте Дариби (Л.В. Агафонов, Г.В. Пинус); о новых местонахождениях поделочных камней и некоторых других.

В связи с детальным изучением вещественного состава некоторых горных пород и руд экспедицией открыты новые, ранее неизвестные (не только для

Монголии) минералы — армстронгит, монголит (Н.В. Владыкин, М.Д. Дорфман и др.) и типы пород — онгониты (В.И. Коваленко, Н.И. Коваленко и др.). Практические достижения экспедиции освещены, кроме монографических работ, в соответствующх подробных отчетах и докладных записках. Первая записка "О необходимости освоения медно-молибденового месторождения Эрдэнтуин-Обо" была составлена в 1969 г. В настоящее время на базе этого месторождения действует Монголо-Советский горно-обогатительный комбинат "Эрдэнэт". Были обобщены материалы об открытии Ухагольского месторождения фосфоритов; о Хубсугульском фосфоритоносном бассейне; о перспективах танталоносности территории МНР и комплексном характере ряда месторождений; об обнаружении крупных комплексных редкоземельных рудопроявлений (часть из них в настоящее время перешла в ранг месторождений) и многие другие. Таким образом, именно комплексный характер научных исследований способствовал теоретическим обобщениям и соответственно практическим выводам.

Итоги работ экспедиции освещались в печати, докладывались на научных конференциях и сессиях как в СССР, так и в МНР. Среди карт в разное время изданы геологическая, геокриологическая, две тектонические, абсолютных возрастов гранитоидов, геологическая карта Монгольского Алтая, магматических формаций и четвертичных отложений; готовятся к печати геоморфологическая и карта геологических формаций. Последняя занимает особое место, так как на ее основе с учетом многих других геологических материалов и концепций экспедицией впервые составлены и в 1986 г. переданы монгольским производственным организациям шесть прогнозно-металлогенических карт (масштаба 1:1 500 000) на важнейшие группы или отдельные виды полезных ископаемых: медь и молибден, редкие металлы и земли, флюорит, полезные ископаемые, связанные с гипербазитами, золото и ртуть. Карты сопровождаются объяснительными записками. В ближайшее время будет закончена разработка макетов карт метаморфических формаций масштаба 1:1 500 000, металлогеническая Монгольского Алтая масштаба 1:500 000; в 1986 г. закончена серия мелкомасштабных карт для национального атласа МНР.

В целом круг проблем, которыми занималась экспедиция в течение прошедших 20 лет, достаточно обширен. Общие результаты их освещены в 44 выпусках трудов и многочисленных статьях.

Все достигнутое, несомненно, стало возможным только благодаря содружеству участников экспедиции со всеми геологическими организациями, работающими на территории Монголии, в первую очередь с институтами Академии наук МНР, а также с Советско-Монгольской научно-исследовательской палеонтологической экспедицией. Неоценимую помощь в работе экспедиция неизменно получала от отделений и президиумов АН СССР и АН МНР и руководства геологических институтов АН СССР и АН МНР.

УДК 552.3(517.3)

Н.С. Зайцев

ТЕКТОНИКА МОНГОЛИИ

Территория Монголии расположена в центре Азиатского материка, а ее геологические структуры — в восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. Они находятся между двумя крупнейшими раннедокембрийскими кратонами — Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской на юге, влияющими на формирование складчатых структур Монголии.

Геологические материалы свидетельствуют о весьма длительной и сложной истории образования складчатой структуры МНР, которая принадлежит к числу гетерогенных, прерывисто и многоэтапно создававшихся (с верхнего архея и до конца палеозоя) покровно-глыбово-складчатых деструктивно-конструктивных систем (рис. 1, см. вкл.). Длительность и необратимость развития тектонических структур Монголии, пожалуй, единственное положение, которое признается большинством исследователей.

В истории развития структур Монголии выделяются следующие главнейшие геотектонические этапы (эпохи).

1. Дорифейский — формирование метаморфических комплексов и структур раннего докембрия, охватывающий промежуток времени от верхнего архея до нижнего протерозоя, — 2,8—2,6 — 1,8—1,7 млрд лет. В течение этого времени возникли супракрустальные породы основания — амфиболиты, гнейсы, мраморы, кварциты и др. Структуры этого этапа могут быть сравнимы с карелидами платформенных областей.

2. Рифейский (1,8—1,7—0,8—0,7 млрд лет) — образование пород зеленосланцевого комплекса, отвечающих в основном кварц-хлорит-серицитовой фации метаморфизма, с зональным метаморфизмом более высокой степени. Это так называемые рифеиды.

3. Верхнерифейско-вендско-кембрийский, соответствующий эпохе байкальской или раннекаледонской складчатости на рубеже неогея и фанерозоя (700—500 млн лет).

4. Собственно каледонский, охватывающий весь нижний палеозой — до нижнего силура включительно (500—400 млн лет).

5. Средне-верхнепалеозойский, во время которого сформировались герцинские (варисские) структуры (400—240 млн лет).

6. Мезозойский (240—60 млн лет) — образование структур активизации и ревивации; первые — преимущественно амагматичные, вторые — насыщенные магматическими породами [22]. С мезозойскими структурами МНР, так же как и с одновозрастными структурами Монголо-Охотского пояса в целом, связаны многие полезные ископаемые.

7. Кайнозойский неотектонический этап (от 60 млн лет и менее), с которым связано формирование современного рельефа Монголии и сейсмические явления.

Следует подчеркнуть, что тектонические движения каждой эпохи распространялись на всю территорию Монголии, но интенсивность их проявления и характер образованных ими структур в отдельных ее частях были различными. В результате последовательной смены и наложения перечисленных тектонических эпох создалась очень сложная, мозаичная покровно-глыбово-складчатая современная структура МНР, которую в целом правильнее именовать палеозоидами (как справедливо для смежных частей советской территории соот-

©Н.С. Зайцев, 1990

ветствующие структуры назвал А.Д. Архангельский еще в 30-х годах). Эта структура получила отражение на опубликованных в разное время разномасштабных тектонических картах, а наиболее подробно — на тектонической карте МНР масштаба 1:1 500 000 [29, 30]. Карта в целом построена по историко-геологическому принципу с выделением структурно-формационных комплексов, приуроченных к разновозрастным структурам. На ней впервые отражены некоторые идеи новой глобальной тектоники, показано время становления континентальной коры сиалического типа и новообразованной коры океанического типа; подчеркнута роль разломов в формировании покровно-складчатых структур и шарьяжных перекрытий, а также намечена связь полезных ископаемых с главнейшими структурами. Из этой карты следует, что для структурного плана Монголии характерно следующее.

Во-первых, при пересечении Монголии с севера на юг — от Сибирской платформы к Китайской — происходит в общем возрастная смена складчатых поясов от более древних (позднедокембрийских) к более молодым — каледонским, герцинским и индо-синийским (Солонкерская зона).

Во-вторых, в складчатых структурах Монголии, особенно в ее северном мегаблоке, в современном срезе чрезвычайно широко распространены магматические, главным образом интрузивные, гранитоидные [3, 5, 9, 26] породы. Последние часто разобщают выходы древних, в том числе и раннедокембрийских, пород на отдельные более или менее крупные массивы (например, отделяют древние породы Баян-Хонгорской зоны от аналогичных по возрасту и составу древних пород Дзабхан-Хунгуйской зоны, так называемых Сонгинских выступов пород докембрия). Очевидно, что широкое проявление здесь разновозрастного гранитоидного магматизма — еще одно доказательство того, что первичная континентальная кора сиалического профиля сформировалась в этом мегаблоке еще в раннем докембрии, так как сами гранитоиды являются коровыми продуктами, а, по данным Ю.А. Зорина, некоторые из них и бескорневыми, возникшими на сравнительно небольших глубинах (7—10 км).

В-третьих, складчатые структуры докембрия и палеозоя расчленены и переработаны тектоническими движениями эпохи мезозойской активизации и неотектоническими движениями кайнозоя, что привело к ограничению и сочленению их друг с другом, как правило, по зонам разломов. Многие из выявленных разломов, несомненно, заложились давно и развивались длительно. Необходимо отметить, что разломы как одна из тектонических категорий играли в истории образования всей структуры Монголии, на всех этапах ее развития, весьма существенную роль.

В целом в формировании современной структуры Монголии, как отмечено выше, выделяются несколько этапов [11].

Дорифейский (карельский) *этап.* Структуры этого этапа в общем изучены пока относительно слабо. Однако выяснено, что глубоко метаморфизованные кристаллические породы раннего докембрия присутствуют во всех складчатых зонах Монголии и служат основанием как для позднепротерозойских, так и для фанерозойских структур. Дорифейские породы относятся к полиметаморфическим кристаллическим образованиям. Среди них выделяются два комплекса: нижний — гнейсово-амфиболитовый и верхний — сланцево-кварцито-карбонатный (есенбулакский).

Нижний сложен в разных выступах докембрия разнородными породами — от преобладающе меланократовых (например, в Дзабхан-Хунгуйском междуречье на западе Хангая) до преобладающе гнейсовых (например, Гоби-Алтайский и другие выступы метаморфид юга Монголии). Характерно, что в породах нижнего комплекса во многих местах содержатся разновеликие будины гранулитов и чарнокитоидов. Гранулиты и другие породы гранито-гнейсового состава встречаются наряду с мантийными также среди ксенолитов в кайнозой-

ских базальтах [4, 15], например, в Центральной (Тарятская впадина) и Юго-Восточной (плато Дариганга) Монголии. В.В. Кепежинскас, Н.С. Зайцев и И.В. Лучицкий еще в середине 70-х годов сделали вывод, что "разрез нижнего слоя континентальной коры Монголии обнаруживает большое сходство с гранулитовым комплексом и базитовым основанием нижней части коры в пределах древних платформ, в частности Сибирской" [16, с. 453].

Верхний дорифейский комплекс, как правило, тесно связан с нижележащим. Для него характерны графитистые мраморы и кварциты, местами с железистыми кварцитами. Породы комплекса, как и предыдущего, диафторированы и гранитизированы. На оба дорифейских комплекса наложился интенсивный региональный метаморфизм позднепротерозойского (рифейского) тектонического этапа.

На раннедокембрийский возраст пород дорифейских комплексов, помимо общегеологических, указывают, хотя и немногочисленные, данные изотопной геохронометрии. В последние годы изохронным уран-свинцовым и термоизохронным свинец-свинцовым методами по цирконам для них получены значения около 2800, 2650, 2400, 2200 млн лет, что дает возможность отнести их по крайней мере к позднему архею—раннему протерозою [16, 19, 23—25].

Таких выступов древних пород докембрия на территории Монголии довольно много. Тектоническая сущность их в структурах фанерозоя трактуется исследователями по-разному: микроконтиненты, срединные массивы, блоки, выступы, геоантиклинальные поднятия и др. [11, 13, 31].

В современной структуре они действительно представлены отдельными разновеликими блоками или телами, образовавшимися как самостоятельные элементы вследствие тектонических движений последующих эпох, прорывания многочисленными интрузиями, а также перекрывания их более молодыми вулканогенно-осадочными породами. Однако первоначально в дорифейское время они представляли, вероятно, единую структуру, сложенную гранитно-метаморфическими породами, которую мы выделяем под названием Монголо-Сибирского массива.

Отсюда мы заключаем, что сиалическая континентальная кора на территории Монголии, неоднородная по составу, первоначально сформировалась еще в дорифейское время. Начиная с рифея и в последующие геологические эпохи она претерпела существенные изменения.

Структуры этого раннего этапа весьма сложны. Для слагающих их комплексов характерны элементы пластичности, а для инфраструктуры — сложная складчатость, будинаж, "течение" вещества.

Рифейский (позднепротерозойский) *этап.* В большинстве районов структуры позднего протерозоя отделены от структур фундамента и вышележащих перерывом, складчатостью и гранитообразованием. По времени он охватывает промежуток от 1,8 до 0,8—0,7 млрд лет. Для него существуют сравнительно многочисленные калий-аргоновые радиологические определения, реже рубидий-стронциевые и уран-свинцовые, по которым получается довольно широкий разброс значений [1, 8, 9, 11]. В комплексах пород этого этапа встречаются водоросли, онколиты и другие остатки, указывающие на возможность их отнесения к нижнему и среднему рифею.

Верхнепротерозойские породы распространены широко и представлены разными образованиями — метасланцами, в том числе углеродистыми черными сланцами, метаэффузивами различного состава (от основных до кислых), кварцитами, мраморами и мраморизованными карбонатами, метатерригенными породами и др., объединяемыми в целом в зеленосланцевый комплекс. Степень их метаморфизма хотя и варьирует от филлитов до эпидотовых амфиболитов, но в целом отвечает именно уровню зеленосланцевой фации. В Монголии рифейский комплекс выделяется под различными названиями — окинский, хуге-

ингольский, зеленосланцевый и др. На смежных территориях Советского Союза наиболее типичным его представителем является нарынская свита (или серия) Сангиленского синклинория.

Зеленосланцевый комплекс дислоцирован сложно и напряженно, чаще всего образуя системы узких линейных сопряженных складок с опрокидыванием слоев, надвигами, а местами и покровами. С рифейским тектоно-магматическим этапом связано интенсивное пегматитообразование (рис. 2).

В целом мы рассматриваем формирование структур этого этапа как заложение в начале неогея первых геосинклинальных прогибов (системы трогов) на возникшем в дорифейское время супракрустальном основании. По стилю развития и формирования структур это был деструктивно-конструктивный этап [9, 11, 13, 18, 21].

Раннекаледонский этап. Этот этап ознаменовался на территории Монголии и смежных частей Алтае-Саянской области чрезвычайно широким развитием комплексов пород верхнерифейско-вендско-нижнекембрийского (местами среднекембрийского) возраста. В Монголии этому времени соответствуют дархатская (дзабханская) и хубсугульская (цаганоломская) серии, а в СССР (на юге Сибири) — сархойская и боксонская. Структуры этого этапа охватывают значительные площади как в СССР, так и в Монголии, особенно в ее северном мегаблоке [2, 9, 10, 27].

Стратиграфия и строение верхнерифейско-кембрийских комплексов в Монголии изучены достаточно хорошо. Напомним, что среди них выделяются комплексы пород различного формационного состава: терригенно-вулканогенно-карбонатные, кремнисто-карбонатные с фосфоритами (шельфовые) [7], а также комплексы с преобладанием вулканитов базальтового и андезито-дацитового состава и тяготеющими к ним кремнисто-яшмовыми образованиями, т.е. породами, характерными для офиолитовых поясов [10]. Типичные представители офиолитовых поясов — Озерная, Баян-Хонгорская и некоторые другие зоны, в которых, кроме упомянутых пород, развиты и ультрабазиты [12, 20]. Ультрабазиты представлены в Монголии главным образом перидотитами, среди которых преобладают гарцбургиты, в меньшей степени развиты лерцолиты, дуниты, еще меньше верлиты. Структурное положение гипербазитов сложное и в разных по возрасту складчатых системах различное.

Относя их к породам океанического ложа, следует указать, что в Монголии они в большинстве случаев оторваны от других членов офиолитовой ассоциации. Между ними существует перерыв. Ультрабазиты в зоне ранних каледонид чаще всего окружены совершенно иными породами — метаморфитами докембрия, разновозрастными гранитами, мраморами и известняками, разными по составу вулканитами и др.

Все это указывает на самостоятельность комплекса пород ультрабазитов и независимость их от других членов офиолитовой триады. Это подтверждают К.Б. Кепежинскас с соавторами (см. статью в настоящей книге), которые считают, что гипербазиты представляют собой реститы, выдвинутые в кору в виде практически несерпентинизированных тектонических пластин. В современной складчатой структуре Монголии по отношению к вмещающим породам они залегают, как правило, в виде интрузивно-протрузивных тектонически выжатых тел ("пластин").

Различные по составу верхнерифейско-вендско-кембрийские комплексы, широко развитые в раннекаледонских структурах Монголии, образовались, очевидно, в очень обширном, по размерам сравнимом с современными океанами морском бассейне, распространявшемся далеко за пределы Монголии. Однако этот палеобассейн на площади Монголии не был аналогом современных бассейнов с океаническим типом строения коры, так как здесь уже в дорифейское время сформировалась кора сиалического типа. Появление офиолитовых пород в раз-

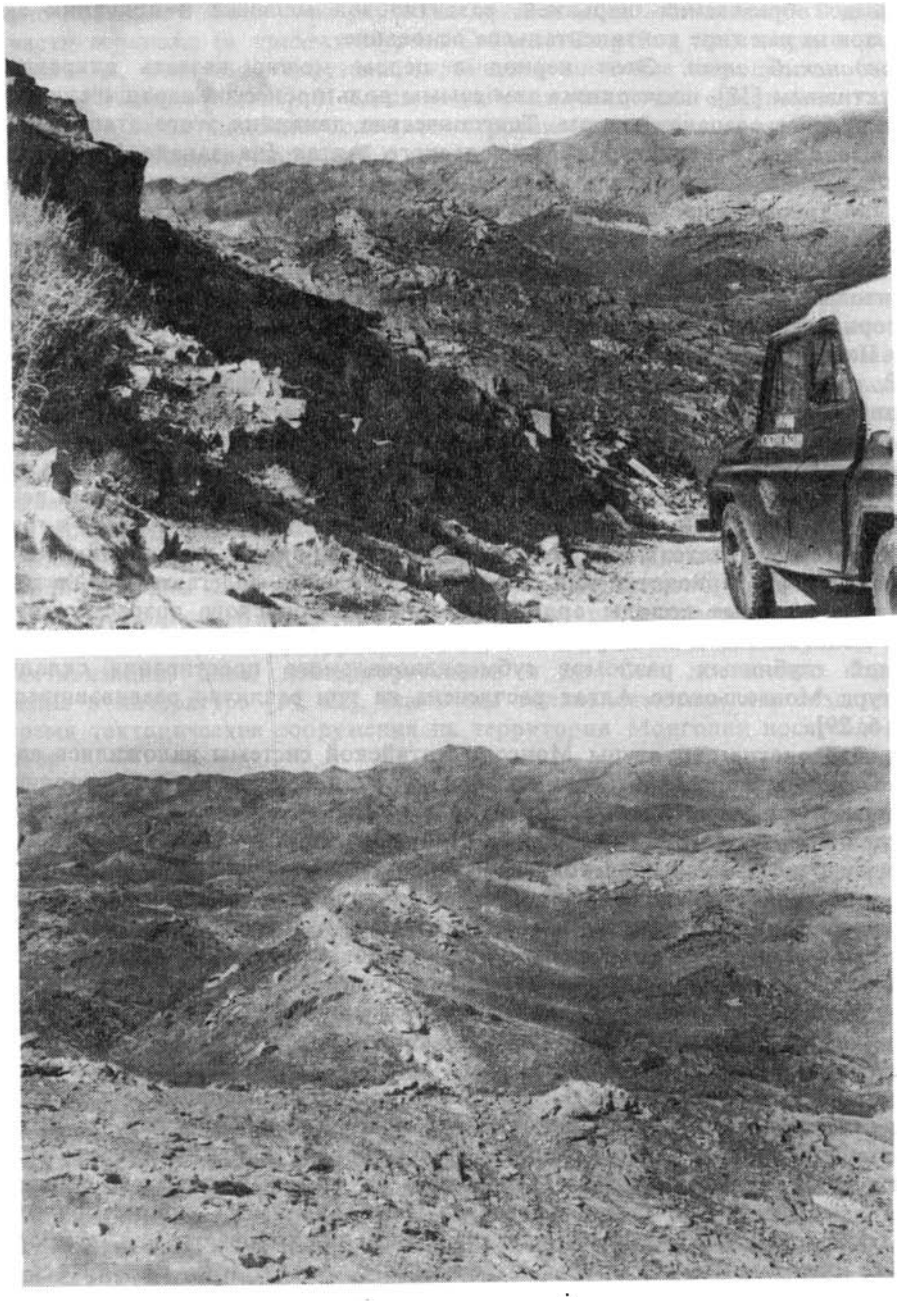


Рис. 2. Пегматиты. Монгольский Алтай, Бодончин-Уэнчская зона метаморфид. Фото автора

личных частях этого бассейна нами связывается с новым (после рифея) этапом раздробления и спрединга пород сиалического основания, возникновением глубоководных желобов с новообразованной корой океанического типа и последующего сжатия с формированием сложных складчатых структур [7]. Именно структурно-формационные зоны с ультрабазитами нередко имеют покровно-складчатое строение. В них часто наблюдаются внутризональные перемещения

вплоть до образования шарьяжей, развитие зон меланжа и обдукции складчатых зон на смежное континентальное основание.

Каледонский этап. Этот период в целом можно назвать аккреционно-деструктивным [18], подчеркивая тем самым роль процессов наращивания и разрушения ранее созданной коры. Тектонические движения этого этапа наиболее ярко выражены в структурах Монгольского Алтая (на западе Монголии) и, судя по новейшим материалам С.В. Руженцева и более ранним О.Д. Суетенко и Н.Г. Марковой, достаточно отчетливо проявлены в Южно-Монгольской варисской зоне (на западе и востоке). В структурах Монгольского Алтая широко развиты мощные, сложно дислоцированные, метаморфизованные до фации хлорит-серицитовых сланцев, однообразные песчано-алевролитовые породы, названные горноалтайской серией, условно отнесенной к среднему и верхнему кембрию. Нам представляется, исходя из аналогий со смежными территориями СССР, что среди пород этой серии имеются и более древние, в частности докембрийские. Давно уже установлено, что здесь в некоторых узких приразломных зонах в виде тектонических клиньев зажаты терригенно-вулканогенные зеленокаменно-измененные породы с телами серпентинизированных гипербазитов, т.е. породы, сходные (и, вероятно, им отвечающие) с породами венда—кембрия Озерной зоны, а в северной части Монгольского Алтая, в районе горы Тургень, имеется комплекс пород, сопоставимый с породами рифея.

Выше пород горноалтайской серии с перерывом залегают фаунистически охарактеризованные породы ордовикско-нижнесилурийского возраста, которые также были сильно дислоцированы еще до верхнего силура и девона. Сложной системой глубинных разломов субмеридионального простирания складчатая структура Монгольского Алтая расчленена на три различно развивавшиеся зоны [3, 6, 29].

На каледонские структуры Монголо-Алтайской системы наложились своеобразные герцинские прогибы, так называемые моногеосинклинали, выполненные орогенными флишоидными формациями среднего и верхнего девона (Делюно-Юстыдский и Ачит-Нурский прогибы). С этим этапом связано формирование широко распространенных девонских гранитоидов аляскит-гранитной формации. Затем орогенный гранитоидный магматизм продолжался до конца палеозоя.

В целом, как мы отмечали ранее, структуру Монгольского Алтая можно представить как складчатую систему, сформировавшуюся в нижнепалеозойском геосинклинальном прогибе, развивавшемся более длительно по сравнению с расположенной на востоке раннекаледонской Озерной зоной [3, 28].

Герцинский (варисский) *этап.* В течение этого этапа сформированы складчатые структуры разных типов. На юге Монголии обособилась зона прогибов и поднятий, выполненных различными структурно-формационными геосинклинальными комплексами, превратившимися в нижнем карбоне, как это вытекает из материалов Л.П. Зоненшайна, Н.Г. Марковой, С.В. Руженцева и более ранних В.А. Амантова и В.М. Синицына, в сложный покровно-складчатый субширотный пояс. Он протягивается на несколько тысяч километров от восточных границ Монголии до западных, где накладывается на субмеридиональные каледонские структуры Монгольского Алтая. С.В. Руженцев с соавторами (см. статью в настоящей книге) выделяют в нем две складчатые системы: собственно варисскую — Южно-Монгольскую и индосинийскую — Восточно-Гобийскую. Эти системы подразделяются на несколько различно построенных складчатых зон. Они имеют сложное покровно-складчатое строение, и в каждой системе существует ряд прогибов и поднятий, выполненных сериями пород различного состава и возраста.

Так, герциниды Южно-Монгольской системы выполняют толщи пород, возраст которых охватывает промежуток времени от ордовика до нижнего карбона. Заложились они в основном на каледонских структурах, местами (например,

в Южно-Гобийской зоне) — на раннекаледонских (или байкальских). В центральной части герцинид (в хребтах Гурван-Сайхан, Сэврей и др.) широко развиты ультрабазиты, основные эффузивы, кремнисто-яшмовые породы, т.е. породы офиолитовой серии [12, 20]. И здесь, в районах появления офиолитов, как правило, наблюдается наиболее сложное строение складчатых структур вплоть до появления покровов, шарьяжей и зон меланжа [11].

Восточно-Гобийские индосиниды занимают самую южную, пограничную с КНР территорию и описываются в большинстве работ под названием Солонкерской складчатой зоны или Солонкерского прогиба [28]. Эта зона выполнена в основном разнообразными верхнепалеозойскими породами с фрагментами более древних. На самой южной окраине распространены ультрабазиты, развитые и на территории Китая. Как сложное покровно-складчатое сооружение зона возникла на рубеже перми и триаса, вероятно, на раздробленном докембрийском основании.

Герцинские структуры северного мегаблока Монголии выделяются исследователями под названием наложенных (вторичных), терригенных или моногеосинклиналей. Для них характерны полное отсутствие или слабое развитие основного вулканизма и преобладание осадочных обломочных пород. Тектонические движения в них менее напряженные, складчатые структуры относительно простые. К числу крупных герцинских сооружений северного мегаблока относятся Хангайский, Хэнтэйский и Делюно-Юстыдский прогибы. Первый и второй прогибы отделены друг от друга Центрально-Монгольским (или Угийнур-Хархаринским) поднятием, возникшим еще в предкаледонское время.

Мезозойский этап. Структуры этого этапа выделяются под названием структур активизации, дива, дейтероорогенных и др. Они достаточно подробно освещены в литературе [14, 22]. Здесь мы только отметим, что созданные за это время тектонические сооружения на территории Монголии носят блоковый характер.

Подводя итог истории тектонического развития и формирования складчатых структур на территории Монголии за все известное нам геологическое время, начиная с позднего архея (?). и кончая современным этапом, еще раз подчеркнем, что процесс их создания был длительным, многоэтапным, прерывистым, необратимым, направленным в сторону сокращения и пространственного перемещения геосинклинальных поясов (с севера на юг), увеличения континентальной седиментации и общего наращивания гранитно-метаморфического слоя.

Однако конструктивный процесс созидания континентальной коры, в первичном виде возникшей еще в дорифейское время, в последующем — начиная с рифея и на всем протяжении фанерозоя — неоднократно нарушался явлениями деструкции, спрединга, сжатия и обдукции, что привело в геологическом прошлом в отдельных регионах к возникновению пород и структур океанического, островодужного и эпиконтинентального типов.

Можно согласиться с предположением Ф.П. Митрофанова, И.К. Козакова, И.П. Палея, что деструктивные процессы в это время проявлялись слабо или отсутствовали вообще в силу того, что "непосредственный обширный и постоянный обмен веществом между земной корой и мантией в раннем докембрии был, видимо, затруднен из-за повышенной пластичности сиалической литосферы" [24, с. 144].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алтухов Е.Н., Зайцев Н.С.* Докембрий юга Сибири и севера Монголии (проблемы корреляции) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, вып. 4. С. 35—48.

2. *Благонравов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурен Б.* и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 18—26.

3. *Гаврилова С.П., Зайцев Н.С., Павлов В.А., Яшина Р.М.* Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с.
4. *Геншафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.Я.* Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии // Геотектоника. 1978. N 5. С. 105—106.
5. Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. 235 с.
6. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 229 с.
7. *Зайцев Н.С.* Основные черты геологии Северной Монголии и Южной Сибири // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 66—78.
8. *Зайцев Н.С., Ильин А.В.* Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР) // Геотектоника. 1970. N 5. С. 3—11.
9. *Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б.* Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 31—75.
10. *Зайцев Н.С., Благонравов В.А., Бямба Ж.* Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 49, вып. 4. С. 57—69.
11. *Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б., Нагибина М.С.* Тектоника Монголии // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5: Тектоника Азии. С. 33—42.
12. *Зоненшайн Л.П.,* Офиолиты Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 26—34.
13. *Зоненшайн Л.П. Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
14. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1979.
15. *Кепежинскас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
16. *Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С., Лучицкий И.В.* и др. Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, N 2. С. 451—454.
17. *Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С.* Эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии. М.: Наука, 1987. 165 с.
18. *Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В.* и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7—42.
19. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
20. *Леснов Ф.П., Агафонов Л.В., Ступаков С.И.* и др. Вопросы геологии, петрографии и рудоносности Северо-Гобийского гипербазитового пояса // Геология и геофизика. 1982. N 11. С. 3—11.
21. *Лутц Б.Г.* Эволюция эндогенных режимов в магматической истории Земли // Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 10—45.
22. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
23. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Доржнамжаа Д.* Особенности становления земной коры в докембрии: Путеводитель к геологической экскурсии в МНР в 1985 г. по проблеме "Геосинклинальный процесс и становление земной коры". М.: ГИН АН СССР, 1985. 66 с.
24. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
25. *Митрофанов Ф.П., Бибикова Е.В., Грачева Т.В.* и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых ("серых") гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, N 3. С. 670—673.
26. *Павленко А.С, Филиппов Л.В., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. 248 с.
27. Тектоника Евразии: Объяснительная записка к тектонической карте Евразии масштаба 1:5000000. М.: Наука, 1966. 487 с.
28. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
29. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1978.
30. *Яншин А.Л., Зайцев Н.С.* Советско-Монгольской комплексной научно-исследовательской геологической экспедиции — 20 лет // Вестн. АН СССР. 1987. N 9. С. 112—122.
31. *Яншин А.Л., Хаин В.Е., Гатинский Ю.Г.* Основные проблемы тектоники Азии // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 5: Тектоника Азии. С. 3—10.

УДК 552.2:551.24(517.3)

В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В СТРУКТУРАХ МОНГОЛИИ

Исследования геологических структур Монгольского сегмента крупнейшего долгоживущего Центрально-Азиатского складчатого пояса, расположенного между Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской и Таримской на юге, показали, что наиболее важным процессом эволюции ее геологических структур с архея до кайнозоя является формирование и эволюция континентальной коры, что привело к последовательному причленению к Сибирскому кратону все более молодых складчатых областей вплоть до его консолидации с кратонами Южной Азии. Магматические породы — составная часть этих структур, и их формирование отражает процессы образования континентальной коры и ее тектонической переработки.

Рассмотрим магматические аспекты формирования коры на территории Монголии. Фактической основной настоящей статьи является карта геологических формаций МНР масштаба 1:1 500 000, составленная большим коллективом СМГЭ, а также многочисленные новые данные. Ранее нами проводился общий геодинамический анализ эволюции магматизма территории Монголии и связанной с ним металлогении [7]. Здесь мы очень кратко охарактеризуем специфику магматизма каждого геологического этапа и сосредоточим усилия на анализе своеобразия формирования континентальной коры, вносящем, как нам представляется, определенный вклад в общую теорию образования и эволюции континентальной коры складчатых областей. Новым также является впервые предпринимаемая попытка корреляции важнейших этапов формирования континентальной коры Монголии с событиями в геохронологической и геохимической эволюции подстилающей ее мантии [22], конечно, при допущении, что континентальная кора МНР является результатом дифференциации вещества мантии.

Главный тезис, который развивается в статье, сводится не только к многоэтапности формирования континентальной коры на данной территории, но и разнообразию путей ее формирования или процессов превращения базитового мантийного вещества в сиалическую континентальную кору; участию в формировании континентальной коры синхронных тектонических процессов сжатия и растяжения; взаимосвязи процессов новообразования континентальной коры и тектонической переработки уже имевшейся коры. На примере территории МНР разрабатывается специфическая монголо-охотская коллизионная модель формирования и переработки континентальной коры, близкая к современной калифорнийской геодинамической обстановке.

ОСНОВНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МНР

На упоминавшейся карте геологических формаций МНР выделены следующие важнейшие геолого-тектонические эпохи [7]: дорифейская, рифейская, позднерифейско-кембрийская, раннепалеозойская, раннемезозойская, позднемезозойская и кайнозойская. Кратко рассмотрим вещественную и геодинамическую специфику магматизма для каждой из перечисленных эпох.

Докембрийская эпоха. Специфике геологических, в том числе магматических, процессов в докембрии посвящена в данной книге статья Н.С. Зай-

©В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, 1990

цева с соавторами. Дорифейская геологическая история складчатых областей Монголии близка к таковой структуры щитов, в частности Алданского [8, 11]. Для МНР раннедокембрийское основание таких структур включает ранне- и позднеархейский, а также раннепротерозойский комплексы. Ранне-среднерифейский комплекс относится к рифтогенно-деструктивным (предгеосинклинальным) структурам, после формирования которых возникли венд-раннекембрийские типичные офиолиты ранних каледонид.

Главнейшей проблемой эволюции докембрийских структур Монголии остается надежность геохронологических датировок, хотя в последние годы и здесь наметился заметный прогресс [8, 12]. По крайней мере изохронным уран-свинцовым методом по акцессорным цирконам разных генераций тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса зафиксированы датировки 2650±30 и 565±70 млн лет. Первая датировка, наиболее интересная для этого раздела статьи, отвечает минимальному возрасту образования цирконов упомянутых гнейсов и практически отделяет архейские образования от более молодых докембрийских. Термоизохронные свинец-свинцовые датировки этих же цирконов подтверждают этот рубеж: цирконы тоналитового гнейса байдарагинского комплекса образовались в интервале 2650—2400 млн лет. Таким образом, байдарагинский комплекс, видимо, имеет позднеархейский возраст, а реликты гранулитов в нем — раннеархейский. Этим же термоизохронным свинец-свинцовым методом по цирконам байдарагинского и бумбугерского комплексов фиксируются нарушения равновесий изотопных систем начиная с 2000 млн лет, т.е. с конца раннего протерозоя, завершающего карельско-сфекофенскую орогению. Этой датировке, фиксирующей формирование раннепротерозойского бумбугерского комплекса, бизки калий-аргоновые возраста 1900—1700 млн лет. И.К. Козаковым и др. [8] выделен термоизохронным методом также рубеж 1500—1400 млн лет, отвечающий формированию рифейского ульдзитгольского комплекса Баян-Хонгорской зоны. Однако на термоизохронной диаграмме эти датировки не вычленяются из практически непрерывного отрезка времени 2000—1400 млн лет. Фактически по изотопным датировкам фиксируются для докембрия каледонид МНР следующие циклы: архейский с образованием байдаргинского комплекса (древнее 2650—2400 млн лет), перерыв в активности от 2650—2400 до 2000 млн лет, непрерывная активность от раннепротерозойского цикла с образованием бумбугерского комплекса (2000—1700 млн лет) до рифейского цикла с образованием ульдзитгольского комплекса (1500—1400 млн лет). Магматизм циклов наиболее полно развит в докембрийских структурах Северной и Центральной Монголии, в то время как в зоне южно-монгольских герцинид образования более ранних циклов интенсивно переработаны позднепротерозойским магматизмом и метаморфизмом. Среди последних интересны, например, базиты гашуннурского комплекса, состав которых соответствует толеитовым базальтам, реже базанитам и в целом близок составу континентальных базитов. Условия формирования дайкового комплекса определяются как начальная стадия деструкции (рифтогенеза) раннедокембрийского основания на рубеже раннего и позднего протерозоя [8].

Каждый из перечисленных докембрийских циклов характеризуется принципиально единой последовательностью процессов магматизма и ультраметаморфизма. В пределах каждого цикла региональному метаморфизму предшествует внедрение пород основного состава, которые позволяют разделить тектоно-метаморфические циклы. Среди интрузивных гранитоидов выделяются ранне-, поздне- и постскладчатые. Раннескладчатые представлены относительно крупными массивами плагиогранитоидов, ассоциирующих в одних случаях с диоритами и габброидами, в других — с нормальными гранитами и гранодиоритами. Их внедрение относится к кульминационной стадии регионального метаморфизма. Поздне- и постскладчатые интрузивные породы слагают срав-

нительно небольшие тела и представлены аплитами, гранитами, граносиенитами и пегматитами, внедренными на регрессивной стадии метаморфизма. Общей тенденцией изменения химизма интрузивных гранитоидов в тектонометаморфическом цикле является увеличение содержания калия и общей щелочности от ранне- к поздне- и постскладчатым гранитоидам.

Процессы ультраметаморфизма (по нашему мнению — гранитизации) с образованием мигматит-гранитов характерны для раннедокембрийских тектономагматических циклов и связаны с кульминацией регионального метаморфизма. При этом основная масса ультраметаморфических гранитов образована по породам гранулитовой фации архея при наложении позднеархейского и раннепротерозойского метаморфизма. В позднем протерозое ультраметаморфизм проявлен ограниченно в структурах типа термальных куполов. В целом для докембрия региона отмечается последовательное уменьшение автохтонного гранитообразования от ранних циклов к поздним.

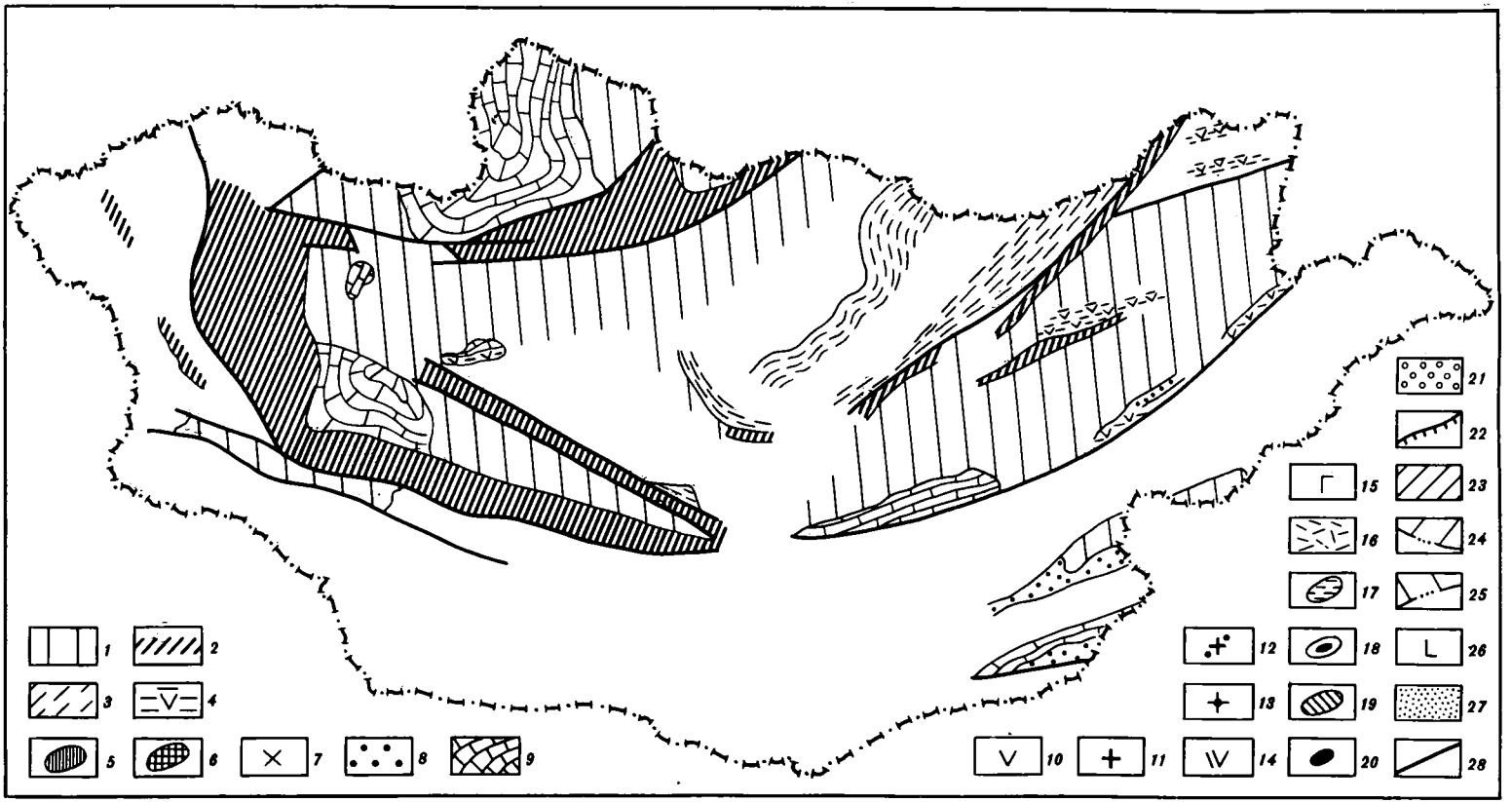
В составе докембрийских комплексов известны также анортозиты, установленные в южной части Тарбагатайского выступа Хангая (Мустулинский массив) и в других районах Северо-Западной Монголии [14]. Наблюдаемые геологические соотношения и данные изотопных определений возраста позволяют отнести их формирование к архею или к рубежу архея и протерозоя.

В целом формационный состав дорифейских комплексов позволил отнести ассоциацию пород архейского уровня к энсиалическому типу [8], причем вулканиты байдаргинского комплекса характеризуют режим мобильной зоны, разделявшей блоки с субплатформенным сиалическим типом седиментации и вулканизма. Ассоциации пород раннепротерозойского моренско-бумбугерского уровня указывают на переход к квазисиматическому типу развития и затем к рифейскому деструктивно-рифтогенному типу (гашуннурский и ульдзийский комплексы).

Таким образом, как и для Алданского щита [18] и всей Евразии [17], для докембрийской части территории МНР к концу раннего протерозоя (рубеж 2 млрд лет) сформировалось кристаллическое основание докембрийской континентальной коры, достаточно мощной и жесткой для последующего ее раскола в рифее. Слабое проявление деструктивных процессов в более ранние циклы докембрийской истории МНР связывается с интенсивным прогреванием, пластичностью и непроницаемостью этой более древней коры [11].

Эпоха позднего рифея—раннего кембрия (рис. 1). Она характеризовалась формированием многочисленных раннекаледонских офиолитовых поясов, в пределах которых интенсивно извергались базальты, ассоциирующие с гипербазитами, габброидами и кремнистыми сланцами (Баян-Хонгорская зона, хребты Хан-Тайшир, Хан-Хухэй, Восточное Прихубсугулье и др.). Здесь широко развиты полосчатый комплекс переходных зон офиолитов, комплексы параллельных даек и шаровых лав с участием спилитов и кератофиров. В последние годы В.В. Кепежинскас выявлены среди пород комплексов параллельных даек и шаровых лав породы не только толеитовой серии, но и известково-щелочной, субщелочной, а также бониниты. Как известно, эти породы являются индикаторами обстановок окраинный бассейн—юная островная дуга, в которых формируются уже не только океаническая, но и первая континентальная кора. Таким образом, около 600 млн лет назад на территории Северной Монголии существовали окраинные моря и островные дуги, образовавшиеся, возможно, в результате длительного рифейского этапа деструкции. В пределах островных дуг формировалась новообразованная и примитивная каледонская континентальная кора, дополняющая кору дорифейского основания.

Ранний палеозой (рис. 2). К концу раннего палеозоя ($Є_2$—О) в Северной Монголии произошло замыкание раннекаледонских офиолитовых прогибов с формированием на их месте магматических формаций переходной стадии раз-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28

вития земной коры: тоналит-плагиогранитовой, гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой. Массивы этих формаций часто размещены в виде поясов в зонах поднятий по обрамлению закрывшихся прогибов. Имеется определенная аналогия таких поясов с магматическими поясами современных активных континентальных окраин над зонами Заварицкого—Беньофа. Не исключено, что при замыкании венд-нижнекембрийских бассейнов в раннем палеозое зоны субдукции существовали не только под островными дугами, но и под континентальными окраинами. В Южной Монголии в ордовике начали формироваться бассейны с океанической корой и офиолитовым магматизмом (дзоленский, баянлэгский, баянгобийский комплексы), геохимическая специфика которого недостаточно изучена. Таким образом, в раннем палеозое магматизм фиксирует появление более зрелой по сравнению с юными островными дугами сиалической коры на месте и особенно по обрамлению древних офиолитовых трогов.

Средний палеозой (S—C_1, рис. 3). В это время продолжается четкое обособление в МНР Северного мегаблока с каледонскими и более ранними структурами и Южного, сложенного структурно-формационными комплексами герцинид. В Северном мегаблоке формировались магматические образования нормального субщелочного и щелочного рядов континентальной стадии. В Южном мегаблоке в силуре и, возможно, в начале девона возникли формации океанической стадии с элементами переходной к офиолитовой ассоциации (базальты толеитовой и известково-щелочной серий в ассоциации с гипербазитами, габброидами и кремнистыми сланцами), а в девоне—начале карбона преобладали ассоциации переходной стадии (базальтовая, андезибазальтовая, андезитовая и гранодиоритовая формации). Геодинамическая обстановка западной части МНР похожа на активную континентальную окраину андийского типа с ареалом магматизма, щелочность которого растет в северо-восточном от Монгольского Алтая направлении. На остальной части территории МНР краевой магматический пояс не фиксируется, возможно, в связи с раскрытием в девоне задугового Хангай-Хэнтэйского морского прогиба, синхронного с заложением ряда островных дуг в Южно-Монгольском бассейне. В последние годы в районе Монгольского Алтая, Хан-Хухэя выявлены новые проявления девонских щелочных магматических пород (щелочных гранитов, в том числе редкометальных, нефелиновых сиенитов, лейцитовых базальтоидов, фонолитов, трахитов), тяготеющих к зонам глубинных разломов. Вероятно, уже с девона в этих структурах на фоне общего сжатия проявлялись условия растяжения (дайковые пояса) с формированием континентально-рифтогенных ассоциаций. В целом в среднем палеозое континентальная кора в большинстве частей южно-мон-

←

Рис. 1. Схема размещения структурно-формационных комплексов Монголии позднего рифея—раннего кембрия

1 — формации докаледонского основания; *2, 3* — формации океанической стадии: *2* — офиолитовой, *3* — кремнисто-сланцевой; *4—9* — формации переходной стадии: *4* — преимущественно вулканических пород, *5* — тоналит-плагиогранитовой, *6* — гранодиоритовой, *7* — гранодиорит-гранитовой и гранитовой, *8* — преимущественно терригенных пород, *9* — преимущественно карбонатных пород; *10—21* — формации континентальной стадии: *10* — вулканитов известково-щелочной серии нормальной щелочности, *11* — гранитоидов известково-щелочной серии нормальной щелочности, нерасчлененных, *12* — гранодиорит-гранитовой и гранитовой, *13* — лейкогранитовой, *14* — вулканитов известково-щелочной серии повышенной щелочности, нерасчлененных, *15* — то же, преимущественно основного состава, *16* — то же, преимущественно кислого состава, *17* — гранитоидов известково-щелочной серии повышенной щелочности, *18* — калиевых щелочных лав с карбонатитами, *19* — щелочных базальтоидов, *20* — интрузий щелочных пород, *21* — преимущественно терригенных пород; *22* — границы распространения офиолитового комплекса позднего рифея—раннего кембрия в структурах раннепалеозойских образований; *23* — континентальные рифтовые зоны; *24* — области распространения пород известково-щелочной серии нормальной щелочности; *25* — области распространения пород известково-щелочного ряда повышенной щелочности; *26* — область южно-монгольских герцинид; *27* — области, развивавшиеся в континентальном режиме; *28* — разломы

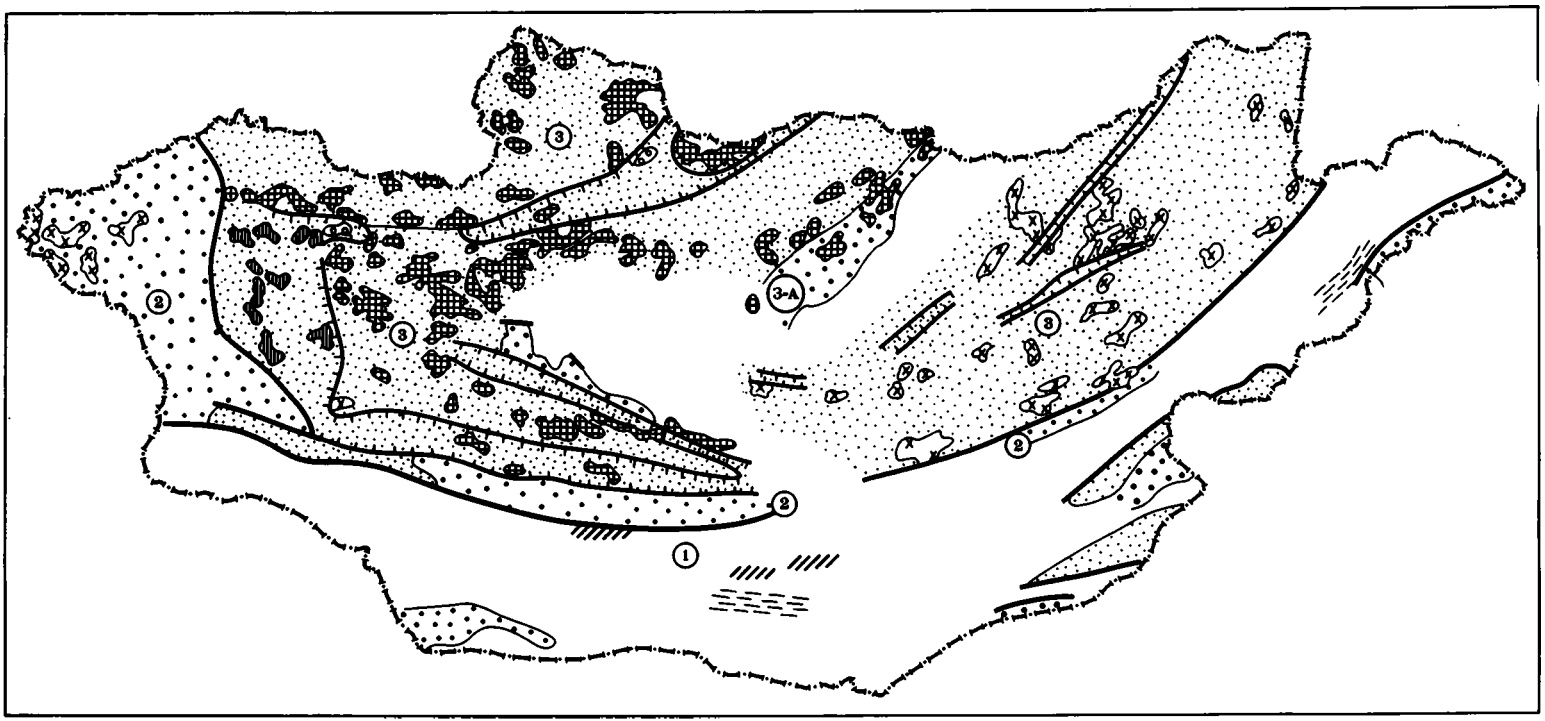


Рис. 2. Схема размещения структурно-формационных комплексов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых раннего палеозоя.

Условные обозначения те же, что на рис. 1; структурно-формационные зоны (цифры на схеме): 1 — Южно-Монгольская океаническая (эвгеосинклинальная); 2 — Монголо-Алтайско-Сухэбаторская переходная; 3 — Северо-Монгольская континентальная с внутренней Хэнтэйской (3-А) океанической областью

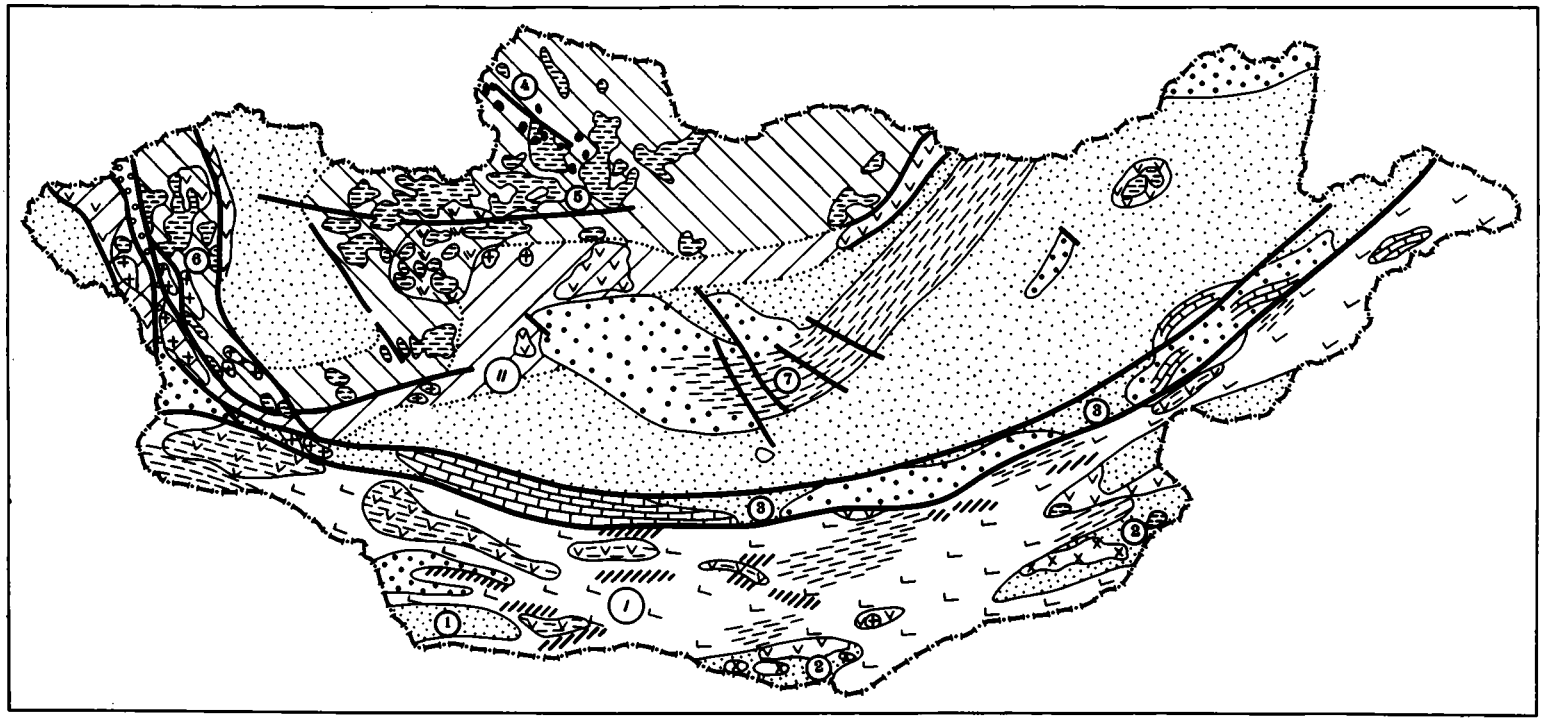


Рис. 3. Схема размещения структурно-формационных комплексов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых среднего палеозоя

Условные обозначения те же, что на рис. 1; структурно-формационные зоны и пояса (цифры на схеме): *I* — Южно-Монгольская с океанической корой (1 — Гоби-Тяньшаньский пояс с корой переходного типа, 2 — блоки с корой континентального типа, 3 — Гоби-Алтайско-Сухэбаторский пояс с корой переходного типа); *II* — Северо-Монгольская зона с корой континентального типа (4 — Прихубсугульская область щелочного магматизма, 5 — Идэро-Селенгинский пояс субщелочных и нормальных известково-щелочных магматических пород, 6 — Монголо-Алтайский пояс аналогичных пород, 7 — Хангай-Хэнтэйский наложенный прогиб с формациями океанической и переходной стадий)

гольских герцинид только начинает формироваться, тогда как в Северном мегаблоке она в это время перерабатывается различными процессами вплоть до создания новой океанической коры в Хангай-Хэнтэйском прогибе. Общая геодинамическая обстановка сходна с современной калифорнийской.

Поздний палеозой (C_2—P, рис. 4). К концу среднего палеозоя континентальная кора сформировалась почти на всей территории МНР за исключением Солонкерской зоны. Поэтому поздний палеозой — эпоха наиболее мощного развития континентального магматизма как по площади, так и по объему изверженных пород. Тектоно-магматический ареал имеет сложную структуру и динамику формирования, в целом сходные с современной калифорнийской обстановкой. Эта структура определяется наличием краевых поясов с известково-щелочными вулканитами нормальной и повышенной щелочности, сменяющимися во времени рифтогенными бимодальными базальт-комендит-пантеллеритовыми ассоциациями с дайковыми поясами и массивами щелочных гранитов, развитых вдоль активной континентальной окраины Солонкерского бассейна. Такой краевой пояс в позднем карбоне занимал самое южное положение (Гоби-Тяньшаньский пояс), а затем вплоть до конца перми он смещался последовательно к северу до Селенгинской зоны. В ранней перми, кроме того, на западном продолжении выклинивающегося морского прогиба сформировались известково-щелочные гранитоиды Хангайского батолита. В пределах вулканических поясов известково-щелочные вулканиты окраинно-континентального типа сменяются бимодальными рифтогенными. По нашему мнению, это объясняется перекрытием спрединговой зоны позднепалеозойского Палеотетиса Северо-Азиатской литосферной плитой. Со временем проекция на поверхность такого перекрытия смещается к северу с реальными для современности скоростями, с чем и связывается упомянутая выше миграция к северу субширотных вулканических поясов. В пределах Южно-Монгольского вулканического пояса закономерное увеличение содержания калия в известково-щелочных вулканитах к северу позволило реконструировать палеозону Заварицкого—Беньофа, проекция которой на поверхность прослеживается в Солонкерской зоне. В целом позднепалеозойский тектоно-магматический ареал, как и среднепалеозойский, похож на современный калифорнийский. Однако в отличие от среднего палеозоя в этом ареале значительно шире развились явления континентально-рифтогенного магматизма. Таким образом, позднепалеозойский этап хотя и привел к дальнейшей аккреции континентальной коры за счет позднепалеозойского Палеотетиса, но ведущим магматическим событием этапа является совмещение магматизма субдукции и широко развитого континентального рифтогенеза.

Ранний мезозой (T—J_{1-2} рис. 5). Магматизм этой эпохи "проникает" в Монголию со стороны Тихого океана вдоль Монголо-Охотского разлома на расстояние 2500—3000 км и концентрируется на востоке страны. Возникший на разновозрастном складчатом основании магматический ареал имеет зональное строение. Его "ядро" сложено крупными массивами гранодиорит-гранитовой формации и обрамляется площадями мелких тел гранитоидов гранит-лейкогранитовой, литий-фтористых гранитов, щелочногранитовой и некоторых других формаций (зона "распыленного" магматизма). Плутонические и вулканические породы повышенной щелочности тяготеют к северной и южной периферическим зонам магматического ареала. В центральной части ареала, в пределах Ингода-Шилкинской зоны Забайкалья, в позднем триасе—ранней юре возник узкий морской прогиб с толеитовыми базальтами, габбро, диоритами и плагиогранитами [10]. В Джаргалантуинском прогибе МНР такой морской прогиб существовал начиная с поздней перми и на протяжении триаса. Кроме этих прогибов, на остальной территории МНР магматизм носит континентальный характер, фиксируя переработку сиалической коры в геодинамических условиях континентальной коллизии с рифтогенными прогибами.

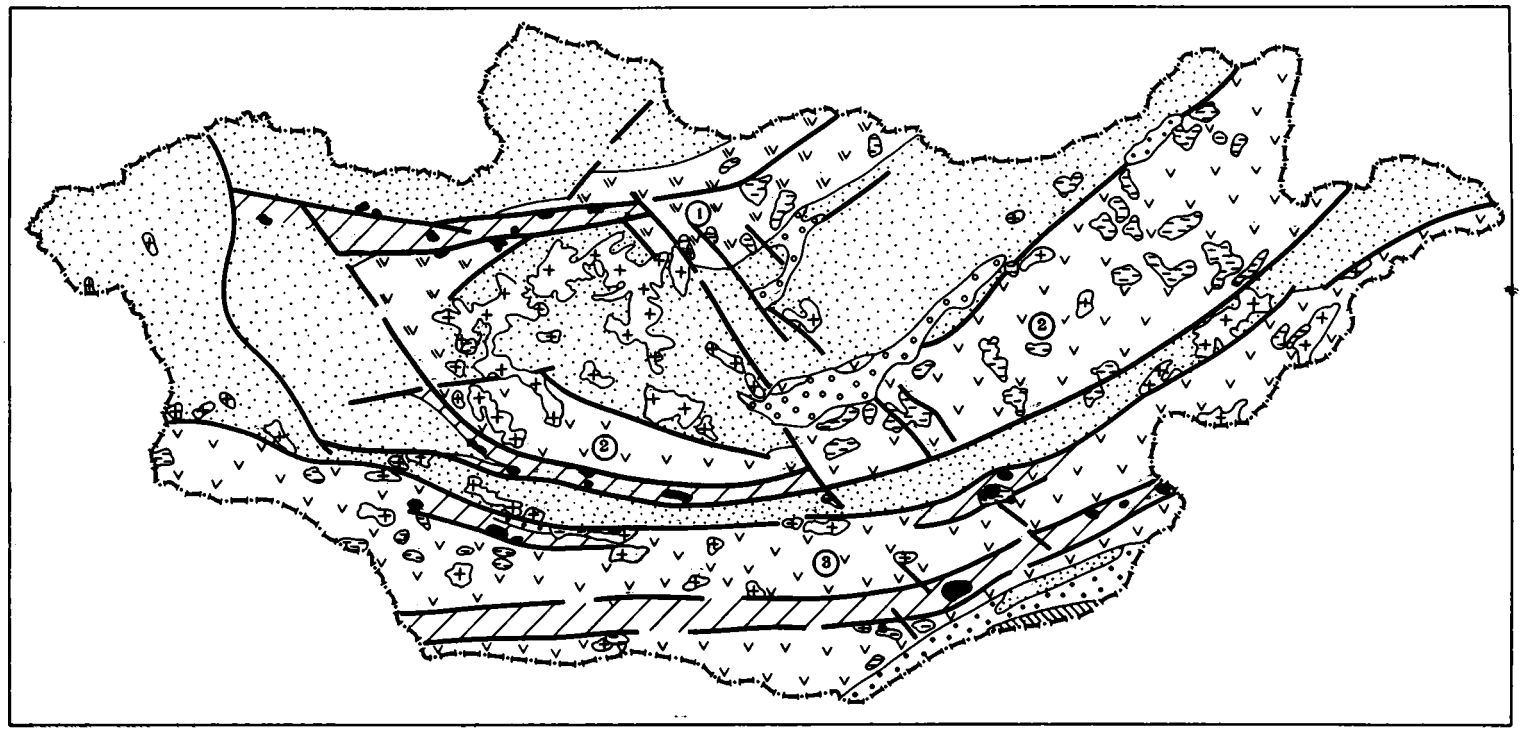


Рис. 4. Схема размещения структурно-формационных комплексов, месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых позднего палеозоя

Условные обозначения те же, что на рис. 1; структурно-формационные зоны (цифры на схеме): 1 — Северо-Монгольская; 2 — Центрально-Монгольская; 3 — Южно-Монгольская

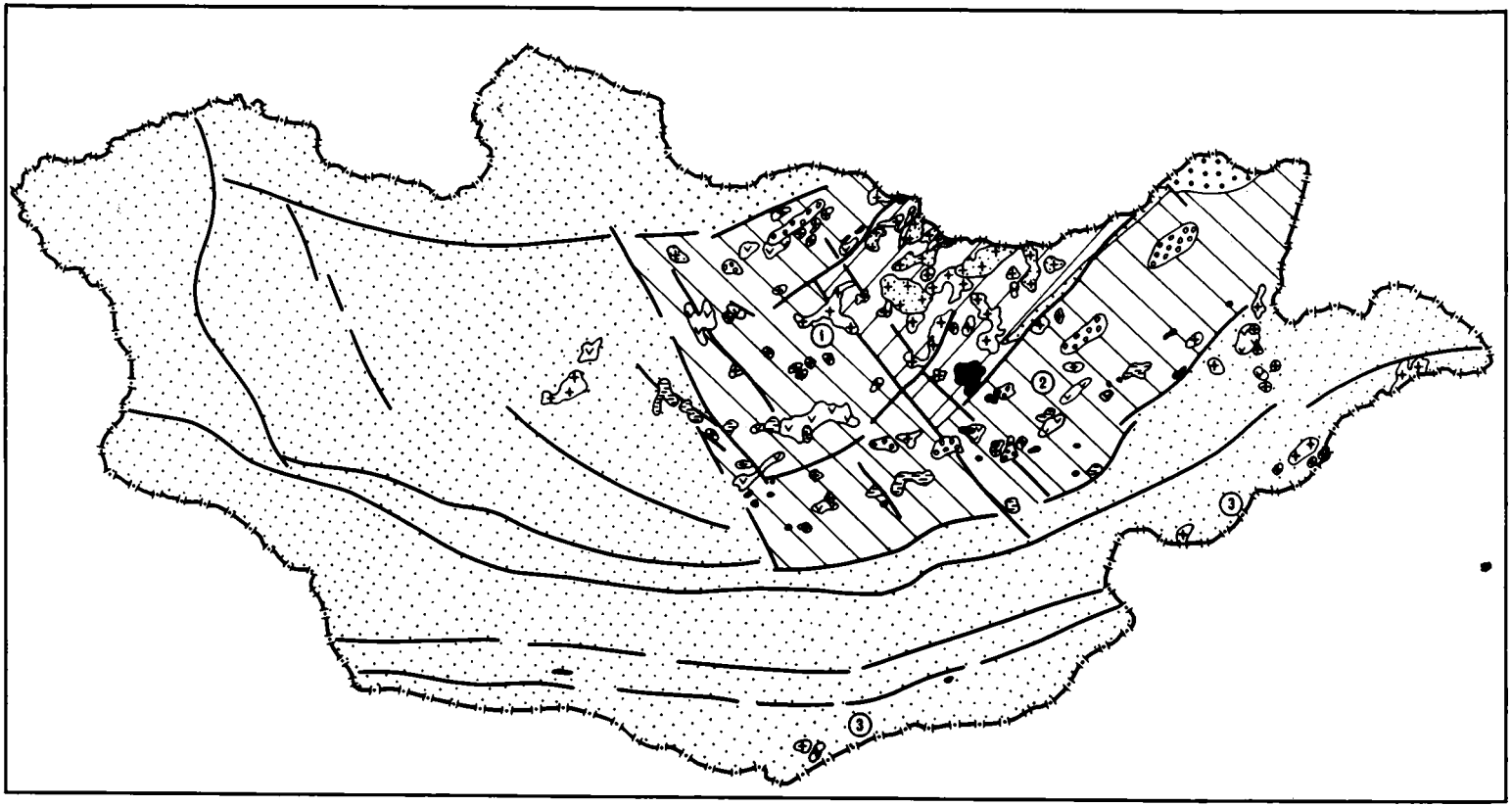


Рис. 5. Схема размещения структурно-формационных комплексов раннего мезозоя

Условные обозначения те же, что на рис. 1; структурно-формационные пояса (цифры на схеме): 1 — Хэнтэйский, 2 — Хангайско-Восточномонгольский, 3 — Юго-Восточный

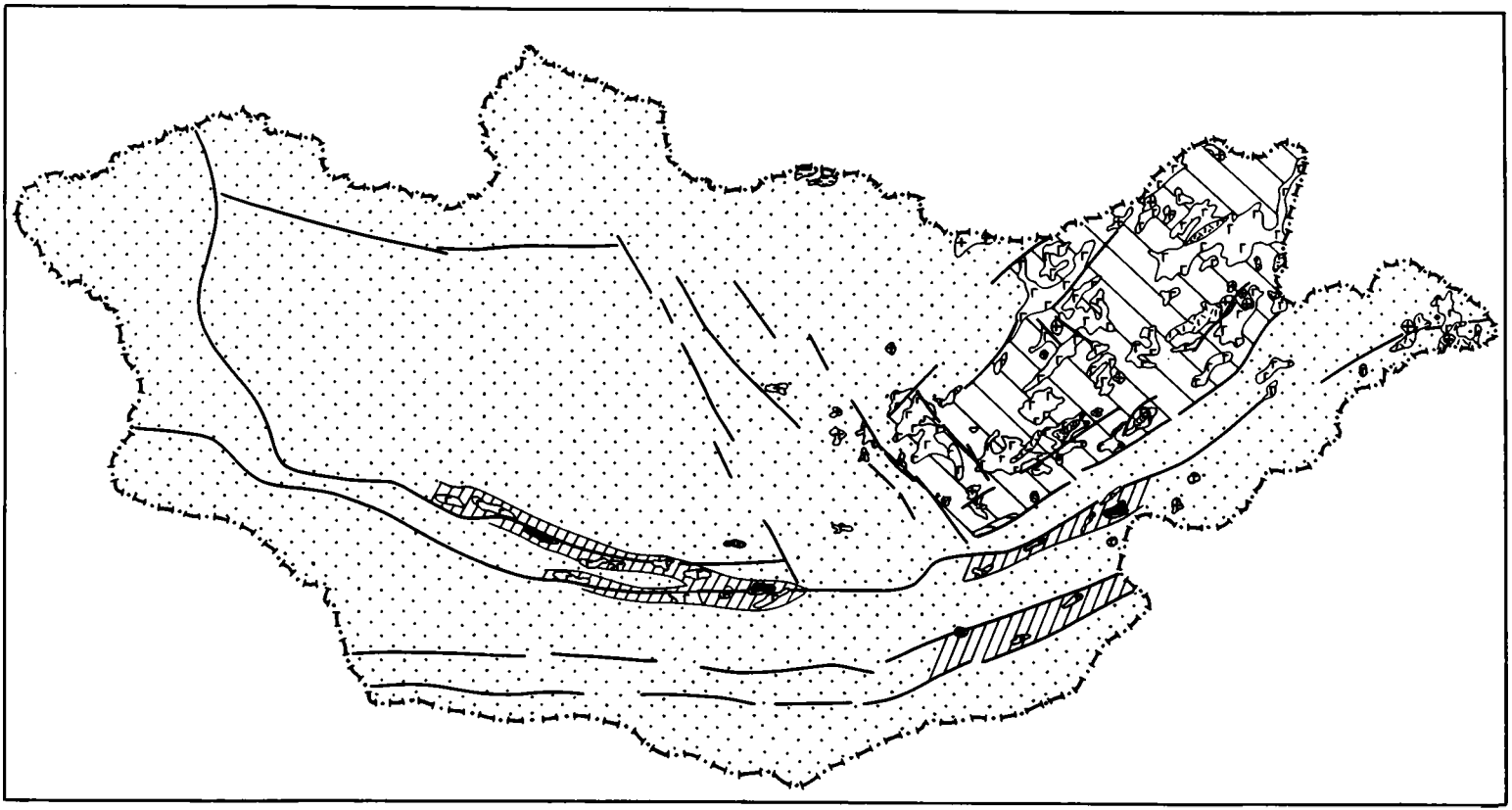


Рис. 6. Схема размещения структурно-формационных комплексов позднего мезозоя

Условные обозначения те же, что на рис. 1

Поздний мезозой (J_3—K_1, рис. 6). Магматический ареал этого возраста имеет сходное с раннемезозойским зональное строение [10]. На территории МНР зафиксирована только западная часть этого ареала, представленная зоной "распыленного" плутонического магматизма, тяготеющего к горстам, и вулканического магматизма, сосредоточенного в континентальных прогибах. Здесь развиты гипабиссальные массивы габброидной, гранит-лейкогранитовой с граносиенитами, щелочногранитовой формаций, вулканиты базальтовой, андезито-базальтовой, дацит-риолитовой, онгориолитовой и других формаций различных рядов щелочности. Выявлены вулкано-плутонические комплексы калиевых субщелочных и щелочных вулканитов с редкоземельными карбонатитами и апатитовыми породами, бимодальные базальт-онгориолитовые ассоциации, являющиеся индикаторами континентального рифтогенеза.

Кайнозой. Магматизм этой эпохи проявился в форме излияния лав и эксплозивных продуктов базитов в основном повышенной щелочности [5, 15], концентрирующихся в субмеридиональной Хубсугул-Хангайской, субширотной Южно-Монгольской зонах и на плато Дариганга. По объему это мощный импульс базитового магматизма. По данным В.В. Кепежинскас, базиты Хубсугул-Хангайской зоны представлены лейцитовыми базальтоидами, оливиновыми трахибазальтами, субщелочными андезибазальтами, а на плато Дариганга — гавайитами, лимбургитами, нефелиновыми муджиеритами и оливиновыми базальтами.

Подводя итоги, можно сделать следующий основной вывод: характер магматизма находится в тесной зависимости от процессов формирования континентальной коры и играет индикаторную роль для выделения важнейших стадий ее образования — океанической, переходной и континентальной. В континентальную стадию тип магматизма определяется в первую очередь геодинамическими обстановками, преобразующими континентальную литосферу, и в меньшей степени зависит от зрелости коры.

В Северном мегаблоке Монголии континентальная кора сформировалась к среднему палеозою, и впоследствии в среднем и позднем палеозое и мезозое в Северной Монголии неоднократно проявлялись магматические процессы. Несмотря на то что характер континентальной коры региона достаточно однообразен, проявившийся магматизм существенно различается в различных его участках. Эти различия обусловлены в первую очередь таким геодинамическим фактором, как глубина залегания сейсмофокальной зоны. Последние реконструируются на основе палеотектонических построений и анализа состава магматических пород по методике Т. Хазертона и В. Дикинсона. Так, для среднего палеозоя установлено формирование на одном и том же основании в Центральной Монголии известково-щелочных ассоциаций, в Северном Хангае и хребте Болнай — субщелочных ассоциаций, в северном Прихубсугулье — щелочных ассоциаций. Близкая картина отмечается для позднего палеозоя, когда в Южной и Центральной Монголии возникли известково-щелочные ассоциации, а в Северной — субщелочные, для раннего мезозоя, на протяжении которого в Центральном Хангае формировались известково-щелочные ассоциации, на его склонах — субщелочные, а по обрамлению — щелочные.

ВАЖНЕЙШИЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ МОНГОЛИИ

Континентальная кора складчатых областей образуется в процессе длительной эволюции тектонических структур, начиная с океанической через переходную к континентальной стадии [17]. Индикаторами зрелости коры в процессе ее эволюции являются структурно-формационные комплексы, положенные также в основу карты геологических формаций Монголии. Для наиболее зрелой кон-

тинентальной стадии (орогенная, платформенная) эволюции тектонических структур характерны грубообломочная верхняя моласса, парагенетически связанные с ней окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса, плутонический гранитоидный магматизм сводовых поднятий [13, 17, 18]. Эти индикаторные формации структурно-формационных комплексов континентальной стадии образуются в результате "тектонического скучивания, метаморфизма и гранитизации" блоков коры более ранних стадий эволюции, когда "происходит перемещение на новые уровни границ раздела основных слоев коры, возникают глубокие сиалические корни, что ведет к изостатическому поднятию территорий и формированию горного рельефа" [18, с. 170]. К перечисленным выше формациям—индикаторам континентальной стадии А.А. Моссаковского для докембрия добавляется анортозит-рапакиви-гранитная [9, 18].

Проведенные исследования геологии и магматизма территории МНР показали, что континентальная кора здесь частично возникла в глубоком докембрии, для Северного мегаблока — к среднему палеозою, для большей части Южного мегаблока — к началу позднего палеозоя, для самой южной части этого мегаблока — Солонкерской зоны — в поздней перми, возможно, начале триаса.

Рассмотренные выше материалы отчетливо показывают, что континентальная кора как сиалическое образование в дорифейском кристаллическом основании изученных дорифейских блоков МНР образовалась по крайней мере не позднее конца архея. Однако характер индикаторных формаций, фиксирующих наиболее ранние процессы формирования континентальной коры на территории МНР, с наших позиций, опирающихся на данные Ф.П. Митрофанова и И.К. Козакова, трудносопоставим с перечисленными выше индикаторами структурно-формационных комплексов континентальной стадии. Эти трудности связаны, в частности, со все еще недостаточной изученностью докембрия Монголии, а также с принципиально разными подходами к процессам формирования раннедокембрийской континентальной коры в пределах складчатых поясов. Не вдаваясь в дискуссию по этой проблеме, подчеркнем только следующий вывод, выходящий за рамки различных представлений.

Если опираться на упомянутые выше крайне скудные изотопные датировки докембрийских пород МНР, можно полагать, что к рубежу 2 млрд лет (конец раннего протерозоя) континентальная кора в этих докембрийских блоках приняла достаточно зрелый облик. По данным Ф.П. Митрофанова с соавтрами, зрелость этой континентальной коры мы пока можем фиксировать не только по широкому развитию нормальных известково-щелочных гранитоидов, но по смене сравнительно пластичной, видимо, прогретой древней коры более жесткой, более мощной и холодной корой, способной к ее последующему расколу в рифее. Начиная примерно с рубежа 2 млрд лет эти авторы подчеркивают все большую роль процессов деструкции континентальной коры, магматическим индикатором которой являлись дайковые пояса базитов. Видимо, признаком зрелости континентальной коры в это время являлось также формирование анортозитовых массивов с возрастом около 1,7 млрд лет [1]. Не исключено, что упомянутые дайковые пояса могли фиксировать эмбриональные рифтогенные зеленокаменные пояса [18], широко развитые в более жестких структурах щитов.

Для фанерозоя удается более полно проследить процесс формирования континентальной коры с фиксацией структурно-формационных комплексов океанической, переходной и континентальной стадий.

Океаническая стадия раннекаледонских структур Северной Монголии проявлена в широко развитых офиолитовых ассоциациях позднего рифея—раннего кембрия (600 млн лет): спилит-кератофировой, базальт-андезитовой, дацит-риолитовой формациях, ассоциирующих с гипербазитами, габброидами и кремнистыми сланцами. Как уже упоминалось, среди офиолитовых магматических ассоциаций

В.В. Кепежинскас выявлены известково-щелочные серии, бониниты и марианиты, т.е. индикаторы обстановок типа современных островных дуг и окраинных морей. Это заставляет пересмотреть однозначную геодинамическую интерпретацию офиолитов как океанической коры геологического прошлого, сформированной в палеозонах срединно-океанических хребтов (СОХ). По вещественным параметрам океанический характер этой коры не подвергается сомнению, но ее геодинамическая интерпретация несколько меняется. По индикаторным магматическим ассоциациям она приближается к переходной стадии и фиксирует условия не только растяжения, но и сжатия. Чтобы не вносить неопределенности в устоявшиеся понятия стадий формирования континентальной коры, мы сохраняем термин "океаническая стадия" для офиолитов, но смысл его дополняем: это не только процесс деструкции более ранней коры и новообразование океанической, как это бывает в системах СОХ, но и новообразование континентальной коры по пути, известному в юных океанических островных дугах. Не исключено, что в раннекаледонских офиолитах будет обнаружен толеитовый индикаторный магматизм типа СОХ, который известен в офиолитах, например, Внутренних Лигурид. В этом случае в океаническую стадию включаются обстановки начиная от СОХ до юных островных дуг.

Океаническая стадия позднего рифея—раннего кембрия в раннем палеозое сменяется переходной стадией, индикаторами которой являются тоналит-плагиогранитная, гранодиоритовая и гранодиорит-гранитовая магматические формации. Первая из них тяготеет исключительно к Озерной зоне с предшествующей океанической корой, а две другие — к краевым участкам блоков с континентальной корой, граничащей с офиолитами. Магматизм переходной стадии Озерной зоны в раннем палеозое ближе всего к магматизму обстановок развитых островных дуг, а магматизм континентальных блоков — к обстановкам зрелых островных дуг и активных континентальных окраин (АКО) с поясами батолитообразных гранитоидов. Индикаторные магматические ассоциации раннего палеозоя фиксируют полное прекращение условий растяжения в пределах прежних бассейнов на месте офиолитов даже в пределах окраинных морей и смену их условиями сжатия. В конце раннего палеозоя (ордовик) на всей территории Северного мегаблока наступает континентальная стадия со всеми ее признаками, обоснованными А.А. Моссаковским. Начало ее в магматическом аспекте фиксируется внедрением упоминавшихся громадных массивов пород гранодиорит-гранитовой формации. Этим, видимо, завершился первый полный цикл формирования континентальной коры на территории МНР, приведший к приращению Северного мегаблока к Азиатскому палеоконтиненту.

Второй такой цикл привел к континентализации почти всего Южного мегаблока. Однако особенность этого цикла заключается не только в последовательном превращении океанической коры в континентальную, но и в относительно синхронной с этими стадиями и последовательной переработке континентальной коры Северного мегаблока. В течение докембрийского и каледонского циклов формирования континентальной коры мы такого явления, по крайней мере на территории МНР, не фиксируем. Вовлечение в тектоно-магматическую деятельность громадных площадей с завершенной складчатостью, что различные исследователи относят либо к орогенным, либо к активизационным процессам, приводит к формированию зональных тектоно-магматических ареалов, разные зоны которых находились на разных стадиях эволюции коры. Формации океанической стадии (зеленокаменно-измененные базальты, гипербазиты, габброиды в ассоциации с кремнисто-сланцевой формацией офиолитов), видимо, частично, как и для каледонид, в герцинской Южно-Монгольской зоне образовались в системе юная островная дуга—окраинное море в начале среднего палеозоя (силур и, возможно, начало девона). Позднее в девоне Южно-Монгольская зона в основном вступила в переходную стадию, фиксируемую проявлениями базальтовой, андезито-базальтовой,

андезитовой и гранодиоритовой магматических формаций, пространственно часто связанный с терригенными формациями. Синхронно с магматизмом переходной стадии в Южной Монголии, проявленным, видимо, в условиях развитых и зрелых островных дуг, отмечается интенсивный континентальный магматизм в Северном мегаблоке (см. рис. 3). Большая часть зоны перехода между Южным и Северным мегаблоками была практически амагматичной, что, возможно, обусловлено проявлением здесь условий растяжения, фиксируемых, в частности, в раскрытии морского Хангай-Хэнтэйского прогиба. В районе Монгольского Алтая формировался краевой магматический пояс с известково-щелочным магматизмом, а в северной части Западной Монголии образовались локальные континентально-рифтогенные структуры с субщелочным и щелочным магматизмом. К концу раннего карбона континентальная стадия охватила почти всю территорию Южной Монголии за исключением позднегерцинской Солонкерской зоны.

Формирование континентальной коры в ее пределах охватывает третий цикл. До сих пор мало известно о проявлении здесь магматизма океанической и переходной стадий. Синхронный ему магматизм Северного мегаблока — типично континентальный с окраинными магматическими поясами, сводовыми поднятиями и интенсивным гранитоидным магматизмом. Принципиально новым дополнением к этим индикаторам континентальной стадии является бимодальный базальт-комендит-щелочногранитоидный магматизм континентально-рифтогенных структур (см. рис. 4), очень широко развитый в позднем палеозое и сменяющий во времени известково-щелочные серии окраинных магматических поясов. Этим циклом завершился процесс формирования континентальной коры в Монголии. В мезозое происходила только ее тектоно-магматическая переработка.

Таким образом, образование континентальной коры, фиксируемое по наступлению континентальной стадии в эвгеосинклинальных зонах, сопровождается начиная с девона интенсивным континентальным магматизмом прилегающих стабильных областей с широким развитием известково-щелочных магматических серий окраинных поясов. Они сменяются во времени более распространенными базальт-комендит-щелочногранитоидными ассоциациями континентальных рифтов и широко развитыми гранит-лейкогранитовыми формациями нормального и субщелочного рядов.

Начиная с позднего палеозоя практически вся территория Монголии развивается в континентальном режиме. По геодинамическому смыслу этот режим отвечает обстановке континентальной коллизии. В связи с этим на примере территории Монголии может быть предложена модель магматизма сложной геодинамической обстановки коллизии континентальных литосферных плит.

МОДЕЛЬ КОЛЛИЗИОННОЙ ОБСТАНОВКИ

Модель разрабатывается на примере позднепалеозойского и мезозойского магматизма коллизионного пояса Монголии и Забайкалья, возникшего в сложной геодинамической обстановке коллизии Северо-Азиатского и Китайско-Корейского материков.

Основные геологические события в тектонике плит связываются с процессами, происходящими на границах литосферных плит — конструктивных или деструктивных. Особый случай представляет непосредственное столкновение границ литосферных плит, или коллизия, которая проявляется в совокупной картине геологических событий, свойственных тому или иному типу простых литосферных границ. Подобные столкновения происходят в результате продолжительной субдукции океанической коры, которая в случае некомпенсации ее наращиванием новой коры приводит к сближению и последующему тектоническому соединению срединно-океанического хребта с активной континентальной окраиной перекрывающей литосферной плиты, а затем при продолжающейся субдукции

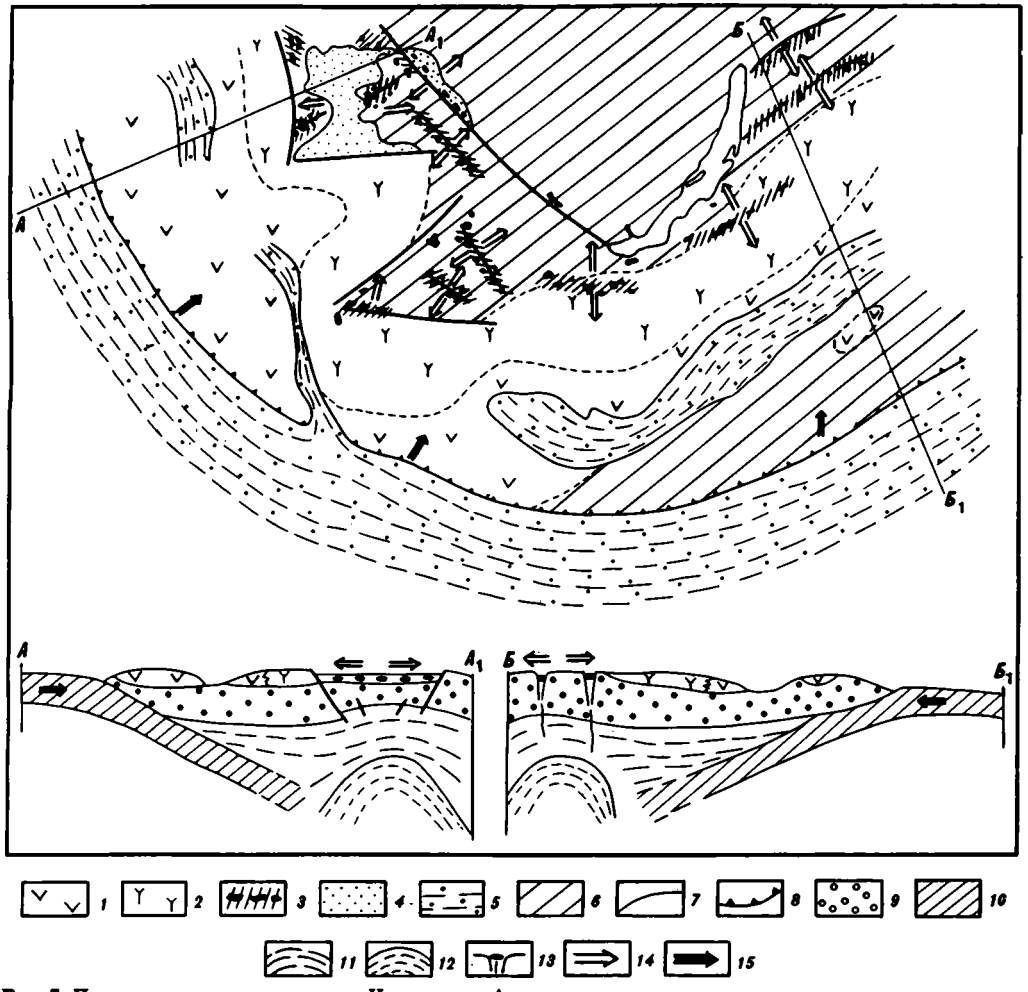


Рис. 7. Палеогеодинамическая схема Центрально-Азиатского пояса для девона

1—4 — ареалы распространения магматических пород: нормального (*1*), субщелочного (*2*), щелочного (*3*) рядов, *4* ~ субщелочного и щелочного рядов, нерасчлененных; *5* — области морской седиментации; *6* — области, развивавшиеся в континентальном режиме; *7* — границы магматических областей; *8* — граница активной континентальной окраины; *9* — континентальная литосфера; *10* — океаническая литосфера; *11* — астеносфера; *12* — мантийный диапир; *13* — континентальные рифты; *14, 15* — векторы: *14* — растяжения, *15* — сжатия

и к тектоническому столкновению континентальных плит. Именно такое развитие процессов коллизии было характерно для позднего палеозоя—мезозоя Центральной Азии и Монголо-Охотского пояса. Следует отметить, что существуют и иные типы коллизии, такие, как срединно-океанический хребет—островная дуга, островная дуга—островная дуга, островная дуга—континент, однако геологический эффект подобных коллизионных обстановок для Монголии в настоящее время не известен.

Формирование коллизионной обстановки в позднем палеозое и мезозое на территории Монголии и ее обрамления было связано с заключительной стадией развития активной континентальной окраины Палеотетиса. Эта окраина возникла в среднем палеозое, когда отчетливо обособился континентальный массив, охватывавший структуры Северной и Центральной Монголии (Северный, или

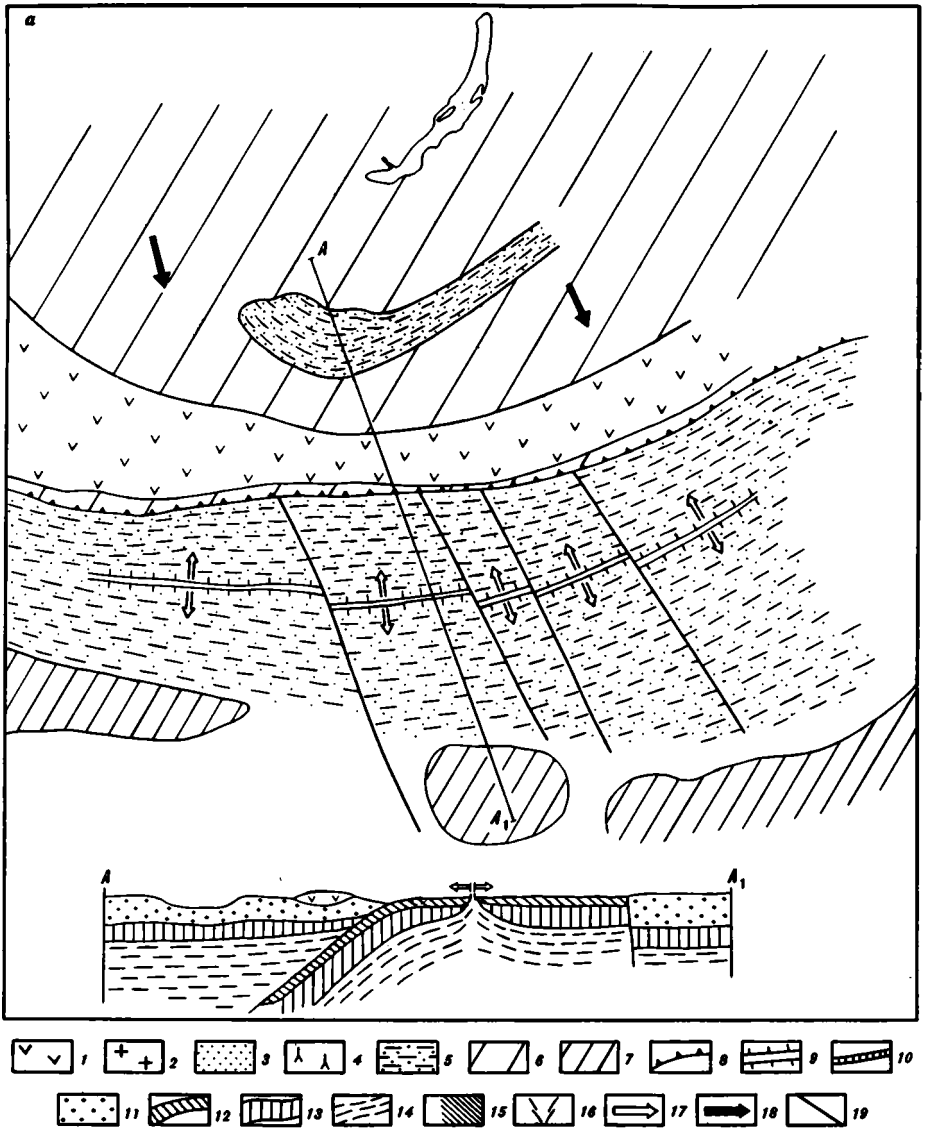


Рис. 8. Палеогеодинамические схемы Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов

а — нижний—средний карбон; *б* — верхний карбон—нижняя пермь; *в* — конец нижней перми; *г* — верхняя пермь; *д* — ранний мезозой; *е* — поздний мезозой; *1—5* — области распространения: *1* — вулканических полей краевых вулканических поясов, *2* — батолитового магматизма, *3* — щелочных пород (рифтогенные области), *4* — "распыленного" магматизма известково-щелочной, субщелочной и щелочной серий, *5* — морской седиментации; *6* — области, развивающиеся в континентальном режиме; *7* — срединные массивы ("микроконтиненты"); *8* — граница активной континентальной окраины; *9* — спрединговые зоны; *10* — коллизионный шов; *11* — континентальная кора; *12* — океаническая кора; *13* — мантия; *14* — астеносфера; *15* — зоны скучивания; *16* — рифтовые зоны; *17, 18* — векторы: *17* — растяжения, *18* — сжатия (размеры векторов отражают относительную величину); *19* — трансформные разломы

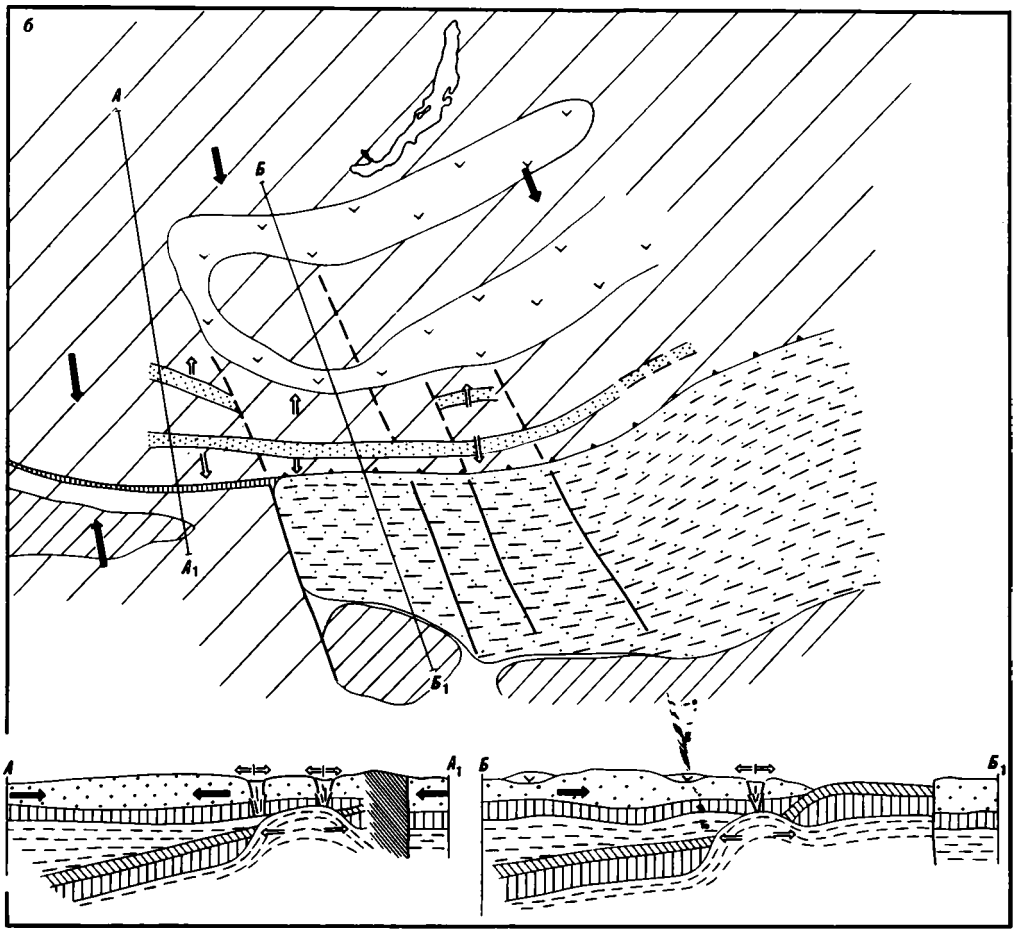


Рис. 8 (продолжение)

раннекаледонский, мегаблок Монголии). С запада, юго-запада и юга континентальный массив обрамлялся Иртыш-Зайсанским и Южно-Монгольским морскими бассейнами, принадлежащими Палеотетису. Активный характер взаимодействия плит континента и палеоокеана в это время привел к образованию краевого вулкано-плутонического пояса, для которого отмечается зональное распределение магматических пород, типичное для активных окраин андийского типа (рис. 7).

Реконструкция для этого времени показала выход зоны субдукции к поверхности в зоне южно-монгольских герцинид [2].

В начале позднего палеозоя к континентальному массиву были причленены структуры южно-монгольских герцинид, где к этому времени завершилось формирование континентальной коры. В соответствии с этим изменилась и геометрия субдукционной системы. Проекция ее выхода на земную поверхность сместилась в зону позднегерцинских морских прогибов (Солонкерская зона). На протяжении раннего и среднего карбона характер взаимодействия Палеотетиса и континента отвечал таковому на активных окраинах андийского типа и привел к формированию краевого вулканического пояса в области южно-монгольских герцинид (рис. 8,*а*). Параметры палеозоны субдукции, оцененные по изменению щелочности пород краевого пояса, соответствуют ее сравнительно крутому (~45°) погружению под

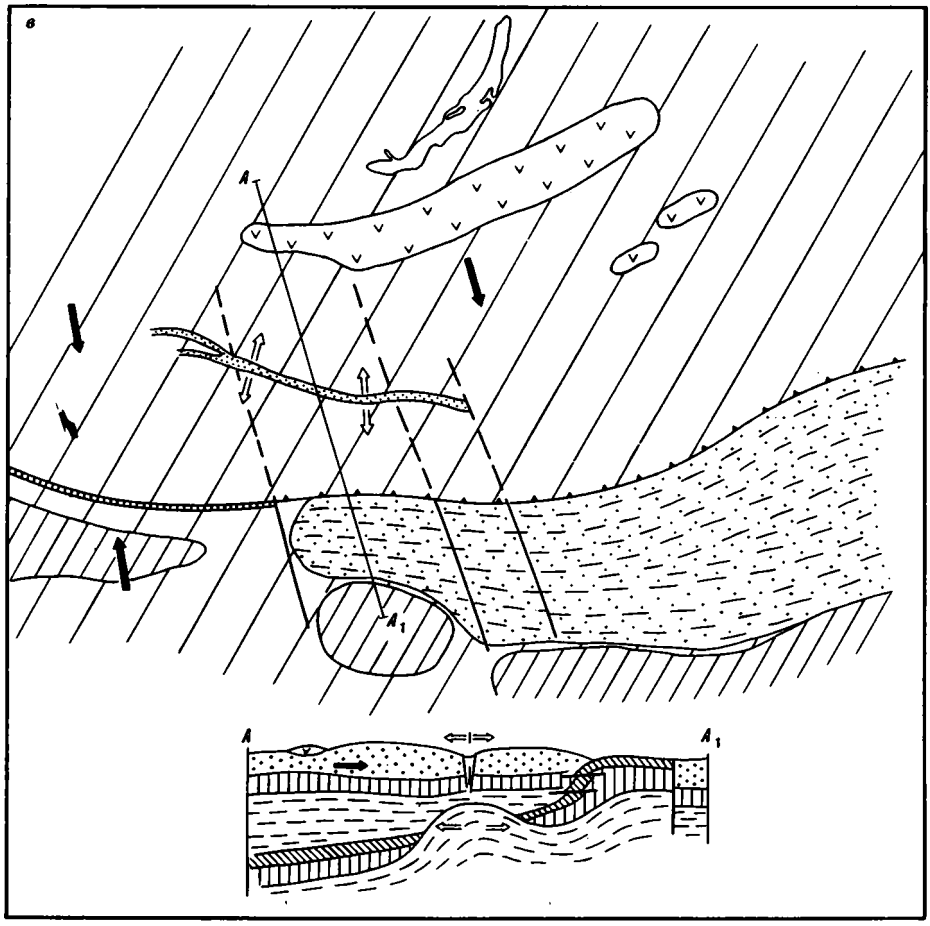


Рис. 8 (продолжение)

континент [21]. В пределах Центральной Монголии в это время формируется Хангай-Хэнтэйский прогиб окраинно-континентального типа.

Формирование коллизионной обстановки началось, по-видимому, с конца среднего карбона, когда произошло тектоническое столкновение срединно-океанического хребта Палеотетиса и активной континентальной окраины позднепалеозойского Северо-Азиатского континента [6]. Это столкновение сопровождалось перестройкой субдукционной системы.

Зона субдукции была перемещена под континент, в связи с чем в Центральной и Северной Монголии в ранней перми широко проявилась магматическая деятельность окраинно-континентального типа (см. рис. 8,*б*). Существующая зональность в распределении различных по щелочности пород в строении ареала отвечает зоне субдукции, погружающейся в глубь континента под углами 15—20°. Особо отметим существование в пределах магматического ареала амагматичной Хангай-Хэнтэйской зоны, соответствующей закрытому в связи с наступившей коллизией Хангай-Хэнтэйскому ранне-среднекарбоновому морскому прогибу. Можно предположить, что большая мощность отложений в прогибе препятствовала поступлению магматических продуктов к поверхности.

Одновременно с перестройкой субдукционной системы в пределах АКО возникла рифтовая система, для которой установлено последовательное смещение области

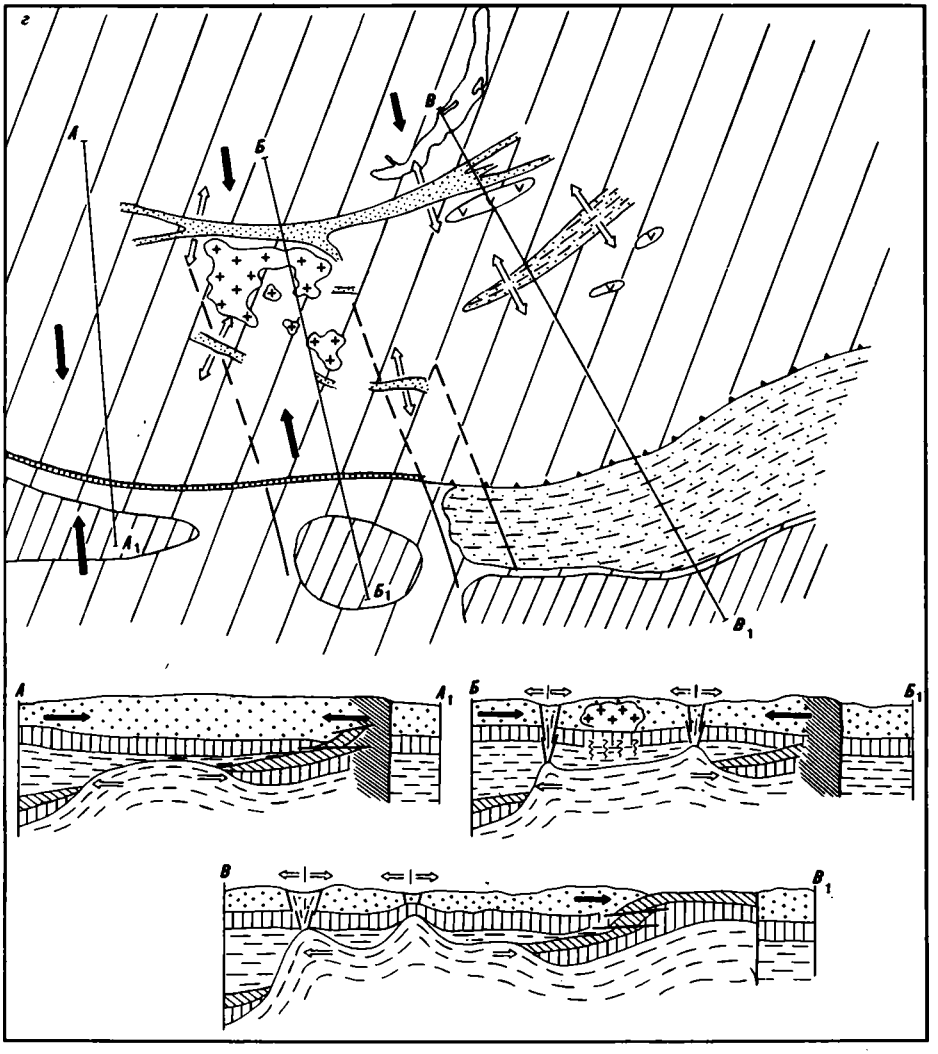


Рис. 8 (продолжение)

рифтогенеза с бимодальным и щелочным магматизмом от границы в глубь Северо-Азиатской плиты в интервале поздний карбон—поздняя пермь (см. рис. 8,*в,г*).

Возникновение рифтовой системы связано с продолжающейся коллизией континентальной литосферы и спредингового центра Палеотетиса, вовлеченного в зону субдукции. Развитие этой коллизионной обстановки имеет много общего с калифорнийской коллизионной обстановкой, возникшей на западе США в результате столкновения Восточно-Тихоокеанского поднятия и активной континентальной окраины материка. Вследствие этого мы рассматриваем эту обстановку как аналог калифорнийской. Возникшие рифтовые зоны с бимодальным и щелочным магматизмом сопоставляются с рифтовой областью Провинции Бассейнов и Хребтов, а зона щелочного магматизма в Центральной Монголии (Северный борт Северо-Гобийской впадины), сопровождавшаяся морской седиментацией в пределах узкого морского залива, по-видимому, может рассматриваться как аналог калифорнийского залива.

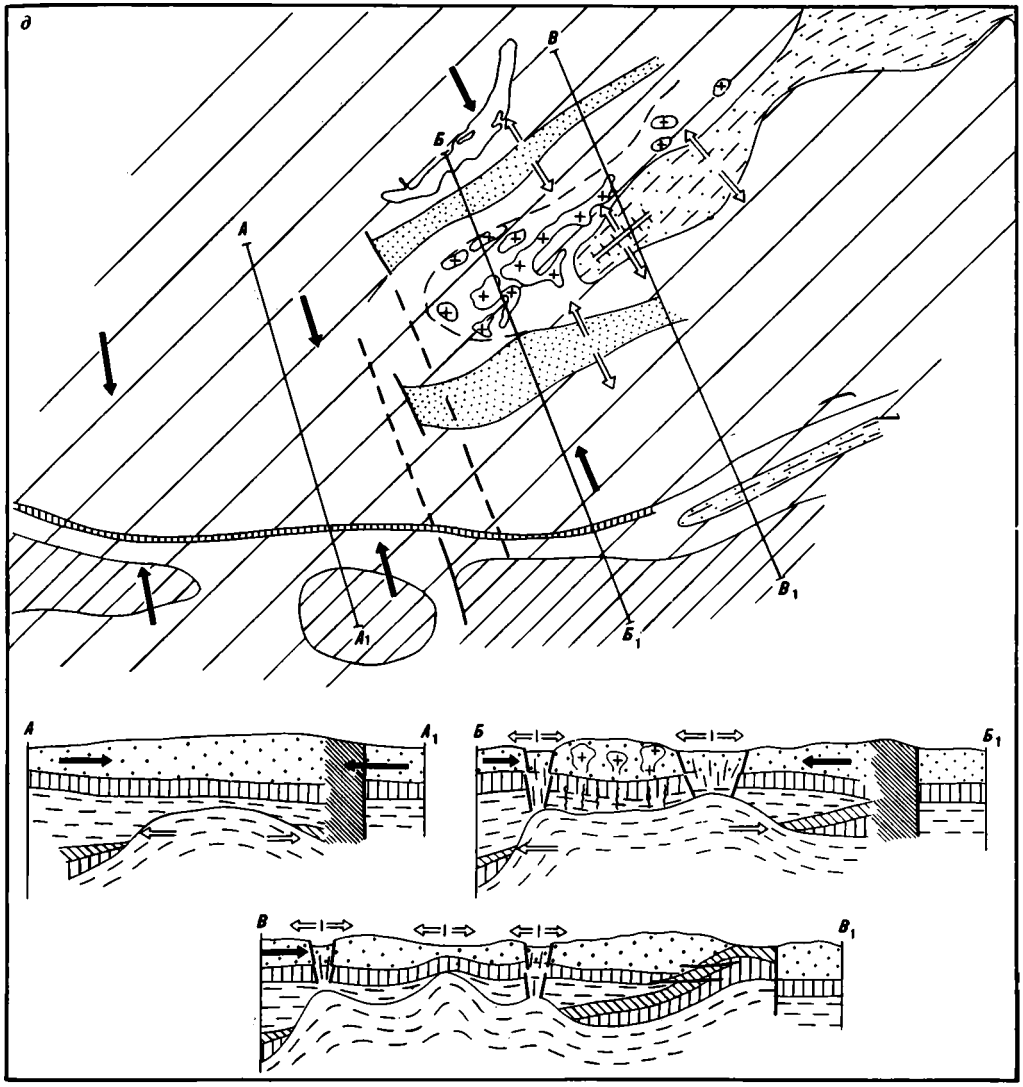


Рис. 8 (продолжение)

В отличие от калифорнийской обстановки, где со стороны Тихого океана с континентом граничит океаническая плита, дальнейшее развитие событий в позднем палеозое Монголии было усложнено континентальной коллизией Северо-Азиатского и Китайско-Корейского континентов. В первую очередь оно привело к прекращению субдукции и соответственно связанного с ней магматизма в пределах тех сегментов, где произошло столкновение континентальных литосферных плит. Вероятно, континентальная коллизия произошла вначале на участке, лежащем к югу от Монгольского Алтая и Озерной зоны, где отсутствуют проявления пермского магматизма (см. рис. 8,*б*), а затем она распространилась на более восточные районы.

Процесс подобного сложного коллизионного развития, включавшего коллизию Северо-Азиатского континента со спрединговым центром Палеотетиса и Китайско-Корейским континентом, протекал с конца позднего палеозоя и в мезозое.

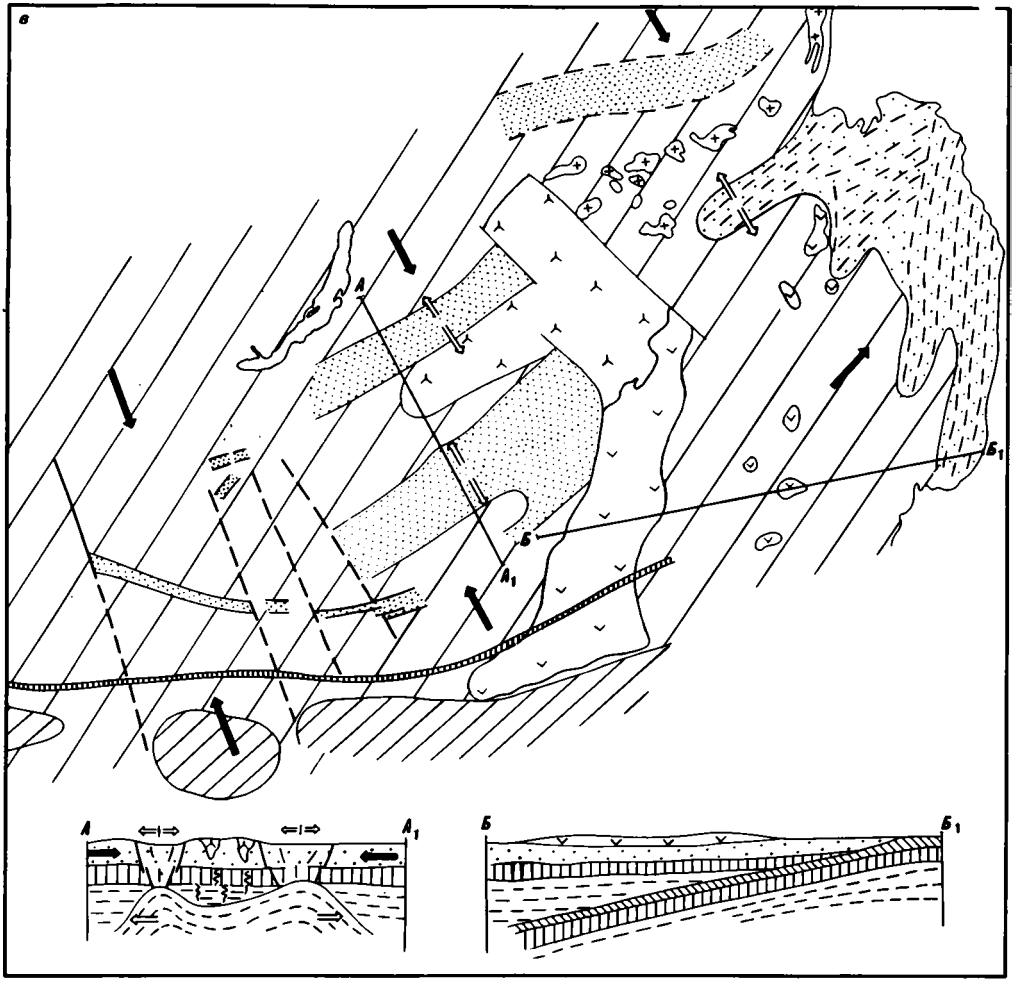


Рис. 8 (окончание)

Этот процесс, который мы рассматриваем в целом как коллизионную обстановку монголо-охотского типа, характеризовался прежде всего сегментированным развитием структуры коллизионного пояса, т.е. преобладанием того или иного типа коллизии в различных его участках. Выделяется ряд стадий, отвечавших последовательному скачкообразному сокращению области проявления магматизма в пределах пояса и соответственному усилению в остальных его участках режима собственно континентальной коллизии.

Пермская стадия (см. рис. 8,*б—г*). Магматические образования проявились на территории Монголии и Забайкалья в пределах сегмента, ограниченного на западе Дзабханским торцовым разломом, к западу от которого располагалась амагматичная часть коллизионного пояса (Озерная зона, Монгольский Алтай), отвечающая доминирующей континентальной коллизии. Вблизи западной границы сегмента возник крупный Хангайский батолит, к югу и северу от него протянулись субширотные вулканические пояса с известково-щелочными и субщелочными магматическими породами. Завершают развитие этих поясов зоны рифтогенеза со щелочными образованиями, связанные с процессами коллизии типа кон-

тинент—срединно-океанический хребет. Процессы растяжения охватили и другие участки территории, лежащие между вулканическими поясами к востоку от Хангайского батолита. Так, уже на восточном окончании Центрального Хангая, в районе Батцэнгела, появляются изолированные ареалы щелочного магматизма, связанные с рассредоточенными грабенами. Одновременно вдоль северного борта Северо-Гобийской впадины с морскими осадками поздней перми формируется пояс щелочных магматических пород — комендитов, пантеллеритов, щелочных гранитов, который образовался в условиях растяжения, фиксируемого дайковыми поясами восток—северо-восточного простирания. На продолжении этой структурной зоны, далее к востоку, начиная с поздней перми закладывался и развивался Джаргалантуинский морской прогиб с контрастным вулканизмом. Эта система морских прогибов и ассоциирующих с ними щелочных и контрастных магматических серий рассматривается нами как аналог Калифорнийского залива. Наиболее благоприятная обстановка для реализации регионального растяжения в виде рифтовых зон и морских прогибов существовала в системах разломов, фиксирующих границы венд-нижнекембрийских офиолитовых прогибов (Идеро-Джидинского, Ихэ-Богдинского, Керуленского), которые можно сопоставить с древними литосферными границами рассматриваемой территории [20].

Раннемезозойская стадия (см. рис. 8,*д*). Коллизия континентального типа в это время, по-видимому, преобладала на большей части Западной Монголии, ограниченной с востока Восточно-Хангайским разломом. Магматические проявления здесь отсутствовали. Восточнее Восточно-Хангайского разлома в развитии коллизионных процессов по-прежнему значительная роль принадлежала взаимодействию континентальной литосферы и перекрытого спредингового центра Палеотетиса, значение которого возрастало к востоку. Вблизи границы между этими двумя крупными секторами коллизионного пояса в это время возник Хэнтэйский батолит (известково-щелочные гранитоиды), окаймленный с севера и юга поясами известково-щелочных и субщелочных пород и во внешней, наиболее удаленной от Хэнтэя зоне щелочных пород. Элементом зональности тектоно-магматического ареала является также морской Ингода-Шилкинский прогиб Монголо-Охотского пояса с толеитовым вулканизмом, габбро, плагиогранитами, занимающий осевую позицию в строении восточной части раннемезозойского сегмента коллизионного пояса [10]. Время заложения прогибов, возможно, отвечает заключительным этапам предыдущей стадии, а их возникновение, вероятно, связано с более широким раскрытием прогибов "калифорнийского" типа.

Позднемезозойская стадия (см. рис. 8,*е*). К позднему мезозою континентальная коллизия произошла вдоль всей границы Северо-Азиатского и Китайско-Корейского материков. Усилия, связанные с их встречным движением, передавались во внутренние участки континентов и способствовали развитию континентальной коллизии уже в пределах Монголо-Охотского пояса, и преобладающее их воздействие ощущается вплоть до территории Восточного Забайкалья. Восточнее, в Приамурье, по-прежнему существовал морской прогиб (Удский) с андезитами, габбро, гранодиоритами и гранитами.

Магматические образования этой стадии, как и на более ранних, образуют зональный ареал. В осевой его части, приходящейся на обрамление и замыкание Удского прогиба, размещены гранодиорит-гранитовые массивы Становика, западнее прогиба выделяется зона "распыленного" магматизма с многочисленными массивами гранитовой и лейкогранитовой формаций и проявлениями вулканизма известково-щелочной и субщелочной серий. Зона "распыленного" магматизма проникает далеко на запад, вплоть до восточной оконечности Хэнтэя. Здесь можно провести границу между западным сегментом коллизионного пояса, где континентальная коллизия препятствовала крупномасштабным магматическим процессам, и восточным, где она не получила полного завершения, в силу чего магматизм протекал здесь достаточно широко.

Особенностью этого этапа являются крупные рифтовые пояса с бимодальным и щелочным магматизмом, протянувшиеся по северной и южной периферии магматического ареала и уходящие далеко на запад от его западной границы. Возможно, что в формировании рифтовых поясов участвовал перекрытый спрединговый центр Палеотетиса. Однако не исключено, что обстановка в это время осложнилась, в том числе и за счет возникновения вдоль Тихого океана активной континентальной окраины. Взаимодействие коллизионных и субдукционных сил, изменение векторов перемещения, в частности и для внутриконтинентальных сегментов, могли вызвать расколы в пределах коллизионного пояса с образованием микроплит и проявлением рифтогенного магматизма во вторичных зонах растяжения.

Общей особенностью всех стадий развития рассматриваемого коллизионного пояса монголо-охотского типа является формирование зонально построенных магматических ареалов, в осевой части которых для каждой стадии вблизи их западной границы размещались гранитные батолиты, а в более восточных районах — линейные морские прогибы с базитовым, иногда андезитовым и габбро-плагиогранитным магматизмом. По обрамлению осевой зоны развиты поля известково-щелочных и субщелочных вулкано-плутонических комплексов, а на периферии ареалов распространены разнообразные щелочные породы. Последние связаны с рифтогенными структурами. В PZ_3 и MZ_2 такие зоны растяжения протягивались и за границы зональных ареалов.

Отметим, что магматизм коллизионного пояса в первую очередь определяется позицией его проявления в пределах зонального магматического ареала и в меньшей степени возрастом и характером предшествующих переработок континентальной коры.

Формирование Монголо-Охотского коллизионного пояса, как уже отмечалось, происходило в виде последовательного скачкообразного смещения западной границы магматических ареалов отдельных его стадий к востоку. В самом начале возникновения обстановки монголо-охотского типа, в начале ранней перми, был "выключен" Монголо-Алтайский Озерный сегмент, в раннем мезозое — Хангайский, в позднем мезозое — Хэнтэйский. При этом характер тектонических деформаций не менялся [13]. Следует также подчеркнуть, что в восточной части сегментов каждого этапа существовали морские прогибы, окончания которых во времени также смещались к востоку, а сами они сокращались. Поэтому можно предположить, что коллизионный пояс возник в результате последовательного схождения материков к востоку, когда их плотное спаивание вело к прекращению магматизма зон субдукции. В пределах таких "спаянных" сегментов проявлялся только рифтогенный магматизм, отражавший их реакцию на эндогенные процессы, протекавшие в соседних активных сегментах коллизионного пояса, а также на воздействие перекрытых спрединговых систем.

Тип коллизионного пояса, развившегося в позднем палеозое—мезозое МНР, отличается по магматизму от коллизионного пояса Гималаев в первую очередь симметричным строением тектоно-магматического ареала с морским прогибом в его осевой части. Такой тип коллизии ближе всего к современной калифорнийской геодинамической обстановке (кайнозой запада Северной Америки) [7] и, как было показано выше, включает ее как составную часть. Этот тип коллизии сходен также с современной коллизией Восточного Средиземноморья, по крайней мере по наличию такого же разнообразия современного магматизма, особенно щелочного. Локальный континентальный рифтогенез, индикаторами которого являются разнообразные щелочные и бимодальные магматические ассоциации, весьма характерен для коллизии монголо-охотского типа, он не приводил к формированию морских бассейнов. Более крупномасштабный раздвиг континентальной литосферы, способствовавший образованию морских прогибов — осевых зон коллизионного пояса, фиксировался другим типом магматизма с широким

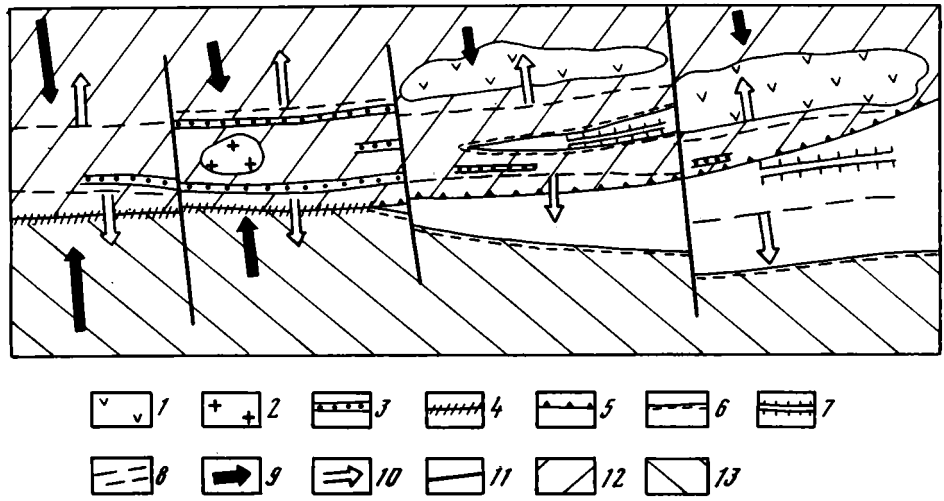


Рис. 9. Модель развития Монголо-Охотского коллизионного пояса

1 — краевые вулканические пояса; *2* — батолиты; *3* — континентальные рифты; *4* — коллизионный шов; *5* — граница активной континентальной окраины; *6* — граница пассивной континентальной окраины; *7* — спрединговая зона; *8* — граница области подлитосферного растяжения; *9, 10* — векторы: *9* — сжатия, *10* — растяжения (размеры векторов отражают относительную величину); *11* — трансформные разломы; *12* — Северо-Азиатский палеоконтинент; *13* — Китайско-Корейский палеоконтинент

участием базитов, иногда андезитов и габбро-плагиогранитовых комплексов. Щелочной магматизм иногда проявлялся на континентальном продолжении по простиранию таких морских прогибов, что указывает на связь континентального рифтогенеза с образованием морских прогибов.

В процессе развития коллизионного пояса, особенно с учетом кайнозоя, рифтогенные магматические ассоциации эволюционировали во времени с постепенным углублением источников рифтогенного магматизма, появлением щелочных пород с карбонатитами [16] и исчезновением магматизма коровых источников.

В целом предлагается следующая модель развития коллизионного пояса монголо-охотского типа (рис. 9). Встречное движение материков приводит к закрытию позднепалеозойского Палеотетиса и в конечном итоге к спаиванию континентальных блоков. Закрытие Палеотетиса происходило в виде субдукционного погружения океанической плиты под Северо-Азиатский континент. В зону субдукции была вовлечена и спрединговая система Палеотетиса. С коллизии спрединговой системы и активной континентальной окраины (обстановка калифорнийского типа) начинается формирование коллизионного пояса. Второй важной составной частью обстановки монголо-охотского типа является коллизия континентальных плит. Совокупное действие этих двух коллизионных процессов определяет все своеобразие геодинамического развития Монголо-Охотского пояса.

Так, обстановка калифорнийского типа вызывала раскалывание континентальной плиты по ослабленным зонам в тех ее сегментах, которые еще не вступили в обстановку континентальной коллизии. Раскол принял характер крупноамплитудного раздвига с образованием морского прогиба (типа Калифорнийского залива) в зоне Монголо-Охотского линеамента уже в конце позднего палеозоя.

Продолжавшееся схождение материков вызвало последовательное закрытие морского прогиба. Наиболее активные магматические события протекали в участках наиболее близкого схождения материковых блоков, представляя собой совокупный эффект действия субдукционных, коллизионных (особенно в связи

с закрытием внутриконтинентальных морских прогибов) и спрединговых процессов, которые в этих участках фокусировались на сравнительно ограниченном участке континентальной литосферы. Возможно, что такое совокупное действие разнонаправленных сил объясняет также появление в зонах коллизии большого количества микроплит с характеристиками спредингового и субдукционного магматизма [19].

Сейчас уже ясно, что коллизионная геодинамическая обстановка является сложной, включающей ряд простых. От комбинации последних зависят тип индикаторного магматизма и характер металлогении региона [7]. Монголо-Охотская коллизия является модельным примером одной из таких сложных геодинамических обстановок.

ЭВОЛЮЦИЯ МАНТИИ ПОД СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИЕЙ И ЕЕ КОРРЕЛЯЦИЯ С ЭВОЛЮЦИЕЙ КОРЫ

Базитовые магмы, как известно, формируются в мантии. В связи с этим наиболее мощные вспышки базитового магматизма, проявленные в земной коре, должны быть зафиксированы в эволюционной истории мантии. До последних лет этот вывод мало давал в практическом отношении, поскольку существовала масса неразрешенных проблем в изучении геохимической и изотопной эволюции мантии. В последние годы в связи с разработкой высокочувствительных методов исследования геохимии радиогенных изотопов даже в таких бедных литофильными элементами породах, какими являются ультраосновные породы мантии, а также с разработкой методов очистки мантийного материала от наложенного, более позднего контаминирующего вещества появилась возможность проследить эпизоды нарушения радиогенных равновесий в Rb-Sr и Sm-Nd системах в нодулях перидотитов, отторгнутых непосредственно из мантии. Такие нодули широко распространены в кайнозойских базальтах Монголии [5]. Шпинелевые лерцолиты из щелочных базальтов проявления Шаварын-Царам (Тарятская депрессия в Северной Монголии) изучены нами в отношении геохимии радиогенных изотопов совместно с западногерманскими и американским исследователями [22].

Специальные исследования геохимии несовместимых элементов в шпинелевых лерцолитах показали, что легко выщелачиваемый межзерновой "контаминант", резко обогащенный легкими РЗЭ, рубидием и другими, крайне несовместимыми для мантии элементами-примесями и частично генетически не связанный с образованием мантийных перидотитов, может резко изменить изотопный состав неодима и стронция этих пород. Характеристика изотопного состава этих элементов непосредственно в мантийном веществе может быть получена при исключении влияния упомянутого контаминанта. Процедура этого исключения, описанная в работе [22], сводилась к выделению из лерцолитов ультрачистых фракций клинопироксена, содержащего не менее 95% кристаллохимически связанных в породах легких РЗЭ и других несовместимых элементов. Следовательно, изотопный состав неодима и стронция клинопироксенов идентичен таковому для неконтаминированных валовых составов изученных шпинелевых лерцолитов, в связи с чем изотопная характеристика мантии приводится по данным изотопии клинопироксенов.

Все изученные нами образцы шпинелевых лерцолитов представляют собой безводную или "сухую" мантию, и только обр. Мо 4230/16 характеризует флогопитсодержащую "мокрую" мантию, содержащую, кроме оливина, орто-, клинопироксена и шпинели, еще и флогопит.

Изотопный состав стронция и неодима изученных шпинелевых лерцолитов МНР представлен на рис. 10. Вариации изотопного состава стронция и неодима для сухих шпинелевых лерцолитов занимают интервал от составов, типичных

для океанических базальтов СОХ, до менее деплетированных перидотитов, приближающихся по изотопному составу к базальтам океанических островов. Изотопно деплетированная мантия, близкая к мантии СОХ, также установлена для юго-западной части США, о-ва Нунивак в Беринговом море и Западной Германии. Во всех этих случаях изотопно деплетированный характер мантии связывают с ее частичным плавлением и экстракцией из нее базальтов, в частности базальтов СОХ. Если такое предположение верно и для монгольских перидотитов, можно оценить время таких событий деплетирования мантии. К сожалению, однозначных изохронных отношений для Rb-Sr и Sm-Nd систем в изученных образцах не отмечается (см. рис. 10). В этом случае время деплетирования мантии можно оценить при определенных допущениях.

Если допустить, что мантия под Северной Монголией имела хондритовый (средний состав Земли) состав, то при одностадийной модели деплетированный возраст этого события для всех сухих перидотитов, кроме обр. Мо 105 и Мо 22, составляет около 2 млрд лет. Естественно, что изохрона 2 млрд лет в Sm-Nd системе проходит через точку среднего состава Земли или примитивную мантию.

Сравнение данных Sm-Nd изотопии с Rb-Sr изотопией позволяет оценить надежность нашего предположения об одностадийном характере деплетирования изученных нами лерцолитов. Дело в том, что в отличие от Sm, Nd, Sr рубидий является крайне несовместимым элементом в мантии с коэффициентом распределения, близким к нулю. Поэтому даже малые степени плавления примитивной мантии (Rb/Sr = 0,03) будут приводить к тому, что Rb/Sr в остающейся после плавления мантии будет близко к нулю. Последующие эпизоды плавления уже не смогут, конечно, изменить это значение, и величина $^{87}Sr/^{86}Sr$ в такой мантии будет фиксировать только самый первый эпизод частичного плавления мантии. В смысле этих рассуждений важно, что модельные возраста деплетирования мантии в Sm-Nd системе близки к ее модельным возрастам в Rb-Sr системе. В обеих системах возраст деплетирования для всех сухих перидотитов, кроме обр. Мо 22, Мо 103 и Мо 105, близок к 2 млрд лет. Следовательно, предположение об одностадийной модели деплетирования 2 млрд лет назад в Sm-Nd системе подтверждается данными Rb-Sr системы, которая теоретически просто не могла бы зафиксировать любые другие, кроме первого, эпизоды частичного плавления.

Лерцолиты обр. Мо 22, Мо 103 и Мо 105 имеют Sm-Nd модельный возраст значительно моложе 2 млрд лет, а для обр. Мо 22 и Мо 103 — и значительно моложе, чем Rb-Sr модельный возраст. Это свидетельствует о двухстадийной модели изотопной эволюции мантии, представленной этими образцами. Судя по изохроне в Sm-Nd системе (рис. 11), самое молодое событие в этой эволюции протекало около 600 млн лет назад, а мантия имела в это время $\epsilon_{Nd} = +4$, т.е. была изотопно деплетирована. Это событие могло включать частичное плавление мантии состава обр. Мо 103, приведшее к увеличению значения Sm/Nd в обр. Мо 105, и мантийный метасоматоз, способствовавший уменьшению величины Sm/Nd обр. Мо 22 и объясняющий неправдоподобно высокий самарий-неодимовый модельный возраст этого образца.

Конечно, возможны и более сложные модели изотопной эволюции пород мантии под Северной Монголией, но их обоснование пока более проблематично, чем рассмотренные нами простейшие модели.

Дальнейшую геохронологическую информацию относительно мантии мы можем получить из анализа изотопных данных в сосуществующих минералах перидотитов обр. МНР 79/4 и Мо 4230/16 [3]. В обоих этих образцах лерцолитов, сосуществующие орто- и клинопироксены имеют идентичный изотопный состав Nd, несмотря на значительные отличия в величинах Sm/Nd (см. рис. 10). Это подтверждает наличие диффузионного изотопно-неодимового равновесия в мантии, которое, по экспериментальным данным, фиксируется при температуре около 950°С. Рассчитанное максимальное время, в течение которого изученные лерцолиты

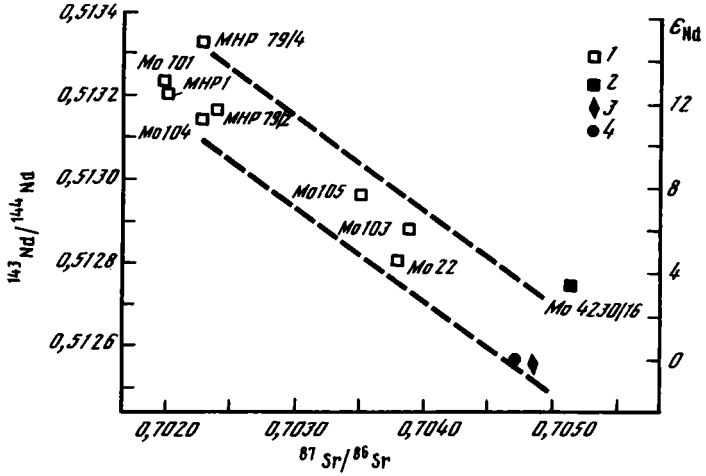


Рис. 10. Диаграмма изотопного состава $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ для клинопироксенов из лерцолитов (*1*), клинопироксена из флогопитсодержащего перидотита (*2*), базальтовой оторочки вокруг обр. МНР 79/4 (*3*), пленочного материала с поверхности зерен оливина в обр. Мо 104, растворенного при их обработке 2*N* HCl (*4*)

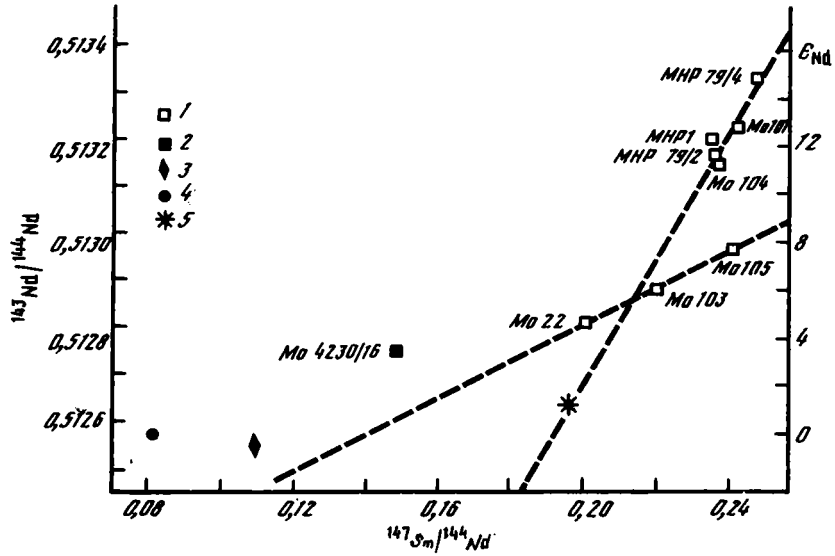


Рис. 11. Диаграмма Sm-Nd изотопной эволюции мантии Северной Монголии
Условные обозначения *1*—*4* те же, что на рис. 10; *5* — среднее для Земли

могли находиться при температурах, при которых прекращается диффузия неодима, составляет 30 (обр. МНР 79/4) и 60 млн лет (обр. Мо 4230/16). За большее время более быстрое увеличение значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в ортопироксене по сравнению с сосуществующим клинопироксеном было бы заметным. Эти данные, как и изотопный состав стронция в соответствующих флогопите и клинопироксене метасоматически-измененного перидотита обр. Мо 4230/16, свидетельствуют о том, что фиксируемые в лерцолитах равновесные температуры установились в мантии под Северной Монголией ранее 30—60 млн лет назад. К этой датировке по порядку величин близок рубидий-стронциевый возраст метасо-

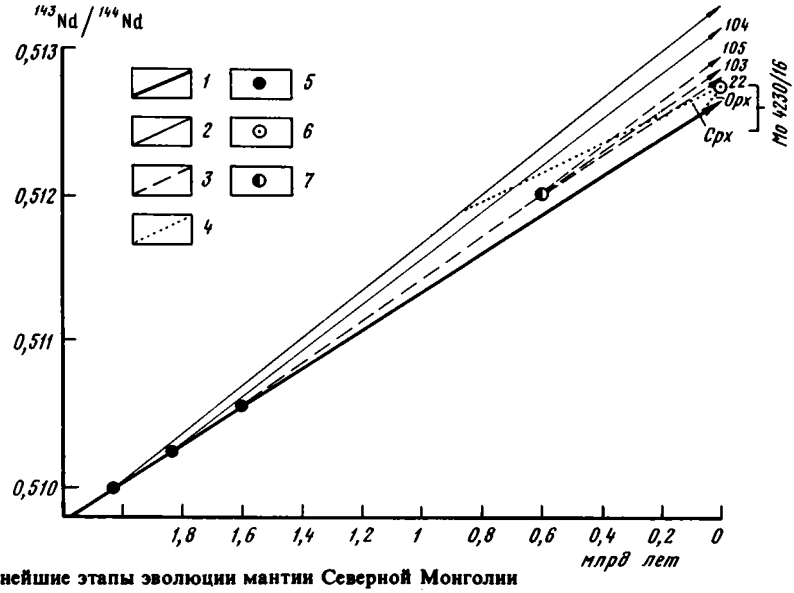


Рис. 12. Важнейшие этапы эволюции мантии Северной Монголии

1—4 — линии эволюции Sm/Nd для: *1* — средней мантии Земли, *2* — мантии, деплетированной 2 млрд лет назад, *3* — мантии, деплетированной 600 млн лет назад, *4* — кайнозойской мантии; *5—7* — составы перцолитовых нодулей, деплетированных: *5* — 2 млрд лет назад, *6* — 600 млн лет назад, *7* — в кайнозое

матически-измененного флогопитового перцолита обр Мо 4230/16, оцененный по внутренней изохроне (орто-, клинопироксен, флогопит) величиной 15±6 млн лет. При всей его неопределенности ясно, что такая метасоматически-измененная мантия с образованием в перидотитах флогопита — весьма молодая, кайнозойская, и, видимо, процессы метасоматоза и ее тепловой активации могут отражать еще один, кайнозойский, этап эволюции мантии под Северной Монголией.

На рис. 12 мы попытались в первом приближении отразить главные эпизоды эволюции мантии под Северной Монголией, опираясь на данные по Sm-Nd изотопной системе. На нем изображена линия эволюции во времени хондритов, а также некоторых изученных нами перцолитов. Первый эпизод изменения Sm/Nd отношения в примитивной (хондритовой) мантии ($\epsilon_{Nd}=0$) имел место в интервале 2,2—1,6 млрд лет (для разных образцов) или около 2,0 млрд лет назад по изохронной датировке. Этот эпизод привел к увеличению значения Sm/Nd (и $^{143}Nd/^{144}Nd$) в мантии, т.е. к ее деплетированию, и, видимо, связан с экстракцией из примитивной мантии базальтовой магмы. Второй эпизод изменения величины Sm/Nd в такой деплетированной мантии ($\epsilon_{Nd}=+4$) имел место около 600 млн лет назад. Этот эпизод связан не только с дальнейшим деплетированием мантии, т.е. с дополнительной экстракцией из нее базальтовой жидкости, но и с частичным метасоматозом или обогащением мантии несовместимыми элементами и заметным приближением изотопного состава мантии опять к хондритовому. Мантия в этот эпизод деплетирования по изотопии Nd оказывается близкой к мантии современных СОХ.

Наконец, третий эпизод эволюции мантии мы фиксируем в кайнозое (не старше 60 млн лет). Геохимически он отражает "обогащение" мантии несовместимыми элементами с формированием слюд и других концентраторов литофильных элементов.

Хотя теоретически изученные образцы пород мантии (и, следовательно, ее эволюция) могут быть не связаны с залегающей над ней корой, представляя,

например, выступы астеносферы [3], существует достаточно аргументированное предположение о комплементарности составов и взаимосвязи процессов эволюции мантии и коры литосферы. Если предположение о зависимости эволюции мантии и коры Северной Монголии верно, то можно сделать следующие выводы.

1. Три главных рубежа эволюции мантии (~2,0, ~0,6, ~0,06 млрд лет) по-разному зафиксировались в эволюции коры. Два последних рубежа зафиксированы в наиболее мощном базальтовом магматизме на территории МНР: около 600 млн лет назад образовалась большая часть офиолитов Северной Монголии, среди которых из магматических пород преобладают базиты; начиная с 60 млн лет назад проявился неотектонический этап активизации Центральной Азии с извержением огромных масс преимущественно субщелочных и щелочных базальтоидов. Последние данные о наличии среди офиолитовых вулканических пород ассоциаций юных островных дуг свидетельствуют против прямой связи между процессами выплавления мантийных магм и образованием из них вулканических пород офиолитов. Более вероятно, что частичное плавление мантии около 600 млн лет назад обусловило образование океанической коры в зонах типа СОХ, а базиты офиолитов — уже результат, по-видимому, переработки такой океанической коры в юных островных дугах. Изотопными методами пока не фиксируется разница во времени формирования океанической (по составу) коры и островодужных вариантов континентальной коры (в офиолитах) раннекаледонского морского бассейна Северной Монголии. Это может свидетельствовать в пользу предположения о практически одновременном развитии раннекаледонских магматических процессов в обстановках СОХ и юных островных дуг. Еще раз подчеркнем, что раннекаледонский этап эволюции мантии проявлен частично в деплетированном ее составе, аналогичном мантии источников толеитовых базальтов современных обстановок СОХ, а частично в метасоматически-преобразованной обогащенной несовместимыми элементами мантии, из которой могут выплавляться базитовые магмы повышенной щелочности. Поэтому можно ожидать, что уже с возраста около 600 млн лет в Северной Монголии создались условия для извержения базитов повышенной щелочности, но пока мы их не знаем.

Более мощный процесс метасоматического обогащения мантии в Северной Монголии отмечается в кайнозое (около 60 млн лет назад до современности). Из такой мантии выплавились базитовые магмы неотектонической активизации, широко развитые в Северной Монголии.

2. Наиболее ранний этап деплетирования мантии под Северной Монголией 2 млрд лет назад коррелируется с моментом созревания континентальной коры в Северной Монголии до способности к жесткому раскалыванию и рифтогенезу. В это время формируются дайковые пояса, возможно, являющиеся прообразами зеленокаменных поясов в основании щитов. Вероятно, базитовые магмы таких поясов и выплавлялись из первичной примитивной мантии. Подчеркнем, что 2 млрд лет на Тектонической карте Северной Евразии [17] и по данным В.С. Федоровского для Байкальской горной области [18] — это карельский рубеж завершения формирования континентальной коры. Очевидно, зрелость коры и ее способность к расколу являются причиной дорифейского деплетирования мантии. Раньше этому процессу препятствовала разогретая и пластичная кора. Проблема формирования этой более ранней (видимо, архейской) континентальной коры в Северной Монголии остается нерешенной. По крайней мере изотопные данные не фиксируют в изученных образцах пород мантии процессов, синхронных с образованием этой ранней континентальной коры. Причиной этого может быть недостаточная представительность изученных пород мантии либо отсутствие связи образования древнейшей континентальной коры с процессами в современной мантии. В последнем случае нужно допускать, что архейская континентальная кора возникла из слоев мантии, которых мы сейчас наблюдать не можем.

3. Изотопные данные фиксируют два отдельных эпизода мантийного магма-

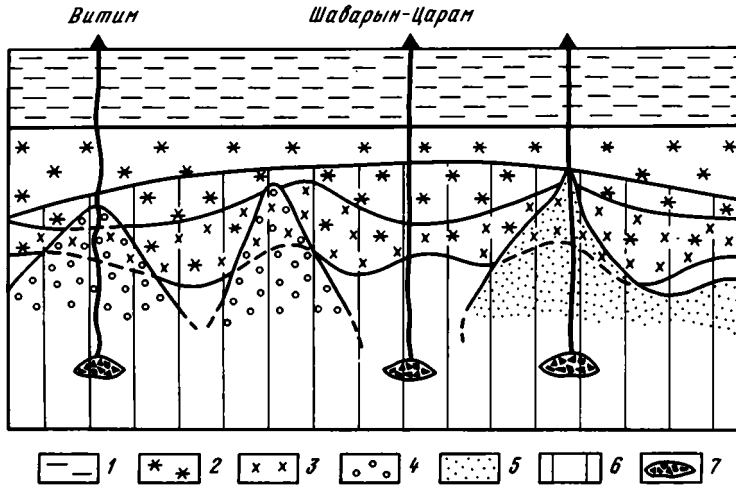


Рис. 13. Схема строения литосферы под южным обрамлением Сибирской платформы

1 — кора; *2* — мантия, сформированная 2 млрд лет назад; *3—6* — мантия, измененная (деплетированная и (или) обогащенная) процессами рифтогенеза: *3* — венд-нижнекембрийского, *4* — девонского, *5* — пермского, *6* — позднекайнозойского; *7* — магматические очаги

тизма около 2 и 0,6 млрд лет назад, но мы не имеем оснований считать, что это был непрерывный процесс с конца раннего протерозоя и до конца венда. В мантийных метках пока не фиксируется и байкальский этап формирования океанического магматизма на территории Северной Монголии.

4. Как показано ранее, базитовый магматизм проявился в Северной Монголии позднее 600 млн лет, например в девоне, в позднем палеозое, мезозое, хотя и в меньших масштабах, чем в каледонидах. Можно было бы ожидать фиксации этих процессов в мантии и соответственно в нодулях вулкана Шаврын-Царам, но ее нет. Напомним, что этот магматизм был связан с подлитосферными диапирами, внедрявшимися в литосферу на ограниченных участках. Их проекциями на земной поверхности являются соответствующие пространственно разобщенные девонские, позднекаледонские и позднемезозойские рифтовые зоны. Вероятно, влияние таких диапиров на состав литосферной мантии также было достаточно локальным.

На рис. 13 изображено схематическое строение литосферной мантии, отражающее пространственные соотношения между разновозрастными глубинными воздействиями на ее состав. Из схемы следует, что состав мантийных ксенолитов зависит от того, через какие участки литосферы дренировались кайнозойские базальтовые магмы. По-видимому, эти ксенолиты повсеместно должны нести вещественные следы двух крупнейших событий, затронувших литосферу под всем южным обрамлением Сибирской платформы и происходивших 2 млрд лет назад (стабилизация континентальной коры в регионе) и 600 млн лет назад (этап деструкции континентальной коры и крупномасштабных базальтовых излияний в зонах, фиксируемых в настоящее время офиолитовыми поясами). Фиксация более молодых подлитосферных процессов (рифтогенез девона, позднего палеозоя и позднего мезозоя) наиболее вероятна в тех участках региона, где позиция кайнозойских базальтов с ксенолитами пространственно совпадает с рифтовыми зонами указанных стадий. Например, таким местом является район р. Витим, где совмещены проявления девонского и кайнозойского рифтогенного магматизма и где, по сообщению Д.А. Ионова, наряду с изотопными метками на уровне 2 млрд лет и 600 млн лет отмечаются метки преобразования литосферной мантии возрастом 410 млн лет. В Центральном Хангае, где расположен вулкан Шаварын-Царам,

таких рифтовых зон нет, поэтому и воздействие палеозойских и мезозойских мантийных диапиров на литосферу региона могло не проявиться.

В целом изотопная эволюция мантии Северной Монголии отражает завершение зрелой континентальной коры 2 млрд лет назад, образование океанической коры 0,6 млрд лет назад и формирование магм кайнозойских базитов повышенной щелочности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука,1984. 156 с.
2. *Гордиенко И.В.* Магматизм и геодинамика палеозоя северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1984. N 4. С. 56—64.
3. *Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б.* Основные итоги работ Советско-Монгольской геологической экспедиции за 10 лет // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 7—17.
4. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И.* и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. N 5. С. 3—21.
5. *Кепежинскас В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 311 с.
6. *Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В.* Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность: На примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии // Геотектоника. 1983. N 6. С. 21—39.
7. *Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В.* и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 5—41.
8. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. Л.: Наука, 1986. 145 с.
9. *Лутц Б.Г.* Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1978. 220 с.
10. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии. М.: Наука, 1983. 235 с.
11. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
12. *Митрофанов Ф.П., Бибикова Е.В., Грачева Т.В.* и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых "серых" гнесов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, N 3. С. 670—674.
13. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 298 с.
14. *Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П.* Габбро-анортозитовая формация Монголии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, N 4. С. 955—959.
15. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 130 с.
16. *Самойлов В.С., Коваленко В.И.* Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 154 с.
17. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 96 с.
18. *Федоровский В.С.* Нижний протерозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 180 с.
19. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
20. *Ярмолюк В.В.* Структурная позиция континентальных рифтовых зон Центральной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 9. С. 3—12.
21. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Каменноугольный вулканизм Монголии и геодинамическая обстановка его формирования // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, N 1. С. 126—130.
22. *Stosch H.G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I.* Spinel peridotite xenoliths from the Tariat depression, Mongolia. 2. Geochemistry and Nd and Sm isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental Litosphere // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50. P. 341—354.

УДК 551.242 (235.22+235.223+517.3)

А.Б. Дергунов, Б. Лувсанданзан

КАЛЕДОНИДЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ

Обобщенное понимание каледонид Центральной Азии (КЦА) как единой покровно-складчатой области, охватывающей Алтае-Саянскую область СССР и Западную Монголию, сложилось в значительной степени в результате работ Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. КЦА расположены на юго-восточной окраине Урало-Монгольского пояса, ограничены на востоке древними Восточно-Саянским и Тувино-Монгольским массивами, на юге и юго-западе — герцинидами Южной Монголии, а на северо-западе они погружаются под чехол Западно-Сибирской плиты. Образование находящихся в этих пределах покровно-складчатых сооружений КЦА началось с развития венд-кембрийской офиолитовой ассоциации и завершилось девонскими орогенными формациями.

Основы современного тектонического районирования Алтае-Саянской области были заложены В.А. Кузнецовым в 1952 г., затем более детально и обоснованно районирование было выполнено геологами треста "Аэрогеология" (1959 г.), и в главных чертах оно не потеряло своего значения до настоящего времени. Общая характеристика строения Западной Монголии была намечена В.А. Амантовым (1963 г.), П.С. Матросовым (1969 г.) и К.Л. Волочковичем и А.Н. Леонтьевым (1964 г.). Важные сведения по стратиграфии были собраны и обобщены Н.Г. Марковой (1975 г.). Изучение всей Центральной Азии с позиций мобилизма было начато Л.П. Зоненшайном, который показал, что ее структуры образовались на месте древнего океана.

Современные представления о стратиграфии, гранитоидах и тектонике приведены в монографии [9]. В ней и других работах ее авторов предложено решение многих проблем строения и развития каледонид Центральной Азии. В их числе тектоническая природа "выступов древнего фундамента" [8]; широкая распространенность офиолитов и размеры палеоокеанического бассейна; расположение палеотектонических зон и соответствующих им частей этого бассейна [10]; строение широко развитого терригенного комплекса и соответствующего ему глубоководного бассейна [2]; распространенность горизонтальных движений и покровно-складчатое строение каледонских сооружений [5, 6] и др. В последние годы Т.Н. Херасковой детально изучены и убедительно описаны геологические формации и условия их образования на ранней венд-кембрийской стадии развития каледонид [28].

Тектоническое единство Алтае-Саянской области и Западной Монголии позволяет предложить тектоническое районирование каледонид всей Центральной Азии, учитывая стадийность их развития (рис. 1).

Докаледонское обрамление каледонид примыкает к ним с востока в виде крупных Восточно-Саянского и Тувино-Монгольского массивов. В их строении выделяются три структурных этажа. Нижний — собственно фундамент, он сложен архейско-нижнепротерозойскими комплексами глубоко метаморфизованных и сложно деформированных пород [19]. Средний структурный этаж представлен разрозненными рифтогенными грабенами и широкими прогибами, выполненными разными по составу, строению и степени метаморфизма рифейскими отложениями [16]. Заполнение прогибов и грабенов среднего этажа завершается грубообломочными кварц-аркозовыми молассоидами и андезито-риолитовыми вулканитами, которые часто несогласно перекрыты терригенно-карбонатными отложениями верхнего

© А.Б. Дергунов, Б. Лувсанданзан, 1990

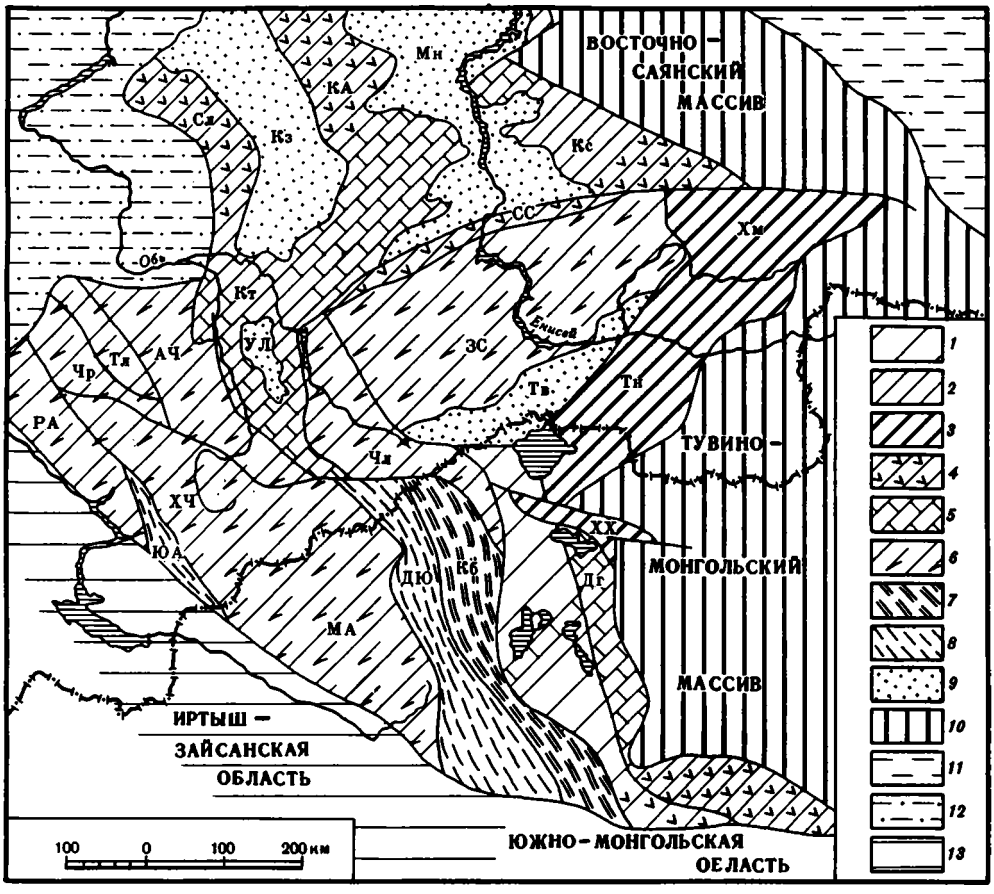


Рис. 1. Схема тектонического районирования Центральной Азии

1—3 — каледонские сооружения, сформировавшиеся в различных частях палеоокеанического бассейна: *1* — срединной ("диабазово-спилитовая" область), *2* — краевой ("спилит-кератофировая" область), *3* — приконтинентальной ("базальт-андезитовая" область); *4—6* — зоны, прошедшие переходную стадию в условиях: *4* — островных дуг, *5* — краевых морей, *6* — реликтового океанического бассейна; *7, 8* — деструктивные прогибы с терригенно-вулканогенным (*7*) и терригенным выполнением (*8*); *9* — межгорные прогибы и впадины; *10* — древнее докаледонское обрамление; *11, 12* — осадочный чехол: *11* — Сибирской платформы, *12* — Западно-Сибирской плиты; *13* — герциниды

Структурные зоны Алтае-Саянской области: Сл — Салаирская, КА — Кузнецко-Алатауская, Кс — Кембросаянская, РА — Рудно-Алтайская, Чр — Чарышская, Тл — Талицкая, АЧ — Ануйско-Чуйская, Кт — Катунская, ХЧ — Холзунско-Чуйская, Чл — Чулышманская, ЗС — Западно-Саянская, СС — Северо-Саянская, Тн — Таннуольская, Хм — Хамсаринская; структурные зоны Западной Монголии: МА — Монгольско-Алтайская, Оз — Озерная, Дг — Дагандельская, ХХ — Хан-Хухэйская; наложенные впадины: Кз — Кузнецкая, Мн — Минусинская, УЛ — Уйменско-Лебедская, Тв — Тувинская; деструктивные прогибы: ЮА — Южно-Алтайский, ДЮ — Делюно-Юстыдский, Кб — Кобдинский

венд-кембрийского структурного этажа [9]. Этот этаж определяет непосредственные связи каледонид и докаледонид во времени и пространстве. Он распространен широко, но неравномерно и представлен терригенно-карбонатными отложениями миогеосинклинального типа. Мощности их заметно изменяются, достигая 5—6 км в крупных прогибах, но не меньше 2—3 км [16]. Заметное увеличение мощностей происходит к западному краю обрамления и главным образом за счет нижних вендских горизонтов. Эти терригенные отложения заполняли прогибы, выравнивая рельеф перед осаждением кембрийских, в основном карбо-

натных пород на более значительных площадях. По-видимому, они закономерно связывали в латеральном ряду одновозрастные отложения окраины каледонского палеоокеана и эпиконтинентального бассейна.

В строении примыкающей к каледонидам окраины Сибирской платформы также можно выделить три структурных этажа, в общих чертах сходных с этажами Тувино-Монгольского массива [14]. Однако нет уверенности в их полном сходстве, достаточном для того, чтобы считать Тувино-Монгольский массив продолжением Сибирской платформы, но в то же время не существует и данных для утверждения об их несопоставимом различии. Поэтому кажется очевидной необходимость постановки и изучения глобальной альтернативной проблемы: является ли Тувино-Монгольский массив частью Сибирской платформы или нет? Для решения этой проблемы необходимо всестороннее изучение каждого из трех этажей этого массива: для нижнего этажа — это состав метаморфических пород и этапы их образования; для двух верхних этажей — стратиграфия, биостратиграфия, литология, фациально-формационный, структурный и палеомагнитный анализы. Только сравнение этих данных, характеризующих этажи Тувино-Монгольского массива и Сибирской платформы, может дать решение этой проблемы. Если Тувино-Монгольский массив является продолжением Сибирской платформы, то строение и образование всех трех этажей должно быть сходным или связанным закономерными переходами; если же он окажется фрагментом или обособленным микроконтинентом, тогда признаки сходства или закономерные связи с Сибирской платформой будут отсутствовать. Важность решения этой проблемы представляется очевидной и в теоретическом, и в практическом отношении. Например, можно не ожидать широкого распространения фосфоритов в отложениях осадочного чехла обособленного массива, но оно вполне вероятно, если Тувино-Монгольский массив является частью обрамления Сибирской платформы.

Состав и строение основания покровно-складчатых сооружений во многом определяют современные представления об их первичной тектонической природе: океаническое, офиолитовое основание наряду с другими факторами позволяет считать, что эти сооружения сформировались на месте палеоокеанического бассейна; континентальное сиалическое основание, скорее всего, свидетельствует о формировании их на месте миогеосинклинального эпиконтинентального или эвгеосинклинального интраконтинентального бассейна. В связи с этим следует напомнить о неоднократных утверждениях В.А. Кузнецова: "На раннем салаирском этапе развития Алтае-Саянской области ее ложем была кора океанического типа при неглубоком залегании перидотитового субстрата или верхней мантии" [17, с. 19], хотя раньше более общие выводы были сделаны А.В. Пейве: "Многие или все эвгеосинклинали образовались на тонкой коре или даже на подкоровом слое" [22, с. 44]. И наконец, крупнейшим достижением современной геологической науки, определяющим мировоззрение многих геологов, является установление сходства строения современных океанов и древних геосинклиналей [23 и др.].

В Центральной Азии формации меланократового, габбро-гипербазитового основания в едином разрезе с другими членами офиолитовой ассоциации вскрываются только в некоторых, наиболее крупных покровно-складчатых сооружениях. Широко известны гипербазитовые пояса, ограничивающие, реже рассекающие эти сооружения. Однако в целом в Алтае-Саянской области обнаружено множество выходов гипербазитов — более 700 [24 и др.], не менее 100 установлено в Западной Монголии [9, 25]. По-видимому, это общая особенность складчатых областей, так как в Центральном Казахстане их тоже выявлено около 550. Следует подчеркнуть, что многие выходы гипербазитов находятся далеко от каких-либо "поясов" и рассеяны на больших площадях. За последние годы обнаружено множество обломков и блоков гипербазитов, чаще серпентинитов размером от сантиметров и до сотен метров в составе меланжей и олистостром [1, 6] или останцов покровов [9, 10].

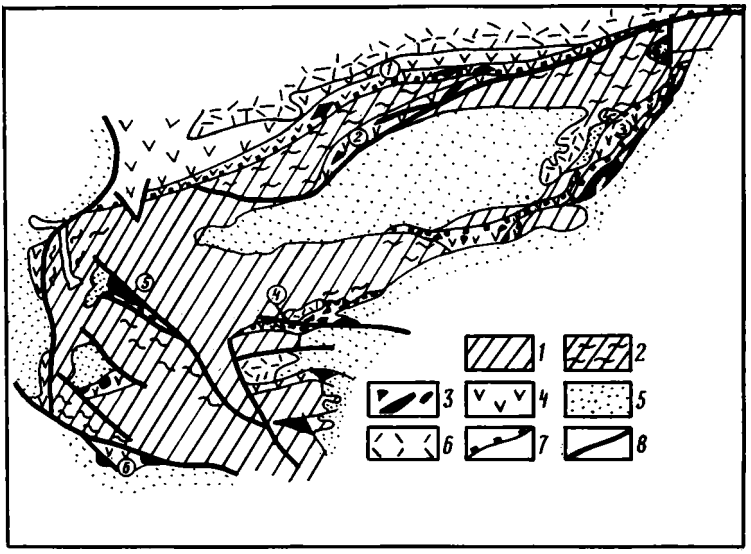


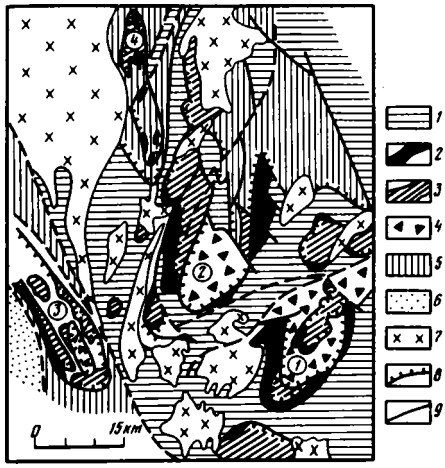
Рис. 2. Выходы меланократового основания офиолитов в структуре Западно-Саянского синклинория

1, 2 — автохтон: *1* — терригенная флишоидно-турбидитовая и другие формации ($Є_{2-3}$), *2* — зеленые метаморфические сланцы, местами повышенных давлений; *3, 4* — аллохтон: *3* — меланократовое основание офиолитовой ассоциации (габбро-гипербазиты и серпентинитовый меланж), *4* — диабаз-спилитовая, спилит-кератофировая и другие формации офиолитовой ассоциации (V—$Є_1$); *5, 6* — неоавтохтон: *5* — карбонатно-терригенные, молассоидные и другие формации (O—S), *6* — орогенные вулканиты и молассы (D); *7* — тектонические поверхности в основании покровов; *8* — молодые крутопадающие разломы; зоны скучивания: 1 — Северо-Саянская, 2 — Борусская, 3 — Куртушибинская, 4 — Актовракская, 5 — Шапшальская, 6 — Чаган-Узунская

Наиболее наглядным примером габбро-гипербазитовых поясов, по нашему мнению, могут служить выходы пород офиолитовой ассоциации в основании разрезов крыльев и центриклинальных замыканий крупнейшего в КЦА Западно-Саянского синклинория, а также в виде Шапшальского и Борусского горстов, вскрывающих основание разреза в срединных частях этого синклинория (рис. 2).

Наиболее крупный Куртушибинский массив расположен в пределах одноименного пояса вдоль юго-восточного крыла Западно-Саянского синклинория. Юго-восточнее его дунит-гарцбургитового ядра находятся пластообразные тела, сложенные породами дунит-клинопироксенит-габбрового, а затем габбро-амфиболитового комплексов, а также габбро-норитами и роями даек диабазов, подстилающих базальтоиды чингинской свиты венда—нижнего кембрия. Они погружаются на юго-восток, где сменяются верхнекембрийской аласугской свитой. В северо-западной части массива серия пологих надвигов маркируется серпентинитовыми меланжами, под которыми находятся выходы зеленых, часто глаукофансодержащих сланцев. Сходные элементы строения имеют и другие массивы Куртушибинского пояса, представляющего в целом меланократовое ундулирующее ядро узкого антиклинория, опрокинутого на северо-запад и разбитого шарьяжами на покровы и пластины [27]. Многочисленные массивы габбро-гипербазитов выходят вдоль северного крыла Западно-Саянского синклинория также в ассоциации с базальтоидами. Кроме того, очень крупный Борусский массив отходит от этого крыла на юго-запад к ядру синклинория. По данным Н.Л. Добрецова и Л.Г. Пономаревой [12], в его строении участвуют породы тех же офиолитовых комплексов, но значительно сильнее измененные.

В западной части синклинория от его южного крыла к ядру в северо-западном направлении прослеживается Шапшальский офиолитовый пояс. Он оканчивается в



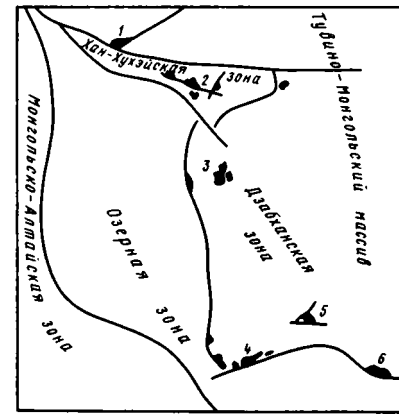


Рис. 3. Выходы меланократового основания офиолитов в центральной части Кузнецкого Алатау. Схема составлена с использованием материалов О.Г. Коноваловой и Н.А. Прусевич (1977 г.)

1 — автохтон — метаморфические пара- и ортосланцы, гнейсы; *2—5* — аллохтон — меланократовое основание офиолитовых покровов (*2, 3*): *2* — гипербазитовый, *3* — габбро-дунит-пироксенитовый и габбро-амфиболитовый комплексы, *4* — меланжированные офиолиты, *5* — породы спилит-кератофировой, кремнисто-туфогенной, кремнисто-терригенной и кремнисто-карбонатной формаций, локально измененные до зеленых сланцев; *6, 7* — неоавтохтон: *6* — молассоиды и орогенные вулканиты (D), *7* — гранитоиды (PZ_1); *8* — тектонические поверхности в основании покровов; *9* — молодые крутопадающие разломы; 1—4 (цифры на схеме) — покровные структуры: 1 — горы Чемодан, Становой хребет, 2 — горы Медвежьей, 3 — Кожух-Пызасская, 4 — Кундустуюл-Семеновская

Рис. 4. Выходы меланократового основания офиолитов в тектонических зонах Западной Монголии

1, 2 — хребет Хан-Хухэй: *1* — северный склон, *2* — южный склон; *3* — междуречье Дзабхан—Хунгуй (Хутульский массив); *4* — хребет Дариби (Алагульский массив); *5* — хребет Хасагту; *6* — хребет Хан-Тайшир (Наранский массив)

истоках р. Большой Абакан длинным (40 км), но узким (до 4 км) Карагольским гипербазитовым массивом, галька пород которого найдена в конгломератах нижнего ордовика. Западное и юго-западное ограничения Западно-Саянского синклинория также маркируются выходами пород офиолитовой ассоциации, в том числе гипербазитовыми массивами. Наиболее крупный из них Чаган-Узунский разбит на серию пластин крутыми сбросами северо-восточного падения. В его составе, кроме гипербазитов, участвуют гранатовые амфиболиты, имеющие глубинное мантийное происхождение [29].

Таким образом, почти со всех сторон в основании крыльев и центриклинальных замыканий Западно-Саянского синклинория, а также рассекающих его тектонических зон вскрываются породы офиолитовой ассоциации, причем в наиболее крупных выходах видно, что разрез начинается габбро-гипербазитовым комплексом. Поэтому можно считать, что весь синклинорий подстилается офиолитами с меланократовым основанием (см. рис. 2).

В Кузнецком Алатау большинство габбро-гипербазитовых массивов, в том числе наиболее крупных, рассеяно на большой территории (рис. 3). Крупные массивы имеют овальные очертания, достигают 20—30 км в поперечнике и залегают структурно выше метаморфитов, образованных по вулканогенным и осадочным породам. Главные особенности их строения такие же, как и для других габбро-гипербазитовых массивов: стратификация и определенная последовательность в расположении тех же комплексов пород, разделенных на пластообразные тела серпентинитовыми сланцами и меланжем. Н.А. Прусевич [26] описывает оливин-антигоритовые гнейсы в основании наиболее крупного массива (гора Чемодан),

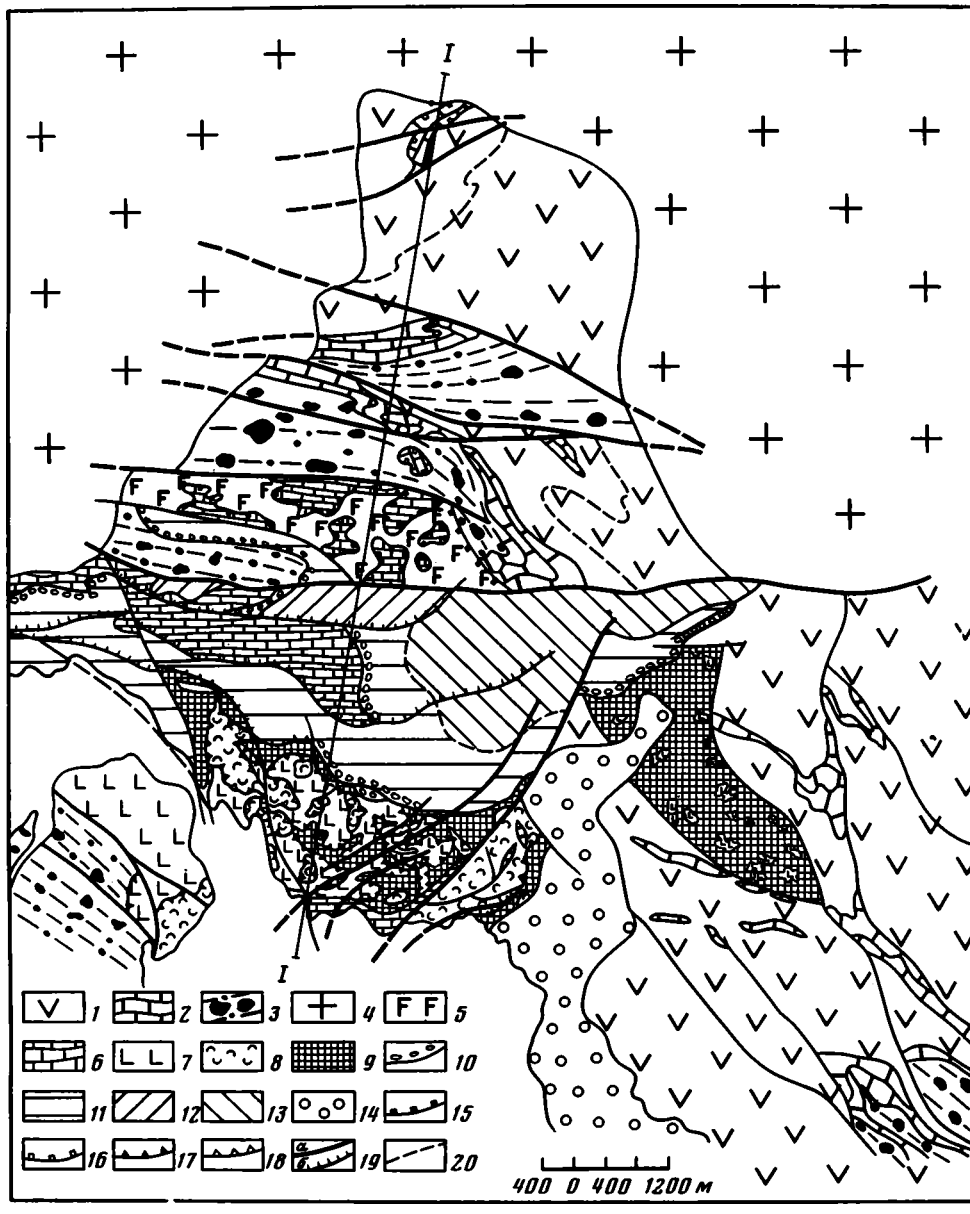


Рис. 5. Структурно-геологическая схема бассейна р. Ичитуин-Гол на южном склоне хребта Хан-Хухэй (Западная Монголия). Составлена при участии Т.Н. Херасковой, Б. Лувсанданзана, О. Томуртогоо, З. Дашдавaа

1—4 — автохтонные осадочно-вулканогенные ($Є_1$) и интрузивные ($Є_{2-3}$) образования: *1* — андезито-базальтовые порфириты и туфы, *2* — известняки с остатками археоциат, *3* — меланжированные олистостромы, конгломераты, гравелиты, песчаники, *4* — гранитоиды; *5, 6* — нижний покров (V—$Є_1$): *5* — спилит-кератофировые лавы и туфы, *6* — массивные известняки с остатками археоциат и прослоями кремнистых пород; *7—9* — верхний покров (V—$Є_1$): *7* — меланжированные спилитовые лавы и туфы, *8* — кремнистые породы, *9* — полимиктовый серпентинитовый меланж; *10—14* — неоавтохтон (D_1): *10* — базальные конгломераты, *11* — красноцветные и пестроцветные полимиктовые песчаники и алевролиты, *12* — базальтоиды, *13* — риолитовые порфириты, *14* — юрские конгломераты; *15—18* — тектоническое основание: *15* — нижнего покрова, *16* — верхней пластины нижнего покрова, *17* — верхнего покрова, *18* — верхней пластины верхнего покрова; *19* — крутопадающие разломы (*а*), надвиги (*б*); *20* — границы пачек и пластов

свидетельствующие о тектонической природе его нижнего ограничения. Строение большинства массивов показывает, что они являются останцами крупных офиолитовых покровов, сохранившимися в мульдообразных синформах.

В пределах хребта Салаир габбро-гипербазитовые массивы также широко рассеяны по площади, они значительно сильнее деформированы и ограничены крутопадающими разломами. Общие особенности строения габбро-гипербазитовых массивов и постоянная их ассоциация с венд-кембрийскими вулканитами позволяют считать их в Кузнецком Алатау и Салаире выходами меланократового основания офиолитовой ассоциации.

Целый ряд габбро-гипербазитовых массивов прослеживается с севера на юг вдоль восточной границы каледонид с древним обрамлением, однако некоторые из них находятся и в глубине его. Здесь тоже практически все массивы сопровождаются венд-нижнекембрийскими (?) базальтоидами. Так, Оспинско-Китойский массив представлен пакетом тектонических пластин, имеющих широтное простирание и разделенных, как правило, серпентинитовым меланжем. В их строении участвуют комплексы габбро-гипербазитовых пород меланократового основания, базальтоиды и другие породы офиолитовой ассоциации венда—нижнего кембрия (?) (ильчирская свита) [18].

Южнее, на северной окраине Монголии, расположен крупнейший Шишкидский массив, еще слабо изученный. По данным А.А. Савельева, нижняя дунит-гарцбургитовая его часть находится на востоке, а габбровая тяготеет к западной окраине, где к ней примыкают базальтоиды. Не исключено, что этот массив вскрывается в основании крупного аллохтона.

Несколько гипербазитовых массивов расположено на северо-западной окраине древнего Сангиленского выступа и на южной, продолжающейся в Монголию. На севере, в Агардагском поясе, находится крупное плитообразное тело гипербазитов (Тарлашкинский массив), погружающееся на север, а на юге, в осевой части хребта Хан-Хухэй, — Думбэрольский массив, сходный с предыдущим, но погружающийся на юг в сторону Озерной зоны (рис. 4).

Вдоль южного склона хребта Хан-Хухэй проходят полосы серпентинитового меланжа, подстилающие офиолитовые покровы, надвинутые с юга на нижнекембрийские андезитовые вулканиты и древние метаморфиты автохтона (рис. 5, 6). В серпентинитовой матрице встречаются фрагменты всех пород габбро-гипербазитового комплекса, офиолитовой ассоциации, а также древних метаморфитов. По-видимому, эти полосы меланжей, подстилающие офиолитовые пластины, вместе с габбро-гипербазитовыми массивами Хан-Хухэя являются останцами крупного офиолитового аллохтона, перекрывающего южную, монгольскую, окраину Сангиленского массива.

Южнее, вдоль западной границы Дзабханской зоны, прослеживаются небольшие тела серпентинитов, маркирующие молодые крутопадающие разломы. Примерно в 30 км к востоку от этой границы находится относительно крупный (20×10 км) удлиненный в направлении с севера на юг Хутульский массив, сложенный относительно свежими дунитами и гарцбургитами. Вдоль его подножия обнажается серпентинитовый меланж, а с юга к нему тяготеет небольшой выход эпидотизированных базальтоидов. Этот массив, видимо, тоже является останцом офиолитового покрова.

Южная окраина Дзабханской зоны также маркируется несколькими крупными офиолитовыми массивами — Хантайширским, Дарибинским (см. рис. 4) и др. Все они находятся в основании офиолитовых аллохтонов, надвинутых с юга на эту окраину. На несколько десятков километров удален от нее Хасагтинский массив. Итак, вдоль восточного древнего обрамления каледонид Западной Монголии расположен целый ряд габбро-гипербазитовых массивов, особенности строения и структурного положения которых позволяют относить их к меланократовому основанию офиолитовых аллохтонов [6].

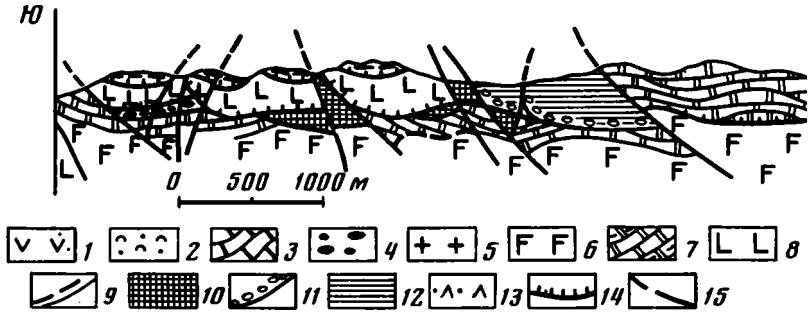


Рис. 6. Геологический профиль *А—Б* вдоль правого борта р. Ичитуин-Гол на южном склоне хребта Хан-Хухэй

1—5 — автохтонные осадочно-вулканогенные ($Є_1$) и интрузивные ($Є_{2-3}$) образования: *1* — андезитовые порфириты и туфы, *2* — туфогенные песчаники, *3* — известняки с остатками археоциат, *4* — меланжированные олистостромы, конгломераты, гравелиты, *5* — гранитоиды; *6, 7* — нижний покров (V—$Є_1$): *6* — спилитовые и кератофировые лавы и туфы, *7* — археоциатовые известняки с прослоями кремнистых пород; *8—10* — верхний покров (V—$Є_1$): *8* — меланжированные спилитовые лавы и туфы, *9* — кремнистые породы, *10* — серпентинитовый меланж; *11—13* — неоавтохтон (D_1): *11* — конгломераты, *12* — красноцветные песчаники и алевролиты, *13* — базальтоиды; *14, 15* — разломы: *14* — кембрийские шарьяжи, *15* — последевонские сбросы и взбросы

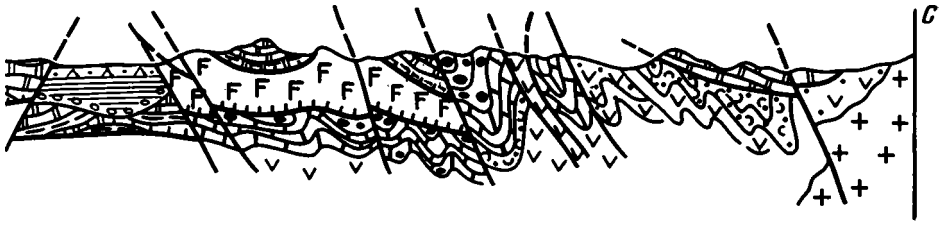
Таким образом, на всей территории каледонид Центральной Азии известны крупные габбро-гипербазитовые массивы, которые выходят вдоль фронтов офиолитовых аллохтонов, слагая их меланократовые основания.

Реже встречаются гипербазиты в структурах, сложенных верхнекембрийскими флишоидными терригенными толщами, но и здесь они вместе с базальтоидами часто распространены вдоль окраинных поднятий и в составе внутренних горстов, что дает возможность экстраполировать их распространение внутрь этих структур в качестве меланократового основания. Следовательно, можно предполагать, что габбро-гипербазитовые комплексы офиолитовой ассоциации служат меланократовым основанием преобладающего большинства (или всех) каледонских покровно-складчатых сооружений Центральной Азии.

Комплексы диабазовых силлов и даек служат вещественным выражением связей между этим меланократовым основанием и более высокой частью разреза офиолитов. В Куртушибинской зоне Западного Саяна Н.Л. Добрецов и Л.Г. Пономарева [11] описали серию параллельных даек диабазового, габбро-диабазового, изредка альбитофирового состава, генетически связанных с габброидами. Вверх по разрезу они сменяются пластообразными телами метабазальтов и базальтоидами чингинской свиты. В Западной Монголии, на юго-восточной окраине Озерной зоны (хребет Хан-Тайшири), комплекс диабазовых даек образует мощный горизонт, расположенный выше габбро-пироксенитового комплекса и непосредственно переходящий в подушечные лавы.

Таким образом, меланократовое основание представляет собой не просто фундамент, на котором накапливаются толщи пород, а является их субстратом, т.е. общим источником, преобразующимся в процессе развития континентальной коры. А.В. Пейве [22] считал, что меланократовое основание служило питающей средой при образовании диабазовых даек, силлов и базальтоидов в условиях тектонического расслаивания и приповерхностного растяжения.

Признание меланократового основания офиолитов субстратом каледонид Центральной Азии обостряет внимание к "выступам древнего фундамента", как называют выходы метаморфических пород, встречающихся чаще всего в областях распространения флишоидного терригенного комплекса среднего—верхнего кембрия. Обоснованием их древности обычно служат более высокая степень метаморфизма и деформированности, чем у окружающих пород, а также отли-



чающееся простирание складчатых структур [19]. Однако эти данные неоднозначны и некоторые из них отвергаются исследователями [8, 13 и др.]. С другой стороны, в последнее время накапливаются определения абсолютного возраста, указывающие на древний, нередко дорифейский возраст этих метаморфитов.

Если эти данные достоверны и достаточны для признания таких пород "выступами древнего фундамента", то встает ряд проблем, связанных с выяснением тектонической роли этих древних выходов в процессе развития каледонид. Являются ли эти выступы фрагментами каких-то континентальных массивов, и если да, то каких? Или это отдельные микроконтиненты? Какую тектоническую роль они играли в палеозойском палеоокеане? Как влияли на формирование каледонских структур? Как и когда вышли на поверхность? И т.д. Следовательно, их тектоническая роль и позиция в палео- и современных структурах совершенно не ясна. Следует также отметить, что очень часто эти метаморфиты находятся в тесной парагенетической связи с тектоническими покровами [5].

Строение каледонских сооружений. Каледонидами предлагается называть такие покровно-складчатые сооружения, развитие которых начинается с образования венд-нижнекембрийских офиолитов, а завершается девонскими орогенными вулканитами и молассами, т.е. при выделении каледонид используются оба временны́х критерия: начало и завершение их развития. Большую надежность выделения структур и по времени заложения, и по складчатости предсказывал еще Н.С. Шатский. Однако возможность использования времени заложения появилась только после того, как А.В. Пейве и его сотрудниками было установлено, что офиолитовая ассоциация формируется на самой ранней (океанической) стадии развития структур во время их заложения. Более молодые комплексы формаций возникают на переходной и континентальной стадиях развития, в процессе которого океаническая кора преобразуется в континентальную.

Для каждой стадии развития каледонид выделяются палеотектонические зоны, отражающие их гетерогенность, и, кроме того, для поздних стадий — деструктивные прогибы, нарушавшие поступательный процесс преобразования коры [7].

Структуры и формации большей части каледонид начинали развиваться в океанических условиях, на меланократовом основании. Различный состав формаций, во многом определяемый типом индикаторного магматизма, а также разное строение структур позволяют выделить в пределах территории проявления каледонид три палеотектонические области примерно северо-западного простирания: океаническую — "диабазово-спилитовую" и переходные — "спилит-кератофировую" и "базальт-риолитовую", примыкающие с запада и юго-запада к древнему обрамлению.

Для *начальной океанической стадии* развития типична Озерно-Алтайская область (Монгольский Алтай, Горный Алтай, Западный Саян и Западная Тува) (см. рис. 1), основание разрезов которой слагает вендско-раннекембрийская диабазово-спилитовая формация. Эта область сопоставима по размеру с океаническими бассейнами, она, вероятно, продолжалась далеко на юго-запад, за пределы

современной границы с герцинидами. На северо-востоке диабазово-спилитовую формацию сменяет по латерали спилит-кератофировая. В составе диабазово-спилитовой формации преобладают зеленокаменно-измененные подушечные и шаровые базиты (спилиты), выше становится больше лавовых брекчий, лито- и гиалокластических туфов, которые встречаются также в межшаровых пространствах, в верхах разрезов они местами замещаются карбонатами. По петрохимическим особенностям вулканиты относятся преимущественно к щелочной оливин-базальтовой ассоциации, в меньшей степени к высокоглиноземистой и толеитовой. В последней ярко выражена слабая степень их дифференциации, преобладают низкокалиевые базальты (более 80%), близкие к океаническим толеитам [7]. В северных районах иногда встречаются кератофиры и возрастает количество кремнистых пород, возможно, в связи с приближением к краевой части бассейна.

Вверх по разрезу диабазово-спилитовая формация постепенно сменяется кремнистой терригенно-туффитовой. В ее нижней части находятся кремнистые туффиты и лавобрекчии, которые выше, после переходного горизонта с известняками, сменяются вулканомиктовыми песчаниками, туфотурбидитами и туфосилицитами. В переходном горизонте известняки слагают рифовые тела, насыщенные остатками археоциат, трилобитов, водорослей и других организмов раннекембрийского возраста. Весьма характерны также горизонты олистостром, залегающие согласно с пластами других пород. Особенно широко олистостромы развиты в Западной Туве (где их мощность достигает 1—1,5 км), отделяя диабазово-спилитовую информацию от крупных пластов археоциатовых известняков и карбонатно-терригенных пород. Итак, характерные наборы пород и однообразие строения диабазово-спилитовой и кремнисто-терригенно-туфовой формаций, ассоциирующих с габбро-гипербазитами, свидетельствуют о близких к океаническим условиях в венде—раннем кембрии, на самой ранней стадии развития огромной Озерно-Алтайской области. Характерные деформации на этой стадии — тектонические покровы, маркируемые во многих местах олистостромами и меланжами. Особенно интенсивно эти структуры развивались между Озерной зоной и Западно-Саянским синклинорием (Западная Тува), где горизонтальные движения проявлялись неоднократно и образовали целый ряд зон тектонического скучивания [1].

К *спилит-кератофировой переходной области* относятся Дагандельская и Кузнецко-Саянская зоны, расположенные восточнее и севернее Озерно-Алтайской (см. рис. 1 и 10). Дагандельская зона находится между Озерной и континентальной Дзабханской. Определяющая эту область спилит-кератофировая формация в низах разреза Дагандельской зоны представлена шаровыми спилитами мощностью не менее 1000 м. В ее средней части преобладают кератофиры и их туфы, среди которых имеются отдельные потоки спилитов, а в верхней спилиты чередуются с туфами кислого состава. Почти все базальтоиды относятся к оливин-базальтовой ассоциации и обогащены натрием и калием. Выше согласно лежат породы кремнисто-карбонатной формации, содержащие остатки раннекембрийских археоциат и водорослей. В ней преобладают кремнистые, иногда онколитовые доломиты, известняки и калькрениты. Характерны также метасоматические кремни. Второстепенное значение имеют маломощные пластины глинистых и кремнисто-глинистых сланцев.

В Кузнецко-Саянской зоне, которая занимает северную часть Алтае-Саянской области, в основании разрезов находится также спилит-кератофировая формация. Вверх по разрезу северного склона Западного Саяна эта формация сменяется рифо-туфоконгломератовой с рифогенными археоциатовыми известняками и кремнистыми прослоями [27]. Среди них появляются андезиты, которые местами становятся преобладающими. Резкие изменения мощности и состава характеризуют эту формацию, возникшую в условиях островных дуг. В этой зоне обычны узкие,

нередко изоклинальные, опрокинутые на юг складки, осложненные продольными и поперечными разломами, а также более ранними горизонтальными нарушениями.

Базальт-андезит-риолитовая переходная область занимает восточную окраину территории каледонид и характеризуется островодужными формациями венда—раннего кембрия (см. рис. 1, 5, 6). Она сохранилась в виде двух разрозненных зон: Хан-Хухэйской на севере Западной Монголии [6] и Таннуольско-Хамсаринской в Туве [3].

Хан-Хухэйская зона, примыкающая с юга к массиву Сангилен, сложена породами андезитовой формации с преобладающей ролью порфировых андезитов, андезибазальтов и в меньшей степени базальтов, выше которых залегают невыдержанные пласты лавовых брекчий, туфов, туфоконгломератов с линзами археоциатовых известняков раннего кембрия и известняковых конгломератов. Мощность формации до 1,5 км. Вулканиты относятся к непрерывно дифференцированной серии островодужного типа. На андезитовой залегает олистостромовая формация с матрицей из грубозернистых и гравийных туфопесчаников и туффитов с прослоями известковистых песчаников и известняков с ботомскими археоциатами. Характерна нечеткая градационная и невыдержанная параллельная слоистость. Несортированные обломки (от 2 см до 15 м и более) известняков, кремней, доломитов, спилитов, порфиритов и кератофиров неравномерно рассеяны в матрице (рис. 7). Мощность олитостромы колеблется от 100 до 600 м. Породы андезитовой и олистостромовой формаций смяты в узкие, изоклинальные, нередко опрокинутые складки (рис. 8).

С юго-запада на них надвинуты два покрова: нижний спилит-кератофировый обычно подстилается олистостромой и имеет верхнюю известняковую пластину с остатками отдабанских археоциат, более древних, чем в матрице подстилающей олистостромы (рис. 9); верхний диабазово-спилитовый покров имеет в основании серпентинитовый меланж (рис. 10), а вверху — пластины кремнистых пород. Оба покрова перекрыты неоавтохтоном — силурийско-девонской молассой и прорваны средне-позднекембрийскими гранитоидами. Автохтон, оба покрова и неоавтохтон крутыми молодыми взбросами разбиты на чешуи, надвинутые друг на друга с севера, навстречу движению покровов. По-видимому, Хан-Хухэйская зона скучивания может служить тектонотипом для подобных структур Центральной Азии [6]. Наличие амфиболитов в меланже свидетельствует о меланократовом основании островодужного комплекса. Поэтому не исключено, что он был сформирован в зоне перехода от меланократового фундамента к сиалическому.

Таннуольско-Хамсаринская зона примыкает с северо-запада к массиву Сангилен, отделяясь от него Агардакским разломом и Шурмакской зоной, во многом сходной с Хан-Хухэйской (см. рис. 1). Таннуольская ее часть имеет тот же набор формаций, что и Хан-Хухэйская, а Хамсаринская, расположенная северо-восточнее, отличается преобладанием дацит-риолитов над андезитами и базальтами. Эти вулканиты перекрыты толщей доломитов (до 0,5 км), выше которой находится олистострома (150—200 м), сменяющаяся мощной толщей кремнистых туффитов, алевритов и карбонатно-кремнистых песчаников [1]. В целом Таннуольско-Хамсаринская и Хан-Хухэйская переходные зоны представляют собой части островных дуг, расположенных у восточного континентального обрамления КЦА. Их формирование, вероятно, было связано с субдукцией, покровной тектоникой, а позднее с массовым гранитообразованием, создавшим гранитный слой в ранних каледонидах (салаиридах).

Структуры и формации переходной стадии. Важнейшие структуры средне-верхнекембрийского этапа этой стадии развития занимают обширную область, охватывающую хребты Западного Саяна, Горного Алтая и Монгольского Алтая (см. рис. 1). Крупными разломами она отделена на севере и востоке от салаирид, а на юго-западе — от герцинид и протягивается более чем на 1000 км. В ее пределах преобладает однообразный комплекс терригенных пород среднего—верхнего

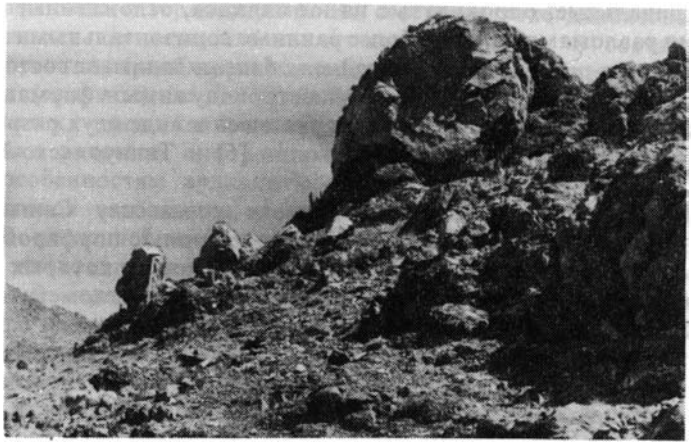


Рис. 7. Крупные олистолиты известняков и других пород в олистостроме верхней части андезитовой формации хребта Хан-Хухэй. Правый борт долины р. Ичитуин-Гол

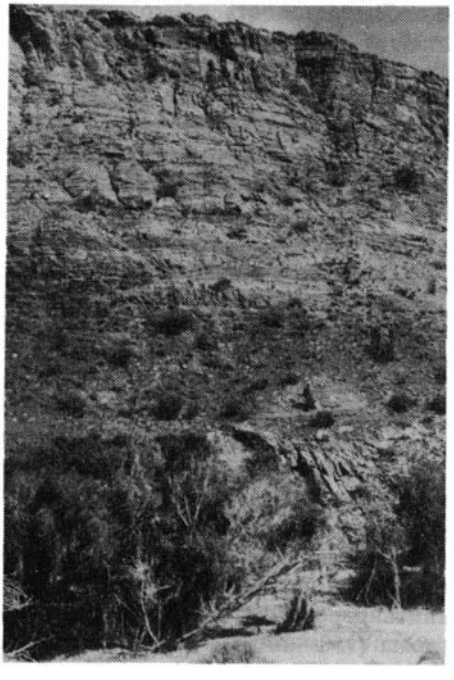


Рис. 8. Узкая изоклинальная складка в туфопесчаниках андезитовой формации хребта Хан-Хухэй, левый борт долины верховьев р. Ичитуин-Гол

Рис. 9. Пологая пластина верхнего покрова на круто наклоненных пластах андезитовой формации. Хребет Хан-Хухэй, левый борт долины р. Ичитуин-Гол

кембрия: кварц-плагиоклазовые и плагиоклаз-кварцевые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, обычно филлитизированные. Их отличают однообразный состав, градационная мелкая косая и параллельная слоистость, характерная для флиша, а также текстуры подводного оползания — признаки осадков турбидитных потоков, свидетельствующие о большой удаленности источников сноса. Только в верхах комплекса преобладает полимиктовый грубообломочный, ве-

Рис. 10. Серпентинитовый меланж с глыбами массивных серпентинитов (*1*), известняков (*2*), базальтоидов (*3*), кремнистых и других пород. Хребет Хан-Хухэй, правый борт долины р. Ичитуин-Гол

роятно, местный материал. Мощность комплекса до 6 км, его средне-верхнекембрийский возраст определяется стратиграфическим положением и следами жизнедеятельности раннепалеозойских червей. Бескарбонатность, отсутствие бентосной фауны и текстур мелководья, а также значительный объем, однообразный состав и турбидитные текстуры указывают на длительный перенос осадков и накопление их в огромной глубоководной каньонно-веерной системе [2]. В северо-восточном направлении осадки по латерали обогащены литическими фрагментами, увеличиваются мощность слоев и размеры обломков (усиливается их незрелость), что свидетельствует о близости области размыва. Ею могла быть поднятая окраина древнего восточного обрамления каледонид, на существование которой в Восточном Саяне указывают верхнекембрийские грубообломочные отложения (баджейская свита).

Погружение компенсировалось осадконакоплением в конце кембрия и сопровождалось движением покровов и образованием олистостром, которое сменилось интенсивной линейной, часто изоклинальной складчатостью, особенно характерной для верхней половины комплекса (рис. 11). Его нижние толщи, обычно превращенные в зеленые сланцы, в целом залегают более полого и подвержены сложной мелкой складчатости многих порядков. Вероятно, она образовалась на глубине в условиях зеленосланцевого и более высокой степени метаморфизма, нередко сопровождавшегося гранитизацией. Тектоническая дисгармония между верхними и нижними толщами рассматривается как проявление тектонической расслоенности и скучивания в верхних горизонтах земной коры. В начале ордовика западная часть Горного Алтая, Чулышманская зона и Монгольский Алтай ("средние" каледониды) присоединились к салаиридам, и в дальнейшем в их пределах развивались наложенные прогибы и орогенные формации.

Вдоль северной окраины глубоководного терригенного бассейна в среднем и местами в позднем кембрии продолжали развиваться островодужные вулканогенные и терригенные комплексы Салаира, Кузнецкого Алатау и северного подножия Западного Саяна (аринициичевская, мундыбашская и кизирская свиты). Подобные комплексы установлены также вдоль юго-западной окраины Озерной зоны Западной Монголии. В срединных частях этих зон (салаириды) в среднем кембрии продолжали накапливаться карбонатные формации (Мрасский, Батеневский массивы) или появились наложенные прогибы, заполнявшиеся карбонатно-терригенными отложениями (Озерная зона, Катунский горст-антиклинорий). В конце кембрия и позднее в этих районах возникли небольшие наложенные

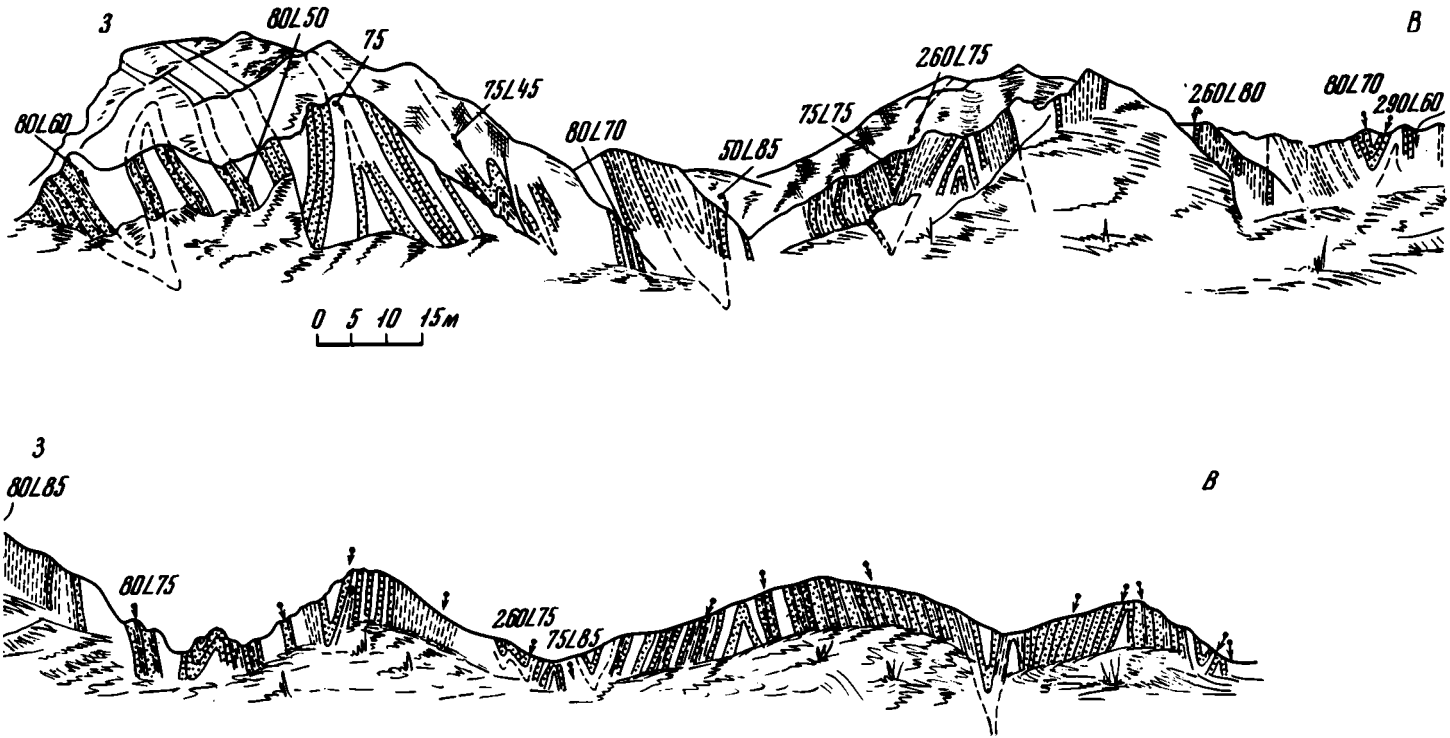


Рис. 11. Структурный профиль среднекембрийско-нижнеордовикской толщи, сложенной песчаниками и алевролитами, в северной части Кобдинской подзоны (северный борт котловины оз. Ачит-Нур, левый борт долины р. Хув-Ус-Гол), на котором хорошо видны линейные, нередко изоклинальные складки

прогибы с молассоидами и происходило массовое гранитообразование. Итак, к ордовику на большей части каледонид Центральной Азии сформировались покровно-складчатые сооружения и достаточно мощный гранитно-метаморфический слой коры.

В районах с наименее развитым гранитным слоем в ордовике и силуре существовали два крупных прогиба на месте Ануйско-Чуйского и Западно-Саянского синклинориев соответственно северо-западного и восток—северо-восточного простирания (см. рис. 1). В силуре они расширились за счет соседних Уйменско-Лебедского и Хемчикско-Систигхемского прогибов, наложенных на салаирское основание. Прогибы выполнены преимущественно полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и известняково-глинистыми сланцами и известняками, роль которых увеличивается вверх по разрезу. Эти отложения относятся к морской карбонатно-терригенной формации, накопившейся в основном за счет размыва бортов прогибов и завершающей вертикальный ряд формаций переходной стадии. Оба синклинория являются типичными конседиментационными линейными структурами длиной 400—500 и шириной около 200 км, ограниченными крутопадающими к их осям разломами. Однако современное восточное замыкание Западно-Саянского синклинория, по-видимому, образовано поздними движениями тектонических покровов, так как на его продолжении находятся крупные выходы вулканогенных и терригенных толщ, сходных с западно-саянскими, но сильнее метаморфизованных (харальская, окинская и др.), а Ильчирский офиолитовый аллохтон сходен с Куртушибинским [18]. Поэтому не исключено, что палеоструктура Западного Саяна продолжалась далеко на восток, соединяясь с Джидинской зоной. Интенсивная, нередко изоклинальная складчатость к концу силура привела к сильному росту мощности коры, особенно в ядрах синклинориев, где их нижние горизонты подверглись метаморфизму и гранитизации. Недаром именно к ядру Западно-Саянского синклинория приурочены многочисленные массивы гранитоидов.

В Западной Монголии Кобдинская зона также представлена крупным прогибом (400×(40—60) км), но выполненным другими формациями и, по всей вероятности, другого деструктивного происхождения [9]. Здесь на средне-верхнекембрийском терригенном складчатом основании со структурным несогласием и базальными конгломератами залегают породы туфогенно-терригенной (верхний ордовик), затем кремнисто-терригенной граптолитовой (нижний силур) и базальт-андезитовой с рифами известняков (силур) формаций общей мощностью до 3 км. На север по простиранию они постепенно, а вкрест простирания быстро сменяются молассоидами и выклиниваются у северной границы МНР. Синклинорная структура прогиба сильно осложнена продольными, меньше поперечными разломами и полными складками с крыльями средней крутизны (40—60°). Можно предположить, что образование прогиба связано с локальной деструкцией молодого предсреднеордовикского "гранитного" слоя коры каледонид под влиянием процессов развития соседних герцинид. Не исключено, что в силуре прогиб распространился на запад и захватил часть Монгольского Алтая, где накапливалась карбонатно-терригенная формация, имеющая сходные фациальные изменения. За пределами Кобдинской зоны в наложенных мульдах в ордовике и позднее накапливались молассы и андезит-риолитовые орогенные вулканиты.

Итак, к концу силура сжатие привело к интенсивной складчатости и скучиванию горных масс, которое на глубине, вероятно, сопровождалось метаморфизмом и образованием гранодиорит-гранитной формаций в остаточных прогибах и габбро-диорит-плагиогранитной в деструктивных. В результате "заросли" последние окна в гранитном слое коры и все каледониды Центральной Азии вступили в континентальную стадию развития.

Парагенетические связи между скучиванием ("покровным" или "складчатым"),

метаморфизмом и гранитообразованием, выявленные совсем недавно [5], по существу, только намечены и во многом еще не раскрыты.

Решение этого нового вопроса будет способствовать раскрытию одной из важнейших проблем геологической науки — связей тектоники и магматизма. Некоторые пути в этом отношении намечались А.В. Пейве еще в 1961 г. Он отметил [22], что зарождению коровых и подкоровых магматических очагов могут способствовать горизонтальные поверхности тектонического расслоения и дифференцированного движения разделенных ими блоков. Вполне возможно, что движение по поверхности тектонических покровов, происходящее в глубоких зонах земной коры, нарушает существующее там равновесие $P—T$ условий и вызывает метаморфические преобразования пород, соответствующие новым условиям. Эти предположения представляются достаточно перспективными и требуют специального и детального изучения зон тектонического скучивания, в которых наметились парагенетические связи между скучиванием, метаморфизмом и гранитообразованием. Такие исследования могут иметь большое практическое значение, так как с гранитообразованием обычно связано оруденение, поисковыми признаками которого могут стать структурные элементы тектонического скучивания.

Структуры и формации континентальной стадии. Качественно новую континентальную стадию характеризуют структуры и формации преимущественно одного орогенного класса. Распределение вулканических формаций в нем подчинено общей закономерности — комплексы щелочноземельного ряда расположены ближе к герцинидам, щелочные — дальше от них, в глубине каледонид [20]. Крупнейшие девонские орогенные впадины находятся в основном в северной половине Алтае-Саянской области, а мелкие рассеяны среди каледонид всей Центральной Азии, кроме того, к их южной окраине тяготеют крупные деструктивные прогибы — моногеосинклинали [10].

Девонское и более молодое гранитообразование, вероятно, имело решающее значение в создании "гранитного" слоя континентальной коры, причем состав гранитоидных формаций закономерно связан с субстратом тектонических зон. В Алтае-Саянской области и Западной Монголии более молодые девонские орогенные гранитоиды в отличие от более древних распространены во всех тектонических зонах и завершают их формирование [4].

Таким образом, девонские структуры и формации отражают, с одной стороны, завершение поступательного конструктивного развития каледонид — орогенные структуры, а с другой — их взаимодействие с герцинскими, что вызвало формирование деструктивных моногеосинклиналей и палеоструктур активной окраины. Только верхнепалеозойские образования становятся одинаковыми в каледонидах и герцинидах.

Итак, история формирования каледонских структур и развития континентальной коры на месте всего палеоокеанического бассейна Центральной Азии состоит из единого ряда последовательных этапов. Они отражают тектоническое единство этого бассейна в целом, чему не противоречит существование палеотектонических областей, соответствующих его разным частям.

Сравнение формаций, отвечающих основным этапам развития каледонид Центральной Азии и Казахстана, показало, что между ними существуют большие различия: на вендско-среднекембрийском этапе сходство можно заметить только в развитии древних обрамлений: на среднекембрийско-нижнеордовикском и ордовикско-силурийском этапах развития сходства вообще не видно, и только в девоне оно вновь проявляется.

Различие между каледонидами Центральной Азии и Казахстана подчеркивает асимметрию в строении и развитии каледонского палеоокеанического бассейна. Можно предположить, что эти каледониды образовались на его противоположных окраинах, разделенных огромными океаническими простран-

ствами. На ранней, океанической, стадии в венде—раннем кембрии и на переходной средне-верхнекембрийской, наиболее активной была Центрально-Азиатская окраина этого палеобассейна. В это время там бурно проходило образование вулканических дуг, междуговых и окраинных морей, заполнение терригенными массами реликтового бассейна. К концу кембрия прошли мощные процессы скучивания, метаморфизма и гранитообразования, создавшие на большей части палеоокеана Центральной Азии гранитно-метаморфический слой коры переходного типа.

Казахстанская часть палеоокеанического бассейна в кембрии, вероятно, представляла его пассивную окраину. В ордовике здесь вновь активизировалось развитие океанических прогибов, вулканических дуг и междуговых прогибов, которые неоднократно возрождались вплоть до девона. Таким образом, в ордовике и силуре тектоническая активность переместилась в Казахстанский бассейн, а Центрально-Азиатская часть составляла его пассивную окраину, где существовали только морские остаточные прогибы. Асимметрию Центрально-Азиатской и Казахстанской частей каледонского палеоокеана можно сравнить с различиями в строении западной и восточной окраин Тихого океана в мезозое и в настоящее время [21].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Берзин Н.А.* Меланжево-олистостромовая ассоциация Хемчикско-Систичхемской зоны Тувы // Главные тектонические комплексы Сибири: К Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 104—129.
2. *Вознесенская Т.А., Дергунов А.Б.* Строение и тектоническое положение среднекембрийско-тремадокских отложений Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 52, вып. 4. С. 79—94.
3. *Волков В.В.* Кембрийские вулканические зоны Тувы // Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. С. 59—69.
4. *Дергунов А.Б.* Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 216 с.
5. *Дергунов А.Б.* Зоны тектонического скучивания в каледонидах Центральной Азии // Геотектоника. 1988. N 3. С. 63—75.
6. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б.* Палеотектонические зоны и покровные структуры Западной Монголии // Там же. 1984. N 3. С. 40—52.
7. *Дергунов А.Б., Херасков Н.Н.* Конструктивные и деструктивные процессы при формировании земной коры в Алтае-Саянской области и Западной Монголии // Там же. 1982. N 6. С. 97—111.
8. *Дергунов А.Б., Херасков Н.Н.* О тектонической природе "выступов древнего фундамента" в каледонидах Горного Алтая и Западного Саяна // Геология и геофизика. 1985. N 6. С. 13—20.
9. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 196 с.
10. *Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Закономерности формирования палеозоид Центральной Азии (Алтае-Саянская область, Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структур континентов в неогее. М.: Наука, 1986. С. 53—67.
11. *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Офиолиты и глаукофановые сланцы Западного Саяна и Куртушибинского пояса // Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. С. 128—156.
12. *Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г.* Борусский офиолитовый пояс // Там же. С. 157—175.
13. *Дук Г.Г.* Зеленосланцевые пояса повышенных давлений. Л.: Наука, 1982. 184 с.
14. *Золотов А.Н.* Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982. 240 с.
15. *Зоненшайн Л.П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.
16. *Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири в позднем докембрии—кембрии. М.: Наука, 1982. 116 с.
17. *Кузнецов В.А.* Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области // Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1966. С. 16—43.
18. *Ляшенко О.В.* Сравнительная тектоника Куртушибинского и Восточно-Саянского офиолитовых поясов (Алтае-Саянская складчатая область): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 24 с.

19. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
20. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. 320 с.
21. *Обузн Ж.* Тектоника складчатых поясов Тихоокеанского кольца: О некоторых так называемых классических аспектах перитихоокеанской тектоники // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 7: Тектоника. С. 43—47.
22. *Пейве А.В.* Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. N 3. С. 36—54.
23. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—23.
24. *Пинус Г.В., Колесник Ю.Н.* Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 212 с.
25. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П.* Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.
26. *Прусевич Н.А.* К особенностям состава породообразующих минералов офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алтау // Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 102—103.
27. *Хераскоа Н.Н.* Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979. 120 с.
28. *Хераскова Т.Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.
29. *Яншин А.Л., Боголепов К.В.* О современных гипотезах образования гипербазитов и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1973. N 8. С. 12—25.

УДК 551.72(517.3)

Н.С. Зайцев, Ф.П. Митрофанов, И.К. Козаков, Ю.М. Соколов, В.С. Байкова, В.Н. Подковыров, И.К. Шулешко, К.Б. Кепежинскас, Б. Лхасурен

ДОКЕМБРИЙ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ МОНГОЛИИ

Исследования, проведенные в последние годы в Монголии, позволили выделить среди рифейских, каледонских и герцинских структур этого региона, приуроченного к осевой части Центрально-Азиатского складчатого пояса, комплексы пород раннего докембрия, которые коррелируются с древнейшими образованиями Тувы, Восточного Саяна и Присаянья. Выделение, расчленение и корреляция здесь были основаны на изучении цикличности эндогенных процессов и палеофитологических данных.

Наиболее полный разрез метаморфизованного докембрия установлен в рифеидах западной части Тувино-Монгольского массива, где выделены четыре доверхнерифейских структурно-метаморфических комплекса, поздний из которых, нарынский — IV, по данным палеофитологического анализа, датируется средним рифеем, а более древние — нижним протерозоем (балыктыгхемский — III), верхним (моренский — II) и нижним (эрзинский — I) археем [1, 3].

В Центральной Монголии как их возрастные аналоги рассматриваются ульдзитгольский (IV), есэнбулакский (III), бумбугерский и хабчичинский (II), байдарагинский (I) комплексы [2]. В других структурах Монголии также присутствуют возрастные аналоги этих комплексов.

Формирование каждого из перечисленных комплексов сопровождалось развитием эндогенных процессов, объединяемых в соответствующих тектоно-метаморфических циклах (I—IV).

Для реконструкции первичной природы дорифейских метаморфических пород Монголии была использована петрохимическая классификация, разработанная А.Н. Нееловым [6], которая позволила с известной долей условности определить осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканические породы в разрезах выделенных

© Н.С. Зайцев, Ф.П. Митрофанов, И.К. Козаков, Ю.М. Соколов, В.С. Байкова, В.Н. Подковыров, И.К. Шулешко, К.Б. Кепежинскас, Б. Лхасурен, 1990

структурно-вещественных комплексов и наметить возможные обстановки их формирования [2]. При этом наибольшие трудности вызывает изучение состава эрзинского комплекса из-за широкого развития в нем наложенных метаморфических преобразований, во многих случаях сопровождавшихся неоднократной мигматизацией. Непереработанные породы эрзинского комплекса, как правило, сохраняются только в виде реликтов в центральных частях будин и пропластков среди пород амфиболитовой фации. Они представлены гиперстеновыми и гранат-гиперстеновыми гнейсами, двупироксеновыми кристаллическими сланцами, гранат-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами со шпинелью (иногда с гиперстеном) и чарнокитоидами. На Сангиленском нагорье в состав эрзинского комплекса входят форстеритсодержащие мраморы и кварциты.

Метавулканиты эрзинского комплекса делятся на две группы — низкощелочных толеитовых базальтов и дифференцированную серию от низкотитанистых умереннощелочных базальтоидов до андезитов и дацитов умеренной щелочности калиево-натриевого уклона. Низкощелочные породы по содержанию титана, железа, магния, калия соответствуют толеитовым базальтам рифтовых структур начальных стадий деструкции континентальной коры [7]. Среди аналогов осадочных пород выделяются глиноземистые метапелиты (субсиалиты), карбонатистые алевролиты и пелиты с низкой щелочностью калиево-натриевого уклона, а также туфы толеитовых андезибазальтов. В целом ассоциация глиноземистых метапелитов с умеренно калиевыми толеитовыми базальтами, а также мраморами и кварцитами свидетельствует о протоплатформенном режиме формирования толщ эрзинского комплекса. Присутствие в разрезе пород дифференцированной базальт-дацитовой ассоциации, возможно, отражает интенсивное проявление вулканизма в смежной мобильной зоне, с развитием которой связано формирование пород байдарагинского комплекса.

"Серые гнейсы" байдарагинского комплекса и ассоциирующие с ними кристаллические сланцы по петрохимическим параметрам соответствуют дифференцированной базальт-андезито-дацит-риолитовой серии вулканитов умеренной щелочности калиево-натриевого уклона, сопоставимых по химическому составу с островодужными сериями современных континентальных окраин. Эти вулканиты сходны с вулканитами дифференцированной серии эрзинского комплекса Тувино-Монгольского массива. При этом в байдарагинском комплексе в отличие от эрзинского практически отсутствуют метаосадочные породы. Режим формирования байдарагинского комплекса соответствует мобильной зоне континентальной коры при существенно коровом магмообразовании и слабой проницаемости для мантийных выплавок.

В составе гнейсов — супракрустальных образований моренского комплекса — преобладают метавулканиты в ассоциации с магнетитовыми кварцитами, мраморами и известково-силикатными породами. Метавулканиты образуют контрастную базальт-риолитовую ассоциацию, где составы основных пород соответствуют высокотитанистым, железистым толеитовым базальтам, а кислых пород — калиево-натриевым риолитам и риодацитам известково-щелочной серии. Среди метаосадков устанавливаются аналоги силицитов, олигомиктовых кварцевых и каолинит-кварцевых песчаников. Ассоциация магнетитовых кварцитов, известняков и вулканитов контрастной серии соответствует геосинклинальному режиму осадконакопления. В то же время преобладание кислых вулканитов, состав основных пород и присутствие продуктов глубокого химического выветривания (каолинит-кварцевые песчаники) предполагают наличие развитой континентальной коры сиалического типа. Близки к ним по формационному составу и, видимо, условиям формирования гнейсы и кристаллические сланцы бумбугерского комплекса. Породные ассоциации моренско-бумбугерского уровня в общих чертах соответствуют олондинским рифтогенным (троговым) образованиям юга Сибирской платформы, формировавшимся на "утоненном" прото-

метаморфическом слое, что является отражением деструкций древнейшей сиалической коры на рубеже раннего и позднего архея.

Основной породной структурно-вещественной ассоциацией супракрустальных толщ нижнего протерозоя являются кварциты с мраморами. Кварциты соответствуют чистым кварцевым песчаникам с низкой калиевой щелочностью, а мраморы — известнякам или доломитистым известнякам (0,31—5,84% MgO) и доломитам с примесью каолинит-гидрослюдистого материала. Отдельные прослои гнейсов в мраморах соответствуют натриево-калиевым, аркозовым или олигомиктовым песчаникам. Подобная ассоциация известняков и доломитов с прослоями кварцитов и метапесчаников характерна для геосинклинальных бассейнов в пределах континентальной коры, аллохтонный материал которых представлен продуктами переотложенных кор сравнительно глубокого выветривания.

Реконструкция первичной природы дорифейских метаморфических пород Монгольского и Гобийского Алтая вызывает особые затруднения из-за интенсивного проявления позднепротерозойского регионального метаморфизма, в ходе которого были "стерты" многие геологические границы. Для анализа были выбраны породы, в которых сохранились древние метаморфические парагенезисы и отсутствуют признаки проявления мигматизации. Среди пироксенсодержащих гнейсов можно условно выделить две группы метавулканитов — аналоги толеитовых базальтов эрзинского и моренского комплексов. Последние сходны по химизму с субщелочными базальтоидами континентов. Среди метаосадочных пород выделяются аналоги карбонатистых алевропелитов, кварцитов, граувакк и известняков. Таким образом, для дорифейских толщ Монгольского и Гобийского Алтая необходимо отметить сходство по химизму с породами эрзинского и частично моренского комплексов. С большей долей условности можно предполагать и близкие условия их формирования.

В целом анализ формационного состава дорифейских комплексов дает основание относить ассоциацию пород раннеархейского уровня к энсиалическому типу [2]. При этом если принимать корреляцию эрзинского, байдарагинского и цэлского комплексов, то вулканиты байдарагинского комплекса характеризуют режим мобильно-проницаемой зоны, существовавший в раннем архее и разделяющей геоблоки с субплатформенным типом седиментации и вулканизма. Ассоциация пород моренско-бумбугерского уровня (верхний архей) указывает на переход к квазисиматическому типу развития, что отражает, по-видимому, начало нового тектонического цикла, в то время как образования балыктыгхемского уровня (нижний протерозой) могут рассматриваться как завершающие.

Более пестрым составом характеризуются толщи нижнего—среднего рифея (нарынский комплекс и его аналоги — IV). Среди них присутствуют существенно карбонатные, метапелитовые черносланцевые, андезито-базальтовые, флишоидно-карбонатные породы. В основании их повсеместно устанавливается структурное и метаморфическое несогласие с комплексами дорифея. В целом они характеризуют усиливающуюся латеральную дифференциацию земной коры региона в этот период, который можно рассматривать как предгеосинклинальный.

Толщи верхнего рифея—венда—нижнего кембрия, объединяемые в составе V структурно-вещественного комплекса (дархатско-хубсугульского), характеризуются сильной фациальной изменчивостью и носят черты формаций геосинклинального типа [1]. К этому же временному интервалу принадлежат формации офиолитовых зон.

Закономерно происходит и изменение режимов регионального метаморфизма. Процессы древнейшего тектоно-метаморфического — I цикла происходили на фоне преобладания высокоградиентного режима и достигали уровня гранулитовой фации. Во II цикле фиксируется переход к низкоградиентному режиму

с региональным развитием метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой фаций. В III цикле метаморфические процессы в большинстве случаев происходили на фоне высокоградиентных режимов, достигая уровня амфиболитовой фации. IV цикл характеризуется резкой латеральной дифференциацией эндогенных режимов — в структурах рифеид и ранних каледонид преобладают главным образом зеленосланцевые высокоградиентные метаморфиты, а в структурах поздних каледонид и герцинид регионально развиты низкоградиентные метаморфиты амфиболитовой фации. Указанная латеральная дифференциация нашла отражение и в структурной эволюции. Так, фрагменты дорифейских образований, развитые среди рифеид и ранних каледонид (Северо-Монгольская система), можно параллелизовать с карелидами, в то время как докембрийские образования поздних каледонид и герцинид (Монголо-Алтайская—Южно-Монгольская система) — с гренвиллидами [2]. Граница геоблоков с различной докембрийской предысторией трассируется офиолитами Озерной зоны.

Выделенные в раннем докембрии Монголии тектоно-метаморфические циклы характеризуются принципиально единой схемой развития магматизма и ультраметаморфизма. Для каждого цикла опережающими развитие процессов регионального метаморфизма являются породы основного состава, внедрение которых позволяет разделять тектоно-метаморфические циклы. Среди интрузивных гранитоидов выделяются ранне- и поздне- или послескладчатые. Раннескладчатые интрузивные образования представлены плагиогранитами, ассоциирующими в одних случаях с диоритами и габброидами (плагиограниты — I), в других — с микроклин-плагиоклазовыми гранитами и гранодиоритами (плагиограниты — II). Их внедрение приурочено к интервалу между этапами образования субгоризонтальных и субвертикальных структур и относится, как правило, к кульминационной стадии регионального метаморфизма. Поздне- и послескладчатые интрузивные образования, представленные аплитами, гранитами, граносиенитами и пегматитами, внедрялись на регрессивной стадии метаморфизма и контролируются деформациями, происходившими в относительно жесткой среде.

Общей тенденцией изменения химизма интрузивных гранитоидов в тектоно-метаморфическом цикле является увеличение содержания калия и общей щелочности при переходе от раннескладчатых гранитоидов к поздне- и послескладчатым. Намечается закономерное изменение флюидного режима при их формировании, выражающееся в уменьшении степени окисленности и водонасыщенности при переходе от ранне- к позднескладчатым гранитоидам.

Процессы ультраметаморфизма, характерные для раннедокембрийских тектоно-метаморфических циклов, связаны с кульминацией регионального метаморфизма. При этом основная масса ультраметаморфических гранитоидов образована по породам гранулитовой фации архея (особенно раннего) при наложенном метаморфизме II и III циклов. В позднем протерозое ультраметаморфизм проявлен ограниченно — в структурах типа термальных куполов, причем только при наложении высокотемпературного метаморфизма на полиметаморфические образования раннего докембрия. В собственно рифейских толщах мигматитообразование не происходило. Не устанавливается также развитие ультраметаморфизма в толщах палеозоя.

Касаясь проблемы датирования докембрийских комплексов палеозоид Монголии, подчеркнем, что даже имеющиеся немногочисленные данные об изотопном возрасте, полученные свинец-свинцовым термоизохронным методом, подтверждают правильность выделения докембрийских комплексов в палеозоидах Монголии [4]. Интерпретация полученных данных в сочетании с геологическими позволяет наметить основные рубежи в проявлении эндогенной активности. Возраст цирконов ~ 3000 млн лет, по-видимому, отражает время

проявления регионального метаморфизма гранулитовой фации I цикла; региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций II цикла происходил в интервале 2650—2500 млн лет; значение возраста 2650 млн лет подтверждено и уран-свинцовым методом [5]. Большой спектр значений в интервале 1900—1650 млн лет отражает вспышку эндогенной активности в конце раннего протерозоя — III цикл, когда инфраструктурные комплексы Северо-Монгольской системы завершили развитие. По-видимому, полученные значения возраста III цикла 1900—1800 млн лет связаны с региональным метаморфизмом, а более поздние 1750—1650 млн лет — со становлением позднескладчатых гранитов. Следующий рубеж 1200—1000 млн лет можно связывать с проявлением регионального метаморфизма IV цикла, а значение возраста 800 млн лет — со становлением аплитов, гранитов и пегматитов, завершающих развитие этого цикла.

В целом в геологическом развитии докембрия Монголии устанавливаются возрастные рубежи, сходные с известными в докембрии фундамента древних платформ.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С.* Эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии. М.: Наука, 1987. 163 с.
2. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
3. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
4. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Сумин Л.В.* Эндогенные процессы формирования земной коры на территории Монголии // Эндогенные режимы формирования земной коры и рудопроявления в раннем докембрии. Л.: Наука, 1985. С. 254—264.
5. *Митрофанов Ф.П., Бибикова Е.В., Грачева Т.В.* и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых ("серых") гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, N 3. С. 670—674.
6. *Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
7. *Цветков А.А.* Петрология современных базальтов рифта Асаль, Республика Джибути // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, N 1. С. 181—185.

УДК 552.321.7:553 (517.3)

К.Б. Кепежинскас, В.В. Кепежинскас, О. Томуртогоо, Л.П. Зоненшайн, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов

ОФИОЛИТЫ МОНГОЛИИ

Офиолиты представляют собой как тектонически совмещенные, так и разобщенные в пределах одной структурной зоны магматические члены классической триады с ассоциирующими осадочными породами, обдуцированные на континентальный фундамент. Они развиты во всех крупных структурах Монголии. Установлено несколько разновозрастных офиолитовых комплексов: PR_1, R_3—V, PZ_1, PZ_2. В их пространственном расположении обнаруживается тенденция омоложения с севера на юг. Максимум офиолитообразования падает на R_3—V.

Нижнепротерозойский уровень представлен породами ультраосновного и основного состава, метаморфизованными в условиях высокотемпературных фаций

© К.Б. Кепежинскас, В.В. Кепежинскас, О. Томуртогоо, Л.П. Зоненшайн, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов, 1990

и впоследствии диафторированными. Они обнаружены в самое последнее время в дорифейском сиалическом фундаменте в виде небольших силло- и дайкоподобных тел, линз и отдельных будин. Таковы "протоофиолитовые" ассоциации дорифейских толщ I (A_1) и II (A_2—PR) Баян-Хонгорской зоны, Гоби-Алтайского выступа, района Цэл-сомона и Хунгуй-Дзабханского междуречья. Однако для более достоверного суждения об их генезисе требуются более детальные исследования.

Породы наиболее широко распространенной и хорошо изученной офиолитовой ассоциации R_3—V (Баян-Хонгорская зона, хребты Хан-Тайшир, Хан-Хухэй, бассейны рек Алаг-Цари-Гол и Эгийн-Гол в Восточном Прихубсугулье, Керулен и др.), метаморфизованной в условиях зеленосланцевой фации, представлены гипербазитами, габброидами, часто с полосчатым комплексом переходных зон, шаровыми лавами и(или) параллельными дайками, а также вулканогенно-осадочными породами.

Нижняя часть разреза верхнерифейско-вендских офиолитов МНР состоит из в разной степени серпентинизированных дунитов и перидотитов. Среди последних примерно в равных количествах присутствуют лерцолиты и гарцбургиты, которым по объему резко подчинены верлиты. Соотношение главных петрографических типов ультрамафитов в разных офиолитовых ассоциациях, как правило, различно. В отдельных случаях в офиолитах указанного возраста в низах разреза наблюдаются только серпентиниты (р. Керулен). В ранне- и позднепалеозойских офиолитах нижняя часть представлена почти исключительно серпентинитами, среди которых лишь изредка встречаются реликты перидотитов и пироксенитов. Дуниты и перидотиты характеризуются высокомагнезиальным составом. Средняя железистость пород не превышает 15,81 ат.% (вебстериты), для главных разностей — 10—11 ат. %. Ультрамафитам свойственны повышенные содержания Cr, Ni; количества титана и щелочей исчезающе малы. В среднем дуниты и перидотиты серпентинизированы в интервале от 50 (верлиты) до 75% (гарцбургиты). Лерцолиты и дуниты занимают промежуточное положение. Менее всего серпентинизированы вебстериты и клинопироксениты.

Изучение распределения РЗЭ в ультрамафитах офиолитов, включениях в щелочных базальтоидах и вулканогенных образованиях офиолитов показало, что генезис нижних членов офиолитов согласуется с моделью формирования различных членов офиолитов в результате частичного плавления вещества верхней мантии, прототипом которого могут служить шпинелевые и гранатовые лерцолиты, выносимые в виде ксенолитов базальтоидами. При степенях плавления 20—30% выплавки приближаются по содержанию РЗЭ к вулканогенным членам офиолитов, а тугоплавкие остатки — к перидотитам.

Исследование особенностей химизма породообразующих и акцессорных минералов в ультрамафитах показало закономерное изменение их состава в зависимости от парагенезиса пород. Для одинаковых парагенезисов устанавливаются региональные различия в составе минералов. Вся эволюция ультрамафитов, слагающих низы офиолитовых ассоциаций, в коре коррелируется с геологической историей развития конкретных регионов.

Ультрамафиты (серпентиниты, серпентинизированные дуниты, реже серпентинизированные гарцбургиты и лерцолиты) слагают различные по размерам (иногда до 200 км^2) пластинообразные тела, представляющие в отдельных случаях часть зон серпентинитового меланжа или остатки надвиговых пластин и останцы кровли на более поздних гранитоидах. Геологические, термобарогеохимические, изотопные исследования и определения РЗЭ показывают, что гипербазиты представляют собой реститы, выдвинутые в кору в виде практически несерпентинизированных тектонических пластин, подвергшихся региональному метаморфизму совместно с вмещающими, вулканогенно-осадочными

породами. Это не согласуется с предположением о возможной серпентинизации гипербазитов в условиях мантии.

Габброиды пространственно связаны с ультрамафитами, чаще всего имеют с ними тектонические контакты и представлены габбро, габбро-диоритами и диоритами с преобладанием габбро-норитов. Иногда взаимоотношения между ними трактуются как интрузивные. Габброиды присутствуют в большинстве офиолитовых комплексов, распространенных в пределах Монголии, однако имеются и такие, где на современном эрозионном срезе эти породы не наблюдаются. Обычно они слагают удлиненные тела, локализованные как вдоль контактов гипербазитовых тел, так и внутри последних. Наиболее крупные массы габброидов представлены в верхнерифейско-вендских комплексах, в частности в Шишхидгольском, Наранском, Их-Хаджумском и других массивах. В нижне- и среднепалеозойских офиолитах преобладают небольшие тела габброидов. Установлен более поздний возраст внедрения габброидов по отношению к гипербазитам, так как ксенолиты ультраосновных пород присутствуют в габброидах, а дайки последних — в гипербазитах (Наранский массив в хребте Хан-Тайшир, Шишхидгольский массив в Западном Прихубсугулье и др.).

В составе габброидных тел ведущая роль принадлежит сильно амфиболизированным габбро и в меньшей степени габбро-норитами, а в малоглубинных телах — габбро-диабазам. Реже наблюдаются оливинсодержащие габбро и габбро-амфиболиты, а также габбро-диориты и диориты. При этом последние тяготеют к контактам габброидных тел с терригенно-вулканогенными породами. Габбро и габбро-нориты отличаются незначительной дисперсией содержаний большинства компонентов. В целом габброиды всех офиолитовых комплексов бедны титаном и относятся к породам нормальной щелочности, в которых натрий резко преобладает над калием. Во многих случаях породы содержат нормативный оливин, в то время как модальный оливин в них отсутствует.

Породы переходных зон ("полосчатый комплекс") играют в офиолитовых комплексах Монголии резко подчиненную роль, а в большинстве из них полностью отсутствуют. Эти образования отличаются значительной неоднородностью вещественного состава на количественно-минеральном и петрохимическом уровнях, многие из них имеют полосчатую или пятнистую структуру. Среди пород полосчатого комплекса распространены клинопироксениты, вебстериты, ортопироксениты.

Главным достижением последних лет в изучении офиолитов вообще и монгольских в частности является доказательство того, что верхняя часть офиолитового разреза, представленная шаровыми лавами и(или) параллельными дайками, по составу не отвечает толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов за редким исключением типа офиолитовых лав Внутренних Лигурид и Малого Кавказа. Сводка по главнейшим офиолитовым ассоциациям мира позволяет сделать вывод, что независимо от возраста офиолиты можно подразделить на два типа (см. таблицу).

Тип А отличается подавляющим развитием толеитовых вулканических серий, в более редких случаях примитивных умеренных известково-щелочных вулканических серий, как в лавовых покровах, так и в дайковых комплексах. В Монголии к нему относятся офиолиты R_3—V Баян-Хонгорской зоны и бассейна р. Алаг-Цари-Гол в Восточном Прихубсугулье, а также отдельные фрагменты тектонически расслоенного разреза рифейской палеоокеанической коры р. Эгийн-Гол. К типу А относятся также офиолиты нижнего палеозоя в Норвегии и мезозоя в Чили и Северных Апеннинах.

Это высоко- и умереннотитанистые, низкокалиевые и железистые толеитбазальтовые серии, слабо дифференцированные по содержанию SiO_2, но с сущест-

Характеристика некоторых офиолитовых комплексов

Офиолитовый комплекс (возраст)	Петрохимические серии и тренды дифференциации	Ассоциирующие образования
	Тип А	
Норвегия, Кармоу (O_1—O_3)	Толеитовая, отдельные представители известково-щелочной, широкие вариации составов базальтов; тренд островодужного магматизма	Яшмы и кремни, а также брекчии, метаграувакки, черные сланцы и вулканокластиты
Там же, Скелвар (O_1—O_3)	Недифференцированные низкокалиевые высокожелезистые базальты; тренд толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов	То же
Юг Чили (MZ)	Дифференцированные серии толеитовых базальтов, андезитов, кислые дайки; тренд толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов и окраинных бассейнов	Переотложенные пиллоу-брекчии и вулканокластиты андезитового состава
Монголия, Восточное Прихубсугулье, долина р. Алаг-Цари-Гол	Слабо дифференцированная серия толеитовых базальтов, андезитов; тренд толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов и окраинных бассейнов	Граувакки, переходящие в грубообломочные песчаники и конгломераты
	Тип Б	
Троодос (MZ)	Вариации от толеитовых базальтов океанического ложа и окраинных бассейнов до островодужных известково-щелочных; тренд островных дуг или небольших задуговых бассейнов	Хемогенные отложения окислов Fe и Mn, радиоляриты, глинистые сланцы
Монголия, хребет Хан-Тайшир (R_3—V)	Дифференцированная известково-щелочная, бонинитовая серии; островодужные известково-щелочные тренды внутриокеанических дуг	Пестрые кремнистые сланцы, яшмы, граувакки турбидитного типа, глинистые сланцы, известняки
Монголия, Восточное Прихубсугулье, долина р. Эгийн-Гол (R_3—V)	Известково-щелочная, толеитовая, бонинитовая, щелочная, в различной степени дифференцированные; островодужный тренд	Линзы известняков и кремней, граувакки, конгломераты

венными вариациями FeO^*/MgO =1—4 и TiO_2 = 1—2,5 мас. %. По петрогенным элементам и трендам дифференциации эти офиолитовые лавы МНР и отчасти Норвегии (Луклинг) близки толеитовым базальтам междуговой впадины Лау и задуговой впадины Брэндсфилд Стрэт. Практически недифференцированные толеитовые базальты Скелвар и Солунд (Норвегия) и Сарменто (Чили) напоминают толеитовые базальты абиссальных равнин (плита Наска). Тип А включает также своеобразные мало дифференцированные умеренно-титанистые и слабожелезистые базальты с трендом умеренных известково-щелочных серий (Лигуриды), сопоставимых с базальтами Северного сегмента Срединно-Атлантического хребта.

Породы типа А в монгольских офиолитах, в некоторых офиолитовых фрагментах норвежских каледонид, офиолитах Внутренних Лигурид и Чили обогащены несовместимыми элементами (Ta, Nb, P, Zr, Hf, Ti, Y) относительно среднего уровня их концентраций в базальтах срединно-океанических хребтов, что указывает на влияние островодужного магматизма. По распределению Ti, Cr, Ni они попадают в поле составов, пограничных между областью базальтов срединно-океанических хребтов—развитых окраинных бассейнов и областью островодужных толеитовых базальтов. Абсолютные значения концентраций РЗЭ в офиолитовых лавах типа А сопоставимы между собой и с содержанием РЗЭ в толеитовых базальтах примитивных дуг, а также абис-

сальных интрадуговых впадин за исключением метабазальтов в офиолитах Скелвар и Солунд в Норвегии.

Осадочные породы, ассоциирующие с офиолитовыми лавами в Монголии и в других регионах, включают яшмы, черные сланцы, известняки, вулканокласты и грубообломочные породы, причем количество вулканитов в метаосадках минимальное. Характеристики вулканогенно-осадочных пород указывают на осадкообразование в относительно мелководных бассейнах, иногда в бассейнах с ограниченной циркуляцией, что трудно совместить с условиями осадкообразования абиссальных равнин или срединно-океанических хребтов, а с другой стороны, с отложением внутри островных дуг.

Химизм вулканогенных пород даек и шаровых лав офиолитовых комплексов типа А, а также характер ассоциирующих осадков соответствуют геодинамической обстановке формирования островная дуга—окраинный бассейн или условиям образования внутри окраинного бассейна на некотором расстоянии от островной дуги.

Тип Б офиолитов более сложен и неоднороден по составу. В нем широко представлены породы различных примитивных известково-щелочных и бонинитовых серий, которым подчинены островодужные толеитовые базальты. В некоторых офиолитах присутствуют щелочные базальты. В Монголии наиболее представительные ассоциации типа Б включают офиолиты Хан-Тайшира в Озерной зоне, бассейна р. Эгийн-Гол в Восточном Прихубсугулье и р. Керулен на востоке страны. К этому же типу относятся различные фрагменты офиолитов Ньюфаундленда, позднекембрийские офиолиты Марокко, мезозойские офиолиты Омана, Кипра, Корсики.

Известково-щелочные серии часто дифференцированы до дацитов, но подавляющее значение имеют андезито-базальты и андезиты. В отличие от известково-щелочных серий островных дуг с континентальной корой они обнаруживают низкую щелочность, положительную корреляцию между титаном и железистостью, относительно низкие глиноземистость и железистость и часто ассоциируют с островодужными толеитовыми базальтами. Эти особенности сближают их с известково-щелочными и толеитовыми сериями внутриокеанических дуг типа Марианской и Тонга-Кермадекской. Содержания РЗЭ испытывают в них значительные вариации, наблюдается относительная обогащенность элементами низкого ионного потенциала (Sr, Ba, Th, Ce) по сравнению с элементами высокого ионного потенциала (Ta, Hf, Ti, V). Содержания Cr, Ni, Co в базальтах ниже, чем в океанических абиссальных базальтах, исключая кумулятивные образования офиолитов.

Это в полном смысле переходный спектр вулканических серий, сочетающих геохимические характеристики и эволюционные тренды спрединговых структур, с одной стороны, больших океанов и окраинных бассейнов, а с другой — развитых островных дуг. В современном океане подобные ряды пород с контрастным геохимическими признаками свойственны внутриокеаническим системам ремнантных и переходных дуг с интрадуговыми впадинами и фронтальными преддуговыми зонами вблизи глубоководных желобов — областью предполагаемой субдукции.

Однако самой яркой отличительной чертой офиолитов типа Б является присутствие специфических высокомагнезиальных и низкотитанистых лав бонинитовой серии, как это имеет место в офиолитах Хан-Тайшира и Восточного Прихубсугулья в Монголии, а также в офиолитах Троодоса, Омана и Ньюфаундленда. Бониниты Монголии по характеру распределения и низкому содержанию РЗЭ аналогичны бонинитам западной части Тихого океана.

В более редких случаях и небольших объемах встречаются щелочные базальты (Восточное Прихубсугулье), сопоставимые со щелочными вулканитами подводных возвышенностей.

Состав ассоциирующих осадочно-вулканогенных пород в офиолитах типа Б указывает на присутствие островной дуги: оползневые турбидиты, бесструктурные рудиты, агломераты, бескварцевые вулканокласты и др.

Эти данные расширяют и усложняют систему островная дуга—окраинный бассейн, характерную для офиолитов типа А, до системы передовая дуга—окраинный бассейн (со всеми промежуточными сложными звеньями), поскольку бонинитовые серии присущи лишь фронтальным зонам внутриокеанических дуг.

Таким образом, офиолитовые комплексы представляют собой остатки палеоокеанической коры, образованной в результате спрединга, что подтвердила скв. 504В в Коста-Риканском рифте, которая вскрыла, помимо шаровых лав, комплекс параллельных даек. Установленное преобладание окраинно-морских толеитовых базальтов и примитивных известково-щелочных серий в монгольских офиолитах лучше всего согласуется с формированием в обстановке окраинный бассейн—островная дуга. Бониниты и породы известково-щелочной серии, обнаруженные в параллельных дайках рифейских офиолитов Хан-Тайшира, свидетельствуют о сложной эволюции палеоокеана, связанной с образованием собственно океанической коры и последующим превращением ее в меланократовый фундамент зарождающихся островных дуг.

Раннепалеозойские (дзоленский, баянлэгский, баянгобийский комплексы) и позднепалеозойские (солонкерский комплекс) офиолиты отличаются фрагментарностью, полной серпентинизацией и широким развитием апосерпентинитовых лиственитов, апогаббroидных родингитов и меланжа.

Офиолиты очень часто находятся в аллохтонном залегании, что фиксируется мощными зонами серпентинитового меланжа и олистостромами (Хан-Хухэй, Восточное Прихубсугулье и др.). Разномасштабные горизонтальные перемещения в принципе не являются неправдоподобными, принимая во внимание находки высокобарических минералов (алмаз, коэсит), ассоциаций тальк+кианит, жадеит+кварц и др. в коровых породах в зонах взаимодействия офиолитовых тектонических пластин с сиалическим фундаментом в альпийской зоне.

С ультрамафит-мафитовой частью офиолитов связаны рудопроявления хромитов и платиноидов, а также метаморфогенные месторождения хризотил-асбеста, талькитов, нефритов. Метабазальты и углисто-кремнисто-сланцевые формации перспективны в отношении колчеданных рудопроявлений и золота.

УДК 551.248.2(517.3—15)

Г.И. Макарычев, М.Д. Гесь, В.Ф. Морковкина, И.П. Палей

ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Проблема эволюции геологических процессов в истории Земли за последние 20 лет стала важнейшей в современной геологической науке. Ведущее место в ней занимает происхождение континентальной земной коры.

В противоположность традиционным представлениям о первозданности гранитогнейсовой оболочки Земли, возникшей неясно каким образом, в Геологическом институте АН СССР разработана научная концепция стадийного формирования континентальной коры за счет сложных структурно-вещественных преобразований

© Г.И. Макарычев, М.Д. Гесь, В.Ф. Морковкина, И.П. Палей, 1990

коры океанического типа [24,25 и др.]. Начало новому подходу к анализу эволюции структуры земной коры положила известная статья А.В. Пейве [23] о большом сходстве пород ложа океанического дна с офиолитовой ассоциацией мезозойских геосинклинальных областей. Следствием этого явился логический вывод о существовании в складчатых сооружениях фанерозоя реликтов структур с корой океанического типа. Это выдвинуло задачу переизучения складчатых сооружений палеозоя с новых, мобилистских позиций, задачу поиска офиолитовых ассоциаций древнее мезозойских.

Активное изучение палеозоид Евразии очень быстро позволило установить офиолитовую ассоциацию палеозойского и рифейского возраста в Тянь-Шане [10], Казахстане [11], в обрамлении Сибирской платформы [7] и в других регионах [8, 15, 19, 20]. Возникает вопрос, как далеко в глубь докембрия можно идти сравнительным актуалистическим путем. Вопрос сводится к решению трех важнейших проблем в тектонике докембрия: 1) когда возникла первая континентальная кора Земли? 2) была ли развита в раннем докембрии офиолитовая ассоциация, аналогичная неогею? 3) насколько механизм формирования докембрийской континентальной коры сходен с процессами корообразования в фанерозое? По этому вопросу нет единства мнений исследователей докембрия, что отчетливо проявилось на Всесоюзном тектоническом совещании по проблеме "Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия" [27]. Одни исследователи считают, что первая континентальная кора была сформирована к позднему архею и уже в то время была развита офиолитовая ассоциация [1, 2, 28, 30]. Другие формирование континентальной коры считают длительным, нарастающим во времени процессом. Вместе с тем появление офиолитов они относят только к рубежу раннего и позднего докембрия [1, 16]. Столь же различны мнения исследователей относительно механизма становления континентальной коры в докембрии [2, 16].

Наиболее благоприятными объектами для решения этих и других вопросов являются складчатые пояса фанерозоя, поскольку в их пределах распространены метаморфические толщи не только рифея, но и раннего протерозоя, содержащие породы протоофиолитовой ассоциации. В разной степени преобразованные офиолиты выявлены и изучены нами в докембрийских выступах Тянь-Шаня и Казахстана [10, 11], установлены также их аналоги и в докембрии Западной Монголии [13]. Многие исследователи докембрия за образования первичной сиалической коры принимают разгнейсованные интрузии тоналитов ("серые гнейсы") и отрицают наличие в докембрийских толщах реликтов офиолитов. Такая точка зрения высказана Ф.П. Митрофановым [17] для докембрия Монголии.

Докембрийские образования в пределах Монголии известны с первых маршрутных исследований В.А. Обручева [22]. В дальнейшем благодаря работам многих геологов, нашедшим отражение в обобщающей сводке по докембрию Монголии [14], в его составе принято выделять три комплекса: нижний — гнейсовый, средний — карбонатный, верхний — зеленосланцевый. Первые два комплекса обычно относят к архею—раннему протерозою, верхний — к рифею. Нетрудно увидеть, что в принятой схеме решающее значение придается метаморфизму пород без учета гранитизации, особенно интенсивной в раннем докембрии.

В этой схеме совершенно не упоминаются мощные толщи амфиболитов и ассоциирующие с ними породы гипербазит-габброидного комплекса, претерпевшие сложные многократные преобразования. Офиолиты Монголии до недавнего времени считались интрузиями или протрузиями венд-кембрийского возраста [17]. Этот ошибочный вывод породил представление о первично сиалическом составе докембрийской коры, а в тектоническом плане — о существовании здесь Тувино-Монгольского массива как обломка древней суперплатформы. Таким образом, все сказанное показывает, насколько далека еще от своего решения проблема строения и происхождения континентальной коры Монголии.

Нами предпринята попытка ее решения с позиций структурно-формационного анализа эволюции земной коры с использованием комплекса методов: структурного, формационного, петрографического и петрохимического. Были изучены все крупные выступы докембрия от Котловины Больших Озер на западе до Хангайского нагорья на востоке. Для большинства из них установлено двучленное строение разрезов венда—кембрия, рифея и раннего протерозоя. Основание разрезов слагает меланократовый комплекс пород с реликтами в разной степени преобразованных офиолитов. Этот комплекс пород обнажается в ядрах антиклинальных структур или в основании выдвинутых по надвигам блоков. В нем отсутствуют элементы стратификации, породы связаны взаимопереходами. Верхняя часть разрезов представлена уже стратифицированными образованиями с разной ступенью метаморфизма пород в зависимости от возраста структурно-формационной зоны. Таких зон в Западной Монголии четыре (с запада на восток): Озерная, Ургамальская, Хунгуйская, Хангайская (рис. 1). Каждая зона характеризуется своим типом разреза, метаморфизмом пород, особенностями проявления гранитоидного магматизма. Формационный состав всех зон типично эвгеосинклинальный с офиолитами и отвечает, как мы теперь считаем, бассейнам с корой океанического типа.

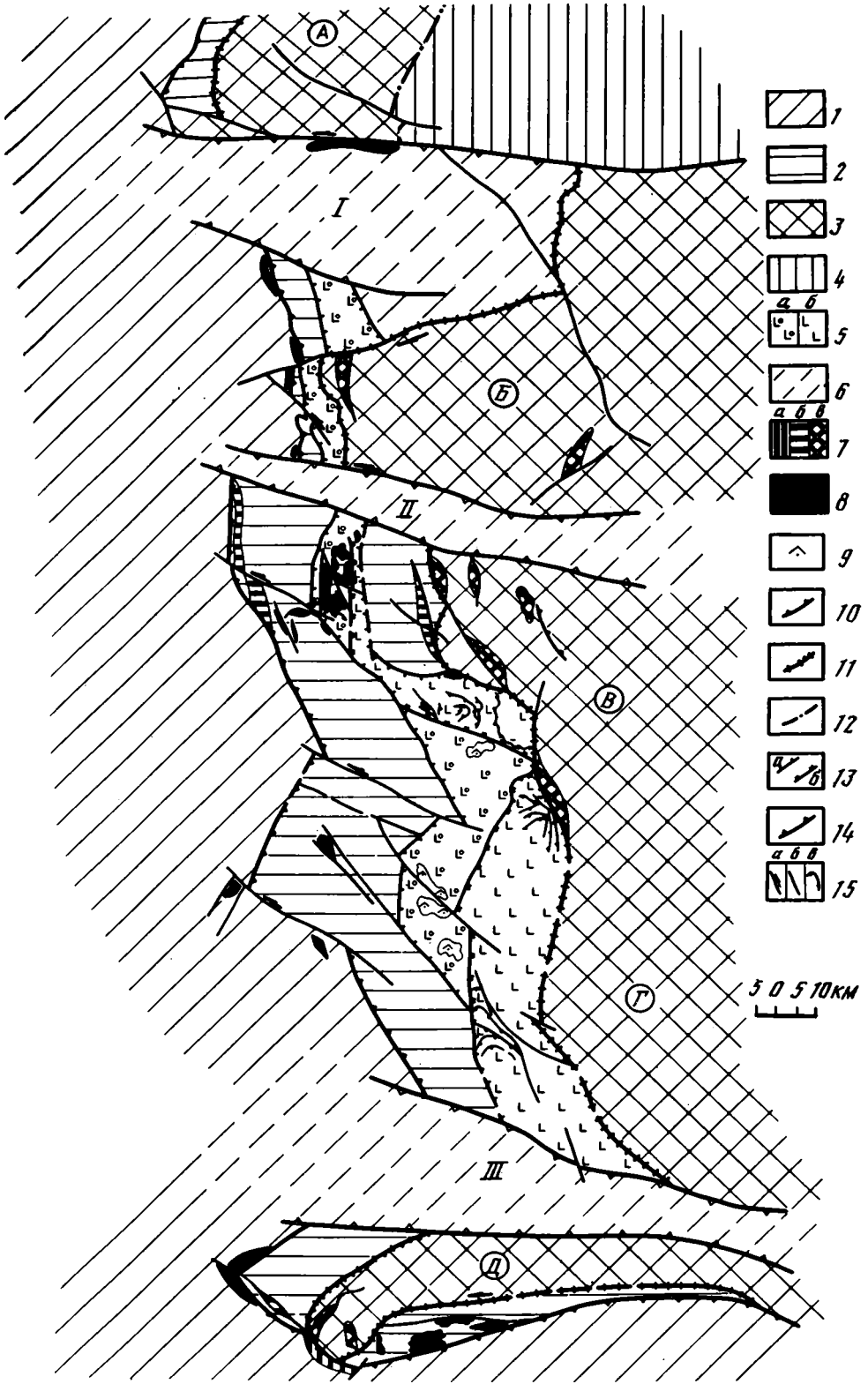
Озерная зона. В латеральном ряду структурно-формационных зон Западной Монголии Озерная зона наиболее молодая — венд-кембрийская. В ее пределах обособляются два крупных сегмента, различающихся простиранием складчатых структур: субмеридиональный западный сегмент и субширотный на юге страны. Граница Озерной зоны с Ургамальской и Хунгуйской зонами проходит по системе крупных разломов, по которым выведены на поверхность офиолиты. На отрезке меридионального сегмента граница зоны ступенчатая, что обусловлено рифтогенными структурами, отходящими от Озерной зоны и рассекающими структурно-формационные зоны докембрия на ряд крупных блоков (см. рис. 1).

Геологические формации Озерной зоны сложены неметаморфизованными породами, что позволяет не только установить тектоническую природу этой зоны, но и выявить эволюцию осадконакопления в других зонах, где породы претерпели интенсивный метаморфизм и гранитизацию.

Строение Озерной зоны в настоящее время хорошо изучено благодаря исследованиям Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, О. Томуртогоо [4,5], А.Б. Дергунова [3] и др. Нами эта зона изучалась в хребте Дариби и в междуречье Дзабхан—Хунгуй-Гол. Строение разреза зоны показано на рис. 2,*I*. Фундамент зоны слагают гипербазиты и габброиды, являющиеся нижним членом офиолитовой ассоциации, типичной для коры современных океанов. Ненарушенный разрез ассоциации установлен в хребтах Хантайшири [5] и Дариби [13]. В других местах она представлена фрагментарно. Ассоциация гипербазит-габброидного комплекса со спилит-диабазовой формацией свидетельствует о заложении Озерной зоны на коре океанического типа.

Стратиграфический разрез венд-кембрийских отложений отличается большой выдержанностью. Вертикальный ряд формаций, сменяющих друг друга во времени, представлен спилит-диабазовой с горизонтами кремнистых сланцев и линзами сургучных яшм, выше которой расположена андезито-базальтовая формация с широко развитыми андезитовыми порфиритами и пирокластикой. Осадочные породы представлены туфопесчаниками, алевролитами и известняками с фауной нижнего кембрия. Смена состава вулканитов отражает изменение геодинамической обстановки осадконакопления. Спилит-диабазовая формация свойственна океанической стадии, а андезито-базальтовая с сопутствующими ей породами отражает начало образования энсиматической островной дуги. К этому этапу развития Озерной зоны приурочено проявление интрузивного магматизма.

По данным предшествующих исследователей и личным наблюдениям, в


А
Б
В
Г
Д
I
II
III
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
5 0 5 10км

Озерной зоне развиты две интрузивные формации, образующие тохтогеншильский магматический комплекс. Более ранней является габбро-диорит-плагиогранитная формация, более поздней — диорит-гранодиорит-гранитовая. Массивы первой формации небольшие по размерам, обычно ассоциируют с основными вулканитами, имеют с ними резко секущие контакты. Преобладают тоналиты и диориты, а плагиограниты имеют подчиненное значение.

Вторая, диорит-гранодиорит-гранитовая формация чаще локализуется среди пород верхней половины разреза венда—кембрия. Породы этой формации иногда слагают массивы площадью свыше 300 км^2, чаще их размеры не превышают первых десятков квадратных километров. Главными породами являются биотитовые гранодиориты, затем граниты известково-щелочного ряда. Для озерной зоны в целом характерны многофазные аллохтонные массивы, чем она существенно отличается от докембрийских зон, где широко проявлены мигматизация и метасоматическая гранитизация. Возраст массивов устанавливается по прорыванию ими венд-кембрийских отложений, а также по радиологическим определениям гранодиоритов калий-аргоновым методом (540—480 млн лет).

Складчатая структура Озерной зоны характеризуется широкими линейными складками, осложненными продольными надвигами и диагональными сдвигами. Ориентировка складок строго подчинена общему простиранию двух сегментов зоны: субмеридиональное простирание в западном и субширотное в южном.

Ургамальская зона характеризуется только ей свойственным типом разреза. Она расположена между Озерной и Хунгуйской зонами. Маршрутными исследованиями зона прослежена от Барун-Турунского блока на севере до хребта Дариби на юге. Для отдельных отрезков зоны составлены структурно-геологические карты (рис. 3, см. вкл., рис. 4).

Важной особенностью строения Ургамальской зоны является ненарушенный разрез офиолитов, установленный нами на западном фланге зоны между горами Шурай и Тас-Хайрхан. В целом это тектоническая пластина протяженностью до 30 км, выведенная на поверхность по глубинному надвигу (см. рис. 3). В ее строении, кроме гипербазитов и габброидов, участвуют дайковый комплекс и метавулканиты основного состава, что в совокупности характеризует офиолитовую ассоциацию. Все породы, включая офиолиты, метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Первичная природа устанавливается по сохранившимся реликтовым структурам, а также по петрохимическим особенностям (рис. 5).

Продукты преобразования гипербазитов представлены тремолититом и актинолититом с участками агрегата тальк-серпентинитового состава. Петрохимический и спектральный анализы показывают высокое содержание в них магния, хрома, никеля, кобальта, т.е. весь спектр элементов гипербазитов. Второй член разреза представлен роговообманковыми габброидами полосчатого строения. Полосчатость обусловлена наложенной альбитизацией и окварцеванием. Дайки

Рис. 1. Схема тектонической зональности в докембрии Западной Монголии

1 — Озерная зона; *2* — Ургамальская зона; *3* — Хунгуйская зона; *4* — Хангайская зона; *5* — Хутульский позднерифейско-вендский рифт: *а* — краевая, *б* — центральная части рифта; *6* — венд-раннекембрийские рифты (зоны трансформных разломов); *7* — выступы меланократового основания: *а* — Озерной, *б* — Ургамальской, *в* — Хунгуйской зон; *8* — протрузии серпентинитов и серпентинитовый меланж; *9* — палеозойские щелочные интрузии; *10—12* — границы структурно-формационных зон: *10* — Озерной и Ургамальской, *11* — Ургамальской и Хунгуйской с элементами надвигания, *12* — Хунгуйской и Хангайской; *13* — границы Хутульского рифта: *а* — краевая, *б* — внутренняя части; *14* — границы зон трансформных разломов; *15* — разрывные нарушения каледонского возраста: *а* — взбросо-сдвиги, *б* — сбросы и взбросы, *в* — надвиги; блоки Хунгуйской зоны: *А* — Барун-Турунский, *Б* — Северо-Сонгинский, *В* — Южно-Сонгинский, *Г* — Дзабханский, *Д* — Дарив-Гобиалтайский; зоны трансформных разломов: *I* — Хан-Хухэйская, *II* — Дзабхан-Мандальская, *III* — Хасагтинская

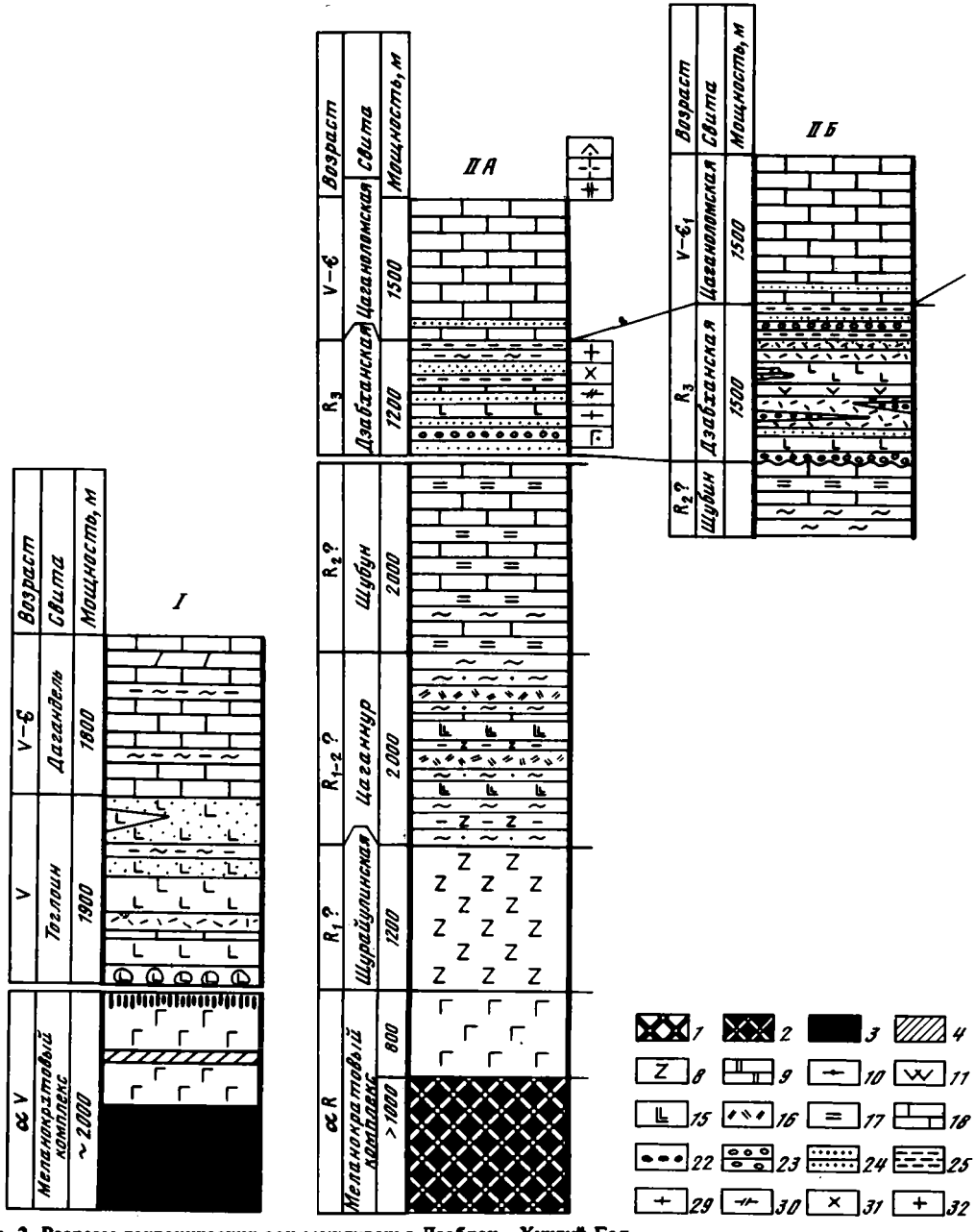
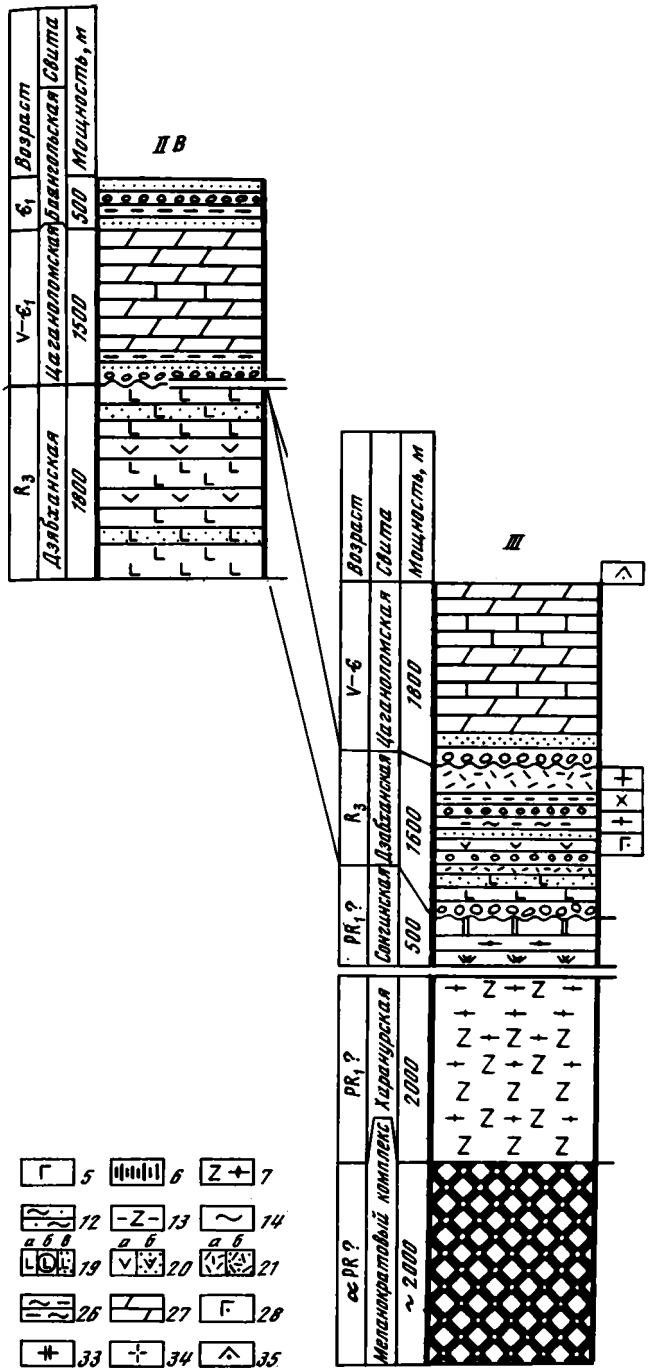


Рис. 2. Разрезы тектонических зон междуречья Дзабхан—Хунгуй-Гол

1—6 — породы меланократового фундамента: *1* — перидотиты, пироксениты, пироксен-роговообманковые породы, горнблендиты, *2* — оливин-пироксеновые породы, актинолититы, тремолититы, серпентиниты, *3* — серпентиниты, *4* — пироксениты, *5* — роговообманковое габбро, *6* — дайки основного состава; *7—27* — стратифицированные образования: *7* — амфиболиты, плагиомигматиты, амфибол-биотитовые плагиогнейсы, *8* — актинолитовые амфиболиты, *9* — мраморы, *10* — биотитовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы, *11* — кварциты, *12* — двуслюдяные сланцы, иногда с гранатом, *13* — амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, иногда с гранатом, *14* — антинолитовые, кварц-актинолит-хлоритовые сланцы, *15* — порфиритоиды, *16* — порфироиды, *17* — кварциты, кремнистые



сланцы, *18* — известняки, *19* — вулканические породы основного состава (*а* — базальтоиды, *б* — шаровые лавы; *в* — туфы), *20* — породы среднего состава (*а* — лавы, *б* — туфы), *21* — породы кислого состава (*а* — лавы, *б* — туфы), *22* — агломератовые лавы, *23* — конгломераты, гравелиты, *24* — песчаники, *25* — глинистые сланцы, *26* — кремнистые алевролиты, кремнистые сланцы, *27* — доломиты; *28—35* — интрузивные образования: *28* — габбро-амфиболиты, габбро (R_3), *29* — гнейсовидные плагиограниты (R_2?), *30* — гнейсовидные тоналиты, кварцевые диориты (R_2?), *31* — тоналиты, кварцевые диориты, граниты (R_3?), *32* — биотитовые и двуслюдяные лейкократовые граниты (R_3), *33* — граниты, гранодиориты (О), *34* — калиевые граниты (Р), *35* — субщелочные граниты, граносиениты (Р); *I* — Озерная зона; *II* — Ургамальская зона: *А* — собственно Ургамальская зона, *Б, В* — Хутульский рифт (*Б* — краевая, *В* — центральная части); *III* — Хунгуйская зона

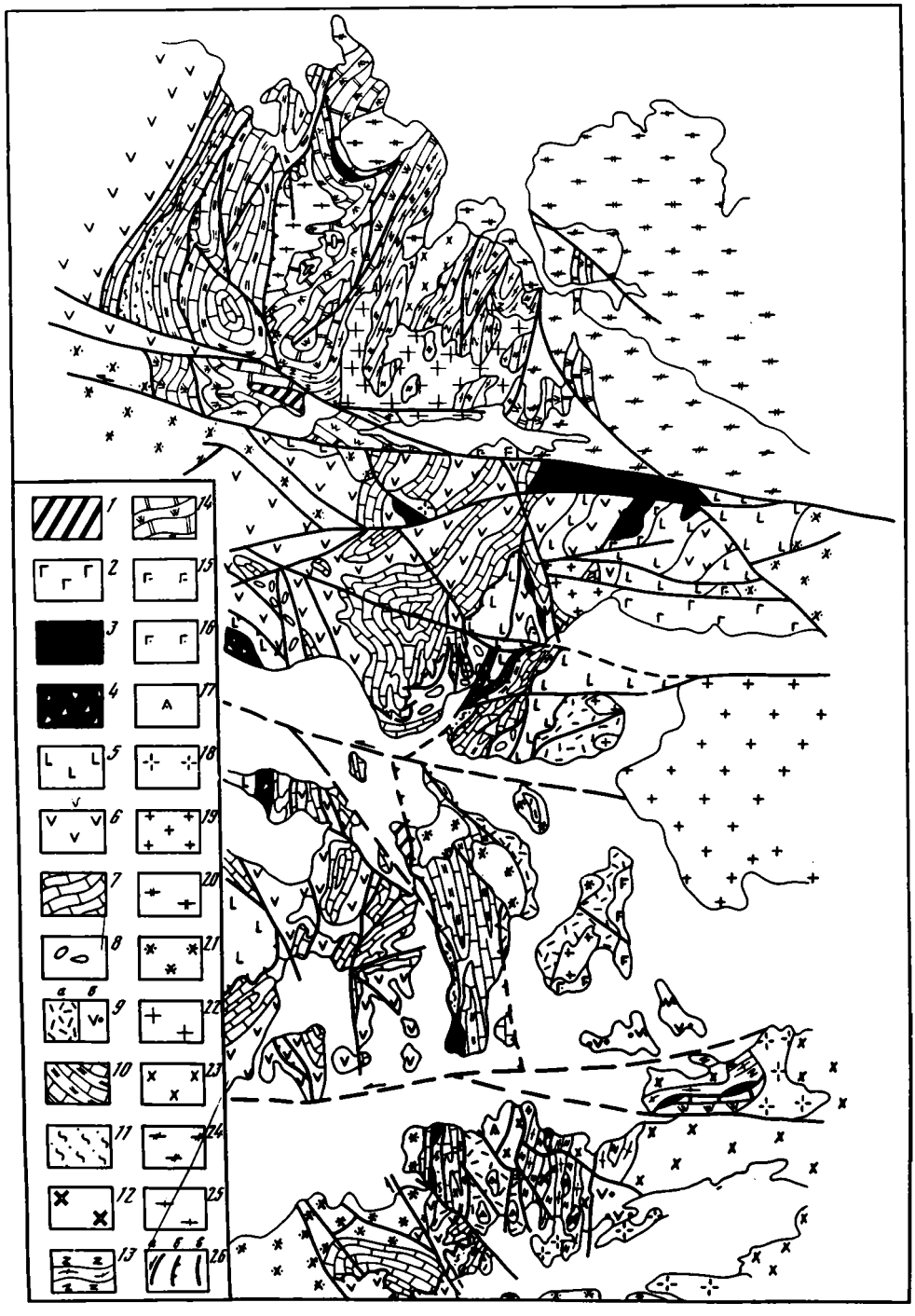


Рис. 4. Структурно-геологическая схема восточного обрамления Озерной зоны к северу от р. Хунгуй-Гол

1—4 — породы меланократового фундамента: *1* — гипербазит-габброидный комплекс, нерасчлененный, *2* — роговообманковое габбро, *3* — протрузии серпентинитов, *4* — серпентинитовый меланж; *5—7* — неметаморфизованные формации венда—кембрия: *5* — базальтовая формация (свита тоглоин), *6* — вулканогенно-терригенно-карбонатная формация (ичитуинская свита), *7* — карбонатно-кремнистая

габбро-диабазов составляют третий член разреза. Несмотря на амфиболизацию, в них сохранилась структура дайковой породы. Наконец, четвертый член разреза представлен зелеными сланцами по основным эффузивам. В его составе преобладают кварц-актинолит-хлорит-амфиболовые разности. Меланосланцы залегают на офиолитах, метаморфизованы в той же фации метаморфизма, что дает основание включать их в состав этой ассоциации, а в полном объеме относить ее к метаморфизовнному типу океанической коры. Этот вывод следует и из анализа состава офиолитов, развитых в других местах зоны (см.рис.3). Тела и пластины серпентинитов всюду выжаты снизу. В них отсутствуют включения пород сиалической коры, что прямо указывает на меланократовый состав фундамента Ургамальской зоны. Меланосланцы вверх по разрезу сменяются вулканогенно-кремнистой формацией с тонкими горизонтами хемогенных известняков. Вулканиты среднего и кислого состава превращены в порфиритоиды и порфироиды. Они чередуются со сланцами по туфам и терригенным породам. Еще выше залегают породы карбонатно-кремнистой формации, состоящие из мраморизованных известняков и кварцитов. Весь этот разрез мы выделяем под названием ургамальского комплекса и относим его к нижнему—среднему рифею. Ургамальский комплекс перекрыт дзабханским комплексом верхнего рифея, а тот, в свою очередь, залегает под фаунистически охарактеризованными отложениями венда—нижнего кембрия.

Дзабханский комплекс в разных частях зоны сложен породами разных формаций, что указывает на различные тектонические обстановки их образования. Так, на западном фланге зоны комплекс наращивает разрез рифея. Здесь он представлен пестроцветной формацией с преобладанием терригенных пород (см. рис. 2,*II*). Ближе к Хутульскому рифту в составе комплекса развита бимодальная формация вулканитов, основу которой составляют риолиты и андезито-базальты в сочетании с туфами и ангомератами (см. рис. 2,*II*). В самом рифте дзабханский комплекс сложен зеленокаменно- и краснокаменно-измененными базальтами. Их туфы, а также андезиты резко подчинены базальтам. Последние местами ассоциируют с гипербазитами и дайковым комплексом (см. рис. 2,*I*). Наконец, четвертый тип разреза дзабханского комплекса развит в Хунгуйской зоне, где он выполняет наложенные структуры. Здесь среди вулканитов и туфов преимущественно среднего и кислого состава в изобилии присутствуют туфопесчаники, а также типичная моласса (см. рис. 2,*III*).

Разрез Ургамальской зоны венчают две формации венда—кембрия: карбонатная и терригенная. Обе они в виде чехла перекрывают разновозрастные складчатые структуры Западной Монголии.

Кратко охарактеризованный формационный состав Ургамальской зоны на примере Дзабхан-Хунгуйского отрезка типичен для всей зоны. Он отличается только по полноте разреза вследствие сильной тектонической нарушенности. В Барун-Турунском блоке и в хребте Дариби дзабханский комплекс отсутствует, так же как Хутульский рифт заканчивается на южном склоне хребта Хан-Хухэй.

←

формация (свита дагандель); *8* — олистостромовая формация среднего кембрия; *9* — вулканогенно-молассовая формация верхнего рифея: *а* — кислые эффузивы и туфы, *б* — вулканогенная толща контрастного состава и моласса; *10, 11* — формации нижнего—среднего рифея, метаморфизованные в зеленосланцевой фации: *10* — кремнисто-карбонатная свита (свита шубун), *11* — вулканогенно-терригенная (свита цаганнур); *12* — сиалиты гипербазитов в плагиомигматитах; *13, 14* — дорифейские формации, метаморфизованные в амфиболитовой фации: *13* — амфиболитовая, *14* — кварцитов, мраморов и парагнейсов; *15—25* — интрузивные образования: *15* — габбро (PZ_1), *16* — габбро (R_3), *17* — субщелочные граниты, граносиениты (P), *18* — калиевые граниты (P), *19* — порфировидные граниты (D), *20* — гранодиориты, граниты (Є—O), *21* — диориты, гранодиориты (PZ_1), *22* — биотитовые гнейсовидные граниты (R), *23* — гранодиориты (R), *24* — тоналиты, плагиогранодиориты (R_1?), *25* — плагиогнейсы, мигматиты (PR); *26* — разрывные нарушения: *а* — сдвиги, *б* — надвиги, *в* — сбросы и взбросы, прослеженные и предполагаемые

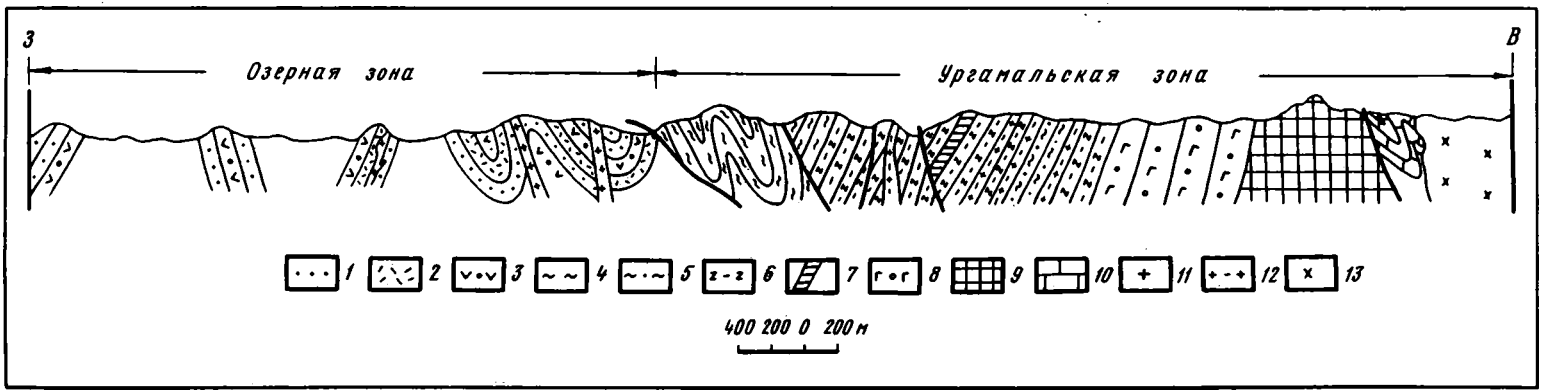


Рис. 5. Геолого-петрографический профиль через зону сочленения Озерной и Ургамальской зон

1 — туфы, туфопесчаники с "бомбами" основных и средних эффузивов; *2* — кислые эффузивы (альбитофиры и кварцевые порфиры); *3* — андезитовые порфириты и их туфы; *4* — альбит-актинолитовые сланцы с реликтами текстуры вулканитов и окварцеванием; *5* — мономинеральный тонкоигольчатый актинолит с перекристаллизацией в крупнотаблитчатую амфиболитовую породу роговиковой структуры; *6* — актинолиты и амфиболиты с наложенной альбитизацией и окварцеванием; *7* — дайки амфиболизированных габбро-диабазов; *8* — плагиоклаз-амфиболовые породы (роговообманковое габбро) с многоактной перекристаллизацией амфибола, альбитизацией и окварцеванием, обусловившими гнейсовидную текстуру пород; *9* — метаморфизованные гипербазиты: актинолиты, тремолититы, тальк-серпентин-актинолитовые сланцы, плагиоамфиболиты и горнблендиты; *10* — мраморизованные известняки рифея; *11* — инъекции гранит-порфиров и фельзит-порфиров; *12* — жилы и тела плагиоаплитов; *13* — диориты и гранодиориты рифея

Ургамальская зона характеризуется сложным внутренним строением. В региональном плане это крупный линейный прогиб с океаническим типом коры, рассеченный на две части Хутульским рифтом. Для внутренней структуры зоны характерно сочетание морфологически разнообразных складчатых и разрывных дислокаций. Здесь наряду с простыми линейными складками широко представлены пакеты тектонических пластин и чешуй, надвинутых друг на друга. Срывы и нагромождения пластин обычно проходят внутри актинолитовых сланцев, а под надвигами оказываются породы кварцито-карбонатной формации. В шарьировании иногда участвуют офиолиты. Системы чешуй и пластин осложнены кососекущими сдвигами со смещениями блоков в западном направлении. Наиболее крупные смещения происходят по зонам трансформных разломов с тенденцией увеличения амплитуды перемещения с юга на север. Так, северный Барун-Турунский блок оказывается наиболее далеко надвинутым на Озерную зону. Вероятно, этим объясняется отсутствие здесь дзабханского комплекса позднего рифея.

Интрузивный магматизм Ургамальской зоны проявлен в развитии пород основного и кислого состава. Породы основного состава установлены для двух временны́х уровней. Ранние представлены небольшими телами габбро-амфиболитов, локализованных вдоль разломов, они испытали метаморфизм и деформацию совместно с вмещающими породами. Их возраст, вероятно, среднерифейский. Второй интервал внедрения габбро соответствует позднему рифею. Они прорывают вулканиты дзабханского комплекса.

Процессы гранитообразования играют важную роль в формировании континентальной коры. В Ургамальской зоне установлена направленность в эволюции состава гранитоидов. Ранние их проявления выразились в альбитизации пород как меланократового фундамента, так и раннего—среднего рифея. Проявление альбитизации в меланократовом фундаменте носило метасоматический характер на широких площадях, а в стратифицированной толще она выразилась во внедрении субсогласных послойных инъекций плагиоаплитов. Проявление альбитизации относится к среднему рифею. Внедрение массивов биотитовых, роговообманково-биотитовых и двуслюдяных гранитов произошло в позднем рифее. Эти массивы прорывают дзабханский комплекс, а продукты их размыва присутствуют в базальных слоях венда—кембрия. Широкое распространение калиевых гранитоидов позднего рифея в Ургамальской зоне свидетельствует о времени формирования в ее пределах гранитно-метаморфического слоя. Гранитоиды палеозоя лишь наращивали континентальную кору.

Таким образом, в Ургамальской зоне отчетливо проявлена направленность формирования континентальной коры. Первый этап характеризуется вовлечением в корообразование натрия, что в сочетании метаморфизма с натриевым составом гранитоидов приводит к возникновению гранитно-метаморфического слоя. На втором этапе происходит вовлечение в этот процесс калия. Ему свойственны калиевые гранитоиды, и их становление отражает уже высокую степень зрелости континентальной коры. Гранитообразование этих двух этапов происходило в разные отрезки рифейского времени. Все изложенные выше данные свидетельствуют о самостоятельности Ургамальской зоны, так же как и Озерной, и, видимо, до тектонического сближения они составляли латеральный ряд структур и принадлежали единому бассейну с корой океанического типа.

Хунгуйская зона. Эта зона расположена к востоку от Ургамальской и прослеживается до Хангайского нагорья, достигая ширины свыше 500 км. В современной структуре этой обширной области выступы докембрия характеризуются разным уровнем эрозионного среза, что отражается на полноте разреза, доступного для изучения. Для большинства выступов докембрия установлено двучленное строение разреза. Строение конкретных разрезов с петро-

графическим и петрохимическим определением состава пород опубликовано в специальной статье [12], а здесь дается лишь общая характеристика строения зоны. Следует подчеркнуть, что в отличие от двух других зон здесь все породы метаморфизованы в амфиболитовой фации метаморфизма.

Реликты гипербазитов и продукты их преобразования обычно находятся среди полей мигматитов и ортогнейсов. Там, где эти породы менее преобразованы, устанавливаются двупироксеновые разности, иногда с оливином и хромшпинелидом, пироксениты, переходящие в горнблендиты, габбро-амфиболиты, эклогитоподобные породы, гранатовые и безгранатовые амфиболиты, основные гнейсы, рапакивиподобные породы. Этот комплекс пород в различном их сочетании обнажается в основании тектонически выдвинутых блоков. Такая ассоциация меланократовых пород установлена в хребте Дариби, на Бумбугэрском выступе, в междуречье Дзабхан—Хунгуй-Гол (см. рис. 3), у сомона Сонгино и оз. Хара-Нур. Она отсутствует в Барун-Турунском выступе, где разрез докембрия начинается с толщи ортоамфиболитов. Амфиболиты у оз. Хара-Нур, сомона Сонгино и в междуречье Дзабхан—Хунгуй-Гол непосредственно наращивают нижнюю часть разреза, что позволяет рассматривать всю совокупность меланократовых пород в качестве протоофиолитовой ассоциации. Однако такие "целики" меланократового фундамента сохраняются редко. Наиболее обычны тела этих пород среди ортогнейсов или включений типа будин размером 1 м и менее. В них также удается восстановить по минеральным парагенезам фрагменты разреза офиолитовой ассоциации. Для нижней части докембрийского разреза этой зоны характерно отсутствие стратификации; наблюдаются переходы одних пород в другие на коротком расстоянии. Вместе с тем сохраняется полосовое распространение скиалитов гипербазитов, габброидов и амфиболитов, ориентированное в направлении стратифицированных образований.

Стратифицированные образования занимают более высокое положение в разрезе. Они представлены амфиболовыми и биотитовыми гнейсами, реже амфиболитами, слюдяными сланцами и парагнейсами, кварцитами и мраморами. Толщи этих пород интенсивно дислоцированы с образованием узкосжатых линейных складок.

Все породы докембрия в Хунгуйской зоне испытали метаморфизм амфиболитовой фации и два этапа наложенной гранитизации. Изучение метаморфизма пород привело нас к выводу об аллохимическом процессе с привносом одних и выносом других элементов, что способствовало образованию новых минеральных парагенезов и тем самым новых типов пород, которые не могли возникнуть при изохимическом метаморфизме. Большая роль в этом принадлежит гранитизация вообще. Наиболее ранней является плагиогранитизация. При ее наложении на пироксениты в них появляется гранат, порода приобретает облик эклогита, но отличается от него минеральным составом. По пироксенитам развиваются горнблендиты, что часто позволяет устанавливать реликты офиолитов по продуктам их преобразования. Горнблендиты насыщаются порфиробластами альбит-олигоклаза и приобретают облик габброидов с не свойственным им кислым плагиоклазом. Сами габброиды превращаются в габбро-амфиболиты. По серпентинитам при альбитизации образуются тальк-альбит-актинолитовые сланцы и др.

Следующий этап преобразований связан с проявлением собственно гранитизации. Она накладывается на породы, уже испытавшие натриевый метасоматоз, при этом проявление последнего не привело к формированию аллохтонных массивов плагиогранитов, а выразилось лишь в появлении полос плагиогранитов и субсогласных линз плагиоаплитов. При собственно гранитизации происходит привнос калия. В пироксеновой матрице породы нередко образуются крупные овоиды розового микроклина, и вновь возникшая порода

приобретает облик гранитов рапакиви. Такие образования установлены среди протоофиолитов хребта Дариби. При наложении гранитизации на породы осадочной толщи возникают микроклиновые гнейсы, а также линзовидные тела гранито-гнейсов.

Неравномерность проявления гранитизации обусловливает формирование сложного комплекса пород, в котором наряду с реликтами офиолитов развиты продукты их преобразования — пироксеновые гнейсы, а также мелано-, мезо- и лейкоратовые их разности. Отдельные разновидности вновь образованных пород имеют облик "серых гнейсов". Для таких гнейсов из Бумбугэрского выступа докембрия получен возраст 2650±30 млн лет [9]. Однако в тех же "серых гнейсах" сохранились будины с парагенезом ромбического пироксена, оливина и шпинели, свойственным гарцбургиту.

Таким образом, всестороннее изучение меланократового комплекса в докембрийских выступах Хунгуйской зоны позволяет рассматривать их как протоофиолитовую ассоциацию, метаморфизованную в условиях амфиболитовой фации.

Хангайская зона по латерали в восточном направлении сменяет Хунгуйскую зону. Ее восточная граница остается неясной. Пространственно она совпадает с Хангайским нагорьем, где расположен Тарбагатайский выступ докембрия. Региональный метаморфизм пород в этом выступе проявился в зеленосланцевой фации. В Хангайской зоне, как ни в одной другой, обильны аллохтонные гранитоиды рифейского и палеозойского возраста. Связанный с ними наложенный прогрессивный метаморфизм местами меняет облик зеленосланцевой толщи. Появляются инъекционные гнейсы, амфиболовые роговики, кристаллические сланцы. Эти породы слагают участки в сотни квадратных метров среди гранитоидов, несут следы контактовых воздействий последних и часто переходят по простиранию в актинолитовые сланцы и метапесчаники. Неоднородность метаморфизма развитых здесь докембрийских пород порождает разные концепции относительно ее тектонической природы. Некоторые исследователи считают, что на месте Хангайского нагорья под зелеными сланцами находятся древние докембрийские толщи. В подтверждение этого вывода обычно приводят два аргумента. Первый — это присутствие среди метаморфизованных пород небольших анортозитовых массивов, которые по аналогии с анортозитами Восточной Сибири считаются древними докембрийскими интрузиями [9]. Второй аргумент состоит в том, что четвертичные базальты выносят ксенолиты пород гранулитовой фации метаморфизма [6]. Картирование габбро-анортозитового массива Муста-Ула позволило установить прорывание анортозитами и габбро толщи зеленых сланцев, что ставит под сомнение его древний возраст. Попытка объяснить зеленосланцевый метаморфизм рамы диафторезом гранулитов неубедительна, так как не объясняет присутствия среди сланцев типичных порфироидов и известняков. Древний возраст анортозитов, полученный свинец-свинцовым термоизохронным методом, явно находится в противоречии с геологией, и эти противоречия следует искать в самом методе.

Что же касается включений в базальтах основных гранулитов, то по минеральным парагенезам они вполне могут соответствовать меланократовым породам основания океанической коры. Присутствие в тех же базальтах базитов и ультраосновных пород является аргументом в пользу нахождения под Хангайским нагорьем меланократового основания, хотя возраст его, как и в других зонах, остается неизвестен.

Внутренняя структура Хангайской зоны, насколько можно судить по обрывкам сохранившихся среди гранитоидов осадочных толщ, аналогична структуре Хунгуйской зоны. Здесь преобладают субмеридиональные простирания с тенденцией виргации складок в северо-восточном направлении в сторону Прихуб-

сугулья, что подтверждает единство структурного плана докембрийских (рифейских) деформаций в Западной Монголии.

Докембрийский выступ хребта Бутулин-Нуру. Хребет Бутулин-Нуру расположен в восточной части Северной Монголии. В современной структуре это крупный тектонический блок метаморфических пород субширотного простирания. Такое же простирание складок наблюдается в верхней зеленосланцевой части разреза, что существенно отличает всю структуру этого блока от одновозрастных структур Западной Монголии. Это принципиальное отличие делает Бутулин-Нуринский выступ докембрия инородным телом среди других выступов Монголии.

Резко отличен и разрез метаморфических образований. При трех пересечениях блока во вскрытой части разреза не встречены амфиболиты, кварциты, мраморы, что делает его совершенно непохожим на дорифейский разрез Западной Монголии. Полевые исследования позволили установить проявление интенсивной гранитизации терригенной и вулканогенной толщ. Процесс этот носит площадной характер с образованием гранито-гнейсовых куполов. В их строении участвует диорит-гранодиорит-гранитовая формация, главным членом которой являются гнейсо-граниты.

Широкое распространение гранито-гнейсовых куполов определило брахиформный тип тектоники нижнего структурного этажа. На крыльях куполов развита терригенная толща, метаморфизованная в фации зеленых сланцев, инъецированная плагиогранитами и плагиоаплитами. Высокая ступень метаморфизма низов разреза (парагнейсы и биотитовые сланцы) обусловлена исключительно влиянием гранитообразования — ростом гранито-гнейсовых куполов. С этим процессом, видимо, связано постепенное ослабление метаморфизма вверх по разрезу до зеленосланцевой фации, что создает впечатление о зональном характере метаморфизма.

Своеобразие разреза и структуры докембрия Бутулин-Нуринского блока сближает его со структурами платформенного типа.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Приведенное выше краткое описание строения структурно-формационных зон Западной Монголии свидетельствует об однотипной направленности процессов формирования континентальной коры. Прежде всего вопреки широко распространенному мнению установлено, что основание разрезов в них сложено не сиалическими гнейсовыми толщами, а в разной степени метаморфизованными и гранитизированными основными вулканитами, постоянно ассоциирующими с гипербазит-габбровым комплексом. Особенности метаморфизма и степень преобразования пород офиолитовой ассоциации и перекрывающих ее формаций позволяют установить три типа разрезов. Первый тип разреза характеризуется слабым метаморфизмом — венд-кембрийская Озерная зона. Во втором типе разреза породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, включая офиолиты — рифейская Ургамальская зона. Третьему типу разреза свойственна амфиболитовая фация метаморфизма с реликтовыми парагенезами минералов офиолитов — докембрийские выступы протерозойской Хунгуйской зоны. Следовательно, чем древнее зона, тем более глубокие преобразования претерпели породы как меланократового фундамента, так и перекрывающих его толщ. Из этого следует неодновременное формирование континентальной коры в этом регионе.

Современная континентальная кора Западной Монголии формировалась длительно в результате структурно-вещественного преобразования коры океанического типа. В проблеме становления континентальной коры выделяются два тесно связанных аспекта: структурно-тектонический и вещественный, и их анализ в известной мере позволяет наметить модель становления континентальной коры.

Механизм вещественного преобразования пород океанической коры в породы коры континентальной остается далеко не решенной проблемой. Прежде всего неясна модель формирования самой океанической коры. Между тем наблюдаемая смена пород коры по вертикали от ультраосновных к кислым указывает на общую закономерность изменения земного вещества в строго определенном направлении. Понять направленность эволюции вещества помогает установление последовательности проявления петрогенных процессов на разных этапах тектонической эволюции складчатых сооружений. Океанический тип коры объединяет ультраосновные и основные породы нижней части разреза и собственно океанические образования — вулканиты, яшмоиды, известняки и другие породы. В совокупности эти породы слагают офиолитовую ассоциацию. Большинство петрографов рассматривают гипербазиты, габбро, основные эффузивы в качестве продуктов магматической дифференциации непосредственно вещества мантии. Магматический генезис этих пород подтверждается постоянством их ассоциаций как в современных океанах, так и в складчатых сооружениях, возникших на месте палеоокеанов.

В последние годы получены принципиально новые данные, свидетельствующие о разном возрасте членов офиолитовой ассоциации. Так, на Урале установлен разный стиль деформаций гипербазитов и габброидов. Это хорошо согласуется с их радиологическим датированием. Резко оторван от нижних членов ассоциации и возраст базальтов. В Тянь-Шане наблюдается прямое налегание базальтов на гипербазиты с продуктами их размыва в конгломератах, подстилающих базальты. В Западной Монголии геологические наблюдения над соотношениями между гипербазитами и габбро выявили включения одних в другие в форме мигматитоподобных замещений, как меланосома и лейкосома в гнейсах, что не позволяет рассматривать их в качестве ксенолитов. Эти данные свидетельствуют о независимом, автономном формировании пород меланократового фундамента и его вулканогенной покрышки. В связи с этим нельзя исключать образования габброидов за счет метасоматического (привнос кальция) преобразования ультрабазитов. Ассоциирующие с гипербазитами габброиды представлены исключительно роговообманковыми разностями, содержат реликты серпентинита, что существенно отличает их от пироксеновых габбро, прорывающих вулканогенно-осадочную толщу. Каков бы ни был генезис гипербазитов и габбро, слагающих меланократовый фундамент, они преобразованы в другие типы пород, что свойственно континентальному типу коры.

Главное отличие океанической коры от континентальной состоит в том, что в ней отсутствуют породы гранитоидного ряда. Поэтому первое проявление гранитизации следует принимать за начало становления континентальной коры. Метаморфизм и гранитизация обусловливают появление новых минеральных ассоциаций, отличных от предшествующих и по химизму. Выявить характер этих процессов, взаимосвязь между отдельными видами вновь образующихся пород можно только основываясь на последовательности проявления петрогенных процессов. В разновозрастных зонах Западной Монголии выделяются два главных этапа вещественной эволюции, которые по ведущей роли натрия и калия в минералообразовании можно назвать натриевым и калиевым или плагиогранитизацией (альбитизацией) и собственно гранитизацией (калишпатизацией). Вовлечение этих элементов в корообразование влечет за собой становление вначале гранитно-метаморфического слоя, а затем зрелой континентальной коры.

Амфиболизация пород океанической коры приводит к образованию мономинеральных амфиболовых пород: актинолититов, тремолититов, горнблендитов, керсутитов, реже антофиллитовых разностей. Именно такой спектр амфиболовых пород установлен в преобразованном меланократовом фундаменте Ургамальской зоны. Каждая из указанных разновидностей пород может иметь самостоятель-

ное значение, но чаще разные виды амфиболов тесно сосуществуют в одном образце, что обусловлено, скорее всего, их многократной перекристаллизацией. Трудно объяснить образование щелочных амфиболов *P–T* условиями метаморфизма без привноса натрия.

Образование амфиболовых пород по гипербазитам имеет исключительно важное геологическое значение для установления исходных пород. Показательна в этом отношении ассоциация горнблендитов с пироксенитами, наиболее часто встречающаяся среди полей плагиомигматитов или актинолититов среди тальк-серпентинитовых сланцев. По своей сути актинолититы и горнблендиты являются породами—показателями принадлежности к меланократовому фундаменту.

Плагиогранитизация теснейшим образом связана с амфиболизацией. Она выражается в развитии в породах океанической коры, в том числе в гипербазитах, кислого плагиоклаза (альбита), амфиболов, в том числе натрийсодержащих клинопироксенов, вплоть до омфацита, слюд, преимущественно парагонита и флогопита, кварца, а также граната, талька, хлорита, эпидота, цоизита и других минералов, появление которых обусловлено миграцией и перераспределением вещества пород. Плагиогранитизация особенно отчетливо выражена в мономинеральных амфиболовых породах с образованием всех переходных разностей в амфиболиты, пироксен-амфибол-плагиоклазовые, кварц-амфибол-плагиоклазовые породы, мелано-, мезо- и лейкократовые гнейсы с гранатом, в том числе "серые гнейсы". Степень преобразования гипербазитов возрастает с усилением плагиогранитизации. Вначале они преобразуются в амфиболовые породы, а затем последние "растворяются" в альбититах (хребет Дариби) и плагиомигматитах (Хунгуйская зона).

При плагиогранитизации совместно с образованием граната нередко развивается натрийсодержащий клинопироксен, в результате порода приобретает состав эклогитов и эклогитоподобных пород, которые ошибочно принимаются за мантийные эклогиты [17]. Важное значение в преобразовании гипербазитов имеет карбонатизация, которой легко подвергаются серпентиниты. В результате в серпентинитах возникают мощные зоны, поля и полосы карбонатных пород с реликтами петельчатой текстуры ультрамафитов. Проявление карбонатизации чаще совпадает с зонами тектонических нарушений, поэтому часто эти породы включаются в состав меланжей и олистостромовых толщ и делается ошибочный вывод о тектонической природе апосерпентинитовых карбонатных пород.

В целом минеральный состав пород этого этапа отражает водный режим эволюционного процесса с увеличением роли O_2 и OH в составе минералов. Вероятно, натриевому этапу вещественной эволюции предшествовала резкая смена геологической обстановки, физико-химических и термодинамических условий. Учитывая, что плагиогранитизация охватила все породы океанической коры, включая типичные эвгеосинклинальные формации, ее следует связывать с резкой структурной перестройкой океанического бассейна.

Гранитизация характеризует новый этап вещественной эволюции всех образовавшихся к этому времени пород. С ним связано развитие калийсодержащих минералов — микроклина и ортоклаза, биотита и мусковита, а также появление редкоземельных и радиоактивных элементов, не свойственных предыдущему этапу. В продуктах плагиогранитизации альбит замещается микроклином, амфиболы—мусковитом и биотитом, резко возрастает роль кварца. Гранитизация на начальной стадии носит мигматитоподобный характер и сопровождается перераспределением вещества и миграцией элементов. Завершается она магмообразованием. Возникают крупные массивы гранитоидов сложного строения. В результате гранитизации гипербазитов в хребте Дариби сформировались рапакивиподобные граниты. Под влиянием гранитизации в гипербазитах образовались флогопит и крупные овоиды ортоклаза. Примечательна гранитизация габброидов, в которых крупные порфиробласты микроклина расположены поперек их гнейсовидности, что

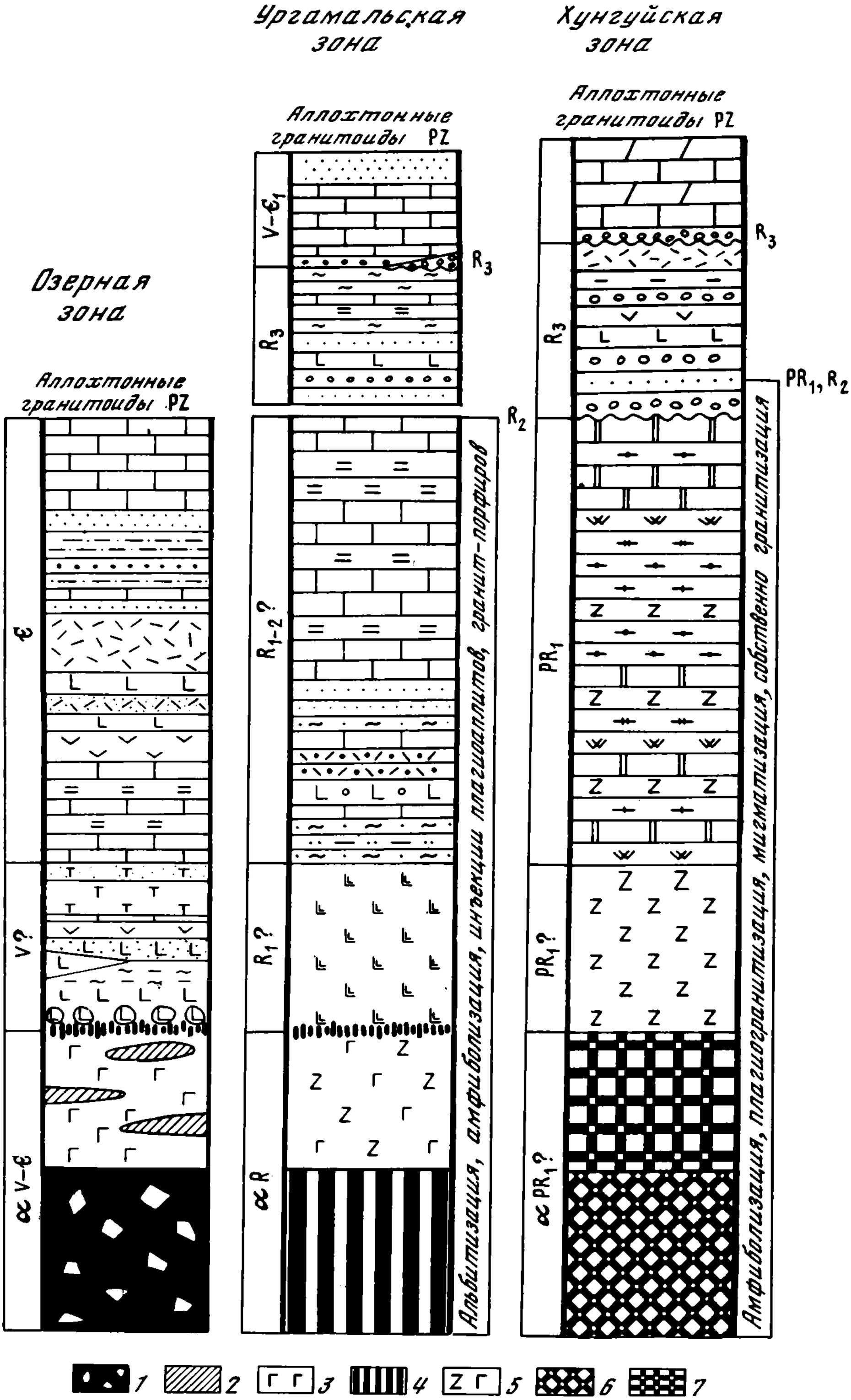
подчеркивает временной разрыв между калиевым и натриевым этапами эволюционного процесса. "Серые гнейсы" при наложении микроклинизации, кроме изменения состава, приобретают полосчатую текстуру и розовую окраску, что хорошо видно в береговых обрывах р. Байдарагин-Гол в Бумбугэрском выступе докембрия. Гранитизация охватывает не только породы меланократового фундамента и его производные, возникшие в натриевый этап, но и метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи. Орто- и парагнейсы приобретают очковую и порфиробластовую текстуру, а слюдяные сланцы — узловатую, в связи с появлением граната. Наложение гранитизации на регионально-метаморфизованные в зеленосланцевой фации породы превращает их в инъекционные гнейсы разного состава, обычно отличного от состава исходных пород. Этот процесс полно представлен в Тарбагатайском выступе докембрия. Иными словами, вся совокупность процессов метаморфизма и гранитизации создала сложнейшие соотношения гипербазитов, горнблендитов, гранатовых мелано- и лейкократовых пород, альбититов, плагиомигматитов и гранитоидов, наблюдаемые в докембрийских выступах Западной Монголии.

На рис. 6 показаны сводные разрезы структурно-формационных зон Западной Монголии. Основания разрезов слагают в разной степени преобразованные породы офиолитовой ассоциации. В правой части колонок отражено время проявления натриевого и калиевого этапов гранитизации, время внедрения аллохтонных гранитоидов.

Анализ всей совокупности данных относительно осадконакопления, вулканизма, метаморфизма и гранитизации указывает на длительность и неодновременность становления континентальной коры в Западной Монголии. Самое древнее определение возраста метаморфизма и гранитизации 2,65 млрд лет получено для "серых гнейсов" Бумбугэрского выступа [9], что, вероятно, отражает начало преобразования гипербазитов океанической коры, так как минеральные парагенезы и их скиалиты присутствуют в "серых гнейсах". Последующие проявления собственно гранитизации на рубеже 2 млрд лет привели к становлению гранитно-метаморфического слоя Хунгуйской зоны. В Ургамальской зоне формирование такого слоя происходило в рифее и в конце раннего кембрия. К этим рубежам приурочено массовое внедрение аллохтонных гранитоидов. Последовательная миграция по латерали и во времени гранитообразования от Хунгуйской к Озерной зоне отражает направленность континентального корообразования. Только к девону в Западной Монголии сформировался крупный блок зрелой континентальной коры.

В современной литературе палеозойские и рифейские складчатые зоны с океаническим типом коры принято считать реликтами палеоокеанов или палеорифтов, возникших в результате деструкции докембрийской сиалической коры [29 и др.]. Этот вывод основывается на допущении, что офиолиты в истории Земли появляются только начиная с рифея. Как мы уже отмечали, реликты гипербазитов сохранились в верхнеархейских "серых гнейсах" Бумбугэра. На Украинском щите известны и более древние офиолиты [30]. Следовательно, логично допустить, что первичная кора Земли имела меланократовый состав, близкий составу офиолитов, а вся последующая история эволюции литосферы протекала в направлении континентального корообразования. Подтверждение этого мы видим в направленности эволюции структуры коры в докембрии Западной Монголии.

В этой обширной области рифтогенез проявился на двух временных уровнях: в позднем рифее и венде—раннем кембрии. Хутульский рифт возник в позднем рифее в результате растяжения еще не сформировавшейся континентальной коры. Он расположен в Ургамальской зоне и прослеживается на расстояние свыше 300 км. Рифт заполнен метабазальтами верхнего рифея. Хутульский массив серпентинитов, расположенный в центре рифта, протрудирует карбонатную формацию среднего рифея. Только в нем развиты щелочные гранитоиды, присущие континентальным рифтам.


Ургамальская зона
Хунгуйская зона
Озерная зона
Аллохтонные гранитоиды PZ
Аллохтонные гранитоиды PZ
Аллохтонные гранитоиды PZ
V–Є1
R3
R3
R2
R1–2?
R1?
αR
Альбитизация, амфиболизация, инъекции плагиоаплитов, гранит-порфиров
R3
R3
PR1, R2
PR1
PR1?
αPR1?
Амфиболизация, плагиогранитизация, мигматизация, собственно гранитизация
Є
V?
αV–Є
1
2
3
4
5
6
7

Другой деструктивный тип структур представляют рифты венд-кембрийского возраста. Это узкие линейные прогибы, сопряженные с Озерной зоной (см. рис. 1). Возможно, они возникли вдоль зон трансформных разломов. Сходные сочетания структур наблюдаются в современных океанах. Главная особенность венд-кембрийских рифтов состоит в том, что они рассекают докембрийские зоны с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем. Формационное выполнение рифтов аналогично формациям Озерной зоны.

Два этапа рифтообразования в Западной Монголии проходили на фоне поступательного процесса созидания континентальной коры. Рифтогенез осложнял направленное развитие структуры земной коры.

Монголия входит в состав Урало-Монгольского складчатого пояса. Реликты протоофиолитовой ассоциации известны и в других его частях. В Центральном Казахстане (Улутау) они обнаружены в бектурганской серии; в Тянь-Шане — в свитах актюз и куйлю; в Восточном Саяне — в шарыжалгайской серии [18]. Следовательно, Урало-Монгольский пояс как океаническая структура уже существовал в раннем протерозое. Такое предположение высказывал М.В. Муратов [21], хотя тогда еще не были известны древние офиолиты. В пределах древнего океана могли сохраняться пространства с протоокеанической корой, как в современном Тихом океане.

Урало-Монгольский протоокеан мог образоваться в результате распада первой Пангеи, если она когда-либо существовала. На территории Евразии возникли северный и южный ряды платформ, разделенные этим протоокеаном. Внутри него оставались массивы с древней континентальной корой. Одним из них следует считать Буреинский массив, часть которого в виде Бутулин-Нуринского блока докембрия выступает в Северной Монголии. Конечно, этот вывод нуждается в подтверждении единственно возможным методом радиологического датирования гранитогнейсовых куполов, развитых в этом блоке. Наши построения основываются на резком отличии разреза и тектоники этого блока от докембрийских выступов Западной Монголии и, напротив, большом сходстве с гранитно-купольной тектоникой древних платформ.

Таким образом, имеется много данных, что Урало-Монгольский протоокеан был прообразом Тихого океана. Не случайно одни исследователи считают его реликтом первичного океана, другие допускают его возникновение в конце раннего протерозоя [26]. Только в мезозое по западной периферии Тихого океана началось становление гранитно-метаморфического слоя с последовательным омоложением по направлению к центру океана. Аналогичная направленность образования континентальной коры установлена и в Западной Монголии, только в другом временно́м интервале — в протерозое, рифее и раннем палеозое.

В Тихом океане в течение огромного интервала времени, охватывающего рифей и палеозой, вероятно, продолжала формироваться океаническая кора, происходило наращивание базальтового слоя за счет преобразования гипербазитов. Процесс этот должен был сопровождаться привносом кальция, необходимого для формирования пород базальтового слоя.

←

Рис. 6. Сводные стратиграфические колонки тектонических зон Западной Монголии

1—3 — неметаморфизованные породы меланократового фундамента Озерной зоны: *1* — серпентиниты, серпентинитовый меланж, *2* — пироксениты, *3* — роговообманковое габбро; *4, 5* — породы меланократового фундамента Ургамальской зоны, метаморфизованные в зеленосланцевой фации: *4* — серпентинит-тальк-актинолит-хлоритовые, антофиллитовые и парагонитовые сланцы, актинолиты и тремолититы, апосерпентинитовые карбонатные породы, *5* — роговообманковое габбро, амфиболцоизитовые породы с щелочной роговой обманкой; *6, 7* — породы меланократового фундамента Хунгуйской зоны, метаморфизованные в амфиболитовой и гранулитовой фациях: *6* — пироксен-роговообманковые породы с гранатом, двупироксеновые гранулиты, "серые гнейсы", эклогит- и рапакивиподобные породы, горнблендиты, *7* — габбро-амфиболиты, гранатовые амфиболиты с альбитом и олигоклазом; обозначения стратифицированных образований те же, что на рис. 2

В заключение необходимо подчеркнуть, что направленность и механизм преобразований пород океанической коры в принципиально новые по химизму и минеральному составу породы континентальной коры является весьма сложной и далеко не решенной проблемой. Процессы вещественного преобразования не вмещаются в рамки обычных представлений о метаморфизме, поскольку их развитие обусловлено последовательным участием новых элементов — Ca, Na, K. Они также не являются аналогами метасоматоза, хотя сопровождаются привносом вещества. Во вновь образующихся породах отсутствует или неясно выражена типичная метасоматическая зональность, так как перераспределение и миграция вещества не ограничены замкнутым пространством, а сам процесс не связан с определенным источником вещества, если за такой источник не принимать глубинные зоны Земли, лежащие ниже ультрабазитовой верхней мантии. Такая же неясность существует и в оценке роли тектоники в структурной эволюции земной коры.

Успешная разработка тектонической и вещественной модели формирования континентальной коры за счет пород коры океанической, установление временных и пространственных закономерностей становления разновозрастных блоков такой коры позволит выявить закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в зависимости от состава коры и степени ее зрелости.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Божко Н.А., Хаин В.Е.* Раннепротерозойский этап развития земной коры // Тектоника и металлогения раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 123—135.
2. *Борукаев Ч.Б.* Геодинамические обстановки в раннем докембрии // Там же. С. 238—250.
3. *Дергунов А.Б.* Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 183—193.
4. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Хан-тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов // Геотектоника. 1978. N 1. С. 19—42.
5. *Зоненшайн Л.П., Томуртогоо О.* Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 135—144.
6. *Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В.* Состав и строение коры и верхней мантии складчатых сооружений Центральной Азии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 106—116.
7. *Клитин К.А.* Байкальское обрамление Сибирской платформы // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 35—45.
8. *Книппер А.Л.* Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 205 с.
9. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
10. *Макарычев Г.И.* Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
11. *Макарычев Г.И., Гесь М.Д., Пазилова В.И.* Докембрийские офиолиты Улутау в свете стадийного развития земной коры // Геотектоника. 1983. N 4. С. 60—74.
12. *Макарычев Г.И., Палей И.П., Гесь М.Д., Морковкина В.Ф.* Докембрий фанерозойских складчатых поясов в свете стадийного развития земной коры (на примере Монголии) // Тектоника и металлогения раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 106—122.
13. *Макарычев Г.И., Палей И.П., Гесь М.Д.* и др. Докембрийский выступ хребта Дариби и его положение в структуре Западной Монголии // Геотектоника. 1986. N 1. С. 70—83.
14. *Маринов Н.А.* Докембрийские отложения Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. N 6. С. 28—40.
15. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
16. *Марков М.С., Федоровский В.С.* К проблеме геодинамики ранней Земли: Аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия // Геотектоника. 1986. N 6. С. 21—39.
17. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. М.: Наука, 1981. 181 с.
18. *Моралев В.М., Глуховский Г.З.* Частичное плавление метабазитов и эволюция докембрийской литосферы // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284, N 2. С. 427—431.
19. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. 316 с.
20. *Моссаковский А.А., Дергунов А.Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии: Тектоническая структура, история развития и палеотектонические обстановки // Геотектоника. 1983. N 2. С. 16—33.

21. *Муратов М.В.* Избранные труды. М.: Наука, 1986. 391 с.
22. *Обручев В.А.* Древние тела или каледонская складчатость // Тр. I Вост.-Сиб. науч.-исслед. съезда. Геол. секция. Иркутск, 1932. Вып. 1. С. 1—23.
23. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. N 4. С. 5—23.
24. *Пейве А.В., Книппер А.Л., Моссаковский А.А.* и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое: (К проблеме тектонического районирования материков) // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 7: Тектоника. С. 3—9.
25. *Пейве А.В., Штрейс Н.А.* и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса // Сов. геология. 1972. N 12. С. 7—26.
26. *Пущаровский Ю.М.* Судьбы учения о геосинклиналях в связи с развитием мобилизма // Геотектоника. 1987. N 2. С. 3—13.
27. Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. 260 с.
28. *Уиндли Б.Ф.* Расслоенные комплексы изверженных пород в районах глубоко метаморфизованного архея // Корреляция докембрия. М.: Наука, 1977. С. 347—364.
29. *Хаин В.Е.* Об одной важнейшей закономерности развития межконтинентальных геосинклинальных поясов Евразии // Геотектоника. 1984. N 1. С. 13—23.
30. *Щербак Н.П., Каляев Г.И.* Тектоника и стратиграфия раннего докембрия Украинского щита // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1980. С. 17—27.

УДК 552.3(517.3)

М.С. Нагибина, Б. Лувсанданзан, А.И. Лучицкая, Д.И. Фрих-Хар

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ФАНЕРОЗОЯ МОНГОЛИИ

В результате геологических исследований, проведенных совместной Советско-Монгольской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР за последние 20 лет собран большой материал по составу геологических формаций различного генезиса, слагающих разновозрастные покровно-складчатые и блоковые структуры Монголии. Результаты этих исследований были частично опубликованы в ряде монографий и статей, посвященных различным проблемам геологии Монголии [7, 10, 21]. Одной из крупных обобщающих работ экспедиции явилась карта геологических формаций Монголии масштаба 1:1 500 000. В качестве основы для ее составления была принята тектоническая карта МНР того же масштаба [22]. Для выделения геологических формаций осадочного и магматического генезиса на этой карте использован принцип Н.С. Шатского [26] с дальнейшей его разработкой на основе современных методов исследования. Выделены следующие формации: геосинклинальные покровно-складчатых областей, орогенные, платформенные и неотектонической активизации; они подразделены по генетическому принципу на магматические (плутонические и вулканические), осадочные, сгруппированные по тектоническому признаку в плане стадийного историко-геологического развития структур земной коры (океанической, переходной и континентальной стадий), и метаморфические.

Полезные ископаемые являются равноправными парагенетическими членами геологических формаций, поэтому эта карта может служить основой для выявления общих пространственных и временны́х закономерностей размещения полезных ископаемых, а также для выяснения общей эволюции состава магматических и осадочных формаций фанерозоя в ходе первичного становления и дальнейшего преобразования земной коры на различных возрастных уровнях.

В качестве объяснительной записки к упомянутой карте геологических формаций в настоящее время завершается составление монографического описания формаций Монголии. В публикуемой статье кратко рассмотрены вопросы эволюции геологических формаций Монголии на основе имеющихся материалов.

© М.С. Нагибина, Б. Лувсанданзан, А.И. Лучицкая, Д.И. Фрих-Хар, 1990

В тектоническом строении Монголии особенно четко выделяются два крупных тектонических мегаблока — Северный и Южный, разделенных протяженной системой разломов Главного Монгольского линеамента субширотного простирания протяженностью более 2000 км. Северный мегаблок сложен в основном каледонскими покровно-складчатыми и глыбовыми структурами (преимущественно северо-западного простирания — на западе, субширотного и северо-восточного — на востоке). Среди них расположены различной величины выступы дорифейского кристаллического основания, сложенные метаморфическими комплексами разного состава. Наиболее крупный из них — Прихубсугульский.

На каледонские и докембрийские структуры Северного мегаблока наложены средне- и позднепалеозойские моно- и миогеосинклинальные прогибы и орогенные структуры, представленные терригенными и вулканогенно-осадочными формациями.

Южный мегаблок представлен мио- и эвгеосинклинальными средне- и позднепалеозойскими покровно-сладчатыми структурами, среди которых находятся сравнительно узкие линейные выступы каледонского и более древнего основания субширотного простирания, сложенные метаморфическими формациями. На дислоцированные среднепалеозойские и древние геосинклинальные комплексы наложены орогенные структуры, сложенные позднепалеозойскими терригенными и вулканогенными молассоидными формациями.

На складчато-покровные и орогенные структуры Северного и Южного мегаблоков наложены ранне- и позднемезозойские орогенные структуры (или структуры тектоно-магматической активизации), представленные также гетерогенными вулканогенными молассоидными формациями.

Описанию дорифейских метаморфических формаций посвящены специальные работы, в том числе монография [7], поэтому нами будут охарактеризованы послерифейские геологические формации фанерозоя.

Для выяснения общей эволюции геологических формаций в ходе развития структур земной коры Монголии проведен сравнительно-формационный анализ однотипных стадий их развития для различных геотектонических циклов: раннесреднепалеозойского (каледонского), средне- и позднепалеозойского (варисского), мезозойского и кайнозойского.

Наиболее широко распространены в Монголии магматические формации разнообразного состава. Среди них выделяются два крупных формационных ряда: известково-щелочной и щелочной. Отдельную группу составляет офиолитовая ассоциация, которая представлена преимущественно в виде разрозненных фрагментов — гипербазитов, габброидов, зеленокаменных метабазитов и базальтоидов различного возраста. Среди большой группы пород осадочного и осадочно-вулканогенного генезиса выделяются формации: карбонатные (кремнисто-карбонатные, фосфоритоносные и др.), терригенные и терригенно-вулканогенные (карбонатно-терригенные с вулканитами, вулканогенно-кремнистая, песчано-сланцевая, флишевая, молассовая, олистостромовая и др.).

Каледонские формации наиболее полно и широко представлены в пределах Западной Монголии, которая вместе с Алтае-Саянской зоной СССР образует огромную область каледонских покровно-складчатых сооружений Центральной Азии. Выделенные и изученные здесь формации были описаны в работах А.А. Моссаковского [12], А.Б. Дергунова [2], Н.Н. Хераскова (1979 г.) и наиболее полно и детально — Т.Н. Херасковой [25].

Изучение состава и строения, вертикальных и латеральных рядов каледонских формаций позволило А.Б. Дергунову [2] установить общие закономерности строения палеотектонических структур. Для венд-раннекембрийского времени характерны формации, накапливавшиеся в срединной, краевой и приконтинентальной частях каледонского палеоокеанического бассейна, а также на его эпиконтинентальном шельфе, расположенном на древнем континентальном основании Ту-

вино-Монгольского массива [22]. В едином латеральном ряду с запада на восток сменяют друг друга следующие наиболее характерные, близкие по возрасту вендкембрийские (локально — среднекембрийские) формации [2]: диабазово-спилитовая и кремнистая туффитовая, спилит-кератофировая и кремнисто-карбонатная, базальт-андезит-риолитовая и терригенно-туфогенная, а затем терригенно-карбонатная и кремнисто-карбонатная фосфоритоносная. Эти формации соответствуют перечисленным выше частям каледонского палеоокеанического бассейна и его эпиконтинентального шельфа. Особое место среди этих формаций принадлежит олистостромам, роль которых все более увеличивается по мере продвижения от срединной к краевой части этого бассейна.

Признаки средне-позднекембрийского реликтового палеоокеанического бассейна сохранились на довольно обширной территории Монгольского и Горного Алтая, а также Западного Саяна, где повсеместно развита терригенная формация олигомиктовых (кварц-плагиоклазовых) флишоидных турбидитов большой (до 5—6 км) мощности. Во многих районах, особенно в тех, которые, вероятно, примыкали к окраинам этого реликтового бассейна, имели заметное развитие олистостромы, свидетельствующие о проявлении значительных горизонтальных движений, наиболее интенсивных в конце кембрия. На остальной территории, относимой к ранним каледонидам, в это же время образовались формации ранних молассоидов. Позднее, в ордовике и силуре, накопление карбонатно-терригенных формаций продолжалось в остаточных бассейнах за пределами территории МНР, а в каледонидах Западной Монголии в ордовике, силуре и девоне возникали линейные деструктивные прогибы, заполнявшиеся породами базальт-андезитовой ассоциации и рифогенными известняками, алеврито-песчаниково-конгломератовой и алевролито-песчаниковой формациями. За пределами деструктивных прогибов в это же время накапливались орогенные наземные вулканические формации и молассы.

В пределах Южного мегаблока Монголии выделяются две системы покровно-складчатых структур — ранних и поздних варисцид.

Сравнительный анализ формационных рядов показывает, что ранне- и поздневарисские структуры существенно отличались от каледонских. Проведенные палеотектонические реконструкции, по данным С.В. Руженцева [18], позволяют наметить на юге Монголии систему прогибов и поднятий, заложившихся в ранних варисцидах в ордовике, а в поздних — в карбоне.

Для варисского пояса Южной Монголии с севера на юг выделяются следующие зоны [18]: Гоби-Алтайская (раздробленный южный край Центрально-Азиатского каледонского континента), Заалтайская (структура, сформировавшаяся на месте прогиба с корой океанического типа) и Южно-Гобийская (микроконтинент — "осколок" каледонского континента, ограничивающий с юга Заалтайский прогиб).

Схема развития ранних варисцид, по С.В. Руженцеву [18], в общем виде сводится к следующему. В ордовике в пределах каледонского континента закладывается система прогибов. Раскрытие последних происходит как на коровом (Гоби-Алтайская зона), так и на мантийном (Заалтайская зона) уровне. В Гобийском Алтае обособляются относительно узкие прогибы с ультрабазитовым основанием, заполнявшиеся мощными толщами олигомиктовых терригенных осадков, и поднятия, в пределах которых накапливались мелководные органогенные известняки. В целом близкое строение имела и Южно-Гобийская зона. Заалтайская зона в ордовике и раннем силуре, по-видимому, представляла собой палеоокеанический прогиб, реликты кор которого сохранились местами в виде меланжа, трансгрессивно перекрытого силурийско-девонскими вулканогенно-яшмовыми отложениями.

Со среднего девона условия растяжения сменяются здесь сжатием. На месте единого прогиба образуется система островодужных поднятий и прогибов, в палеогеографическом плане интерпретируемых как междуговые и окраинно-морские

бассейны. В пределах первых формировались известково-щелочные, в основном антидромные, последовательно дифференцированные вулканогенные серии; вторые заполнялись терригенными (чаще граувакки), туфо-терригенными и вулканомиктовыми песчаниками. Формирование орогенного комплекса началось здесь с раннего карбона.

Поздневарисский пояс, расположенный на крайнем юго-востоке Монголии, включает три зоны [19] (с севера на юг): Лугингольскую, Джеремскую и Солонкерскую. Лугингольская зона — это прогиб, выполненный пермским флишем; Джеремская — поднятие, отделившее флишевый бассейн от Солонкерской зоны — палеоокеанического прогиба, возникшего в конце карбона—начале перми. Океаническая стадия представлена здесь вулканогенно-яшмовой толщей, выше которой залегает сложный комплекс пермских терригенных карбонатно-терригенных, олистостромовых отложений, а также зеленокаменно-измененных базальтов и андезитов, относимых к переходной стадии и отражающих период постепенного сжатия прогиба. К концу перми этот процесс завершился образованием покровно-складчатой структуры поздних варисцид Южной и Внутренней Монголии, перекрытых молассой поздней перми—триаса.

Таким образом, сравнение формационных рядов ранней и переходной стадий развития каледонид и варисцид Монголии позволяет отметить следующие их различия. В каледонидах восстанавливается развитие полного ряда пород офиолитовой ассоциации со значительным содержанием в разрезе кремнистых образований (яшм и фтанитов), отвечающих срединной части палеоокеанического бассейна, а также широко распространена карбонатная и кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация в склоново-шельфовой его части.

В ранних и поздних варисцидах Монголии отсутствуют полные офиолитовые разрезы. Некоторым исключением является Центральная часть палеоокеанического бассейна (Гурбан-Сайхан), где в разрезе имеются кремнистые образования (яшмы) и спилиты. В склоново-шельфовых частях бассейна преобладают терригенные и туфо-терригенные формации с подчиненной ролью кремнисто-туфогенных пород. В вертикальном ряду варисцид кремнистые породы исчезают в среднем девоне, а в Солонкерской зоне — в ранней перми. Терригенные отложения прогибов местами непосредственно залегают на ультрабазитах меланократового основания.

Для континентальной (орогенной) стадии развития Монголии характерно образование морских и континентальных терригенных и вулканогенно-осадочных молассовых отложений. Магматические группы формаций представлены вулканоплутоническими ассоциациями, которые формировались в разное время в близких структурно-геодинамических условиях орогенной стадии развития с элементами рифтогенеза.

Наиболее древние орогенные формации позднерифейского возраста сохранились на западной активной окраине Тувино-Монгольского массива, где к ним относится комплекс пестроцветных наземных вулканитов преимущественно кислого состава — туфов и лав риолитов и подчиненного количества лав среднего и основного состава [3]. Аналогичные выходы наземных вулканитов прослеживаются и в других местах древнего массива Западной Монголии вплоть до районов Прихубсугулья, где они переслаиваются с молассоидными отложениями (дархатская, сархойская свиты) [3, 4]. Комагматичны этим вулканитам довендские гранитоиды, на которых с размывом залегают карбонатные отложения венда—кембрия. По составу вулканиты дзабханской свиты близки континетальным вулканитам среднего—позднего протерозоя, хотя отличаются от них большей кислотностью. Вулканиты среднего—позднего протерозоя широко развиты в пределах южной окраины древней Сибирской платформы (Прибайкальский вулканический пояс). По А.А. Бухарову [1], они представлены андезит-дацит-риолитовой вулканоплутонической формацией субщелочного состава, соответствующей стадии первич-

ной протократонизации (1900—1600 млн лет), проявившейся также на всех континентах мира.

В пределах Озерной зоны каледонид осадочно-вулканогенная моласса мощностью до 1 км сложена буровато-зелеными, бурыми и лиловыми лавами, лавобрекчиями андезито-дацитового и андезито-риолитового состава, а также туфами и туфо-конгломератами с вулканическими бомбами, переслаивающимися с прибрежно-морскими и континентальными туфопесчаниками, гравелитами и конгломератами. Возраст этих отложений — поздний кембрий—ордовик. Вулканиты андезито-риолитовой формации комагматичны гранитоидам среднего ордовика.

В среднем палеозое (силуре—раннем девоне) Северный каледонский мегаблок Монголии представлял собой активную окраину Северо-Азиатского палеоконтинента, расположенного непосредственно к северу от палеоокеанических прогибов варисцид Южной Монголии [21, 19]. В пределах этой окраины в связи с раскрытием на юге Монголии в силуре и раннем девоне палеоокеанических прогибов происходила частичная деструкция гранито-гнейсового слоя с образованием внутриконтинентальных морских бассейнов (регенерированных моногеосинклиналей), сложенных среднепалеозойскими, преимущественно терригенными и терригенно-карбонатными флишоидными отложениями с подчиненной ролью подводных вулканических излияний основного и среднего состава, а также кремнистых отложений. В пределах поднятий древнего основания, разделяющих моногеосинклинальные прогибы, происходило блоковое расчленение и формирование наложенных орогенных, частично рифтогенных структур — эпикаледонских и эпиварисских.

В пределах Северного мегаблока наиболее широко распространен девонский континентальный вулканизм, сопровождающий развитие наложенных мульд и межгорных прогибов и грабенов. Вулканогенные отложения в этих структурах местами переслаиваются с терригенными красноцветными молассами среднего девона. Для магматизма этого времени, по С.П. Гавриловой [9], характерно развитие вулканитов преимущественно кислого и субщелочного состава — риолит-трахириолитовые натриево-калиевые серии с небольшой долей пород среднего и основного состава, а также обширное распространение комагматичных гранитоидных формаций. Вслед за излиянием трахириолитов происходило внедрение гранитоидов повышенной щелочности. В живетско-франское время резко сократилось проявление вулканизма, в связи с чем среди живетских, живетско-франских и франских пестроцветных мелководных молассовых комплексов, сохранившихся в отдельных мульдах и грабенах, лишь в незначительном количестве присутствуют единичные покровы базальтов, андезитов, риолитов и их аналогов повышенной щелочности. Состав вулканитов изменяется в различных впадинах от базальтового, андезито-базальтового и андезитового до андезит-дацит-риолитового и контрастного базальт-риолитового. Рифтогенные структуры с контрастным вулканизмом приурочены к зоне Хангайских разломов. Таким образом, при затухании вулканической деятельности к концу девона наряду с сокращением масштабов вулканизма возрастала относительная роль вулканитов основного и среднего состава [9].

Орогенные формации позднего палеозоя (карбона и перми) в Монголии наиболее широко развиты в пределах как Северного, так и Южного мегаблока. Последний в это время также представлял собой активную окраину обширного Северо-Азиатского палеоконтинента [8, 9]. Они сложены терригенными граувакковыми молассоидными формациями, местами угленосными, сложно сочетающимися с наземными вулканогенными формациями. Ранне- и среднекарбоновый вулканизм [8, 9] проявился в исключительно больших объемах в пределах Южного мегаблока (Южно-Монгольский вулканический пояс [9]), он представлен примерно поровну, с одной стороны, породами основного и среднего состава, а с другой — умеренно-кислыми и кислыми вулканитами, переслаивающимися с терригенной

морской и континентальной молассой. Интрузивные фации представлены комагматичными гранитоидами.

В позднем карбоне и перми продолжался весьма активный вулканизм не только в Южном, но и в Северном мегаблоке Монголии [28]. Карбоновые и пермские вулкано-плутонические формации известково-щелочного состава образуют Северо- и Южно-Монгольский обширные вулканические пояса гетерогенного строения, приуроченные к разломам субширотного простирания [27, 28].

Магматизм в пределах этих поясов связан с формированием орогенных и рифтогенных грабенов и прогибов, возникших в результате растяжения и деструкции континентальной коры. Характерны также дифференцированный известково-щелочной магматизм, вулкано-плутонические ассоциации повышенной щелочности, причем от этапа к этапу постепенно увеличивалась относительная роль вулканитов основного состава. Если в раннем карбоне соотношение основных и кислых разностей было примерно одинаковым [9], то в позднем карбоне и перми трахибазальты и трахиандезиты составляли около 60%, а породы умеренно-кислого состава с повышенной щелочностью (трахириолиты и комендиты) — около 40% общего объема.

К концу палеозоя и в самом начале раннего триаса на всей территории Монголии прошли мощные орогенические и рифтогенные движения с обильным проявлением наземного вулканизма и гранитоидного магматизма известково-щелочного и щелочного состава. На крайнем северо-востоке Монголии в раннем триасе сохранился небольшой мелководный морской залив, унаследованный от позднепермского, который полностью замкнулся в среднем триасе.

Для мезозоя Монголии начиная со среднего—позднего триаса характерно развитие континентальных угленосных молассоидных формаций в западных частях Северного и Южного мегаблоков, которые в восточных частях мегаблоков переслаиваются с наземными вулканогенными формациями и сопровождаются внедрением комагматичных гранитоидов [6, 10]. В развитии мезозойских континентальных структур и магматизма отчетливо выделяются два этапа: раннемезозойский (поздний триас—средняя юра) и позднемезозойский (поздняя юра—ранний мел) с подразделением каждого из них на два подэтапа.

Мезозойский вулканизм Монголии приурочен к внутриконтинентальной части активной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента (Тихоокеанский тектонический пояс) и представлен наземными образованиями, связанными с развитием глыбово-складчатых деформаций в раннем мезозое (позднем триасе—юре) и частично с рифтогенезом в позднем мезозое.

По данным Д.И. Фрих-Хара и А.И. Лучицкой [24], в составе мезозойских вулканитов преобладают основные ассоциации пород — базальтовая, базальт-андезитовая, трахиандезит-трахибазальтовая; подчиненную роль играют вулканиты андезит-дацитовой и дацит-риолитовой и трахириолитовой. Особенно широко распространены базальтоиды повышенной щелочности в позднем мезозое. В это время проявлены также формации контрастного типа повышенной и высокой щелочности, в том числе рудоносная вулкано-плутоническая формация калиевых щелочных пород района Мушугай-Худук. Раннемезозойские образования широко представлены комагматичными интрузивными фациями пород основного, среднего и кислого состава, в том числе гранитоидами. В позднем мезозое интрузивные фации основного состава играют сравнительно небольшую роль и проявлены обычно в виде даек и малых интрузивных тел. В конце раннего мела в бассейне Керулена образовались параллельные дайки оливиновых щелочных базальтов, слагающих протяженные пояса меридионального простирания, пересекающие все более ранние мезозойские структуры.

В пространственном размещении мезозойского вулканизма Монголии, как отмечалось выше, наблюдается отчетливая асимметрия. Магматические образования эффузивных и интрузивных фаций дифференцированного состава развиты в Вос-

точной и Центральной Монголии, а в Западной Монголии — в основном амагматичные терригенные молассовые отложения.

Граница между областями развития мезозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций проходит в меридиональном направлении между 100—105° в.д., пересекая все крупные субширотные структуры палеозойского возраста (каледонские и варисские геосинклинальные складчатые системы Северного и Южного мегаблоков), включая также палеозойские орогенные структуры, в частности позднепалеозойские (Северо- и Южно-Монгольский) широтные вулканические пояса и зоны рифтогенеза.

Таким образом, отмеченные особенности пространственного размещения наземного вулканизма и гранитообразования в мезозое свидетельствуют об иной, чем в палеозое, области их развития. Если наземный вулканизм среднего и позднего палеозоя в Монголии был приурочен к южной широтной активной окраине Северо-Азиатского палеоконтинента во внешней зоне Палеотетиса, то мезозойский наземный вулканизм развивался на восточной периферии того же палеоконтинента во внешней зоне меридионального пояса Палеопацифика.

Кайнозойский континентальный вулканизм Монголии представлен слабо дифференцированными щелочными базальтоидами, в пространственном размещении которых, по данным [9, 13], наблюдается определенная закономерность, отраженная на карте мезозойской и кайнозойской тектоники [6]. Выделяются две области широкого проявления кайнозойских базальтоидов — западная и восточная.

На западе Монголии семь основных ареалов размещения кайнозойских базальтов [9, 13] приурочены к единой полосе меридионального простирания, ограниченной 100—105° в.д. В пределах этой полосы выходы кайнозойских базальтов сопутствуют системам мелких рифтогенных разломов различных направлений, новообразованных и частично унаследованных от более древних структур основания. Эта меридиональная полоса выходов кайнозойских базальтов представляет собой ответвление Байкальской рифтовой зоны и названа нами Монголо-Байкальской [14]. Она хорошо выражена в геофизических полях [20]. К ней приурочены эпицентры всех глубокофокусных землетрясений Монголии.

Восточная область распространения кайнозойских базальтов слагает обширное плато Дариганга, расположенное на крайнем юго-востоке Монголии. Излияние базальтов плато Дариганга связано с крайним западным звеном крупной системы Монголо-Ханкайских субширотных кайнозойских разломов [17], протягивающихся далее на юго-восток, пересекающих территорию Китая и прослеживающихся вдоль северного обрамления Ханкайского массива в Южном Приморье (Сихотэ-Алинь). Вдоль этой системы разломов, частично унаследованных от более древних глубинных разломов, ограничивающих с севера Китайско-Корейскую платформу, расположена цепочка обширных полей кайнозойских базальтов, слагающих отдельные плато (до 40000 км^2), подобные Дариганге. Эти поля базальтов образуют как бы гигантскую внутриконтинентальную "вулканическую дугу", уходящую от побережья Японского моря в центральные районы Азии до Юго-Восточной Монголии на расстояние более 1700 км.

В целом структурный план размещения кайнозойских базальтов Монголии является наложенным как на мезозойские структуры, так и на более древние [10, 13], в отдельных местах они наследуют простирание разломов (палеозойского и докембрийского) фундамента.

По составу кайнозойские щелочные базальты слабо дифференцированы, однако В.В. Кепежинскас (1979 г.), А.Я. Салтыковский и Ю.С. Геншафт [9] отмечают определенные петрохимические различия базальтоидов двух главных провинций — западной и восточной. В первой — Монголо-Байкальской — развиты преимущественно калиевые базальтоиды (трахибазальты, лейцитовые базальты, тефриты и редкие лейцитовые гавайиты), а на востоке, на плато Дариганга, — преимущественно натриевые базальтоиды (гавайиты, базаниты, лимбургиты, не-

фелиновые муджиериты, щелочно-оливиновые базальты, а также единичные потоки трахибазальтов и толеитовых базальтов). Отмеченные провинциальные различия в составе кайнозойских базальтов, вероятно, связаны с латеральной неоднородностью состава мантии.

Приведенное описание осадочных и магматических формаций Монголии на различных возрастных уровнях становления и развития земной коры показывает определенную их изменчивость во времени. Подмеченные многими исследователями [17, 23] изменения во времени состава осадочного чехла бассейнов седиментации позволили существенно дополнить ранее существовавшие представления и показать разницу типов и размеров современных бассейнов осадконакопления и бассейнов геологического прошлого. Эти различия оказались настолько значительными, что Ю.М. Пущаровским и Т.Н. Херасковой (1987 г.), С.В. Руженцевым [17] была предложена новая классификация структур (бассейнов), развивавшихся на коре океанического типа: "палеоокеан" — "мезоокеан" и "океан" или "ортоокеан". Последние структуры соответствуют современным океаническим бассейнам (включая кайнозойские и позднемезозойские), выполненным ортоокеаническими формациями, существенно отличающимися от палеозойских палеоокеанических формаций. При сравнении палеозойских формаций Монголии (каледонских и варисских) возникают известные трудности, так как сохранность осадконакопления разных частей бассейнов (или структурно-фациальных зон), например центральных частей палеоокеанов и их шельфов, весьма различная.

В палеобассейнах каледонид и варисцид Монголии наиболее сохранились формации склоновых и шельфовых частей. Сравнение этих формаций показывает, что для каледонид Северной Монголии характерны кремнисто-карбонатная, терригенно-карбонатная, особенно кремнисто-карбонатная фосфоритоносная с хемогенным известняками и доломитами, а для центральных частей бассейнов — диабазово-спилитовая, спилит-кератофировая, яшмовая (фтанитовая) и кремнисто-туффитовая.

Среди варисцид Южной Монголии для склоновых и шельфовых частей бассейна резко преобладающими и ведущими являются формации терригенные олигомиктовые, туфо-терригенные и органогенных известняков, особенно широко развитых в краевых частях бассейна. Терригенные олигомиктовые формации местами распространены и в центральных частях бассейна, где они залегают непосредственно на меланократовом океаническом основании (Заалтайская зона). В центральных частях бассейна отсутствуют полные офиолитовые разрезы. Фрагменты их сохранились в хребте Гурбан-Сайхан, где развиты яшмовые и спилитовые образования.

Роль грубообломочных молассовых отложений особенно резко возрастает в континентальную (орогенную) стадию развития. В Монголии молассы известны в позднем рифее, раннем, среднем и позднем палеозое, мезозое и кайнозое. Мощности морских, прибрежно-морских и континентальных молассовых отложений в каледонидах Северной Монголии достигают (в девонских наложенных прогибах) 1—1,5, реже 3—4 км. Наиболее крупные наложенные прогибы, выполненные молассой мощностью 5—7 км, характерны для варисцид Монголии — Орхон-Селенгинский, Ноянсомонский и др., расположенные в пределах Южного и Северного мегаблоков. Широко распространены молассовые отложения также в мезозое и кайнозое, хотя объем их значительно сокращается. Максимальные мощности моласс в мезозойских прогибах 1—1,5, реже 4—5 км (Сайхан-Обинский).

На основании сравнения сохранившихся толщ осадочных отложений на территории Монголии можно отметить, что в ходе геологической истории от раннего палеозоя до кайнозоя происходило сокращение относительной роли морских карбонатных и кремнистых формаций и увеличение роли терригенных, в том числе грубообломочных молассовых отложений, особенно в конце палеозоя. В мезозое и кайнозое последние представлены исключительно континентальными фациями.

На разных стадиях развития седиментации в Монголии с формациями осадочного и вулканогенно-осадочного генезиса связаны различные полезные ископаемые — фосфориты, угли и цеолиты, приуроченные к определенным возрастным уровням. С кремнисто-карбонатной (фосфоритоносной) формацией в Монголии ассоциируют месторождения фосфоритов, имеющие промышленное значение. Фосфоритоносная формация Монголии по возрасту относится к венду—кембрию, она хорошо сопоставляется с однотипными синхронными формациями не только различных районов Евразии, но и других континентов.

Угленосные молассовые формации относятся к позднему палеозою и мезозою, причем выделяются два возрастных уровня накопления углей промышленного значения: для позднего палеозоя — средний и поздний карбон, поздняя пермь; для мезозоя — средняя юра, ранний мел. Площади распространения угленосных формаций от позднего палеозоя к мезозою постепенно смещались с запада на восток. Наиболее широко они развиты на востоке Монголии, где угольные месторождения приурочены к верхней части раннемеловых отложений.

Угленосные месторождения перечисленных возрастных уровней различаются не только по качеству углей, связанному со степенью метаморфизма, но и по внутреннему строению угленосных формаций в целом, а также мощностям и морфологии угольных пластов и другим признакам. Наиболее мощные и сверхмощные угленосные пласты (до 180 м) накопились в раннем мелу в озерно-болотных фациях в условиях затухающих тектонических движений с типичным устойчивым прогибанием на границе перехода к платформенному этапу развития структур Монголии. Отчетливо проводится также возрастная корреляция эпох углеобразования с соседними районами Евразии и других континентов.

В конце поздней юры и начале раннего мела (цаганцабский и шин-худукский горизонты [15]) в озерных бассейнах Восточной Монголии в областях активного развития кислого эксплозивного вулканизма происходило накопление вулканогенно-осадочных озерных цеолитоносных отложений. В настоящее время сотрудниками СМГЭ В.В. Петровой [15] и Д. Бадамгарав обнаружены восемь крупных месторождений цеолитового сырья и выделена новая Восточно-Монгольская цеолитоносная провинция.

В составе магматической группы формаций континентальной стадии на различных возрастных уровнях наблюдается направленная эволюция от преимущественно кислых и субщелочных разностей в позднем рифее и раннем палеозое до недифференцированных щелочных базальтоидов в кайнозое.

Развитие континентального магматизма происходило в близких структурных орогенных условиях с элементами рифтогенеза на южной активной окраине Северо-Азиатского палеоконтинента в позднем рифее и среднем и позднем палеозое и на восточной активной окраине того же палеоконтинента в мезозое и кайнозое. Наиболее ранний позднерифейский континентальный магматизм Монголии близок по составу нижне-среднепротерозойскому континентальному магматизму Сибирской платформы, соответствующему первичной стадии протократонизации [1] с субщелочным магматизмом, хотя и отличается от него более кислым риолитовым составом.

Наиболее ранний позднерифейский этап в МНР представлен преимущественно андезит-дацит-риолитовой формацией с преобладанием риолитов. Ранне- и позднекаледонский этапы в позднем кембрии (?)—ордовике и в раннем и среднем девоне характеризуются развитием дифференцированного вулканизма основного, среднего и кислого состава с преобладающей ролью кислых вулканитов риолитов, трахириолитов и комагматичных гранитоидов умеренной и повышенной щелочности. В позднем девоне относительная роль основного магматизма начинает повышаться. В позднепалеозойский (карбон—пермь) этап продолжалось развитие дифференцированного вулканизма повышенной щелочности с постепенно нарастающим значением пород основного состава.

В мезозойский этап значительно преобладали вулканиты основного состава, трахибазальты и трахиандезиты, а риолиты и трахириолиты играли подчиненную роль. Кайнозойский этап представлен исключительно недифференцированными щелочными базальтами калиевой и натриевой специализации. Такое закономерное изменение состава магматизма в ходе развития континентальных структур Монголии от более кислого к основному начиная с позднего рифея и до кайнозоя, вероятно, связано с общей направленной эволюцией мантии Земли, а также состава и строения земной коры. В процессе кратонизации последовательно шло нарастание континентальной коры и как следствие, возможно, происходило закономерное постепенное обеднение мантии сиалическими элементами.

Можно также проследить соответствующие изменения в составе полезных ископаемых, генетически связанных с эндогенными — магматическими, метасоматическими и гидротермальными процессами в ходе геологической истории.

Авторы выражают благодарность А.Б. Дергунову и С.В. Руженцеву, предоставившим новые геологические материалы по истории каледонского и варисского этапов развития структур Монголии, а также Н.С. Зайцеву, сделавшему ряд ценных замечаний при подготовке статьи к печати.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бухаров А.А.* Протоактивизированные зоны земной коры: (Геологическое строение, вулканизм, история развития): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 1986. 31 с.
2. *Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 56 с.
3. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
4. *Зайцев Н.С.* Структурно-формационные комплексы и структуры ранних каледонид // Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. С. 11—21.
5. *Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии и кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.
6. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1979.
7. *Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С.* Эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.
8. *Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В.* Проблема реконструкции геологических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. N 6. С. 13—29.
9. Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. 189 с.
10. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
11. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования. Ст. 2. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, вып. 5. С. 57—84.
12. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. 318 с.
13. *Нагибина М.С.* Кайнозойский вулканизм Монголии // Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. С. 288—290.
14. *Нагибина М.С.* Континентальный рифтогенез и вулканизм, сопровождающий его развитие // Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977. С. 31—35.
15. *Нагибина М.С., Петрова В.В.* О связи цеолитового оруденения с позднемезозойским вулканизмом Южной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 7. С. 107—121.
16. *Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г.* Основные черты стратиграфии и история геологического развития мезозойских структур Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 76—91.
17. *Руженцев С.В.* Океаны и палеоокеаны // Осадочный чехол дна океана и суши. М.: Наука, 1984. С. 13—26.
18. *Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А.* Тектоника Заалтайской зоны Монголии // Геотектоника. 1985. N 4. С. 28—40.
19. *Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Ширков Т.Т.* Формации и структуры варисцид Южной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 101—137.
20. *Солоненко В.Н.* Сейсмичность территории МНР и положение эпицентральных зон Гоби-Алтайских землетрясений // Габи-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 216—235.
21. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
22. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1978.

23. *Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В.* Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полез. ископаемые. 1983. N 5. С. 3—23.
24. *Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И.* Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузивы. М.: Наука, 1978. 167 с.
25. *Хераскова Т.Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.
26. *Шатский Н.С.* Избранные труды. М.: Наука, 1965. Т. 3: Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. 348 с.
27. *Ярмолюк В.В.* Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 134 с.
28. *Ярмолюк В.В.* Структурная позиция континентальных рифтовых зон Центральной Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 9. С. 3—12.
29. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Горегляд А.В., Самойлов В.С.* Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, N 5. С. 1244—1249.

УДК 551.242.3(517.3—13)

С.В. Руженцев, Г. Бадарч, Т.А. Вознесенская, Н.Г. Маркова

ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

На территории Южной Монголии выделяются две складчатые системы: варисская (Южно-Монгольская) и индосинийская (Восточно-Гобийская).

Варисциды Южной Монголии — сложное покровно-складчатое сооружение, сформировавшееся в раннем карбоне. В структурном отношении оно представляет собой систему узких блоков, различающихся формационной характеристикой. Эти блоки разделены крутыми продольными разломами, имеющими сдвиговую составляющую. Здесь с севера на юг выделяются следующие зоны: Гоби-Алтайская, Эдрэнгийнская, Заалтайская, Южно-Гобийская (см. рисунок). Покровные нарушения определенно установлены для Заалтайской и Южно-Гобийской зон. Мы допускаем значительное сближение отдельных структурно-формационных комплексов в процессе складчатости, но наличие переходных фаций между отложениями отдельных зон свидетельствует об отсутствии вторичного их перемещения.

Гоби-Алтайская зона — система прогибов (Баянгобийская и Баянцаганская подзоны) и поднятий (Баянлегская и Джинсетская подзоны). В палеотектоническом плане это раздробленный шельф Северо-Азиатского каледонского континента. Прогибы заложились в ордовике на ультрабазитовом основании и выполнены в основном мощными сериями олигомиктовых терригенных пород (O—S), реже базальтоидов. Здесь отсутствуют типичные офиолиты [2]. Меланократовый фундамент представлен серпентинитами, которые местами трансгрессивно перекрыты олигомиктовыми песчаниками, содержащими гальку серпентинитов и микроклиновых гранитов; в большинстве случаев наблюдались протрузивные контакты серпентинитов и вмещающих отложений. Возможна различная трактовка структурной позиции ультрабазитовых поясов Гобийского Алтая. Однако решающее значение имеют следующие факты: ультрабазиты являются фундаментом, на котором формировались нижнепалеозойские толщи Баянгобийской и Баянцаганской подзон; с ними пространственно не связаны более древние отложения; аркозовый состав перекрывающих отложений указывает на близость "сиалических" источников сноса.

Области поднятий — Джинсетская, возможно, и Баянлегская подзоны — имели докембрийский гранито-гнейсовый фундамент и характеризуются развитием олигомиктовых песчаников (O—S), органогенных известняков (S_2—D_2), ассоциирующих с кислыми вулканитами, и туфо-терригенных пород (D_2—C_1).

© С.В. Руженцев, Г. Бадарч, Т.А. Вознесенская, Н.Г. Маркова, 1990

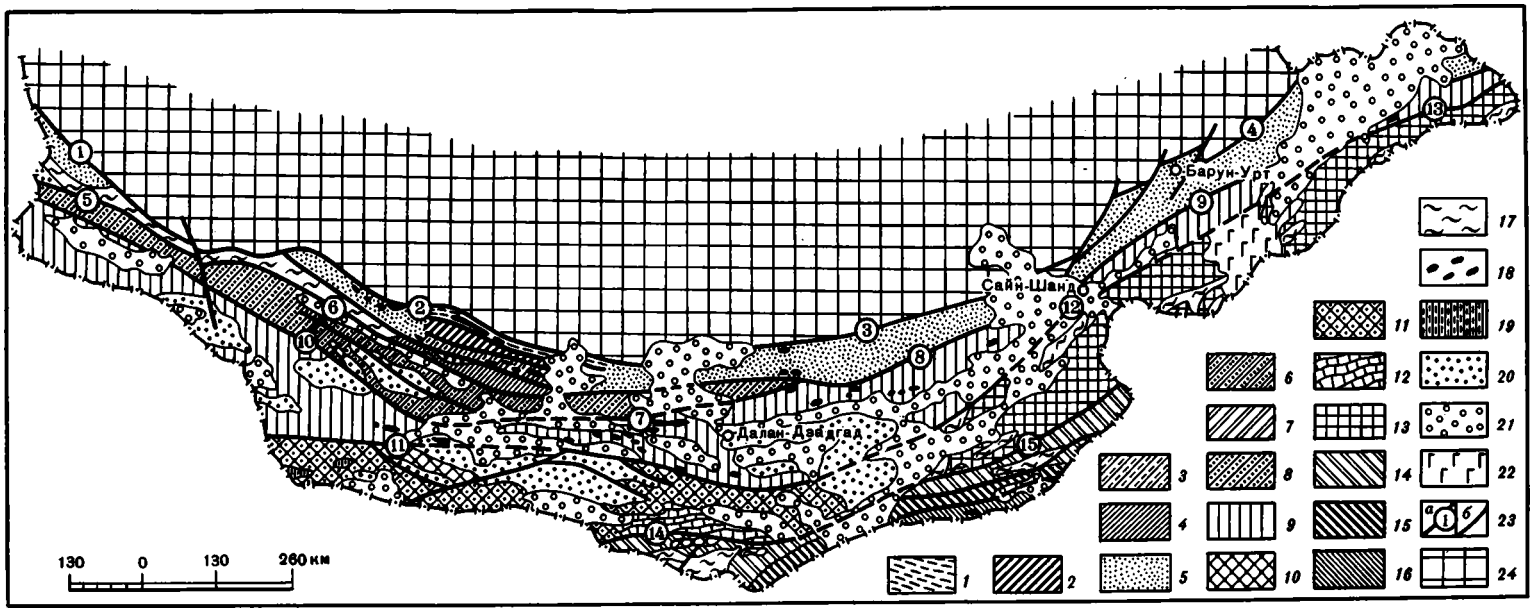


Схема тектонической зональности Южной Монголии

1—13 — варисциды: *1—4* — Гоби-Алтайская зона *(1* — Баянгобийская, *2* — Баянлегская, *3* — Баянцаганская, *4* — Джинсетская подзоны), *5* — Гоби-Алтайская зона, нерасчлененная, *6, 7* — Эдрэнгийнская зона *(6* — Хувинхаринская, *7* — Эдрэнгийнуринская подзоны), *8* — Эдрэнгийнская зона, нерасчлененная, *9* — Заалтайская зона, *10—12* — Южно-Гобийская зона *(10* — Эхингольская, *11* — Тумуртинская, *12* — Цаганулинская подзоны), *13* — Южно-Гобийская зона, нерасчлененная; *14—16* — индосиниды: *14* — Уланшивенская и Лугингольская, *15* — Джеремская, *16* — Солонкерская зоны; *17* — метаморфические комплексы (PЄ—PZ_1); *18* — офиолиты; *19, 20* — орогенные комплексы: *19* — D_{2-3}, *20* — C, P, T_{2-3}; *21* — мезозойские и кайнозойские впадины; *22* — кайнозойские базальты; *23* — разломы: *а* — крупные, разграничивающие (1 — Туренгольский, 2 — Ихэбогдинский, 3 — Ундуршилинский, 4 — Дэлгирский, 5 — Булганский, 6 — Заалтайский, 7 — Гурвансайханский, 8 — Сайхандуленский, 9 — Асгатский, 10 — Эдэргенинуринский, 11 — Гоби-Тяньшаньский, 12 — Нарынхидский, 13 — Модонобинский, 14 — Эдигенульский, 15 — Уланбадархинский), *б* — локальные; *24* — каледониды Западной и Центральной Монголии

Гоби-Алтайская зона может рассматриваться как древняя сиалическая масса, входившая в состав сформировавшегося к концу кембрия Северо-Азиатского палеоконтинента. По-видимому, в ордовике в ее пределах возникает система раздвиговых структур. Срыв докембрийского гранито-гнейсового комплекса и последующее смещение обособившихся пластин происходили на коровом уровне, скорее по древней поверхности М. В результате вскрылись ультрабазиты, маркирующие относительно прогнутые структуры. Участки с гранито-гнейсовым основанием обособились в виде поднятий. В раннем палеозое зона Гобийского Алтая в целом оформляется как шельф, который заполняется олигомиктовыми обломочными осадками, перекрывающими как депрессионные, так и приподнятые участки. Структурный план, наметившийся в ордовике, сохраняется в силуре и девоне.

Эдрэнгийская зона в палеотектоническом отношении была краевой частью раздробленного шельфа Северо-Азиатского континента, зоной перехода от шельфа к палеоокеаническому Заалтайскому бассейну. В ее пределах выделяются две подзоны: северная — Хувинхаринская и южная — Эдрэнгийннуринская. Первая образована мощной серией олигомиктовых песчаников (O_3?—S_2) и вулканогенно-кремнистой толщей (S—D), терригенным флишем (D). Выше залегает вулканогенно-терригенная моласса (C). В Эдрэнгийннуринской подзоне в основании вскрытой части разреза обнажаются туффиты, туфосилициты, кислые туфы, известняки (D_2), базальты, андезиты (D_{2-3}), перекрытые молассой (C_{1-2}).

Заалтайская зона имеет сложное покровное строение. Здесь структурно совмещены четыре литолого-фациальных комплекса. В основании трех из них залегает меланж, представленный преимущественно серпентинизированными перидотитами, которые слагают подавляющую его часть, в то время как породы полосчатого комплекса и габбро встречаются редко. Меланж трансгрессивно перекрыт терригенно-туфово-яшмовым горизонтом (S), выше которого накапливались базальтоиды (S_2—D_2), связанные с роями даек [4]. Для понимания особенностей развития зоны важна интерпретация соотношения меланжа и яшм. Чаще наблюдается налегание яшм непосредственно на серпентиниты. Сказанное позволяет сделать вывод о существовании в пределах Заалтайской зоны нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации. Меланжирование происходило в силуре и, по-видимому, сопровождалось срывом и удалением верхней части разреза ассоциации по поверхности раздела ультрабазит—габбро. Терригенно-туфово-яшмовый горизонт рассматривается нами как чехол, перекрывающий меланжированное основание в период относительного тектонического покоя.

Перестройка структурного плана зоны связана с новым импульсом растяжения, в результате которого на рубеже силура и девона возникает система рассредоточенных на площади роев даек, служивших подводящими каналами для излияния базальтоидов. Растяжение в южной и осевой частях Заалтайской зоны компенсировалось на севере, где в это же время формируется субдуктивная система, отражением которой является островодужное поднятие, сложенное непрерывно дифференцированными вулканитами (D). Подчеркнем синхронность заложения и одновременность развития обоих отмеченных структурных элементов. В среднем девоне островная дуга мигрирует к югу и разделяет Заалтайский бассейн на два прогиба, заполнившихся мощными туфово-терригенными, существенно турбидитными отложениями (D_2—C_1).

Таким образом, Заалтайская зона представляла собой нижне-среднепалеозойскую структуру с корой океанического типа, отличительной чертой развития которой являлась цикличность процессов растяжения, прерываемого периодами относительного тектонического покоя. Раздвиг литосферных пластин осуществлялся на коровом и мантийном уровнях. Для зон вторичного раскрытия (S_2—D_1) наряду с элементами концентрированного (серия дайка в дайке) наблюдается рассеянный спрединг (рои изолированных даек), что обусловило одновременное излияние базальтов на обширных площадях. Особенностью существовавшей здесь

геодинамической обстановки было синхронное заложение зон растяжения и компенсирующих (субдуктивных) структур. Для нижнепалеозойских офиолитов данных мало. Для силурийско-девонских структур устанавливается почти идеальное совпадение начала растяжения и массового излияния базальтов, с одной стороны, и формирование островодужных комплексов — с другой. Это касается не только внутрибассейновых поднятий, но и непрерывно дифференцированных вулканических серий, формировавшихся в краевых частях континентальных блоков. Синхронность процессов растяжения в осевой части варисской палеоструктуры и компенсирующих субдуктивных процессов по его периферии, по нашему мнению, предопределила сравнительно небольшие размеры силурийско-раннедевонского палеоокеанического бассейна в поперечнике. Об этом же свидетельствует присутствие в вулканогенно-осадочных комплексах Заалтайской зоны глыб и валунов биогермных известняков ордовика, силура и девона, поступавших, по-видимому, из районов южной периферии окраины Гоби-Алтайской зоны.

Южно-Гобийская зона — континентальный блок с каледонской (возможно, и байкальской) корой, подвергшийся структурной переработке в раннем карбоне и на рубеже перми и триаса. В ее пределах выделяются три подзоны: Эхингольская, Тумуртинская и Цаганулинская. Первую зону слагают мелкозернистые олигомиктовые песчаники и алевролиты, местами выше залегают подушечные андезибазальты, аквагенные брекчии и гиалокластиты с линзами и прослоями яшм; венчается разрез кислыми туфами, туффитами и туфосилицитами (S—D?). Среди терригенных и туфово-кремнистых отложений преобладают дистальные турбидиты, маркирующие континентальное подножие и нижний склон Южно-Гобийского блока. Тумуртинская подзона образована мраморами и кварцитами (PR_3—PZ_1), трансгрессивно перекрытыми мощными олигомиктовыми проксимальными турбидитами (S?—D_1) террасированного континентального склона. Выше залегают кислые, средние и основные вулканиты (D_1e), прорванные гранитоидами Атасбогдинского батолита. Силурийско-нижнедевонские отложения и гранитоиды трансгрессивно перекрыты известняками, конгломератами и трахибазальтами (D_2ef), выполняющими систему плоских наложенных мульд [3]. Цаганулинская подзона — шельфовый комплекс Южно-Гобийского блока. В основании его разреза также залегают мраморы и кварциты (PR_3—PZ_1), выше которых с мощным базальным горизонтом конгломератов следуют органогенные известняки силура, карбонатно-терригенная и вулканогенная толщи нижнего девона. Цаганулинские отложения шарьированы на тумуртинские минимум на 30—40 км.

В Юго-Восточной Монголии (Уланульская и Тотошаньская зоны) также относительно широко развиты рифейско-нижнепалеозойские образования, представленные известняками, кремнями, кварцитами, кристаллическими сланцами, местами кислыми эффузивами. Выше залегает существенно терригенная толща молассоидного облика, содержащая гальку гранитоидов и подстилающих известняков [5, 6]. Допускается наличие здесь дорифейского гранито-гнейсового комплекса. Докембрийские породы слагают разобщенные блоки, являющиеся выступами фундамента Южно-Гобийского микроконтинента [1], перекрытого чехлом рифейско-нижнепалеозойских отложений. Образование среднепалеозойских олигомиктовых песчаников в Южно-Гобийской зоне связано с регионально проявившимися процессами растяжения и появления системы прогибов и поднятий. В связи с раскрытием в позднем силуре Заалтайского палеоокеанического прогиба вдоль северной периферии микроконтинента формируется вулканическое поднятие, маркируемое эффузивами, туфами и кремнистыми породами девона.

Индосиниды Восточной Гоби также представляют собой сложное покровно-складчатое сооружение, сформировавшееся на рубеже перми и триаса и объединившее разнообразные верхнепалеозойские структурно-формационные комплексы, некоторые из них возникли на варисском складчатом основании. С севера на юг выделены Уланшивенская, Лугингольская, Джеремская, Солонкерская зоны.

Уланшивенскую зону слагают маломощные органогенные известняки верхней перми. Лугингольская зона образована пермским флишевым комплексом, который, возможно, формировался вдоль южного склона варисского континента. Джеремская зона — поднятие, ограничивающее с юга флишевый прогиб. Здесь на дислоцированном варисском фундаменте трансгрессивно залегают верхнепермские пестроцветные, преимущественно грубые терригенные породы, включающие мощные пачки конгломератов, органогенные известняки, риолиты и базальтоиды.

Солонкерская зона имеет наиболее сложное покровное строение. Относительный автохтон представлен вулканогенно-яшмовой формацией нижней—верхней перми, песчаниками, конгломератами, микститами уфимского и низов казанского ярусов верхней перми, туфами риолитов, туффитами и известняками казанского яруса. Аллохтон сложен тремя пластинами. Нижняя пластина образована маломощными органогенными известняками (C_2—P_1). В строении средней принимают участие мраморизованные известняки и песчаники среднего—верхнего карбона, на них трансгрессивно залегают андезибазальты и их туфы, содержащие в кровле линзы кунгурских известняков. Верхняя пластина сложена перидотитами. И автохтон, и аллохтонные пластины запечатаны неоавтохтонным чехлом, состоящим из конгломератов, песчаников и риолитов среднего—верхнего триаса (?). По существу, в пределах зоны вторично совмещены породы разнообразных структурных элементов. Автохтонный комплекс (P_{1-2}), несмотря на отсутствие в нем пород меланократового основания, условно рассматривается как палеоокеанический. Отложения первой и второй пластин, по-видимому, намечают южный борт этой структуры. Палеотектоническая позиция ультрабазитов третьей пластины не ясна главным образом из-за ограниченности их выходов на территории МНР.

История тектонического развития Южной Монголии в общем виде сводится к следующему. В позднем рифее—раннем кембрии в пределах Алтае-Саянской области и Монголии располагалась сложно построенная океаническая структура [7], включавшая участки с относительно древней утолщенной океанической корой, с тонкой новообразованной океанической корой, с более или менее сформированным гранитно-метаморфическим слоем и, наконец, фрагменты древней континентальной коры. Очевидно, к числу последних относились Южно-Гобийский микроконтинент и гранито-гнейсовый комплекс Гоби-Алтайской зоны. К концу кембрия здесь повсеместно формируется гранитно-метаморфический слой, спаявший блоки с докембрийской континентальной корой.

В ордовике (определенно в позднем) на территории сформировавшегося Северо-Азиатского континента закладывается система раздвигов, отделивших от него Южно-Гобийский континентальный массив. В структурном отношении зона раздвига представляла собой чередование блоков с докембрийским гранито-гнейсовым основанием и прогибов с корой океанического типа. Среди последних выделяются наиболее крупный Заалтайский прогиб и сравнительно небольшие — Баянцаганский, Баянгобийский и Хувинхаринский (?), возникшие в пределах Гоби-Алтайского шельфа. Раскрытие происходило на разных структурных уровнях: в Заалтайской зоне — на мантийном, в Гобийском Алтае — на коровом. Поэтому в первом случае наблюдается более полный набор пород офиолитовой ассоциации, во втором — осадки залегали непосредственно на ультрабазитах. Особенности строения нижнепалеозойских офиолитов Заалтайского прогиба изучены слабо из-за их вторичной переработки в среднем палеозое. На остальной территории варисцид огромные объемы сиалической кластики образуются при размыве Северо-Азиатского и Южно-Гобийского континентов.

Перестройка сложившегося структурного плана началась в позднем силуре. После сравнительно короткого периода тектонического покоя, когда происходило образование яшмового горизонта, в Заалтайском прогибе вновь широко проявилось растяжение. Здесь возникали многочисленные пояса даек, изливались значительные объемы базальтов. Одновременно вдоль северной периферии зоны как компенса-

ционная структура формировалось островодужное поднятие. В раннем—среднем девоне процесс тектонического скучивания получил дальнейшее развитие. В это время в пределах Южно-Гобийской зоны и Гобийского Алтая накапливались непрерывно дифференцированные вулканические серии, которые по структурному положению и формационной принадлежности сопоставимы с образованиями краевых вулканических поясов. Дальнейшее усиление сжатия приводило к смятию толщ в систему напряженных изоклинальных складок и сопровождалось рассланцеванием и метаморфизмом пород, а также внедрением значительных масс гранитоидов (Гобийский Тянь-Шань).

В среднем—позднем девоне в Южно-Гобийской зоне образовался орогенный комплекс. Процессы скучивания вновь концентрировались почти исключительно на севере в Заалтайской, Эдрэнгийнской и Гоби-Алтайской зонах. На территории Гобийского Алтая продолжало развиваться вулканическое поднятие. К северу от него обособился обширный прогиб, выполнявшийся мощными граувакковыми турбидитами, структурно и формационно сходный с краевыми морями. Этот прогиб закладывался на раздробленном континентальном шельфе, претерпевшем сложную структурно-вещественную эволюцию. Заалтайский прогиб также трансформировался. В его осевой части возникло островодужное поднятие, разделившее прогиб на два обособленных бассейна. По структурному положению северный бассейн сходен с краевыми морями, сформировавшимися на гетерогенном, включая древнюю островную дугу, основании. Южный бассейн может рассматриваться либо как внешний склон дуги, либо как часть девонского палеоокеана; в этом случае его вулканиты являются вторым, а перекрывающие туфо-терригенные серии первым слоем океанической коры.

В раннем карбоне происходило общее смятие. Дислоцировались отложения всех зон. В Заалтайской зоне образовалась сложная покровно-надвиговая структура, в северных и южных зонах — слои сминались в серию сжатых складок. В целом в это время определились основные черты варисской аккреционной системы Южной Монголии и начинал формироваться Центрально-Азиатский вулканический пояс. Таким образом, вырисовывается следующая стадийность развития варисцид Южной Монголии.

Раннегеосинклинальная (океаническая) стадия — становление Заалтайской структуры океанического типа. Она закладывается в ордовике как новообразованный прогиб, с севера и юга окаймленный шельфами Северо-Азиатской и Южно-Гобийской континентальных масс. Этот прогиб выделяется условно по наличию в Заалтайской зоне доверхнесилурийского серпентинитового меланжа. Однако особенности строения океанических формаций, размеры и длительность развития палеоокеана не известны из-за его интенсивной переработки в среднем палеозое. В пределах шельфов и континентальных склонов в это время шло накопление сиалической кластики, локально — биогермных известняков.

Зрелая геосинклинальная (переходная) стадия характеризуется сложным тектоническим режимом. Начиная с девона относительно простой структурный план резко усложняется: крупные структурные единицы распадаются на серию сравнительно небольших прогибов и поднятий. Различаются два этапа. В ранний (S_2—D_1, возможно, начало D_2) происходит формирование раздвиговых зон, в пределах которых накапливаются базальтоиды. Синхронно возникают компенсирующие субдуктивные зоны (островодужные поднятия, краевые вулканические пояса). В поздний этап (D_{2-3}) усиливается сжатие, а растяжение почти полностью подавляется. Основным типом структур становятся островодужные поднятия и разделяющие их остаточные прогибы с туфо-терригенным выполнением.

В раннем карбоне усиливаются процессы сжатия, приведшие к формированию аккреционной системы варисцид Южной Монголии. Компенсирующие его структуры растяжения располагались южнее и связаны со становлением индосинийской системы Юго-Восточной Монголии. В ее пределах была такая же последователь-

ность событий. Солонкерский прогиб возник в среднем карбоне в южной части варисского континента. Его появление не есть следствие растекания океанического ложа к северу от единого спредингового центра, а связано с последовательным скачкообразным смещением к югу оси раскрытия (раздвига). Солонкерский прогиб отделил сиалический блок (Южно-Гобийский микроконтинент), который в процессе закрытия прилегающего к нему с севера Заалтайского прогиба присоединяется к Северо-Азиатскому континенту, наращивая его. Сжатие Солонкерского прогиба в конце перми—начале триаса привело к появлению покровно-складчатого сооружения.

Таким образом, аккреционная система Южной Монголии представляет собой сложную комбинацию складчатых зон, сформировавшихся на месте прогибов с корой океанического типа и древних (раннекаледонских) сиалических масс. Разрушение южного ряда континентов и наращивание за их счет северного является общим процессом, определившим формирование Азиатского континента в фанерозое.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зоненшайн Л.П.* Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М.: Наука, 1974. С. 11—34.
2. *Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Кузнецов П.П., Леснов Ф.П.* Баянлегский гипербазитовый пояс (Южная Монголия) // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 180—194.
3. *Руженцев С.В.* Геология Гобийского Тянь-Шаня и проблема Южно-Монгольского океана // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. N 6. С. 12—19.
4. *Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А.* Тектоника Заалтайской зоны Монголии // Геотектоника. 1985. N 4. С. 28—40.
5. *Суетенко О.Д.* Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии // Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970. С. 64—84.
6. *Суетенко О.Д.* Уланульская и Тотошаньская зоны // Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. С. 56—57.
7. Тектоника Северной Евразии: (Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000). М.: Наука, 1980. 220 с.

УДК 551.732.733(517.3)

Х.С. Розман, Ч. Минжин, Н.Г. Маркова, А.Б. Дергунов

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ МОНГОЛИИ

Нижний палеозой Монголии известен в различных структурно-фациальных зонах. К началу развертывания тематических работ СМГЭ по биостратиграфии нижнего палеозоя в литературе накопились материалы по геологосъемочным и тематическим исследованиям. Эти данные, опиравшиеся в основном на предварительные определения фауны, безусловно, были отправными для углубленного изучения биостратиграфии нижнего палеозоя.

Не останавливаясь подробно на ранних этапах исследований, отметим, что у истоков стратиграфии нижнего палеозоя Монголии находились участники экспедиции И.П. Рачковского [12], которыми в 20—30-е годы впервые в Монголии (в ее западной части) установлены отложения раннего палеозоя. Позже, в 50—60-е годы, собраны обширные материалы: в Западной Монголии сотрудниками групп В.А. Амантова, Б. Лувсанданзана, К.Л. Волочковича и др., в Южной Монголии О.Д. Суетенко [20—22] и др. По данным этих исследователей были составлены первые обобщения по стратиграфии нижнего палеозоя Монголии [4], в которые вве-

© Х.С. Розман, Ч. Минжин, Н.Г. Маркова, А.Б. Дергунов, 1990

дены комплексы, серии, толщи и свиты различной степени фаунистической обоснованности.

В последние 10—15 лет в связи с развертыванием геологосъемочных работ в Монголии возникла необходимость в проведении детальных исследований в области биостратиграфии, во-первых, для разработки региональных корреляционных схем и унифицированных легенд к геологическим картам и, во-вторых, для расшифровки сложного геологического строения этой части Азии. Сотрудниками СМГЭ выполнены биостратиграфические исследования по кембрийской, ордовикской и силурийской системам.

Обращаясь к биостратиграфии кембрия Монголии, отметим, что еще в обширной сводке 1973 г. [4] не представлялось возможным провести ярусное и погоризонтное расчленение нижнего кембрия.

В становлении биостратиграфии кембрия Монголии основополагающее значение имеют исследования Н.В. Покровской и М.Н. Коробова, которыми в 1967—1984 гг. были изучены разрезы нижнего кембрия, впервые выявлены [2] и монографически обработаны обширные коллекции мио- и полимерных трилобитов и проведена корреляция с кембрием Алтае-Саянской области и Сибирской платформы. Была разработана [6, 7] первая региональная корреляционная схема нижнего кембрия. При этом для наиболее нижних подразделений (томмотского яруса) трилобиты не были обнаружены, но М.Н. Коробовым [7] в Цаганломской зоне и в Западном Прихубсугулье впервые найдены остатки других групп фауны, детально изученные З.А. Журавлевой [11] и В.В. Миссаржевским [8], что обосновало положение нижней границы кембрия в непрерывных венд-кембрийских разрезах. Эти фаунистические комплексы сразу привлекли большое внимание исследователей Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции (СМПЭ), занявшихся их углубленным изучением. В объеме последующих ярусов нижнего кембрия — атдабанского, ботомского и тойонского — Н.В. Покровской и М.Н. Коробовым [6, 7] были выделены семь фаунистических комплексов, характеризующих пять региональных горизонтов.

С наиболее нижним горизонтом томмотского яруса — хэсэнским — в Южном Прихубсугулье связаны продуктивные пласты фосфоритов [7]. Наибольшее разнообразие трилобитов выявлено для конца атдабанского века — миросский горизонт. Граница атдабанского и ботомского ярусов четко прослежена по резкому (на 84%) обновлению состава трилобитов. Для тойонского яруса (верхи нижнего кембрия) характерно резкое сокращение родов и видов трилобитов, что связывается с широким распространением терригенно-вулканогенных отложений.

К началу работ СМГЭ по биостратиграфии ордовика Монголии (1974 г.) были известны материалы по этой теме, но палеонтологическое обоснование оставалось крайне скудным. Отмечалась [4] только возможность выделения нерасчлененных средне-верхнеордовикских отложений Западной Монголии и других отдельных участков Южной Монголии. Первые сведения по стратиграфии ордовика были собраны: по Монгольскому Алтаю Б. Лувсанданзаном, Н.Г. Марковой [10] и А.Б. Дергуновым и др. [4, 5], по Южной Монголии О.Д. Суетенко [20—22], Ю.А. Борзаковским и другими сотрудниками СМПЭ [3, 23, 24].

Тематические работы по биостратиграфии ордовика Монголии проведены Х.С. Розман и Ч. Минжином в 1974—1979 гг., их результаты отражены в монографии [1].

Изучение разрезов различных структурно-фациальных зон и монографическое описание комплексной фауны — табулят, гелиолитид, брахиопод, граптолитов и конодонтов — позволило разработать первую региональную корреляционную стратиграфическую схему ордовика Монголии почти для всей системы — от верхов аренига до середины ашгилла [1]. Изучение фауны ордовика Монголии дало возможность выделить: по граптолитам — биозоны аренига—лланвирна, по брахиоподам — слои лландейло, карадока и ашгилла; по кораллам — филозоны ашгил-

ла, детализирующие объемы местных подразделений — слоев, и провести корреляцию пяти горизонтов региональной схемы ордовика Монголии. Нижний, яматуинский, горизонт по содержанию граптолитов отвечает верхам аренигского и лланвирскому ярусу; граптолитовой фации этого горизонта, известной в Монгольском Алтае, в западной части Гобийского Алтая соответствует терригенная, охарактеризованная брахиоподами. Следующие горизонты — агачулинский и байримский — содержат лландейльские и карадокские брахиоподы с крайне низкой степенью провинциализма. При этом слои, выделенные по лландейльскому комплексу брахиопод с Christiania subquadrata и карадокскому с Kjerulfina polycyma, коррелируют [1] непосредственно с подразделениями британского стандарта ордовика, где они увязаны с граптолитовой зональностью. Баянхонгорский и хангайский горизонты верхнего ордовика охарактеризованы кораллами и брахиоподами в основном провинциального состава, но содержание отдельных широко распространенных видов позволило провести корреляцию с подъярусными подразделениями ашгиллского яруса.

Анализ фауны и корреляция разрезов ордовика Монголии показали, что этот район входил в ордовикском периоде в Центрально-Азиатскую провинцию. При этом по составу миграционной фауны выявляются [13, 14] связи бассейнов этой провинции: в ареиг-лландейльских веках — с бассейнами Аппалачско-Казахстанской надобласти, в карадокском веке — с Зеравшанской провинцией, в ашгиллском веке при существовании разнородных миграционных связей имело место возрастание провинциализма.

Проведенное изучение ордовика Монголии показало, что осадконакопление в этом периоде было связано с фациями обширного шельфа, окаймлявшего Северо-Монгольскую сушу. Относительно глубоководные отложения, представленные граптолитовой фацией, известны только в Монгольском Алтае — в пределах выделяемого Кобдинского залива, вдававшегося с юг—юго-запада [14]. Ордовикский бассейн Монгольского Алтая был устойчивым во времени — от конца раннего ордовика до середины позднего ордовика, тогда как Южно-Монгольский бассейн был связан в основном с позднеордовикской трансгрессией.

Тематические работы по биостратиграфии силура Монголии, предпринятые с 1981 г. Х.С. Розман и Ч. Минжином, опирались на известные данные, использование которых, наряду с детальным изучением фауны, заставило провести глубокую ревизию. Из работ, проведенных к началу тематического изучения силура, крайне ценными были исследования, касающиеся силура Монгольского Алтая [10] и Южной Монголии [20—22]. Очень много в этом направлении было сделано сотрудниками СМПЭ [3, 23—25], изучавшими карбонатные фации силура. Ими введены в литературу подразделения свободного пользования — слои, обоснованные по преимуществу ругозами. При этом, исходя из высокой степени общности состава силурийских ругоз Монголии и Тувы, сотрудники СМПЭ приняли стратиграфическую схему силура Тувы 70-х годов. Эта схема в последнее время пересмотрена [9], в связи с чем привязка слоев силура Монголии к ярусной схеме силура Тувы оказалась некорректной. Кроме этого, анализ возрастной (ярусной) принадлежности ругоз силура Монголии представляется небесспорным. Изучение сотрудниками СМПЭ только карбонатных фаций определило неполноту проведенного ими расчленения силурийских отложений, слагающих сложные блоковые структуры.

Нами выявлена унаследованность силурийского бассейна Монголии, более обширного, чем ордовикский, и отличающегося большей изменчивостью фаций и состава сообществ фауны [14]. При изучении фауны внутреннего и внешнего шельфа силурийского бассейна установлены характерные ряды смены сообществ во времени. Наряду с фациальной изменчивостью и непостоянством ареалов внутреннего и внешнего шельфа выявлено выравнивание состава сообществ в определенные интервалы, что позволило установить [17, 18] корреляционные уровни, необходимые для построения региональной схемы силурийских отложений.

Наименования слоев, выделенных сотрудниками СМПЭ, по приоритету были оставлены, но с изменением их объема и изучением парастратотипов, иногда с изменением стратотипов, не отвечавших возрасту, принятому при первоначальном описании слоев. Кроме этого, в процессе изучения биостратиграфии нами установлены и новые слои в терригенных и терригенно-карбонатных фациях.

Так, при изучении разрезов южного предгорья Гобийского Алтая выявлены [17] наиболее древние силурийские слои — гобийские, характеризующиеся раковинной (кораллово-брахиоподовой) фауной, позволившей не только определить их ранне-среднелландоверский возраст, но и скоррелировать с граптолитовыми фациями Монгольского Алтая. Изученный здесь наиболее древний вид Tuvaella [15] свидетельствует о существовании в Южной Монголии в лландовери центра расселения тувелловой фауны, специфической для Центрально-Азиатской провинции. Второй интересный рубеж — у границы лландовери и венлока — связывается с широкой трансгрессией. Отложениям этого возраста (салхитинские слои и их аналоги) свойственны миграционные фауны: тувеллово-ортидно-ринхонеллидная на внутреннем шельфе и кораллово-пантамерусовая — на внешнем. В конце венлока—лудлове в пределах внешнего шельфа происходило накопление терригенно-карбонатных отложений (цаганбулакские слои и их аналоги) с разнообразной фауной. При этом граница венлока и лудлова улавливается по кратковременному обмелению, в связи с чем появляется фауна с кораллами и брахиоподами — Tuvaella gigantea, Meristina и др. Этот реперный комплекс прослежен и на внутреннем шельфе — северо-западная часть Монгольского Алтая, и на внешнем шельфе — в южном предгорье Гобийского Алтая и в Сухэбаторской зоне. Большой интерес представляет описание подобного комплекса из района оз. Барколь Восточной Джунгарии (КНР) [28]. Следующим опорным рубежом является верхняя граница лудлова (внутри сухэбаторских слоев), принятая нами [17] по характерному позднелудловскому комплексу табулят и брахиопод, очень близкому к сменяющему его пржидольскому (в Сухэбаторской зоне). В связи с этим выделение литологически близких пржидольских отложений в самостоятельное подразделение затруднительно.

Новые данные получены и в результате ревизии разрезов ряда районов Южной Монголии, отнесенных в литературе к силуру, однако в нем обнаружена фауна нижнего и среднего девона — районы Мандалобинского массива, Хара-Ноян-Хид, восточные отроги Гобийского Тянь-Шаня (хребет Цаган-Дэл) и др.

Как упоминалось выше, силурийский бассейн Монголии унаследован от ордовикского. В отличие от ордовикской фауны с низкой степенью провинциализма силурийская фауна Монголии, особенно брахиоподовая внутреннего шельфа, резко отличалась высокой степенью провинциализма. Распространение этой тувелловой фауны, не известной в других районах Северного силурийского царства, позволило судить о Центрально-Азиатской зоогеографической провинции, охватывающей, кроме Монголии, смежные районы СССР — Туву, Горный и Рудный Алтай, Забайкалье, Чингиз-Тарбагатайскую зону Казахстана, а также Джунгаро-Хинганскую зону Северного Китая [14, 26].

Для силурийской монгольской фауны характерно наиболее раннее появление родов Tastaria, Stegerhynchus, Tuvaella, Tannuspirifer, поэтому этот бассейн можно рассматривать как центр расселения фауны Центрально-Азиатской провинции.

Обширный силурийский шельф Монголии был, как и ордовикский, открыт к юго-западу и югу. Кроме унаследованного ордовикского Кобдинского залива, существовал Баянхонгорский, выделенный также по распространению граптолитовых и других фаций. Большой интерес представляют закономерности распространения различных бентосных фаун в шельфе Южной Монголии [14]. Тувелловая фауна внутреннего шельфа известна на периферии северного борта и на восточном замыкании бассейна — в хребте Хинган (КНР). Кораллово-пентамерусовая фауна того же времени (начало венлокской трансгрессии) прослежена как в

северном (Баянлэгская и Сухэбаторская зоны), так и в южном борту (Гобийский Тянь-Шань). Кораллово-брахиоподовая (с Stegerhynchus, Conchidium, Atrypoidea, Howellella] фауна лудлова—пржидола обнаружена в северном борту (Баянлэгская и Сухэбаторская зоны) и за пределами Южной Монголии — в Дархан-Муминганском районе Внутренней Монголии, где не известны силурийские отложения древнее позднего венлока [27]. Эти данные позволяют судить, во-первых, о замыкании бассейна, обрамленного на северо-востоке распространением прибрежной тувелловой фауны, во-вторых, о симметричном строении бассейна в начале венлокской трансгрессии и позже — в лудлов—пржидоле, и, в-третьих, о единстве этого обширного шельфа в Южной и Внутренней Монголии.

Безусловно, развитие структурно-фациальных зон Монгольского Алтая и Южной Монголии в ордовике и силуре было сложным, но в целом изучение биостратиграфии этих периодов свидетельствует о существовании обширного шельфового бассейна, обрамлявшего Северо-Монгольскую сушу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас фауны ордовика Монголии. М.: Наука, 1981. 228 с.
2. *Благонравов В.А., Зайцев Н.С., Коробов М.Н., Покровская Н.В.* Первые нижнекембрийские трилобиты Монголии // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, N 6. С. 1371—1374.
3. *Большакова Л.Н., Улитина Л.М.* Строматопораты и биостратиграфия нижнего палеозоя Монголии. М.: Наука, 1985. 94 с.
4. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 1. 583 с.
5. *Дергунов А.Б., Лувсанзандан Б., Коробов М.Н., Хераскова Т.Н.* Новые данные по стратиграфии венда и нижнего кембрия хребта Хан-Хухэй (Западная Монголия) // Геология и геофизика. 1983. N 3. С. 20—27.
6. *Коробов М.Н.* Биостратиграфия и миомерные трилобиты нижнего кембрия Монголии. М.: Наука, 1980. 108 с.
7. *Коробов М.Н.* Нижнекембрийские трилобиты и возраст фосфоритов Западного Прихубсугулья (Монголия) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. N 9. С. 97—107.
8. *Коробов М.Н., Миссаржевский В.В.* О пограничных слоях кембрия и докембрия Западной Монголии (хребет Хасагт-Хайрхан) // Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: Наука, 1977. С. 7—9.
9. *Кульков Н.П., Владимирская Е.В., Рыбкина Н.Л.* Брахиоподы и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Тувы. М.: Наука, 1985. 208 с.
10. *Маркова Н.Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 112 с.
11. *Маркова Н.Г., Коробов М.Н., Журавлева З.А.* К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 47, вып. 1. С. 57—70.
12. *Рачковский И.П., Лебедева З.А.* Краткий отчет о результатах работ геологического отряда экспедиции АН СССР и Научно-исследовательского комитета МНР в 1931 г. М.: Изд-во АН СССР, 1932. 28 с.
13. *Розман Х.С.* Брахиоподы и палеозоогеография ордовика Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 3. С. 106—119.
14. *Розман Х.С.* Основные черты зоогеографии ордовика и силура Монголии по брахиоподам // Проблемы палеобиогеографии Азии. М.: Наука, 1986. С. 55—70.
15. *Розман Х.С.* Раннесилурийские Tuvaella (брахиоподы) Монголии // Палеонтол. журн. 1986. N 2. С. 29—38.
16. *Розман Х.С., Минжин Ч.* К стратиграфии ашгиллского яруса Западной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 3. С. 69—78.
17. *Розман Х.С., Минжин Ч.* Новые данные к стратиграфии силура Гобийского Алтая (Южная Монголия) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 301, N 4. С. 932—935.
18. *Рзман Х.С., Минжин Ч.* Силур северо-западной части Монгольского Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 12. С. 51—58.
19. *Розман Х.С., Цукерник А.Б.* Первая находка ранне-среднеордовикских брахиопод в Гобийском Алтае // Докл. АН СССР. 1987. Т. 301, N 5. С. 1179—1182.
20. *Суетенко О.Д.* Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии // Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970. С. 64—84.
21. *Суетенко О.Д., Шаркова Т.Т., Улитина Л.М.* Стратиграфия и фауна палеозоя восточных отрогов Гобийского Алтая (Мандалобинский массив) // Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: Наука, 1977. С. 32—48.
22. *Суетенко О.Д., Шаркова Т.Т., Энжин Г.* Строение и фаунистическая характеристика опорных раз-

резов силура и девона Сухэбаторской зоны (Юго-Восточная Монголия) // Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975. С. 311—324.
23. *Улитина Л.М., Большакова Л.Н., Копаевич Г.В.* Особенности распределения строматопороидей, ругоз и мшанок в разрезе палеозоя Джинсэту-Ула (Гобийский Алтай) // Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976. С. 327—340.
24. *Улитина Л.М., Большакова Л.Н., Бондаренко О.Б., Копаевич Т.В.* Стратиграфическое распределение строматопороидей, кораллов и мшанок в Барунуртском районе (Восточная Монголия) // Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975. С. 333—347.
25. *Шаркова Т.Т.* Силурийские и девонские табуляты Монголии. М.: Наука, 1981. 104 с.
26. Silurian and Devonian rocks and faunas of the Bateaobao Area in Darhan Muningan Joint Banner Inner Mongolia. The Peoples publ. House of Inner Mongolia. 1983. 184 p.
27. *Rong Yia-yu, Zhang Zi-xin.* A southward extension of the Silurian Tuvaella brachiopoda fauna // Lethaia. 1982. Vol. 15, N 2. P. 133—147.
28. *Zhang Zi-xin, Rong Yia-yu, Di Qiao-ling.* Silurian Tuvaella gigantea faunule (Brachiopoda) of the Barcol Area, Northeastern Xinjiang // Acta palaeontol. sin. 1983. Vol. 22, N 3. P. 278—294.

УДК 551.24:552.3/321.1 (517.3—15)

К.Л. Волочкович, А.Н. Леонтьев

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ В СВЕТЕ НОВЫХ ДАННЫХ

Наиболее ранние представления о тектоническом строении региона были основаны на результатах геологических съемок, проведенных геологами треста "Восточная геология" Мингео СССР; соответствующие схемы были предложены еще в начале 50-х годов В.А. Амантовым и К.Л. Волочковичем [2]. В 60-х годах авторы [3, 14] дали общее описание Монгольского, Синьцзянского и Горного Алтая, представив первую схему металлогенического районирования. Современные представления о стратиграфии, тектонике и магматизме региона в значительной мере связаны с работами совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и МНР (Н.Г. Маркова, А.Б. Дергунов, Б. Лувсанданзан, В.С. и А.С. Павленко, С.П. Гаврилова, Е.А. Девяткин, Р.Е. Алексеева, Х.С. Розман и др.), они нашли отражение в геологической карте Монгольского Алтая масштаба 1:500000 (1978 г.) и в ряде монографий [6, 10, 17].

В 80-е годы авторы вели в регионе тематические исследования наряду с другими сотрудниками СМГЭ (А.Б. Дергунов, В.И. Коваленко, А.А. Оболенский и др.), а также геологами из монгольских организаций и специалистами Западно-Сибирского геологического управления (В.В. Бессоненко, Н.А. Шубин и др.) и подготовили макет новой геологической карты Монгольского Алтая масштаба 1:500000, которая положена в основу тектонической схемы (рис. 1) и характеристики строения и развития региона.

Монгольский Алтай занимает западную часть центрально-азиатских каледонид. Складчатые сооружения окончательно сформировались здесь в основном к девону либо в процессе преобразования венд-раннепалеозойской океанической коры в континентальную, либо при наращивании реликтовой рифейской (?) континентальной коры. Латеральная неоднородность исходной коры была обусловлена начавшейся в венде деструкцией, при этом выделяются стадии максимальной деструкции — океаническая ($V—Є_1$), переходная ($Є_2—S$) и континентальная ($D—PZ_2$). Спорным оказывается вопрос о существовании микроконтинентов в ходе палеозойского развития региона и о их границах. По мнению А.Б. Дергунова [8, 20], прямые доказательства древнего довендского возраста метаморфических пород, образую-

© К.Л. Волочкович, А.Н. Леонтьев, 1990

щих выступы древнего фундамента, отсутствуют, а косвенные доказательства неоднозначны. Напротив, авторы статьи полагают, что блоки древнего докембрийского фундамента существуют в районе Урэгнурской котловины, в хребте Тургени-Нуру, в приводораздельной части и вдоль южного фаса Монгольского Алтая. Последнее означает, что и на стадии максимальной деструкции можно различать зоны со слабо (Алтайская зона, микроконтинент), значительно (Кобдинская, Цаган-Шибетинская зоны) и полностью (Озерная зона) деструктурированной и растащенной древней континентальной корой. В дальнейшем эти зоны прошли эволюционный путь аккреции континентальной коры от стадии формирования или наращивания гранитно-метаморфического слоя ($Є_2$—S) до стадии окончательной континентализации (D—PZ_3). Направленный процесс аккреции прерывался в O_3—S и D_2 частичной деструкцией, выразившейся в образовании моногеосинклиналей. Формирование или наращивание гранитно-метаморфического слоя ранее всего началось в Озерной зоне ($Є_2$) и далее распространилось на запад в Цаган-Шибетинскую и Алтайскую зоны (O_{1-2}), завершившись в разделяющей их Кобдинской зоне (S_2). Сложное развитие названных зон отразилось на составе слагающих их формаций.

Развивая свои представления, авторы вынуждены считаться с существованием и других спорных или просто слабо изученных вопросов геологии Монгольского Алтая, например точной датировки вулканогенно-осадочных пород молассоидного комплекса каледонид (O_3—S?), девонского либо каменноугольно-пермского возраста наиболее поздних вулканитов и интрузивов Хархиринского, Тонхильского и других плутонических узлов. Обсуждение данных проблем полезно при постановке дальнейших исследований и определении перспектив развития рудной сырьевой базы Западной Монголии. В настоящее время Монгольской Алтай выдвигается в число наиболее перспективных на вольфрам и серебро рудных провинций МНР.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ТОЛЩИ

Глубоко метаморфизованные образования известны на крайнем юге в Бодончинском горсте, на севере — в Урэгнурской котловине и в районе хребта Тургени-Нуру, а за пределами Монголии — в Верхнеиртышском горст-антиклинории (Синьцзян), в Теректинском горсте и Шапшальском хребте (Горный Алтай). По А.Б. Дергунову и Н.Н. Хераскову [8], они образовались в связи с процессами полиметаморфизма нижнепалеозойских терригенных отложений, о чем свидетельствуют, по их мнению, устойчивые парагенетические соотношения метаморфитов с каледонскими тектоническими покровами, находки нижнепалеозойских офиолитов в метаморфитах, постепенные переходы к менее метаморфизованным палеозойским отложениям[1]. Большинство других авторов [11, 13, 15], основываясь на петрологическом фациальном и структурном анализе и данных абсолютной геохронологии, утверждают, что эти образования имеют докембрийский возраст.

Наиболее крупное (300×80 км) и компактное поле кристаллических сланцев и гнейсов вместе с прорывающими их гнейсовидными тоналитами и плагиогранитами обнажается к западу от рассматриваемой территории, в ядре Верхнеиртышского горст-антиклинория в составе Алтайской зоны. Оно примыкает с севера к Иртышской и Караиртышской зонам смятия, юго-восточное продолжение которых на рассматриваемой территории МНР имеет протяженность около 500 км и включает Булганский, Бодончинский, Барлагинский и Цэлский блоки метаморфитов. В пределах Верхнеиртышского горст-антиклинория (Синьц-

[1] Ранее и авторы придерживались мнения о палеозойском возрасте метаморфических толщ Монгольского Алтая [3].

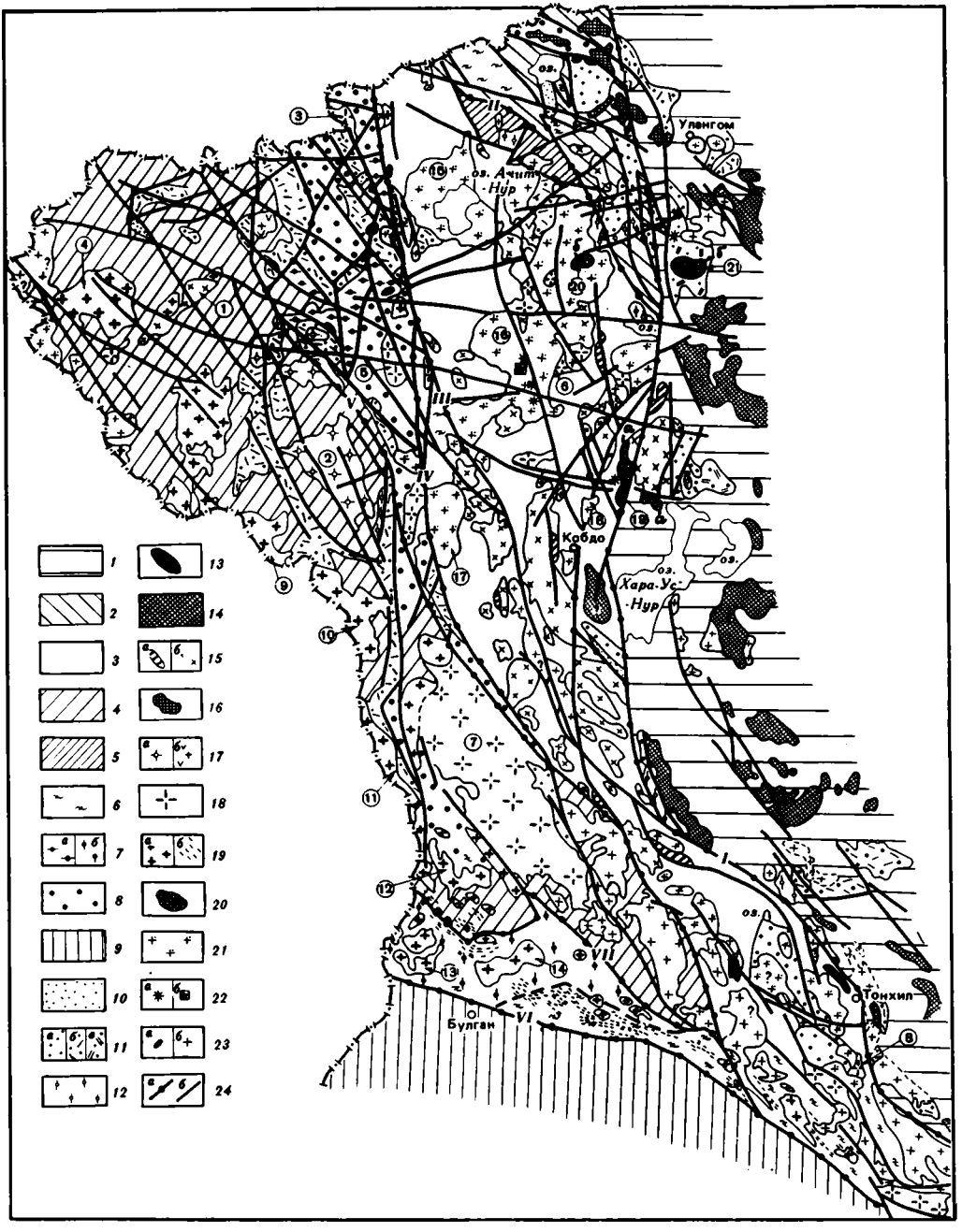


Рис. 1. Тектоническая схема Западной Монголии, составленная К.Л. Волочковичем (интрузивные ассоциации по А.Н. Леонтьеву) на основе геологических карт Монгольского Алтая (1978; Волочкович, Леонтьев, 1986 г.) и схемы размещения интрузивных формаций и массивов в структурах Западной Монголии по [6]

1—3 — области формирования гранитно-метаморфического слоя: *1* — на океанической коре в среднем кембрии — ранние каледониды (салариды) (Озерная зона), *2* — на деструктурированной континентальной коре в конце ордовика (Цаган-Шибетинская), *3* — то же, в силуре (Кобдинская); *4* — зона наращивания гранитно-метаморфического слоя на реликтовой континентальной коре в ордовике (Алтайская); *5* — остаточный геосинклинальный прогиб Кобдинской зоны с продленным до девона периодом формирования

зян) распространены гнейсы, мигматиты и мусковит-биотитовые кристаллические сланцы, содержащие гранат, силлиманит, кордиерит, ставролит, андалузит и кианит в различных сочетаниях, причем преобладают брахиформные структуры, местами обнаруживаются гнейсовые купола. В Караиртышской зоне смятия более развиты биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы, амфиболиты, кварциты, мигматиты и ортогнейсы тоналитового состава, дислоцированные в линейные и чешуйчато-надвиговые структуры [3, 14, 17]. Все главные особенности последних сохраняются на монгольском продолжении зоны смятия, где они так же сильно переработаны с проявлениями наложенного зеленосланцевого метаморфизма, сильной милонитизации и дробления в зоне Булганского разлома. В Бодончинском горсте, имеющем размеры 140×20 км, по данным [13], развиты полиметаморфические образования, сформированные в четыре цикла допалеозойского метаморфизма, из которых ранний был гранулитовым, а поздний соответствовал дистен-силлиманитовой субфации; возраст заключенных в них гранитов 1120—650 млн лет, а наиболее ранних пироксеновых гнейсов, по свинец-свинцовому термоизохронному методу, — 2200 млн лет. Наложенный на эти породы зеленосланцевый метаморфизм пятого цикла являлся первичным для нижнепалеозойских образований, ввиду чего несогласие между палеозойскими и докембрийскими комплексами обнаруживается с трудом или вовсе не обнаруживается. В Барлагинском блоке, к северу от Булганского разлома, по нашим наблюдениям, обнажается мощная полоса непереработанных мигматитов с линзами мраморов. К юго-востоку от рассматриваемого района, на переходе к Гобийскому Алтаю (Цэлский блок размером 90×30 км), по И.К. Козакову, в основном сохраняется последовательность образования структурных форм, докембрийские метаморфиты резко отделены глубинными разломами от зеленокаменно-измененных вулканитов венда—кембрия и от неметаморфизованных пород девона—карбона. Кроме кристаллических сланцев и гнейсов, здесь по микрофитофоссилиям выделяется верхний, рифейский, комплекс микрослюдистых, биотит-хлоритовых и кварц-углеродистых сланцев.

←

гранитно-метаморфического слоя; *б* — реликты докаледонской континентальной коры; *7* — зоны частичной деструкции континентальной коры Алтайской зоны (моногеосинклинали): *а* — в верхнем ордовике—нижнем силуре, *б* — в силуре—девоне; *8* — то же, в среднем—верхнем девоне в Алтайской и Цаган-Шибетинской зонах; *9* — область герцинской складчатости — становление континентальной коры к среднему карбону; *10—12* — наложенные орогенные впадины в каледонидах, выполненные: *10* — нижней терригенной молассой (верхний ордовик—силур Цаган-Шибетинской зоны, средний кембрий—силур Озерной зоны), *11* — верхней молассой (девон) — терригенной (*а*), терригенно-вулканогенной известково-щелочной (*б*) и терригенно-вулканогенной субщелочной (*в*), *12* — верхней угленосной молассой (карбон); *13—23* — интрузивные ассоциации: *13* — габбро-пироксенитовая, R_3—PZ_1, *14* — габбро-тоналит-плагиогранитовая, PZ_1 (тохтогиншильский комплекс Озерной зоны), *15* — габбровая, O—S (*а*) и диорит-гранодиорит-гранитовая (*б*) (кобдинский Цаган-Шибетинской, Кобдинской и Алтайской зон), *16* — монцонит-сиенит-граносиенитовая Цаган-Шибетинской зоны, D, *17* — гранитовая, D (*а* — толбонурский Делюно-Юстыдского наложенного прогиба, *б* — гранит-лейкогранитовая гипабиссальная Кобдинской и Алтайской зон), *18* — гранитовая, C_1 (нерасчлененные юстыдский и шарагольский Алтайской, Кобдинской и Озерной зон), *19* — гранодиорит-гранит-лейкогранитовая, P (*а* — нерасчлененные чингильский и монастырско-алтайский Алтайской зоны, *б* — редкометальные пегматиты), *20* — габбро-сиенит-щелочногранитовая: *а* — S—D (халдзанский), *б* — P (шибейнгольский), *21* — гранит-аляскитовая, P_2 (баяннурский), *22* — щелочно-базитовая и щелочно-сиенитовая, T (кобдоский) (*а* — трубки взрыва, *б* — нефелиновые сиениты), *23* — породы неясной возрастной принадлежности (*а* — ультрабазиты и габброиды, *б* — гранитоиды); *24* — разломы: *а* — служащие границами распространения формаций—индикаторов структурно-формационных зон (*I* — Цаган-Шибетинский, *II* — Байримский, *III* — Кобдинский восточный, *IV* — Кобдинский западный, *V* — Толбонурский, *VI* — Булганский, *VII* — Тургенгольский), *б* — прочие.

Интрузивные массивы (цифры на карте): 1 — Цагангольский, 2 — Толбонурский, 3 — Богутинский, 4 — Хотоннурский, 5 — Орсуйский, 6 — Шарабулакский, 7 — Восточно-Булганский, 8 — Тамуинский, 9 — Сагсайский, 10 — Чигиртайский, 11 — Западно-Булганский, 12 — Индертинский, 13 — Билютинский, 14 — Улясутайский, 15 — Ачитнурский, 16 — Баяннурский, 17 — Маранинский, 18 — Баянуланский, 19 — Халдзанский, 20 — Шадзгайнурский, 21 — Шибейнгольский

Приведенные данные достаточно убедительно свидетельствуют о существовании в основании монголо-алтайских палеозоид расчлененных на глыбы высокометаморфизованных и в различной степени переработанных протерозойских и, возможно, позднеархейских образований преимущественно метатерригенного состава, интрудированных габброидами и гранитоидами. Ранее все они относились к прогрессивно метаморфизованным палеозойским осадочным комплексам [10, 14, 21].

Особо должен решаться вопрос о возрасте и происхождении пегматитовых полей южной метаморфической полосы Монгольского Алтая. С одной стороны, мы признаем широкое развитие допалеозойских пегматитовых и аплитовых инъекций в составе мигматитов Верхнеиртышского и Бодончинского блоков, с другой — подтверждается наш прежний вывод [5, 14] о том, что поля крупных редкометальных и берилл-мусковитовых пегматитов пересекают интрузивы пермских двуслюдяных гранитов монастырско-алтайского комплекса и группируются вокруг них. Многочисленные наблюдения указывают на то, что интрузивное внедрение лейкогранитов и пегматитов сопровождалось дополнительным смятием и блоковым дроблением мигматитов, бластомилонитовым и диафторитическим перерождением последних, образованием в итоге апомигматитовых, местами с турмалином и гранатом, двуслюдяных или серицит-хлорит-кварцевых сланцев. Важно то, что на всем протяжении (1000 км) редкометальный пегматитовый пояс Алтая (включая Синьцзян) является наложенным и переходит из коледонид в герцинскую зону, где граниты и пегматиты расположены среди прогрессивно метаморфизованных складчатых толщ силурийско-девонского и каменноугольного возраста.

Особый интерес для дальнейших исследований представляет вопрос о геологическом возрасте немых метавулканогенно-метатерригенных толщ, распространенных в Алтайской, Кобдинской и Цаган-Шибетинской зонах. В принципе могут быть намечены, как минимум, два типа толщ с зеленосланцевым и эпидот-амфиболитовым метаморфизмом — собственно зеленосланцевые с разрезом терактинского типа на севере и на востоке региона и кремнисто-вулканогенно-терригенные (булганский тип) в южной его части. Кратко остановимся на каждом из них.

По нашим наблюдениям, зеленые сланцы, распространенные в Цаган-Шибетинской и Кобдинской зонах (район оз. Урэг-Нур, хребет Байрим и др.), являются по составу метавулканогенными основного состава и метатерригенными грауваккковыми, насыщенными известковистым материалом. Эти перекристаллизованные породы несут следы длительного, минимум двухэтапного метаморфизма и резко отличаются этим от флишоидных терригенных пород горно-алтайской серии $Є_2$—O_1, повсеместно сохранивших реликты псаммитовой структуры и ритмичную слоистость. Характерно локальное обогащение биотитом и кварц-карбонатными прожилками. Они близки по этим характеристикам к зеленым сланцам терактинского комплекса на Горном Алтае. По данным Г.Г. Дук [11], последние представлены в основном метагравакками с прослоями мраморов, кварцитов, известковистых полимиктовых песчаников, туффитов; от 10 до 25% разреза занимают метабазиты. Возраст заключительного метаморфизма рифейский (760—700 млн лет), уровень метаморфизма от глаукофансланцевого на ранних этапах до зеленосланцевого умеренных и низких давлений на поздних регрессивных этапах. О древности отложений свидетельствует также калий-аргоновый возраст 1400 млн лет интрудировавших их диорит-тоналит-плагиогранитов Тургундинского плутона.

Кремнисто-вулканогенно-терригенные толщи предположительно докембрийского возраста выделены А.Н. Леонтьевым в 1983 г. в приводораздельной части хребта Монгольский Алтай, в верхнем и среднем течении р. Булган и вдоль р. Буянту-Гол. Вулканогенные пачки в составе толщи черных микро-

слюдистых сланцев являются контрастными и характеризуются парагенезисом порфироидов липарит-дацитового состава и метабазитов с несколько повышенным содержанием щелочей. Значительно раньше, в 1955 г., на смежной китайской территории в районе горы Душиин-Ула, им же описан разрез вторично рассланцованных в меридиональной зоне смятия черных и зеленых филлитовидных сланцев, порфироидов дацитового состава, метабазитов, сложно смятых яшмоидов и кварцитов, прорванных гранитоидами девонского и позднепалеозойского возраста; в то время он предположительно был датирован девоном [3][2].

Интенсивно метаморфизованные образования, ранее включавшиеся в состав верхнего ордовика—нижнего силура (Геологическая карта Монгольского Алтая, 1978 г.), развиты в районе сомона Тонхил (Кобдинская зона) и прослеживаются на север до широты г. Кобдо. Они представлены микрослюдистыми сланцами с прослоями мраморов, полосчатых кварцитов, амфиболитов. Линейное рассланцевание и общий филлитовидный облик толщи имеют вторичный наложенный характер, весьма часто обнаруживается реликтовая структура — запрокинутая изоклинальная складчатость и синхронная ей птигматитовая инъекция. В отличие от известных в том же районе надежно датированных ордовикско-силурийских отложений в данной толще в ряде случаев присутствуют зоны серпентинитового меланжа, согласные с ее линейной сланцеватостью. Такая зона мощностью до 1—3 км, обнаруженная нами между сомонами Тонхил и Цэцег, содержит габбро-пироксенитовые тела. К югу от сомона Ховд близкая по составу описанной метаморфическая толща надвинута на фаунистически охарактеризованную ордовикскую олистострому. В последней присутствуют олистолиты микрокристаллических сланцев и кварцитов размером до 1,5 м. Возраст метаморфитов доордовикский, скорее всего, нижнекембрийский или верхнерифейский.

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Описанные выше докембрийские метаморфические комплексы представляют собой либо реликты докаледонской континентальной коры, сохранившейся при раздроблении древнего континента в автохтонном или аллохтонном залегании, либо низы геосинклинального разреза.

В стадию максимальной деструкции (V—$Є_1$) накапливались вулканогенно-терригенные отложения. В состав нижней части этих отложений в Озерной зоне входят спилиты, диабазы, толеитовые и щелочные оливиновые базальты, с которыми ассоциируют офиолиты [9]. В Кобдинской и Цаган-Шибетинской зонах с ними, по-видимому, одновозрастны вулканогенно-терригенные (диабазовые) формации, среди которых присутствуют диабазы, кварциты, туфы основного—среднего состава, грубообломочные отложения. В конце нижнего кембрия в Озерной и Цаган-Шибетинской зонах накапливалась вулканогенно-карбонатная (базальт-андезитовая) формация; по мнению К.Л. Волочковича, ее возрастным аналогом в Кобдинской зоне (район сомона Тонхил), возможно, является кремнисто-карбонатно-туфогенно-терригенная толща, ранее [10] отнесенная к нижнему—среднему ордовику.

В переходную стадию ($Є_2$—S) выделяются образования открытых морских бассейнов, подводных вулканических зон, шельфовых зон и межгорных впадин. Комплексы открытых бассейнов представлены терригенной флишоидно-турбидитовой формацией ($Є_2$—O_1), развитой во всех зонах, кроме Озерной. Она состоит из плагиоклаз-кварцевых песчаников, алевролитов, сланцев с ритмичной слоистостью и текстурами подводного оползания. В верхней части разреза появляются граувакки и грубообломочный материал. Она накапливалась в глубоко-

[2] По мнению К.Л. Волочковича, описываемые породы, скорее всего, принадлежат к метаморфизованным палеозойским образованиям.

водной каньонно-веерной системе [10], источником материала служила восточная окраина древнего каледонского сооружения. К тому же комплексу открытых бассейнов относится терригенная песчано-алевролитовая формация предположительно нижне-среднеордовикского возраста, известная на севере Цаган-Шибетинской зоны. В ее основании прослеживаются мощные линзы конгломератов. К комплексу подводных вулканических зон принадлежит порфиритовая формация в южной части Цаган-Шибетинской зоны (оз. Урэг-Нур, хребет Байрим) (туфы андезит-дацит-базальтового состава), относимая ранее [10] к O_{1-2}, а также вулканогенно-карбонатно-терригенная формация (O—S) в Кобдинской зоне. Формации шельфа представлены морскими молассами в Озерной ($Є_2$; O_3—S?), Цаган-Шибетинской и Алтайской зонах (O_3—S), что является показателем замыкания океанического бассейна в этих районах и процессов орогенеза и формирования гранитно-метаморфического слоя, начавшихся раньше в Озерной зоне. Формации межгорных впадин накапливались в Озерной и Алтайской зонах, где представлены грубообломочной красноцветной молассой преимущественно силурийского возраста.

Проблема датирования формаций переходной стадии непроста и требует дальнейших исследований. В частности, пока не уточнен возраст терригенной флишоидно-турбидитовой формации. Авторы единодушно относят ее к образованиям среднего кембрия—нижнего ордовика, в то время как на картах монгольских геологов она определяется как ордовикская. Не подтвержден нижне-среднеордовикский возраст вулканогенных и терригенных формаций Цаган-Шибетинской зоны и не расчленены более дробно верхнеордовикско-силурийские молассоиды Алтайской зоны; не исключается их более древний возраст.

Следующая, континентальная, стадия ($D—PZ_3$) сопровождалась интенсивным наземным вулканизмом и гранитообразованием. На этапе главного орогенеза в девоне до эйфеля включительно повсеместно накапливались вулканогенные молассы (рис. 2). С живетского века до верхнего девона в моногеосинклинальном прогибе формировалась монотонная терригенная формация, обогащенная углистым веществом. В бортах прогиба она фациально замещается карбонатно-терригенными отложениями, уменьшается ее мощность, она залегает с размывом на нижнепалеозойских комплексах. В каменноугольное время моногеосинклинали и межгорные впадины нивелируются, отдельные бассейны сохраняются лишь в Кобдинской зоне, где их заполняет угленосная моласса. На верхнепалеозойском дейтероорогенном этапе проявлены комплексы рудоносных гранитоидов, а в мезозое в связи с развитием рифтогенных процессов закладываются грабены, заполняемые грубообломочной красноцветной молассой, внедряются дайковые серии повышенной щелочности, образуются трубки взрыва.

Новые данные позволяют уточнить наши представления о деформациях на Монгольском Алтае. В стадию максимальной деструкции пликативные дислокации в Озерной зоне выражены слабо. В это время главное значение имеют тектонические покровы с олистостромами. В Кобдинской зоне на границе с Озерной в венд-кембрийских (?) отложениях отмечается напряженная изоклинальная складчатость, указывающая на явления поддвигания первой зоны под вторую. В переходную стадию в отложениях кембро-ордовика возникают сложные линейные складки с крутопадающими шарнирами. В Алтайской зоне уже давно выделяются брахиантиклинальные структуры диаметром 10—15 км, ядра которых сложены метаморфизованными сильно сплоенными зеленосланцевыми породами. Подобная тектоническая дисгармония между нижними и верхними частями осадочного разреза кембро-ордовика может рассматриваться как результат либо тектонической расслоенности (по А.Б. Дергунову), либо воздействия на осадочный чехол магматических интрузий [3].

Более молодые ордовик-силурийские отложения в глубоких прогибах Коб-

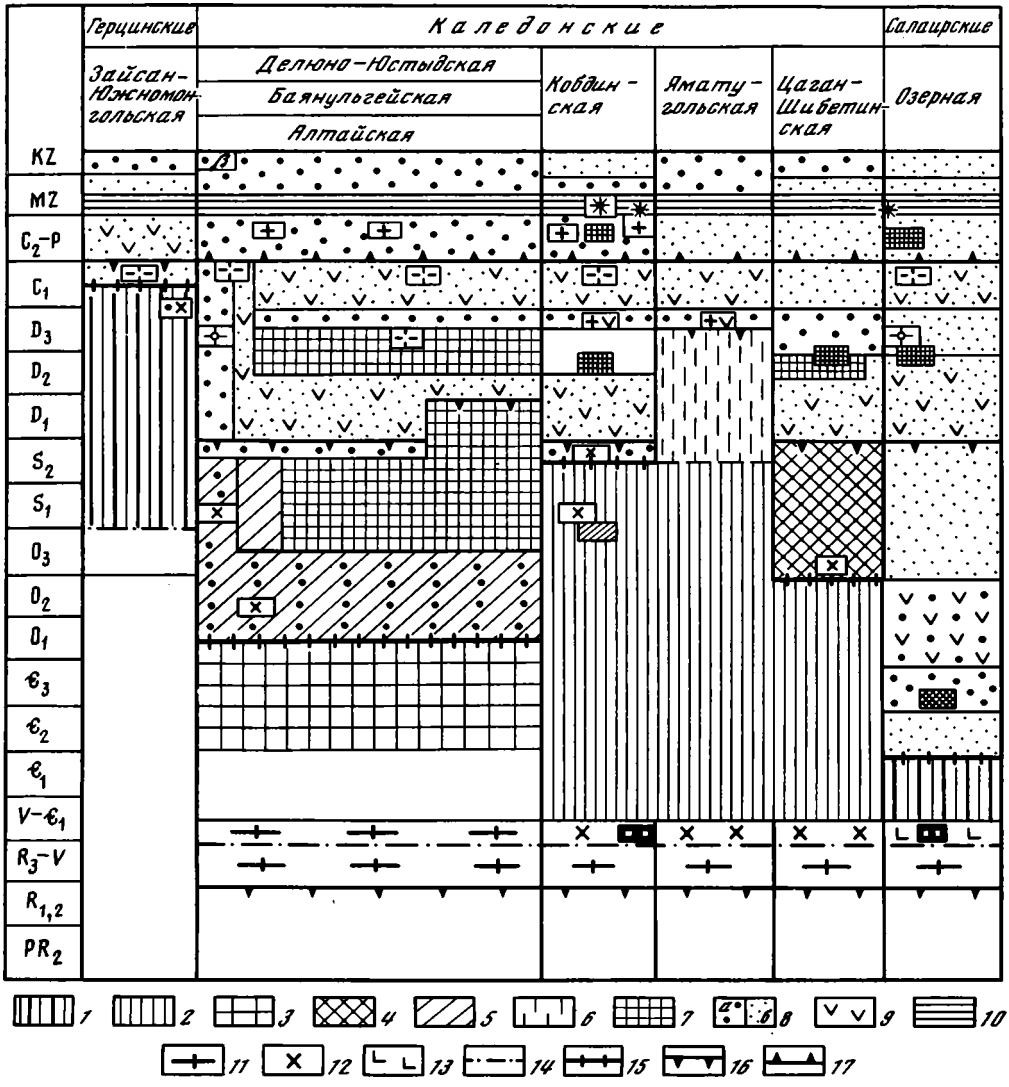


Рис. 2. Схема развития складчатых зон Западной Монголии. Составил К.Л. Волочкович (интрузивные ассоциации по А.Н. Леонтьеву)

1—3 — стадии максимальной деструкции докаледонской коры: *1* — эвгеосинклинальная, *2* — миктогеосинклинальная, *3* — миогеосинклинальная; *4—6* — переходные стадии: *4* — миктогеоантиклинальная, *5* — миогеоантиклинальная, *6* — стадия остаточных геосинклинальных прогибов; *7, 8* — переходная и континентальная стадии: *7* — моногеосинклинальная, *8* — орогенная (*а* — формирование поднятий, *б* — прогибов); *9, 10* — стадии становления континентальной коры: *9* — формирование вулканических поясов, *10* — платформенная и рифтогенная стадии; *11—13* — типы коры, на которой накапливались геосинклинальные формации: *11* — континентальная, *12* — переходная, *13* — океаническая; *14—17* — нижние границы этапов развития: *14* — геосинклинального (деструктивного), *15* — формирования гранитно-метаморфического слоя и нижних моласс, *16* — становления континентальной коры и накопления верхних моласс, *17* — дейтероорогенного; обозначения интрузивных ассоциаций те же, что на рис. 1

динской и Цаган-Шибетинской зон испытали напряженную линейную складчатость и менее дислоцированы в моногеосинклинальном прогибе в Алтайской зоне. В восточной части Кобдинской зоны (район сомона Ховд) в отложениях ордовика фиксируются маломощные олистостромовые горизонты, подстилающие пластины рифейских или нижнепалеозойских отложений.

В континентальную стадию отмечаются в основном глыбовые дислокации, сопровождающиеся образованием брахиформных складок. Имеются признаки значительных горизонтальных подвижек — доскладчатые надвиги (район сомона Турген), надвиги вдоль границ Алтайской, Кобдинской и Озерной зон. Генеральное направление движений масс в девоне—позднем палеозое субширотное, с запада на восток. В позднем палеозое и в мезо-кайнозое отмечается движение масс в меридиональном направлении, о чем свидетельствуют мощные субширотные зоны разломов и надвигов в Урэгнурской котловине, и субмеридиональные сдвиги, сопровождающиеся надвигами вдоль границ главных тектонических зон (район сомона Цэцэг, Агач-Ула, Буянту-Гол и др.). Таким образом, в ходе развития каледонид намечается переориентировка горизонтальных движений с субширотных палеозойских на субмеридиональные позднепалеозойские и мезокайнозойские.

Истинные размеры палеобассейнов и их геодинамика пока окончательно не определены. Для бассейнов венд-нижнекембрийского времени фиксирующие близость континентальной окраины зональные комплексы отмечаются лишь к востоку от Монгольского Алтая, где, по данным А.Б. Дергунова и Т.Н. Херасковой [9], намечается переход спилит-диабазовой формации осевой части бассейна в спилит-кератофировую краевую и базальт-андезитовую континентальную. Для бассейнов среднекембрийского—нижнеордовикского возраста фациальные изменения на территории Монгольского Алтая не отмечены. Ордовик-силурийские бассейны характеризуются увеличением количества кварцевого материала в осадках по направлению к Озерной зоне и появлением грубообломочных и пестроцветных образований вдоль восточного края Алтайской зоны. Однако в них не отмечается резких фациальных переходов, свойственных береговым линиям. В девонских моногеосинклиналях береговая линия фиксируется лишь в западной и северной частях Делюно-Юстыдской моногеосинклинали в Алтайской зоне. Все изложенное позволяет говорить о значительных горизонтальных сокращениях первичных палеобассейнов, что привело к уничтожению фаций, переходных от осевых прогибов к их шельфам. О признаках таких тангенциальных сокращений было сказано выше.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ И РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

В настоящее время можно с уверенностью говорить о периодичности и пространственной дифференциации магматизма в регионе. С учетом предшествующих исследований [6, 10, 12, 17, 19, 22] выделяются салаирский (Є), каледонский (O—S), герцинский (D—C_2), позднегерцинский (C_3—P) и раннемезозойский (T—J) ряды магматических формаций, характеризующиеся направленной изменчивостью содержаний петрогенных и примесных элементов, особыми типовым составом, местоположением и относительной ролью щелочноземельных и щелочных формаций. Для внутренних районов Алтая (Алтайская зона) характерны плутонические собственно гранитоидные — щелчноземельные до высокислых низкокальциевых — ряды каледонско-герцинских формаций. В окаймляющих Алтай Цаган-Шибетинской, Озерной и Барунхурайской зонах преобладают смешанные вулкано-плутонические базит-гранитоидные ассоциации — ранние базальтоидные и габбро-тоналит-плагиогранитовые и поздние преимущественно порфировые и габбро-монцонит-сиенит-щелочногранитовые, с теми или иными вариациями. Кобдинская зона — переходная, в ней совместились оба типа

магматизма и попеременно формировались гранитоиды нормальной и повышенной щелочности [15]. Отмеченная закономерная пространственная дифференциация магматизма наиболее определенно проявилась в девонских и позднепалеозойских формациях. Однако, на наш взгляд, еще до конца не решена проблема их возрастной идентификации.

На геологической карте (1978 г.) выделены силурийские и ордовикские гранитоиды наряду с девонскими, однако геологическая аргументация возраста до сих пор недостаточна и у нас пока нет ни безупречных эталонных возрастных реперов, ни устоявшейся общепризнанной типологии комплексов. Данные геохронологии, полученные ранее в ИМГРЭ С.П. Гавриловой и В.С. Павленко и в СНИИГГИМС Н.Н. Амшинским, Т.Н. Винокуровой и др., нередко дают чрезвычайно широкий разброс (от раннего палеозоя до мезозоя) для однотипных пород, причем наметилась тенденция омоложения по направлению к юго-западу, к краевому Булганскому разлому [1, 6, 10]. Трактовки геологического возраста гранитоидов на изданных или на вновь отснятых геологических картах существенно различаются. Имеются примеры как ошибочного отождествления разнородных пород, так и, напротив, отнесения идентичных пород к разным комплексам. Возможно, местами сказывалось влияние тех петротипов, которыми исследователи пользовались в спорных или неясных случаях, — "каледонских", связанных с Саяно-Тувинской областью, или "герцинских", находящихся на юге. По указанным причинам современное состояние изученности магматических комплексов еще нельзя считать удовлетворительным.

Проведенное авторами выборочное картирование и новые детальные наблюдения интрузивных секущих взаимоотношений позволили нам [15] предложить корреляцию некоторых монгольско-алтайских комплексов с давно известными в литературе позднепалеозойскими комплексами Горного и Синьцзянского Алтая, Восточного Казахстана. Предлагаемая обновленная схема корреляция представлена на рис. 1 и в таблице. В частности, на них отражены новые данные о первых на Алтае трубках взрыва и нефелиновых сиенитах (А.П. Шманкевич), редкометальных агпаитовых гранитах (А.В. Горегляд, В.И. Коваленко, Г.М. Царева), а также о среднепалеозойском возрасте халдзанского щелочного комплекса.

Характеризуя отдельные этапы магматизма, отметим, что область салаирского (венд-кембрийского) спилит-диабазового и дифференцированного базальтового начального вулканизма была в основном связана с Озерной зоной. От Кобдинской зоны ее резко отделяет структурный шов, за которым фактически известна лишь одна узкая тектоническая пластина к востоку от оз. Цаган-Нур, сложенная меланжированными высокомагнезиальными базальтами. По С.П. Гавриловой, состав плутонической ассоциации габбро-диорит-тоналит-плагиогранитовый, местами с монцонитоидами. Гранитоиды низкокалиевые, некоторые из них близки к андезитовому ряду.

Каледонский гранитоидный магматизм был сосредоточен в Кобдинской зоне с ее северным продолжением в Шапшальской и Кузнецкой зонах. Плутонический пояс линейно вытянут на 1300 км, его изгибы следуют изгибам границ между Алтаем и Западным Саяном. На территории Монголии разрезы ордовика и силура в этом поясе включают андезиты, реже базальты и кислые эффузивы. В Озерной зоне в субаэральных условиях изливались щелочные базальты. Гранитоидные ассоциации характеризуются известково-щелочным диорит-гранодиорит-гранитовым составом; эталонными считаются Прикобдосский, Тургенульский плутоны, а также Цагангольский в Алтайской зоне с возрастом 456—400, в основном 428—412 млн лет [6]. Размеры плутонов 200—2200 км^2. Гранитоиды существенно плагиоклазовые. Содержание литофильных элементов в гранитах увеличивается по направлению к Алтайской зоне.

Особенность девонского магматизма состоит в его контрастности, преоб-

Схема корреляции магматических формаций Монгольского Алтая (составлена А.Н. Леонтьевым с учетом литературных данных и материалов геологических съемок)

Предполагаемый возраст	Каледонская Талицко-Монгольско-Алтайская осевая зона (Аральский блок)	Каледонская Кузнецко-Кобдинская краевая зона (Кобдинский и Тонхильский блоки)	Цаган-Шибетинская шовная зона разломов и раннекаледонская Озерная зона
1	2	3	4
T—J	Флюидпорфировая редкометальная, эксплозивно-дайковая (калгутинский комплекс, 182—210)*		
			Щелочно-сиенитовая (нефелинсиенитовая)
	Щелочно-базитовая (лампрофировая) (220—169)		Щелочно-базитовая (шонкинит-сельвсбергитовая) эксплозивно-дайковая (кобдоский комплекс)
P—T	Базитовая дайковая (курайский комплекс, 237—233)	Габбро-диабазовая	Габбро-диабазовая, габбро-сиенитовая
	Щелочно-гранитовая (майорско-елиновский комплекс, 268—155)	Щелочно-гранитовая (шадзгайский тип)	
P_2		Субщелочная лейкогранит-аляскитовая (баяннурский комплекс, 277—183)	Субщелочная сиенит-гранитовая (302—220)
	Лейкосиенитовая и лампрофировая (малые интрузии) (276—242)		Монцонитоидная (габбро-монцодиоритовая) (2-й шибейнгольский комплекс)
P_1	Лейкогранит-пегматитовая редкометальная (280—220)		
	Гранит-лейкогранитовая (монастырско-алтайский комплекс, 294—220, 347—221)		
	Гранодиорит-адамеллит-гранитовая (чингильско-булганский комплекс, 300—254)		
C_3			Плагиосиенитовая
			Габбро-пегматитовая
			Габбро-диабазовая (урэгнурский комплекс)
			Габбро-эссекситовая, пикрит-долеритовая (цаган-шибетинский комплекс, 290)
		Риолит-трахириолит-дацитовая	Туфы андезитов
C_1—C_2	Гранитовая (юстыдский комплекс, 391—240, 324—305)		
	Плагиогранит-гранитовая (шарагольский комплекс 366—312)		
		Габбро-тоналитовая	
		Эффузивно-туфовая кислого состава (молассовая)	
D_3—C_1	Гранит-порфировая	Диорит-гранитовая и габбро-диорит-плагиогранит-порфировая субвулканическая (толбонурский, дуланошигский комплексы, 391—340)	
D_{1-2}	Дацит-риолитовая (наземно-порфировая)	Андезит-дацит-риолитовая	Трахиандезит-дацит-риолитовая

*Цифры в скобках — интервалы значений калий-аргонового и рубидий-стронциевого возраста, по литературным источникам (в млн лет).

Таблица (окончание)

1	2	3	4
S_2—D_1			Щелочная сиенит(нордмаркит)-гранитовая (халдзанский комплекс, 423—358)**
		Габбро-диабазовая, риолит-порфировая (дайковая)	
		Адамеллит-гранитовая (426—413)	
		Дацит-риолитовая	Трахибазальт-трахидацитовая (1-й шибейнгольский комплекс)
S_{1-2}	Диорит-гранодиоритовая (кобдинский комплекс, 456—440)		
O—S		Эффузивно-туфовая, среднего и кислого состава	Щелочно-базальтоидная
$Є_{2-3}$	Габбро-диорит-гранодиоритовая (верхнеиртышский (частично), таджилинский, кубадринский комплексы)		Габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая (тохтогиншильский комплекс, 488—484)
	Порфиритовая (527—491)	Порфиритовая	Толеит-базальтовая, спилит-диабазовая
V_2—$Є_1$	Туфовая		
	Диабаз.-спилитовая		
R—PZ_1		Базальтоидная, дацитовая (порфироиды)	
		Габбро-пироксенитовая	

**Данные В.И. Коваленко и др., см. статью в настоящем сборнике.

ладающем высококислом составе и гипабиссальном облике гранитоидных интрузий, ареальном их распространении внутри изометричных орогенных поднятий каледонид Алтая и Западного Саяна. К краевым зонам Алтая — Цаган-Шибетинской, Караиртышской и к наложенной Делюно-Юстыдской моногеосинклинали — в девоне были приурочены линейные пояса вулканитов известково-щелочного базальт-андезит-дацитового состава, сменяющихся в среднем девоне калиевыми риолитами. В наложенных вулканогенных мульдах Алтайской зоны преобладают риолиты и дациты. Гипабиссальные и субвулканические интрузивы лейкогранитов и гранит-порфиров в краевых частях полихронного Хархиринского плутона датированы девоном, так как их обломки в изобилии содержатся в продуктах размыва раннекаменноугольного возраста; в то же время возраст крупных гранит-аляскитовых интрузивов в центральных частях этого плутона является проблематичным, о чем будет сказано ниже.

Главными чертами позднепалеозойского магматизма являются высокая дробность интрузивных внедрений, их многосерийный характер и зональное распределение серий нормальной (в Алтайской зоне) и повышенной (в Озерной и восточной части Кобдинской зоны) щелочности [15].

Особенности начала позднепалеозойского магматического цикла на Алтае до последнего времени связывали с теми событиями, которые зафиксированы в зонах герцинской складчатости, т.е. в Восточном Казахстане и Юго-Западном Алтае. По этой причине основная особенность начального магматизма Зайсано-Южномонгольского и Джунгарского поясов герцинской складчатости — образование в раннем карбоне габбро-гранитоидных серий с мощными цепями пестрых батолитов — в той или иной мере переносилась на каледониды юго-западного борта Монгольского Алтая [3, 14, 21]. Ввиду этого древние гнейсограниты крупнейшего Верхне-Иртышского мигматоплутона в Синьцзяне датирова-

лись ранним карбоном [14]. В настоящее время мы их относим к докембрию, следующие за ними габбро-тоналит-плагиограниты — к кембрию (?), а гипабиссальные лейкограниты — к девону [15].

Более молодые породы, вероятно, начинающие позднепалеозойский цикл в Алтайской зоне, — гранодиорты и адамеллиты чингильского типа [3, 17], широко развитые также и на территории Монголии в бассейне р. Булган. Эти средне- и крупнозернистые, местами до грубопорфировидных, натриево-калиевые гранитоиды в виде интрузивных цепочек огибают юго-западное периклинальное замыкание Верхне-Иртышского антиклинального поднятия, отчасти заходя в Кобдинскую зону. Они связаны с зонами разломов и несут признаки синтектонического внедрения в условиях сдвигово-надвиговых дислокаций. Эти гранитоиды слагают Билютинский, Улясутайский, частично Западно- и Восточно-Булганские и другие плутоны. Возраст их не древнее C_1, калий-аргоновые определения дают 263—300 млн лет и менее [6], что позволяет сближать их с эталонными калбинским и малоульбинским гранодиорит-гранитовыми комплексами Юго-Западного Алтая [17]. Поэтому оправданно выделение их в качестве чингильско-булганского интрузивного комплекса C_3—P_1, чему не противоречит прорывание их мощными дискордантными плутонами массивных порфировидных микроклиновых двуслюдяных гранитов монастырско-алтайского комплекса [14, 17]. Последние группируются вдоль Корумты-Цагангольской зоны смятия в приводораздельной части хребта Монгольский Алтай и отчасти в Кобдинской зоне. Радиологический возраст гранитов колеблется в широких пределах — от раннекаменноугольного до юрского, со средними значениями около 270 млн лет.

Завершающий редкометальный лейкогранит-пегматитовый комплекс протягивается в виде широкой полосы южнее, вдоль Караиртышской зоны смятия и Булганского шовного разлома. Калий-аргоновый возраст этих пород 219—143 млн лет представляется омоложенным. Все три охарактеризованных интрузивных комплекса принадлежат Алтайской зоне и образуют единый гомодромный ряд, что позволяет отнестись к ним как к единой интрузивной серии [17].

В Кобдинской зоне представлен иной ряд позднепалеозойских магматических пород, лишь частично коррелируемый с рядом Алтайской зоны. К нему мы предположительно относим и некоторые большие и малые тела гранитоидов, традиционно включавшиеся до сих пор в среднепалеозойские комплексы. Начинают этот ряд шарагольский плагиогранит-гранитовый и юстыдский гранитовый комплексы. Юстыдский комплекс был выделен Н.М. Коржневым на территории Горного Алтая и первоначально датировался поздним палеозоем, однако в настоящее время возраст его уточнен и ограничен концом C_1 [7], ввиду чего признается его опорное значение в возрастной шкале. Грубо- и среднезернистые, местами гломеропорфировые или рапакивиподобные биотитовые граниты юстыдского комплекса образуют взаимные переходы и характеризуются высоким содержанием кремнезема (до 74—75%) и калия (до 6% K_2O). Они протягиваются в виде субмеридиональной цепочки интрузивов вдоль границы Алтайской и Кобдинской зон, достигая на одном конце южной границы каледонид (Баиртинский, Дутуульский плутоны), а на другом — структур Западного Саяна (Богутинский, Юстыдский плутоны).

В Кобдинской зоне более широко, чем юстыдские граниты, распространены небольшие многофазные плутоны, включающие ранние мелкозернистые плагиограниты, промежуточные адамеллиты и главные по значению порфировидные двуслюдяные натриево-калиевые граниты устойчивого состава и облика. Они трактуются нами как особый, независимый от распространенных здесь силурийских гранитоидов шарагольский (по р. Шара-Гол к юго-западу от сомона Умну-Гоби) комплекс. Пока можно лишь схематично определить его возрастное положение. Шарагольские порфировидные граниты в пределах Тонхильского блока прорывают неметаморфизованные терригенные молассоидные

отложения и вулканиты кислого состава, выполняющие пологие мульды, предположительно относимые к нижнему карбону. Этому не противоречат имеющиеся [6] единичные определения возраста гранитов калий-аргоновым методом. Наконец, при отсутствии непосредственных интрузивных соотношений с юстыдскими гранитами последние должны считаться условно более молодыми, так как надстраивают нормальный гомодромный петрохимический ряд. В целом же, приняв предложенную возрастную трактовку (см. таблицу), необходимо подчеркнуть, что раннекаменноугольный магматизм Алтая с преобладанием калиевых ультракислых гранитов довольно существенно отличался от одновозрастного магматизма смежной герцинской области Восточного Казахстана. Это, по-видимому, связано с дейтероогенным режимом древних микроконтинентов Алтая в период инверсии и начального орогенеза в огибающих их герцинских подвижных зонах.

Масштабы распространения раннепермских гранитов в Кобдинской зоне представляются еще не вполне ясными. Отдельные интрузивы гранитов монастырско-алтайского комплекса расположены по периферии Булганского блока; в Хархиринском блоке нами отмечались сходные с ними порфировидные двуслюдяные граниты, для которых необходимо уточнить критерии различий их с шарагольскими порфировидными гранитами близкого состава. Лейкогранитовые малые интрузивы и пегматитовые жильные поля более поздней ассоциации протягиваются в виде широкой полосы вдоль Булганского разлома, дискордантно к каледонским структурам. И.К. Козаковым и др. высказывалось мнение о их фациальной связи с метаморфическими породами докембрийского цоколя, что, на наш взгляд, неправильно.

Характерной принадлежностью Кобдинской зоны является широко распространенная в ней ассоциация позднепермских (?) крупно- и среднезернистых субщелочных гранитов и средне- и мелкозернистых аляскитов. Первые слагают значительную часть крупнейшего Хархиринского полихронного плутона, Ачитнурский и ряд менее крупных в центральной и южной частях зоны; вторые представлены малыми и средними интрузивами среди первых. По названию наиболее представительного полифациального плутона данная ассоциация обозначается нами как баяннурский комплекс. На изданных геологических картах субщелочные граниты интерпретированы весьма непоследовательно — в одних случаях как девонские, в других D—C либо C_1. Аляскиты тоже не выделены как единая интрузивная фаза, а некоторая их часть отнесена к еще более древней — силурийско-девонской ассоциации. Такая же тенденция сохраняется и при составлении новых листов геологической карты масштаба 1:200000. Чрезвычайно широкий (366—183 млн лет) разброс значений калий-аргонового возраста при отсутствии стратиграфических реперов моложе девона (или проблематично карбона в северной части Хархиринского плутона) оставляет возможность иной интерпретации.

При настоящем уровне знаний правильнее предположить позднепалеозойский (позднепермский) возраст баяннурского комплекса и связать его с позднегерцинской тектоно-магматической активизацией Центрально-Азиатского пояса [17]. Во-первых, хорошо известны субщелочные (Северное Прибалхашье, Центральная Калба) и нормальные существенно калиевые (Хангай) граниты этого же возраста на западном и восточном продолжениях этого пояса. Во-вторых, из имеющихся [6] геохронологических данных по баяннурским гранитам можно выделить группу более точно идентифицируемых, относящихся к простым однофазным эталонным интрузивам (в том числе к Мараинскому и Сайрскому, которые прорывают грубопорфировидные — мезократовые гранитоиды, принадлежащие, вероятно, к чингильско-булганскому комплексу C_3), — 238—183 млн лет. Наконец, по нашим наблюдениям, баяннурские граниты прорывают или содержат в виде ксенолитов следующие породы: а) порфировидные био-

титовые существенно калиевые граниты, которые могут относиться либо к завершающей фазе шарагольского (C_1?), либо к монастырско-алтайскому (P_1) комплексу (Хархиринский и Тонхильский интрузивные узлы); б) щелочные габброиды и субщелочные сиениты C_3?—P_2 (Ачитнурский и Хархиринский узлы); в) калиевые риолиты и молассоиды C—P (?) (Тонхильская наложенная впадина). К этому остается добавить, что эталонные девонские "красные граниты" Восточной Тувы, Восточного Саяна и Селенгино-Забайкальской зоны (перекрытые нижнекаменноугольными конгломератами), очевидно, не тождественны баяннурским сующелочным гранитам, хотя вопрос о критериях их разделения остается открытым.

Кратко охарактеризованные выше гранитоидные ассоциации нормальной или незначительно повышенной щелочности сосредоточены в Алтайской и Кобдинской зонах, представляющих собой петрографическую провинцию сиалического профиля. За последние годы получены данные [12, 15, 22], расширяющие наши представления о щелочных и щелочно-базитовых комплексах Озерной и Барунхурайской зон, наложенных также и на Кобдинскую зону. Вначале они изучались Б. Лувсанданзаном, С.П. Гавриловой, У. Жамъяндоржем и др. В настоящее время на Монгольском Алтае известны шесть групп щелочных и субщелочных интрузивов (с юга на север): Барунхурайская, Тонхильская, Халдзанская, Кобдоская, Шибейнгольская и Цаган-Шибетинская, в которых представлены четыре возрастные ассоциации — от среднепалеозойской до раннемезозойской. Они расположены достаточно компактно вдоль восточных границ Алтая и составляют единую щелочную провинцию Западной Монголии.

Наиболее ранняя щелочная ассоциация — силурийско-девонский халдзанский сиенит-гранитовый комплекс, изученный В.И. Коваленко и др. [12], представлен одноименным плутоном и несколькими более мелкими, расположенными у границы Озерной и Кобдинской зон севернее г. Кобдо. Они сложены в различных количественных соотношениях: средне- и крупнозернистыми кварцевыми сиенитами (нордмаркитами) I фазы и щелочными гранитами II фазы; кроме них, имеются единичные рвущие их тела редкометальных щелочных гранитов и пегматитов, многочисленные дайки щелочных пород. В.И. Коваленко и его соавторы [12] отмечают существование ранних пантеллеритов и комендитов жерловой фации. Полученные ими значения возраста щелочных пород (см. таблицу), по-видимому, косвенно указывают на существовавшие в среднем палеозое геодинамические связи со щелочной провинцией Кузнецкого Алатау, а также на дифференцированный по зонам характер завершающего каледонский цикл магматизма в рассматриваемом регионе.

На следующем этапе субщелочные породы формировались в связи с позднепалеозойскими базитовыми ассоциациями — пикрит-долеритовой и сиенит-габбровой, локализованными примерно в той же позиции, что и предыдущая. Первая из них (цаган-шибетинский комплекс по [23]) распространена в Озерной и Барунхурайской зонах вблизи от шовных зон разломов. По данным Г.В. Полякова и его соавторов [23], она включает умеренно-щелочные оливиновые габбро-долериты, троктолиты, перидотиты, габбро-эссекситы с повышенным содержанием титана. В более позднюю ассоциацию, обозначенную теми же авторами как урэгнурский комплекс, входят субщелочные габбро-диабазы и пегматоидные габбро с жилами плагиосиенитов. Аналогичные ассоциации известны к западу и к востоку от Алтая [17], и возраст их (см. таблицу) принимается по аналогии, с учетом наблюдаемых интрузивных соотношений и единичных калий-аргоновых определений (около 290 млн лет). Нами, в частности, наблюдались останцы габбро-эссекситов и сиенитов в гранитах позднепермского (Ачитнурский, Баянуланский и Баяннурский плутоны) комплекса. В Барунхурайской зоне троктолитовые дайки и сложные габбро-сиенит-гранитовые плутоны прорваны более молодыми щелочными породами (Упкейтук, Дзун-Хадз-Ула).

К концу палеозоя относится формирование сложных комплексов центрального типа — субщелочного шибейнгольского в Озерной зоне и щелочного упкейтукского в Барунхурайской. В первом из них объединены ранняя сиенит-диоритовая (монцодиоритовая) и поздняя сиенит-гранитовая ассоциации, которые завершаются кольцевыми дайками и субвулканическими телами сиенит-порфиров и трахилипаритов. Прорываемые этими породами эссекситовые габбро и риолит-порфиры скарнированы. Возраст сиенитов, по У. Жамъяндоржу, В.С. Беспечинскому и др., 220 млн лет. В упкейтукском кольцевом комплексе принимают участие крупнозернистые щелочные сиениты главной фазы внедрения, дайки монцодиоритов, лейкосиениты и щелочные граниты.

Наиболее поздние щелочные проявления, завершающие фанерозойский магматизм на Монгольском Алтае и условно отнесенные нами к пермо-триасу, включают разнородные комплексы пород, как среднекислые, так и базитовые (см. таблицу). Примером служит щелочнобазит-щелочносиенитовый комплекс в нижнем течении р. Кобдо, состоящий из даек и трубок взрыва, в которых брекчии вмещающих позднепермских гранитов и сиенитов сцементированы гранит-порфирами и щелочными базитами, близкими по составу к шонкинитам и сельвсбергитам. Одна из трубок прорвана штоком нефелинового сиенита с кольцевой дайкой щелочного сиенита. Другим примером является Шадзгайский массив эгирин-арфведсонитовых гранитов. Характерно, что на завершающем раннемезозойском этапе щелочной магматизм Монгольского и Горного Алтая закономерно смещается от краевых шовных зон во внутренние районы микроконтинента.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ И ЗОНЫ

Металлогеническая зональность на Монгольском Алтае тесно связана с рассмотренным выше избирательным распределением гранитоидных серий, различающихся щелочностью и набором элементов-примесей, которое, в свою очередь, зависело от расположения древних сиалических блоков фундамента палеозоид. В значительной степени этим обусловлен устойчивый во времени сиалический профиль магматизма и металлогении Алтайской и Кобдинской зон от позднего докембрия до начала мезозоя. В соответствии с неглубоким залеганием древнего метаморфического фундамента Алтайской зоны и общей структурной жесткостью обеих зон в гранитах и риолитах систематически накапливалось больше калия и других литофильных элементов. Кроме того, намечается сопряженная параллельная изменчивость геохимических свойств в основных и кислых породах [4].

В Алтайской зоне происходило двух- или трехкратное образование редкометального оруденения. Редкометальный пояс, протягивающийся из Синьцзяна в Монголию, делится на три подзоны — пегматитовую, альбитит-грейзеновую и гидротермалитовую [5, 14]. Он был сформирован в перми одновременно с заключительной фазой монастырско-алтайского гранитового комплекса. Южная краевая полоса пегматитовой зоны в рассматриваемом регионе находится в висячем боку Булганского разлома и совпадает по положению с Барлагинским и Бодончинским докембрийскими блоками, ширина ее уменьшается в восточном направлении от 10—15 до 1—2 км. Вторая полоса (Баянгольская) расположена в 20 и третья (Индертинская) в 50 км севернее, причем они оканчиваются при движении на восток раньше, чем первая. Мощность пегматитов до 30—40 м, они часто являются секущими по отношению к кристаллическим сланцам. Состав большинства жил мусковит-микроклин-олигоклазовый с шерлом, в структурных узлах появляются более дифференцированные альбитсодержащие жилы с бериллом, колумбитом, гатчеттолитом и др. (редкоземельно-ниобиево-титановая специализация).

Восточное окончание альбитит-грейзеновой зоны того же пояса проходит

по Корумты-Цагангольской зоне смятия. Здесь нами в 1983—1985 гг. обнаружены мелкие грейзенизированные лейкогранитовые штоки с рассеянно-вкрапленным акцессорным бериллом, однотипные с синьцзянскими [16].

Гидротермалиты вольфрамит-кварцевого (реже шеелит-вольфрамитового с молибденитом и касситерит-кварцевого) состава широко распространены в северной части Алтайской зоны. В.Н. Курьяновичем, В.В. Бессоненко и Н.А. Шубиным открыты здесь несколько новых гидротермально-грейзеновых месторождений, что выдвинуло этот район в число вольфрамовых провинций. Минеральный состав рудных проявлений неоднороден, вмещающие их граниты, вероятно, принадлежат к разным возрастным группам, взаимозависимость состава тех и других позволяет сейчас предполагать и разновозрастность оруденения. Практическое значение имеют пока лишь два рудных узла — Кызылтауский на востоке и Кобдогольско-Нурингольский на западе Монгольского Алтая. На Кызылтауском месторождении вольфрамит-кварцевые жилы и грейзены пересекают аляскитовые граниты баяннурского типа с абсолютным возрастом от 310—277 до 182 млн лет, а Нурингольское месторождение находится на продолжении Калгутинского рудного поля (Горный Алтай), где вольфрам-молибден-редкометальное оруденение ассоциирует с эксплозивными дайками и штоками гранит-порфиров (возраст 210—182 млн лет), местами близких к онгонитовому типу [14]. Этот наиболее юный на Алтае этап редкометального рудообразования близок по времени к этапу формирования щелочно-базитовой дайковой серии и многометального существенно медно-серебряного оруденения асхатинского типа. Общая их черта — ассоциация с трубками взрыва и минеральный парагенезис, включающий сульфосоли висмута и флюорит. По данным И.Е. Максимюк, отличительной чертой некоторых вольфрамовых месторождений является высокое содержание тантала в вольфрамитах. Отдельные месторождения приурочены к концентрическим очаговым структурам диаметром 3—30 км.

В Алтайской зоне, кроме отмеченного выше редкометального, имеется и другое оруденение, но возраст его не определен. В частности, не ясна возрастная принадлежность шеелитоносных зон в докембрийских кристаллических сланцах (данные А.А. Оболенского) и шеелит-вольфрамитовых месторождений, пространственно связанных с адамеллит-гранитовыми интрузивами раннесреднепалеозойского возраста.

Антиподом Алтайской и отчасти Кобдинской зоны в металлогеническом отношении является Озерная зона. Ей свойственны отсутствие признаков докембрийского кристаллического фундамента, преобладающий мафический характер начального магматизма, многократное возобновление вулканизма в пограничной зоне с Алтаем. В соответствии с этим здесь отмечаются пониженные содержания литофильных элементов в гранитоидах и лишь слабые проявления золотоносных скарнов в раннем и среднем палеозое, отсутствие редкометальных месторождений в позднем палеозое, убогая медно-полиметаллическая минерализация неясного возраста. В связи со среднепалеозойским рифтогенным магматизмом на границе микроконтинента избирательно возникли щелочные породы с редкоземельно-циркониевым оруденением [12]. В переходной к Алтаю Цаган-Шибетинской зоне известна низкотемпературная серебро-кобальт-висмутовая минерализация мезозойского возраста.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Винокурова Т.Н., Долгушина А.А., Орлова Д.И.* и др. Акцессории гранитоидов области сочленения областей Алтая, Западного Саяна и Тувы // Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1982. С. 40—51.

2. *Волочкович К.Л.* Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (районы хр. Цаган-Шибету, Хархира-Нуру и Сайлюгем) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36, вып. 1. С. 3—15.

3. *Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н.* Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964. 182 с.
4. *Гаврилова С.П.* Особенности девонского и пермского орогенного магматизма запада Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 78—95.
5. *Гаврилова С.П., Леонтьев А.Н.* Структурная позиция и зональность пегматитового пояса Монгольского Алтая // Пегматитовые редкометальные месторождения. М.: ИМГРЭ, 1976. С. 20—42.
6. *Гаврилова С.П., Зайцев Н.С., Павлов В.А., Яшина Р.М.* Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 285 с.
7. *Говердовский В.А.* О времени формирования магматических образований Юстыдского прогиба (Юго-Восточный Алтай) // Геология и геофизика. 1987. N 5. С. 116—118.
8. *Дергунов А.Б., Херасков Н.Н.* О тектонической природе "выступов древнего фундамента" в каледонитах Горного Алтая и Западного Саяна // Там же. 1985. N 6. С. 13—20.
9. *Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н.* О составе вулканитов ранней стадии развития каледонид Центральной Азии (Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Западная Монголия) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 6. С. 35—42.
10. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
11. *Дук Г.Г.* Зеленосланцевые пояса повышенных давлений. М.: Наука, 1982. 184 с.
12. *Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царева Г.М.* Халдзан-Бурэгтэгский массив — новое проявление редкометальных щелочных гранитоидов МНР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, N 4. С. 954—959.
13. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
14. *Леонтьев А.Н.* Формация редкометаллоносных гранитов и редкометальные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 166 с.
15. *Леонтьев А.Н.* Место гранитообразования в формировании структур палеозоид Центральной Азии // Строение и эволюция тектоносферы. М.: Наука, 1987. С. 170—192.
16. *Леонтьев А.Н., Бойко Т.Ф.* О грейзенизированных гранитных куполах Алтая // Тр. ИМГРЭ. 1959. Вып. 3. С. 180—194.
17. *Леонтьев А.Н., Литвиновский Б.А., Гаврилова С.П., Захаров А.А.* Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Наука, 1981. 318 с.
18. *Маркова Н.Г.* Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Юго-Западной Моноголии. М.: Наука, 1975. 119 с.
19. *Михалева Л.А.* Латеральная зональность базитового магматизма в зонах раннемезозойской активизации складчатых структур Горного Алтая // Геология и геофизика. 1986. N 3. С. 87—91.
20. *Моссаковский А.А., Дергунов А.Б.* Каледониды Казахстана и Центральной Азии // Геотектоника. 1983. N 2. С. 9—17.
21. *Нехорошев В.П.* Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966. 306 с.
22. *Оболенская Р.В.* Магматизм и металлогения мезозоя в Горном Алтае // Геологическое строение и полезные ископаемые Алтайского края. Бийск, 1985. С. 57—61.
23. *Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П.* и др. Систематика габброидных формаций Западной Монголии // Систематика магматических формаций. Новосибирск: Наука, 1987. С. 3—59.

УДК 551.24(517.3—17)

Б. Лувсанданзан, Ю.С. Перфильев, Т.Н. Хераскова, А.В. Ильин, О. Томуртогоо, Д. Доржнамжаа, Д. Гарам, З. Дашдаваа, С.П. Гаврилова, Д. Болд, В.В. Ярмолюк

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Северная Монголия за последние десятилетия стала одним из главных промышленно-экономических районов МНР. Здесь расположено крупное медно-молибденовое месторождение Эрдэнэт, на базе которого создано современное горнорудное предприятие. Важное значение приобретает Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. В его пределах известно несколько крупных месторождений зернистых фосфоритов. С ростом экономического потенциала Северной Монголии повысился интерес к геологии этого региона. Министерством геологии и горно-

© Б. Лувсанданзан, Ю.С. Перфильев, Т.Н. Хераскова, А.В. Ильин, О. Томуртогоо, Д. Доржнамжаа, Д. Гарам, З. Дашдаваа, С.П. Гаврилова, Д. Болд, В.В. Ярмолюк, 1990

рудной промышленности МНР здесь выполнен большой объем поисково-съемочных работ различного масштаба. Совместной Советско-Монгольской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР в Северной Монголии также были проведены разнообразные по направленности специальные тематические исследования. Все эти новейшие работы послужили основанием для составления коллективом авторов Сводной геологической карты Северной Монголии масштаба 1:500000. Эта карта отражает современное состояние геологической изученности сложной в геологическом отношении территории МНР.

Представления о геологическом строении территории Северной Монголии базируются на данных геологических съемок мелкого и среднего масштабов, проводившихся с середины 40-х годов, и тематических исследований, которые осуществлялись в основном по линии СМГЭ с конца 60-х годов. Эти данные анализировались и обобщались в работах многих авторов, в частности Н.С. Зайцева и др. [8, 9], А.В. Ильина [11—13], Ж. Бямба [2] и др., а также в сводных работах по геологии и тектонике МНР [3, 22]. Представления о тектонической природе Северной Монголии менялись по мере развития той или иной концепции. В трудах Э. Зюсса и В.А. Обручева территория Северной Монголии включалась в область так называемого "древнего темени Азии". В более поздних работах В.А. Амантова и П.С. Матросова [1] она рассматривалась как "область ранней консолидации" в пределах Алтае-Саянской складчатой системы. На тектонической карте МНР масштаба 1:1500000 (1978 г.) территория Северной Монголии отнесена к ранним каледонидам, в пределах которых выделен ряд выступов докембрийского кристаллического фундамента. Последние продолжаются в аналогичных структурах Западного Хангая, Юго-Восточной Тувы, Восточного Саяна и Хамар-Дабана. На юге и юго-востоке структуры Северной Монголии граничат с Хангай-Хэнтэйским герцинским моногеосинклинальным прогибом.

На тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000 (1977 г.) Северная Монголия отнесена к области распространения девонской континентальной коры с фрагментами древних континентальных кор. А.Б. Дергуновым с соавторами [5—7] область Северной Монголии (Тувино-Монгольский массив) рассматривается в качестве восточного континентального обрамления венд-кембрийского палеоокеана.

В настоящее время среди исследователей нет единого мнения в отношении истории тектонического развития территории Северной Монголии. Одни исследователи [5, 23] придают большое значение крупным горизонтальным перемещениям блоков земной коры в формировании структур Северной Монголии, возникших на месте континентальной окраины венд-раннекембрийского Центрально-Азиатского палеоокеана. Другие исследователи считают, что узкие зоны с океаническим типом коры, такие, как Джидинская, Баянхонгорская и др., образовались в результате раскола и ограниченного раздвига некогда единого докембрийского континентального массива. Эта точка зрения близка к давним представлениям о шовных прогибах и геосинклинальных трогах. Противоречивость мнений о древних этапах тектонической эволюции Северной Монголии свидетельствует о сложности этой проблемы и необходимости ее дальнейшего изучения. В последние годы в различных районах Северной Монголии были проведены тематические исследования с применением формационного, литолого-фациального и петрохимического анализов, которые позволили установить следующее: 1) широкое развитие покровно-складчатых структур; 2) разнообразие фациальных обстановок и палеоструктур, в которых накапливались венд-кембрийские отложения (эпиконтинентальные бассейны, островные дуги, окраинные моря и палеоокеанический бассейн); 3) существенное значение рифтогенеза в формировании внутриконтинентальных рифтогенных структур в рифее, позднем палеозое—раннем мезозое и кайнозое с их специфическими вулканогенными и осадочными образованиями; 4) широкое проявление щелочного и щелочно-

гранитного магматизма, выразившееся в образовании протяженных провинций щелочных (Тувино-Монгольской) и щелочно-гранитоидных (Монголо-Забайкальской) пород.

Несмотря на достигнутые успехи в иследовании геологии Северной Монголии, некоторые ее районы по-прежнему остаются слабо изученными. Это касается труднодоступных горных районов Северного Хангая с широко развитыми интрузивными массивами и Северо-Восточного Прихубсугулья, где ведущая роль принадлежит полифациальным метаморфическим комплексам.

Большая часть территории Северной Монголии занята докембрийскими континентальными массивами (Тувино-Монгольским на севере и Центрально-Монгольским на юге), перекрытыми чехлом терригенно-карбонатных фосфоритоносных отложений, выполняющих венд-кембрийские эпиконтинентальные прогибы (Хубсугульский на севере и Дзабханский на юге) (рис. 1).

Между этими древними континентальными массивами—блоками расположена Джидинская эвгеосинклинальная зона, сложенная офиолитами, дифференцированными вулканитами и флишоидными толщами венда—кембрия. Джидинская зона, постепенно сужаясь на запад, в сторону Озерной (Ханхухэйской) эвгеосинклинальной зоны, сходит на нет, как бы выклиниваясь между двумя тектонически сближенными континентальными блоками. Последние в дорифейское время, очевидно, составляли единый континентальный массив.

К более поздним, наложенным структурам относятся Селенгинский (Северо-Хангайский) позднепалеозойско-раннемезозойский вулканический пояс и наложенные прогибы и мульды различного возраста — от нижнего палеозоя до раннего мезозоя включительно.

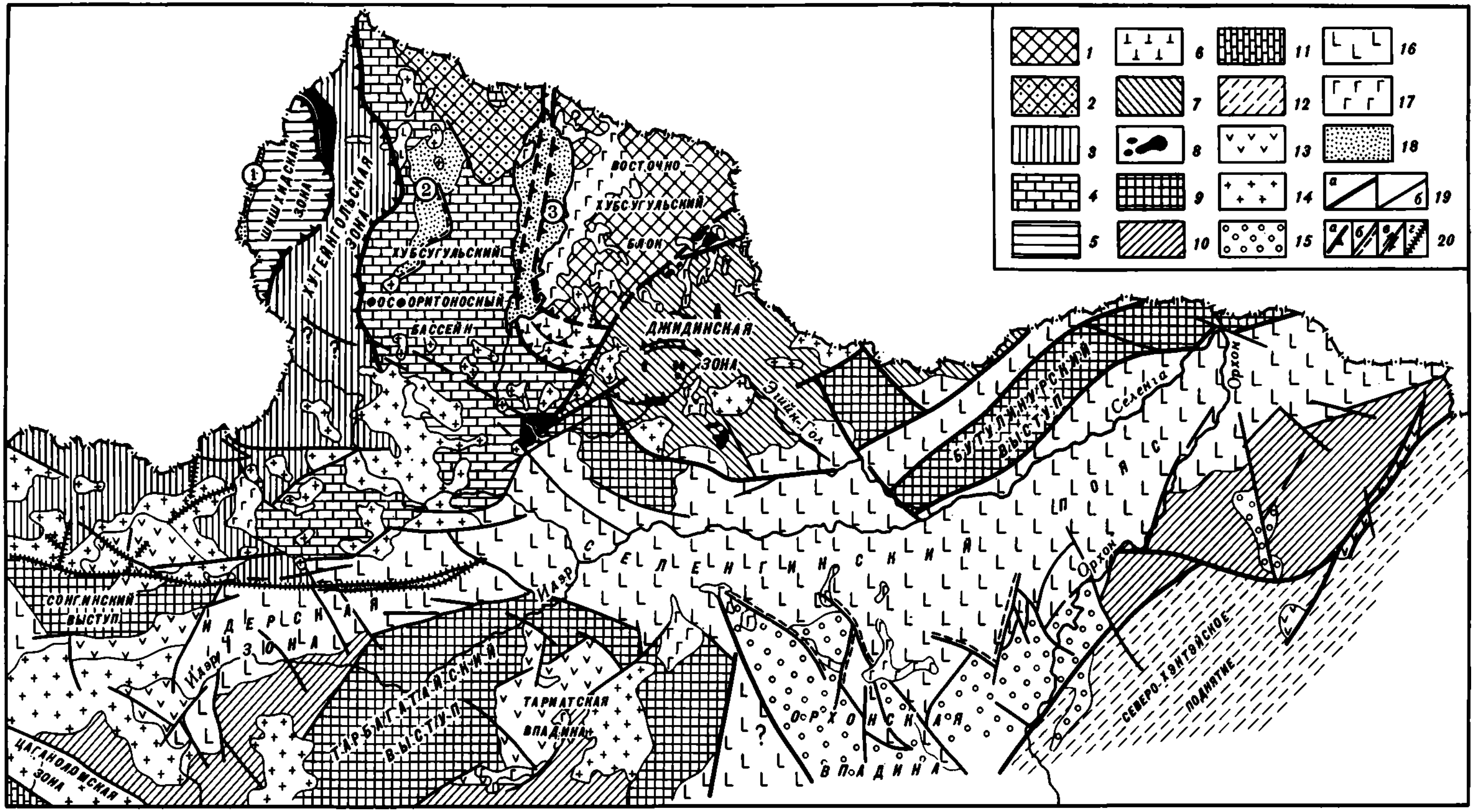
Краткая характеристика основных элементов геологического строения Северной Монголии сводится к следующему. В составе докембрия по возрасту и фациям метаморфизма выделяются дорифейские и рифейские образования.

Дорифейские отложения, слагающие выступы кристаллического основания Тувино-Монгольского и Центрально-Монгольского массивов, представлены различными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, амфиболитами и мраморами общей мощностью до 3000—5000 м. Породы нередко гранитизированы и превращены в мигматиты, гранито-гнейсы и гнейсовидные анатектические граниты. Эти образования сопоставляются с лучше изученными дорифейскими метаморфитами сопредельных районов Западной Монголии (Ханхухэй, Байдариг) и Юго-Восточной Тувы (Сангилен), где в разрезе дорифея выделяются архейские и нижнепротерозойские структурно-вещественные комплексы [16, 20]. По первичному составу пород эти комплексы отвечают карбонатно-терригенно-вулканогенным и карбонатно-кварцито-терригенным отложениям, характерным для докембрийских структур юго-западного обрамления Сибирской платформы.

Считается, что раннедокембрийские комплексы в результате неоднократно проявленных деформаций и метаморфических преобразований превращены в единую "инфраструктуру", образующую кристаллическое основание докембрийских массивов. Иными словами, как отмечает И.К. Козаков [16], в геологической истории раннего докембрия палеозоид Монголии формирование коры континентального типа в значительной мере завершилось в раннем протерозое.

В результате раскола и раздвижения дорифейского фундамента в рифейское и венд-раннекембрийское время были сформированы рифтогенные структуры трогового типа, а также океанический бассейн Джидинской зоны [13].

Рифейский комплекс представлен зеленосланцевыми породами, развитыми по карбонатно-терригенным и вулканогенным образованиям и кислым вулканитам. К его нижней части отнесены отложения битуджидинской и хугейской свит в Прихубсугулье и их аналоги в Северном Хангае, где они представлены метавулканитами и метатерригенными зеленосланцевыми порода-



ШИШХИДСКАЯ ЗОНА
ХУГЕЙНГОЛЬСКАЯ ЗОНА
ХУБСУГУЛЬСКИЙ ФОСФОРИТОНОСНЫЙ БАССЕЙН
ВОСТОЧНО-ХУБСУГУЛЬСКИЙ БЛОК
ДЖИДИНСКАЯ ЗОНА
Эшийк-Гол
БУТУЛИННУРСКИЙ ВЫСТУП
Селенга
Орхон
СЕЛЕНГИНСКИЙ ПОЯС
Идэр
СОНГИНСКИЙ ВЫСТУП
ИДЕРСКАЯ ЗОНА
ТАРБАГАТАЙСКИЙ ВЫСТУП
ТАРИАТСКАЯ ВПАДИНА
ОРХОНСКАЯ ВПАДИНА
СЕВЕРО-ХЭНТЭЙСКОЕ ПОДНЯТИЕ
ЦАГАНОЛОМСКАЯ ЗОНА
1
2
3

ми с пластами и линзами мраморизованных, местами онколитовых известняков общей мощностью 3000—5000 м. Верхнюю часть разреза рифея составляют вулканогенные образования преимущественно кислого состава — аналоги саркхойской свиты в Восточном Саяне и дзабханской свиты в Западном Хангае, а также терригенные осадки, местами с карбонатными породами. Толщи этих отложений в Прихубсугулье известны как дархатская серия, а в районах Северо-Западного Хэнтэя — как дарханская свита. Мощность их 2500—3500 м. В основании дархатской серии в Западном Прихубсугулье базальные конгломераты залегают с размывом, но структурно согласно на зеленых сланцах нижней части рифея. Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом гальки гранитов из этих конгломератов дало значение 823 млн лет. В этих отложениях отмечается также находка формы третьего комплекса микрофитолитов.

Венд-кембрийские отложения распространены более широко и представлены различными структурно-формационными комплексами (рис. 2) [25]. В пределах Тувино-Монгольского массива в разрезе венда—кембрия установлен следующий формационный ряд (снизу вверх).

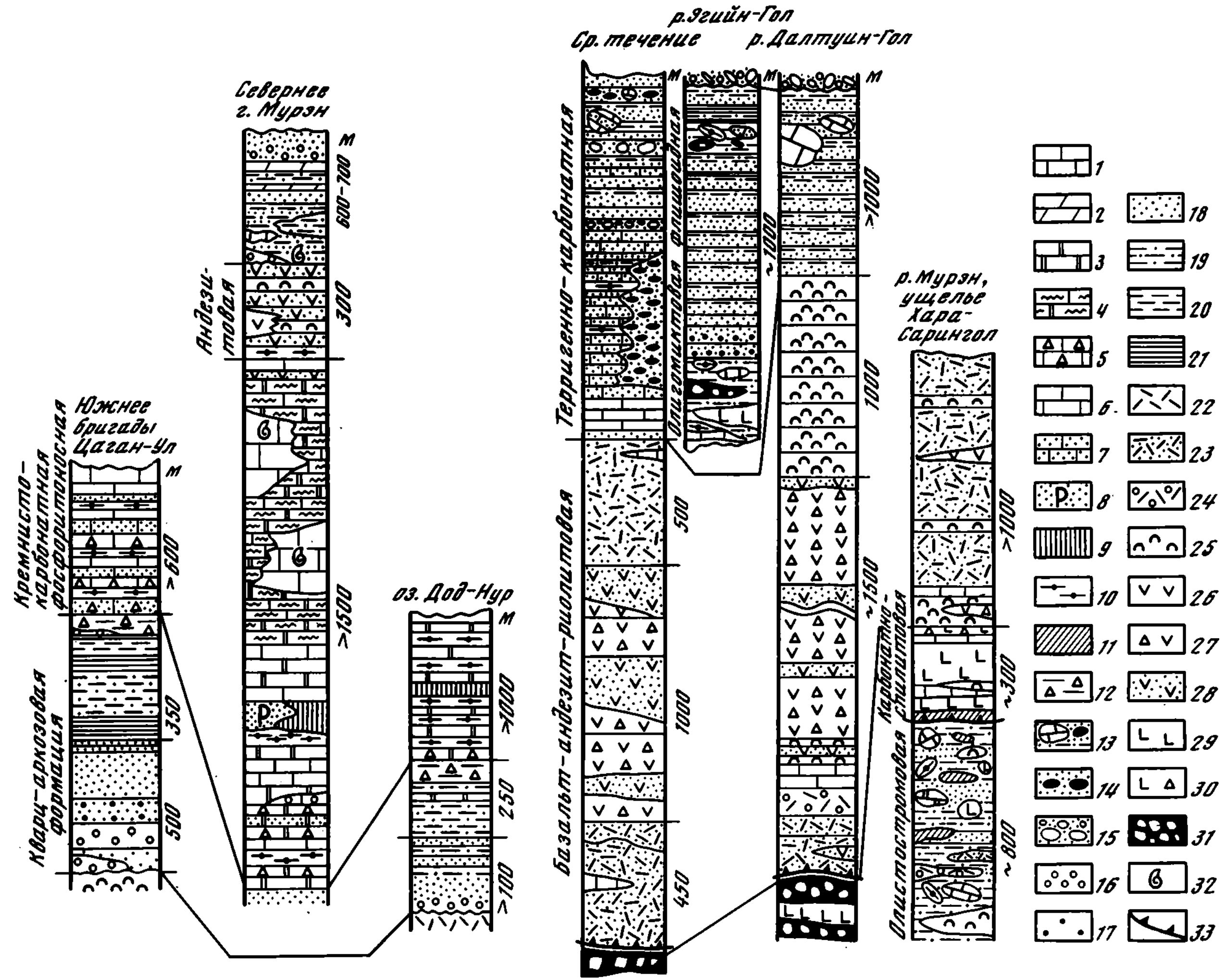
Терригенная кварц-аркозовая формация состоит из аркозовых и кварцевых песчаников, кварцито-песчаников при подчиненном значении гравелитов и конгломератов. Местами существенно развиты алевролиты и глинистые сланцы. Мощность формации изменяется от первых метров до 1000 м. Особенности строения и состав этих отложений показывают, что они состоят в основном из продуктов размыва кислых вулканитов верхнего рифея и кварцитовых толщ протерозоя.

Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация залегает согласно с постепенным переходом на кварц-аркозовой. Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация представлена сложной фациально изменчивой ассоциацией карбонатных пород, содержащей в низах разреза горизонты и пласты кремней, фтанитов и фосфоритов. Эти отложения общей мощностью до 3000 м известны под названием хубсугульской серии, которая подразделяется на ряд свит, отвечающих томмотскому, атдабанскому, ботомскому и тойонскому ярусам региональной шкалы Сибирской платформы. Возраст хубсугульской серии в самых низах охарактеризован вендским комплексом микрофитолитов, а выше — богатой фауной археоциат, трилобитов и хиолитов. В строении формации наблюдается закономерная смена фаций с запада на восток. В западной части Тувино-Монгольского массива осадконакопление происходило в условиях открытого мелководного бассейна, а в его восточной части, примыкающей к Джидинской зоне, — значительной расчлененности рельефа дна.

←

Рис. 1. Схема структурной зональности Северной Монголии

1—4 — Тувино-Монгольский массив: *1* — протерозойские и, возможно, раннепалеозойские полифациальные метаморфические комплексы, *2* — протерозойские метаморфические комплексы (основание Западно-Хубсугульского блока), *3* — рифейские терригенные, вулканогенные и карбонатные комплексы с "пятнистым" метаморфизмом, *4* — венд-раннекембрийский, преимущественно карбонатный фосфоритоносный комплекс; *5—8* — покровно-складчатые зоны: *5* — рифейская (?), *6* — венд-раннекембрийская (?), *7* — кембрийская, *8* — с телами гипербазитов и серпентинитового меланжа; *9—11* — Центрально-Монгольский массив: *9* — раннепротерозойский (преимущественно) комплекс фундамента с гранито-гнейсами и анортозитами, *10* — рифейский и раннекембрийский комплексы, *11* — венд-нижнекембрийский карбонатный комплекс; *12* — нижнепалеозойский (додевонский) терригенный комплекс; *13—15* — комплексы наложенных структур: *13* — нижне- и среднедевонский вулканогенный, *14* — гранитоиды среднего девона, *15* — каменноугольные и позднепалеозойско-мезозойские; *16, 17* — рифтогенные комплексы: *16* — пермский вулканогенный, *17* — неоген-четвертичный базальтоидный; *18* — четвертичные впадины Байкальского типа (1 — Бусингольская, 2 — Дархатская, 3 — Хубсугульская); *19* — разломы: *а* — региональные, *б* — второстепенные; *20* — типы разломов: *а* — надвиги и взбросы, *б* — сбросы, *в* — сдвиги, *г* — сейсмогенные


Южнее бригады Цаган-Ул
Северное г. Мурэн
оз. Дод-Нур
Ср. течение
р. Эгийн-Гол
р. Далтуин-Гол
р. Мурэн, ущелье Хара-Сарингол
Кремнисто-карбонатная фосфоритоносная
Кварц-аркозовая формация
Андези-товая
Терригенно-карбонатная
Олигомиктовая флишоидная
Базальт-андезит-риолитовая
Карбонатно-спилитовая
Олистостромовая
м
>600
350
500
600-700
300
>1500
>1000
250
>100
~1000
1000
~1500
450
~300
~800
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33

Именно к этой области расчлененного рельефа бассейна приурочены главные проявления и месторождения фосфоритов.

Туффитовая флишоидная формация с олистостромами венчает разрез вендкембрийских отложений в Тувино-Монгольском массиве и Джидинской зоне. В пределах Тувино-Монгольского массива породы формации залегают с размывом на породах кремнисто-карбонатного фосфоритоносного комплекса и представлены градационно-ритмичным чередованием туфопесчаников, туффитов и туфопелитов общей мощностью более 1000 м. Возраст формации определяется как нижне-среднекембрийский на основании находок фауны беззамковых брахиопод. Особенности состава и распределения обломочного материала, характер слоистости, оползневые текстуры, присутствие олистолитов и олистоплак карбонатных пород и другие признаки свидетельствуют о том, что накопление флишоидного комплекса происходило в краевой части (внешний шельф, континентальный склон) континентального массива в результате деятельности автокинетических потоков при участии продуктов обрушения крутых боковых стенок каналов течения.

Джидинская зона состоит из ряда тектонических пластин, разделенных гипербазитовым меланжем или флишоидной формацией с олистостромами. Крупные тектонические пластины различаются по формационным рядам, что свидетельствует о сложности палеотектонических и палеофациальных обстановок внутри палеоструктур Джидинской зоны. В ее пределах выделяется следующий ряд формаций (снизу вверх): карбонатно-спилитовая, базальт-андезит-риолитовая и туффитовая флишоидная.

Карбонатно-спилитовая формация тесно ассоциирует с гипербазитами. В ее составе основную роль играют афировые базальты с подушечным строением, встречаются прослои и пачки карбонатных и кремнистых пород. Мощность формации 1,5—2,0 км. Среди базальтов преобладают породы щелочной оливин-базальтовой серии со значительными вариациями состава [12, 15]. Местами отмечаются вулканиты с высоким содержанием MgO (до 16%) и щелочей, они отнесены к базальтовым коматиитам или бонинитам. Вариации химического состава базальтоидов, вероятно, также свидетельствуют о различных палеотектонических обстановках их формирования.

Породы базальт-андезит-риолитовой формации чаще имеют аллохтонное залегание, образуя останцы тектонических покровов, но местами они стратиграфически налегают на карбонатно-спилитовую формацию. Эта формация состоит из изменчивого по латерали и в разрезе дифференцированного комплекса вулканогенных образований с резко подчиненным количеством известняков и кремнистых пород общей мощностью более 1000 м. Петрохимический состав и геохимические особенности вулканитов этой формации свидетельствуют об их принадлежности к вулканическим комплексам островных дуг [13, 14, 25].

Рис. 2. Корреляция разрезов докембрия и кембрия Северной Монголии

1 — известняки; *2* — глинистые известняки; *3* — доломиты; *4* — карбонатные породы с биотурбациями; *5* — карбонатные брекчии; *6* — известняковые конгломераты; *7* — калькаренитыи кварц-карбонатные песчаники; *8* — песчанистые фосфориты; *9* — хемогенные и метасоматические фосфориты; *10* — фтаниты и фтанитоиды; *11* — яшмы; *12* — тиллоиды; *13* — микститы подводно-оползневого происхождения; *14* — калькаренитыи кварц-карбонатные песчаники с включениями галек кварцитов; *15* — конгломераты конгломерато-молассовой формации; *16* — конгломераты; *17* — гравелиты; *18* — песчаники; *19* — алевролиты; *20* — красноцветные алевролиты и глинистые сланцы; *21* — зеленоцветные глинистые сланцы; *22* — риолиты; *23* — кристаллокластические туфы кислого состава; *24* — литокластические туфы кислого состава; *25* — тефроиды, туфы и туфосилициты; *26* — андезиты, андезито-базальты; *27* — туфовые и лавовые брекчии андезитового и андезито-базальтового состава; *28* — туфы среднего состава; *29* — спилиты; *30* — гиалокластиты; *31* — серпентиниты и серпентинитовый меланж; *32* — места находок фауны; *33* — основание тектонических покровов

Туффитовая флишоидная формация с олистостромами заканчивает разрез венд-кембрийских отложений в Джидинской зоне. Ее возраст определяется на основании сопоставления с литологически близкой формацией Тувино-Монгольского массива, охарактеризованной фауной нижнего—среднего кембрия. Однако в Джидинской зоне эта формация обладает более разнообразным и изменчивым составом обломочного материала. В обломочном материале, наряду с пирокластикой и продуктами разрушения пород Тувино-Монгольского массива, встречаются породы подстилающих базальт-андезит-риолитовой и карбонатно-спилитовой формаций, включая ультрабазиты. В верхах разреза формации присутствуют крупные олистолиты карбонатных пород, отдельные горизонты и пачки олистостром, в обломочном материале которых имеются гипербазиты, спилиты и яшмы. Мощность формации до 2000 м. Состав и строение туффитовой флишоидной формации свидетельствуют о том, что ее накопление происходило в условиях сложного расчлененного рельефа, возникшего при тектоническом скучивании. При этом источником обломочного материала служили породы как надвигающегося на Джидинскую зону края Тувино-Монгольского и Центрально-Монгольского массивов, так и тектонических пластин, формирующихся в пределах Джидинской зоны. Туффитовой флишоидной формации, видимо, близка по возрасту калькаренитовая формация, развитая в южной части Джидинской зоны, состоящая почти исключительно из обломочного материала пород Тувино-Монгольского массива, главным образом кремнисто-карбонатной формации, мощность ее не менее 1000 м.

В пределах Идэрской зоны, охватывающей Северный Хангай, венд-кембрийские отложения распространены очень ограниченно, встречаясь в виде отдельных небольших полей, тектонических блоков и провеса кровли среди широко развитых здесь гранитоидных интрузий. В этой зоне археоциатовая фауна известна в кремнисто-карбонатных породах в районе сомона Тэлмин — на западе и в карбонатно-терригенной толще сомона Их-Ула — на востоке.

В других районах Северного Хангая к венд-кембрийским очень условно относятся зеленокаменно-измененные вулканиты среднего и кислого состава (преимущественно пирокластические), местами с линзами известняков. Вполне возможно, что эти вулканогенные отложения окажутся аналогами дзабханской свиты верхнего рифея в Западной Монголии.

К концу кембрия и началу ордовика в связи с завершением процессов тектонического скучивания и становлением гранитоидных батолитов тэлминского и джидинского комплексов территория Северной Монголии превратилась в сложное покровно-складчатое сооружение, в пределах которого в течение палеозоя и мезозоя формировались наложенные прогибы, а в позднем палеозое — протяженный вулканический пояс. В этих наложенных структурах образовались следующие структурно-формационные комплексы.

1. Сероцветная существенно конгломератовая моласса (мощность до 1500 м) распространена ограниченно, только в Джидинской зоне, возраст ее предположительно верхний кембрий—ордовик.

2. Нижнедевонские континентальные дифференцированные вулканиты базальт-андезит-риолитовой формации (наринская свита, мощность до 1500 м) и перекрывающие их с размывом, существенно вулканомиктовые терригенные отложения с фауной нижнего девона (тариатская свита, мощность 1200—1500 м). Они выполняют Тариатский прогиб и отдельные наложенные мульды в Северном Хангае в обрамлении Хангай-Хэнтэйского герцинского моногеосинклинального прогиба [17, 18].

3. Среднедевонские (?) континентальные, преимущественно кислые вулканиты, слагают ряд прогибов в Идэрской зоне (Северный Хангай) и Южном Прихубсугулье [17] (мощность 1500—2000 м). Характерна их ассоциация с субвулканическими телами кислого и субщелочного состава.

4. Нижнекарбоновые сероцветные мелководные морские терригенные отложения (мощность более 1000 м). От сходных по литологическому составу терригенных отложений нижнего девона они отличаются более полимиктовым и аркозовым составом обломочного материала. Встречаются в Тариатском прогибе и слагают наложенные структуры в обрамлении Хангай-Хэнтэйского геосинклинального прогиба.

5. Пермские континентальные, преимущественно вулканогенные, вулканогенно-осадочные, реже осадочные образования слагают протяженный Селенгинский (Северо-Хангайский) вулканический пояс с Орхон-Селенгинским прогибом на востоке и отдельные мульды в обрамлении этого пояса. По флористическим остаткам выделяются нижнепермские, нижне-верхнепермские и верхнепермские отложения [21, 27]. При этом в сводном разрезе пермских образований нижнепермские свиты основных и кислых вулканитов отделяются от верхнепермских трахибазальт-трахиандезитовых, а местами бимодальных трахибазальт-трахириолитовых вулканитов толщей вулканогенно-осадочных отложений туффитовой свиты нижней—верхней перми. Щелочность вулканитов в целом возрастает с востока на запад, а в разрезе — снизу вверх с появлением повышенно-щелочных и щелочных вулканитов основного (оливиновых базальтов) и кислого (трахириолит-комендитов) состава [21, 27, 29]. Общая мощность пермских существенно вулканогенных отложений в Селенгинском поясе местами составляет 10—12 км.

6. Континентальные существенно конгломератовые отложения среднего—верхнего триаса, выполняющие грабены и мульды по северному и южному краям Селенгинского вулканического пояса (мощность местами до 3000 м).

7. Угленосная терригенная моласса средней юры (мощностью несколько сот, реже до 1000 м) слагает небольшие мульды и грабены.

8. Меловые отложения отмечены только в бассейне среднего течения р. Селенги, где они представлены слабо сцементированными терригенными осадками (мощность до первых сот метров), сохранившимися в виде небольших денудационных останцов.

Кайнозойские образования распространены широко и представлены: а) миоценовыми платобазальтами в Западном и Восточном Прихубсугулье и плиоценовыми долинными базальтами и отдельными вулканическими аппаратами в некоторых речных долинах Северной Монголии; б) четвертичными рыхлыми отложениями различных генетических типов и изредка долинными базальтами и вулканическими конусами.

Северная Монголия отличается чрезвычайно широким распространением разнообразных по составу интрузивных комплексов, формировавшихся на всем протяжении ее геологической истории. Они образуют различные по морфологии магматические структуры типа поясов, куполов, отдельных батолитов и штоков. Среди интрузий выделяются семь разновозрастных комплексов, изученных неравномерно.

Раннедокембрийские мигматито-гранит-гнейсовые и габбро-анортозитовые интрузии пространственно тесно связаны с выходами дорифейских пород и слагают небольшие тела. Гранитоиды иногда сопровождаются полями мусковитоносных пегматитов с гранатом и турмалином. Габбро-анортозитовые тела, известные пока только в пределах Тарбагайского выступа, характеризуются зональным строением. Титаномагнетит, ильменит и апатит в них местами достигают рудной концентрации (30%).

Рифейские интрузивные образования широко распространены в пределах Северного Хангая. К рифею отнесены небольшие тела габбро, габбро-амфиболитов и некоторые гранитоидные массивы, площадь их выходов составляет несколько сот квадратных километров. Они сложены гнейсовидными существенно плагиоклазовыми гранитоидами (гранодиоритами, плагиогранитами, квар-

цевыми диоритами) и нормальными и калишпатовыми гранитами (II фаза). Рифейский возраст этих гранитоидов уверенно устанавливается на смежной территории Западного Хангая, где они прорывают зеленосланцевые и вулканогенные толщи рифея и перекрыты существенно карбонатной толщей цаганоломской свиты венда—раннего кембрия.

Нижнепалеозойские интрузии — тэлминский и джидинский комплексы — распространены во всех структурно-формационных областях Северной Монголии, слагая средние и крупные массивы сложного состава [3, 4]. Они представлены в основном умеренно кислыми известково-щелочными гранитоидами — гранодиоритами, адамеллитами, тоналитами, реже плагиогранитами и кварцевыми диоритами главной фазы. Подчиненное развитие в составе нижнепалеозойских гранитоидов имеют габброидные и диоритоидные породы, а также биотитовые, роговообманково-биотитовые граниты и плагиограниты, соответствующие ранней и поздней фазам. Предполагается, что массивы нижнепалеозойских гранитоидов формировались после завершения геосинклинального этапа развития в ранних каледонидах юга Сибири в стадию общего поднятия и скучивания.

В составе тэлминского комплекса выделены среднекембрийские интрузии перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса, которые, как установлено в последние годы, имеют довольно широкий ареал распространения в Северной и Западной Монголии. Они сложены первично-магматическими расслоенными породами, которые характеризуются высокой магнезиальностью (12—14%), крайне низкой щелочностью и титанистостью. С этим комплексом связана медно-сульфидная минерализация, представляющая практический интерес.

Среднедевонские гранитоиды проявлены во всех структурных зонах и составляют вместе с нижнепалеозойскими основную часть Северо-Монгольского гранитоидного пояса. Они известны в разных частях Северной Монголии — тэсский, нумургинский и шарайнгольский комплексы. Наиболее крупные массивы этих комплексов расположены в зонах субширотного Хангайского глубинного разлома и оперяющих его крупных разрывных структур, образуя в совокупности пояс протяженностью более 500 км при ширине 150—200 км. Пояс девонских гранитоидов продолжается в Западную Монголию, Юго-Восточную Туву и Западное Прибайкалье.

Массивы девонских гранитоидов имеют двух-трехфазное и полифациальное строение с преобладанием либо нормальных крупнозернистых амфибол-биотитовых порфировидных гранитов (I фаза), либо существенно калишпатовых средне- и мелкозернистых лейкогранитов (II фаза) в зависимости от глубины эрозионного среза при пологом залегании поверхности контакта между ними. Следует заметить, что нередко наблюдающееся в крупнозернистых гранитах неравномерное распределение порфировидных выделений калиевого полевого шпата, присутствие реликтов пород гранодиоритового, тоналитового и кварцдиоритового состава и другие особенности указывают на то, что такие породы образовались за счет калишпатизации (гранитизации в широком смысле) нижнепалеозойских гранитоидов. Вопрос состоит в выяснении времени (домагматическое или постмагматическое) и масштабов проявления этого процесса. Металлогеническая специализация девонских гранитоидов определяется повышенным содержанием молибдена, вольфрама и редкоземельных элементов иттриевой группы.

Особое место среди девонского комплекса занимают небольшие (площадью до нескольких десятков квадратных километров) интрузии щелочных пород, представленных щелочными габбро, сиенитами, щелочными и нефелитовыми сиенитами [28]. Щелочные породы сконцентрированы в Западном и Южном Прихубсугулье в пределах Тувино-Монгольского массива и вместе с аналогичными интрузиями Восточной Тувы и Восточного Саяна образуют единую щелочную

провинцию. Геохимическая специализация щелочных интрузий выражается в повышенном содержании некоторых редких элементов (цирконий, ниобий) и редких земель (церий), заметном накоплении в меланократовых членах титана и фосфора, а в лейкократовых — стронция и галлия.

Позднепермско-раннетриасовые интрузии селенгенского комплекса пространственно и генетически тесно связаны с одноименным вулканическим поясом и составляют юго-западную часть крупнейшей Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции [10]. На западном фланге Селенгинского вулканического пояса в хребте Хан-Хухэй небольшие тела позднепермских сиенитов и щелочных гранитов ассоциируют с трахиандезит-трахириолит-комендитовыми вулканитами. В восточной части вулканического пояса в пределах Орхон-Селенгинского прогиба интрузии селенгинского комплекса вместе с мощно проявленными трахиандезит-трахибазальтовыми вулканитами также составляют единую вулкано-плутоническую ассоциацию.

Селенгинский комплекс представлен в общем весьма выдержанными по составу сиенитовыми и щелочно-гранитными массивами малых и средних размеров. Размещение массивов контролируется Хангайской системой грубинных разломов. Исключением является Орхон-Селенгинский прогиб, где в составе этого комплекса в качестве ранней фазы выделяются габбро, габбро-диориты, монцониты и сиенито-диориты, а поздней — гранодиориты, граносиениты, граниты и их гипабиссальные аналоги [19].

В настоящее время наиболее полные геохимические данные по составу микроэлементов получены для главных разновидностей субщелочных и щелочных сиенитов и гранитов, распространенных в Забайкальской части провинции [10]. Эти данные свидетельствуют о принадлежности субщелочных и щелочных пород к геохимическому типу агпаитовых щелочных гранитов и сиенитов (по Л.В. Таусону) и о тенденции к увеличению концентраций литофильных элементов (рубидия, бериллия, олова, циркония) от более ранних субщелочных к более поздним щелочным породам. Кроме того, характерно накопление в гранитах, помимо литофильных, некоторых сидеро- и халькофильных элементов — никеля, хрома, кобальта, меди при снижении концентрации стронция и бария. Имеющиеся некоторые данные по интрузиям Орхон-Селенгинского прогиба указывают на повышенное содержание титана, ванадия, кобальта и цинка в ранних габброидах и заметное накопление меди и цинка в диоритах и сиенитах.

Таким образом, пространственное положение позднепермско-раннетриасового интрузивного и вулканического магматизма в структурах Северной Монголии и их петрохимические и геохимические особенности свидетельствуют о том, что магматическая деятельность была связана с развитием внутриконтинентальной рифтогенной структуры.

Как видно из изложенного материала, геологическому строению Северной Монголии присущи следующие основные черты.

1. Присутствие на значительной части ее территории докембрийского континентального массива, сильно переработанного последующими тектоно-магматическими процессами.

2. Неоднократное проявление внутриконтинентального рифтогенеза со специфическими вулканогенными и интрузивными образованиями повышенной щелочности.

3. Ведущая роль горизонтальных перемещений в образовании покровно-складчатых структур, особенно в зонах сочленения структурно-формационных зон.

4. Исключительно широкое развитие гранитоидного магматизма в связи с процессами скучивания в конце кембрия и активизации в девонское и позднепалеозойско-раннемезозойское время.

К этому следует добавить, что в новейшее время интенсивно проявлялись

неотектонические движения и сейсмичность. Эпицентры современных катастрофических землетрясений расположены в зонах глубинных разломов.

В заключение следует подчеркнуть, что многие вопросы геологии Северной Монголии нуждаются в дальнейшем детальном изучении. Среди них прежде всего необходимо отметить пока еще недостаточную изученность геохронологии и структурно-вещественной эволюции метаморфических комплексов. По-прежнему остается важной проблема происхождения ультраметаморфических комплексов и их роли в общей тектонической истории региона. Изучение этих проблем будет способствовать более полному пониманию процесса становления и преобразования земной коры и созданию современной модели развития всего региона в целом, включая Северную Монголию и смежные с ней части СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Амантов В.А., Матросов П.С.* Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1961. Т. 58. С. 183—206.
2. *Бямба Ж.* Венд и нижний кембрий Северной Монголии // Сов. геология. 1970. N 8. С. 86—95.
3. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 1: Стратиграфия. 582 с. Т. 2: Магматизм, метаморфизм, тектоника. 750 с.
4. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 285 с.
5. *Дергунов А.Б.* Строение и развитие каледонид Центральной Азии (Алтае-Саянская область и Западная Монголия): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 56 с.
6. *Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С.* Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
7. *Дергунов А.Б., Моссаковский А.А., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Закономерности формирования палеозоид Центральной Азии (Алтае-Саянская область. Западная Монголия) и Казахстана // Закономерности формирования структуры континентов в неогене. М.: Наука, 1986. С. 53—66.
8. *Зайцев Н.С., Ильин А.В.* Тектоника Хубсугульского прогиба // Геотектоника, 1970. N 5. С. 3—11.
9. *Зайцев Н.С., Благонравов В.А., Бямба Ж.* Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 10, вып. 4. С. 57—69.
10. *Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В.* Монголо-Забайкальская щелочно-гранитоидная провинция. М.: Наука, 1985. 232 с.
11. *Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.:Наука, 1973. 167 с.
12. *Ильин А.В.* Вендско-кембрийские базальтоиды Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 5. С. 60—71.
13. *Ильин А.В.* Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
14. *Кепежинскас К.Б.* Структурно-метаморфическая эволюция земной коры Монголии в докембрии—кембрии // Геотектоника. 1987. N 1. С. 49—59.
15. *Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Томорхуу Д., Доржнамжаа Д.* Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 19—33.
16. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
17. Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983. 189 с.
18. *Лувсанданзан Б., Оролмаа Д.* К геологии вулканогенных образований в Северном Хангае // Тр. ГИН АН МНР. 1981. N 5. С. 53—61.
19. *Матреницкий А.Т.* Характерные черты позднепалеозойского орогенного магматизма и его рудоносность (на примере Орхон-Селенгинского прогиба МНР)// Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М.: Наука, 1981. С. 353—373.
20. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы.Л.: Наука, 1981. 156 с.
21. *Салтыковский А.Я., Оролмаа Д.* Позднепалеозойский—мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977. 202 с.
22. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
23. *Хераскова Т.Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 246 с.
24. *Хераскова Т.Н., Дашдаваа З.* Кремнисто-фосфатные эксплозивные брекчии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, N 2. С. 449—452.
25. *Хераскова Т.Н., Ильинская М.Н., Лувсанданзан Б., Дашдаваа З.* Венд-нижнепалеозойские

формации Северной Монголии // Раннегеосинклинальные формации и структуры. М.: Наука, 1987. С. 45—65.
26. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Пермские базальт-щелочно-риолитовые ассоциации Северной Монголии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, N 3. С. 264—270.
27. *Ярмолюк В.В., Гордиенко И.В., Дуранте М.В., Болд Д.* Новые данные о геологическом строении Идэрской зоны каледонид Монголии // Геотектоника. 1987. N 3. С. 50—63.
28. *Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей. М.: Наука, 1982. 273 с.
29. *Яшина Р.М., Матрениикий А.Г.* Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 96—113.

УДК 553.492(517.3—17)

Е.Д. Андреева, Р.М. Яшина, Д. Гарам, Д. Чулунбат, И. Хорчин

НЕФЕЛИНОВЫЕ ПОРОДЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Геологическое строение и структура Северной Монголии тесно связаны со смежными регионами СССР — Тувой, Восточным Саяном и Забайкальем. Они составляют, по существу, обширную раннекаледонскую складчатую область центральной части Азиатского материка. Для этой области характерно широкое развитие докембрийских пород фундамента, выведенного на поверхность в форме выступов и поднятий (срединных массивов), расположенных как по периферии, так и внутри раннекаледонских складчатых сооружений. Этим определяется неоднородное глыбово-складчатое строение со сложной мозаикой разновеликих блоков, возникших в результате формирования двух структурно-формационных комплексов: доверхнерифейского — байкальского и позднерифейско-кембрийского — раннекаледонского, по Н.С. Зайцеву и Б. Лувсанданзану [5].

На территории Северной Монголии выявлена крупная щелочная провинция, в пределах которой закартировано и изучено более 30 массивов нефелиновых и нефелинсодержащих щелочных пород.

На основании геолого-структурных, петрографических и петрохимических признаков они расчленены на две разновозрастные формации: 1) раннедевонскую (400—396 ± 10 млн лет), представленную субщелочными габбро, тералитами, ийолит-уртитами, ювитами и эгирин-геденбергитовыми фойяитами; 2) каменноугольную (325—300 млн лет), включающую щелочные и нефелиновые сиениты — пуласкиты, миаскиты, амфиболовые и эгириновые фойяиты, жильные редкометальные пегматиты и мариуполиты. Перспективной в отношении качественного нефелинового сырья является только раннедевонская щелочная формация. В ее составе выделяются две характерные ассоциации пород. Одна из них — габбро-тералит-ийолит-уртитовая — типична для Дучингольского и Бэлтэсингольских массивов. Другая — фойяит-ювитовая (с подчиненными полевошпатовыми уртитами) — развита в пределах Овэрмаратгольского массива. Они сосредоточены в Юго-Западном Прихубсугулье, в северной части Уджигингольско-Бэлтэсингольского выступа докембрийских пород (рис. 1). Размещение массивов контролируется узлами пересечения Шивлэггольского, Ихсэрхэйнгольского, Уджигингольского глубинных разломов с поперечными разрывными нарушениями субмеридионального или северо-восточного направления. Все массивы залегают резко дискордантно по отношению к вмещающим толщам графитовых мраморов и мраморизованных известняков. Иногда они прорывают также нижнепалеозойские габбро и диориты и, в свою очередь, рассекаются дайками позднедевонских мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов [3]. Ниже охарактеризованы только те щелочные массивы, с которыми генетически связаны существенно нефелиновые

© Е.Д. Андреева, Р.М. Яшина, Д. Гарам, Д. Чулунбат, И. Хорчин, 1990

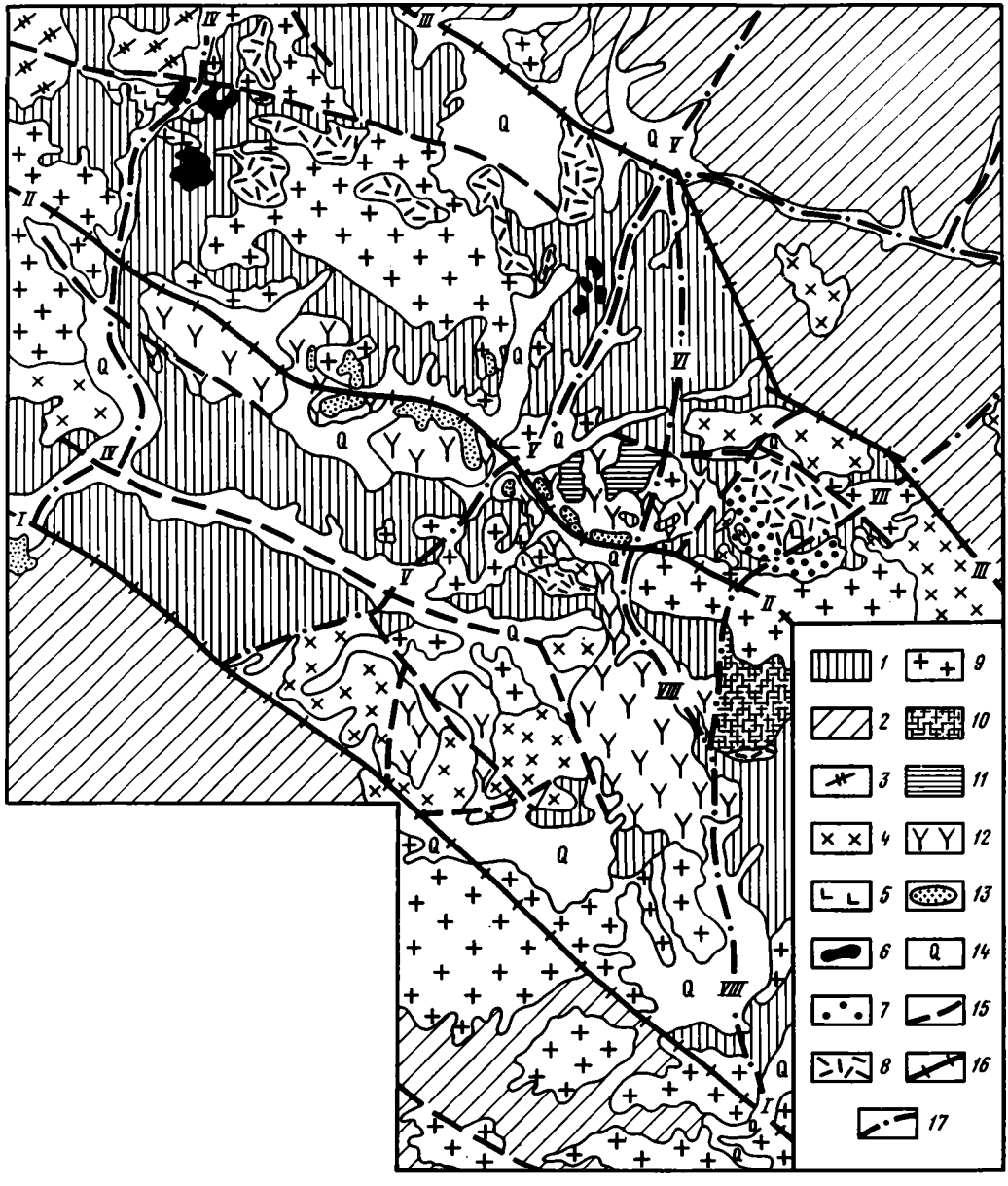


Рис. 1. Размещение палеозойских интрузивных образований в тектонических структурах Юго-Западного Прихубсугулья. Составили Д. Чулунбат, И. Хорчин, Р.М. Яшина (1985 г.)

1, 2 — структурно-формационные комплексы: *1* — байкальский, представленный формациями графитистых мраморов и мраморизованных известняков с подчиненным развитием терригенно-сланцевой формации (PR_3), *2* — раннекаледонский, включающий органогенно-известняковую (V—$Є_1$), карбонатно-терригенную ($Є_1$) и кремнисто-карбонатную ($Є_2$) формации Хубсугульского прогиба; *3* — двуслюдяные гнейсовидные граниты (PR_3 ?); *4* — нижнепалеозойские гранитоиды тэлминского комплекса; *5—8* — раннедевонские интрузивные породы: *5* — субщелочные трахитоидные габбро, тералиты, эссекситы, *6* — ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты, *7* — ювиты, *8* — эгирин-геденбергитовые фойяиты; *9* — позднедевонские гранитоиды; *10* — каменноугольные нефелиновые сиениты (пуласкиты, миаскиты, реже эгирин-арфведсонитовые фойяиты и мариуполиты); *11, 12* — пермские образования: *11* — субщелочные трахиандезиты, трахиты и трахириолиты с субвулканическими телами сиенит-порфиров, *12* — субщелочные сиениты и граносиениты (отчетливо порфировидные, двуполевошпатовые, пироксен-

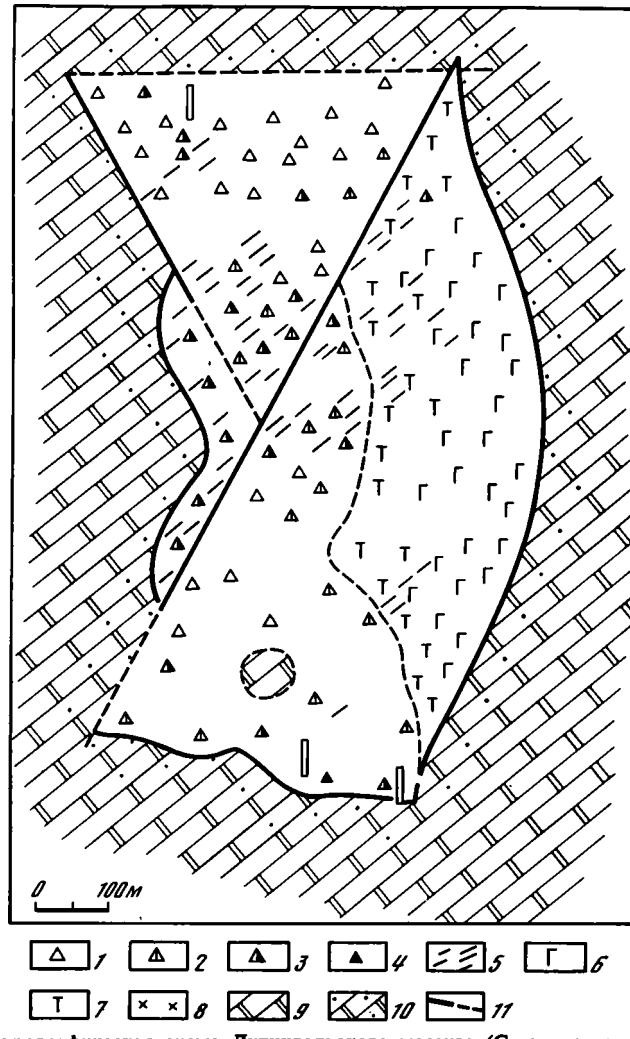
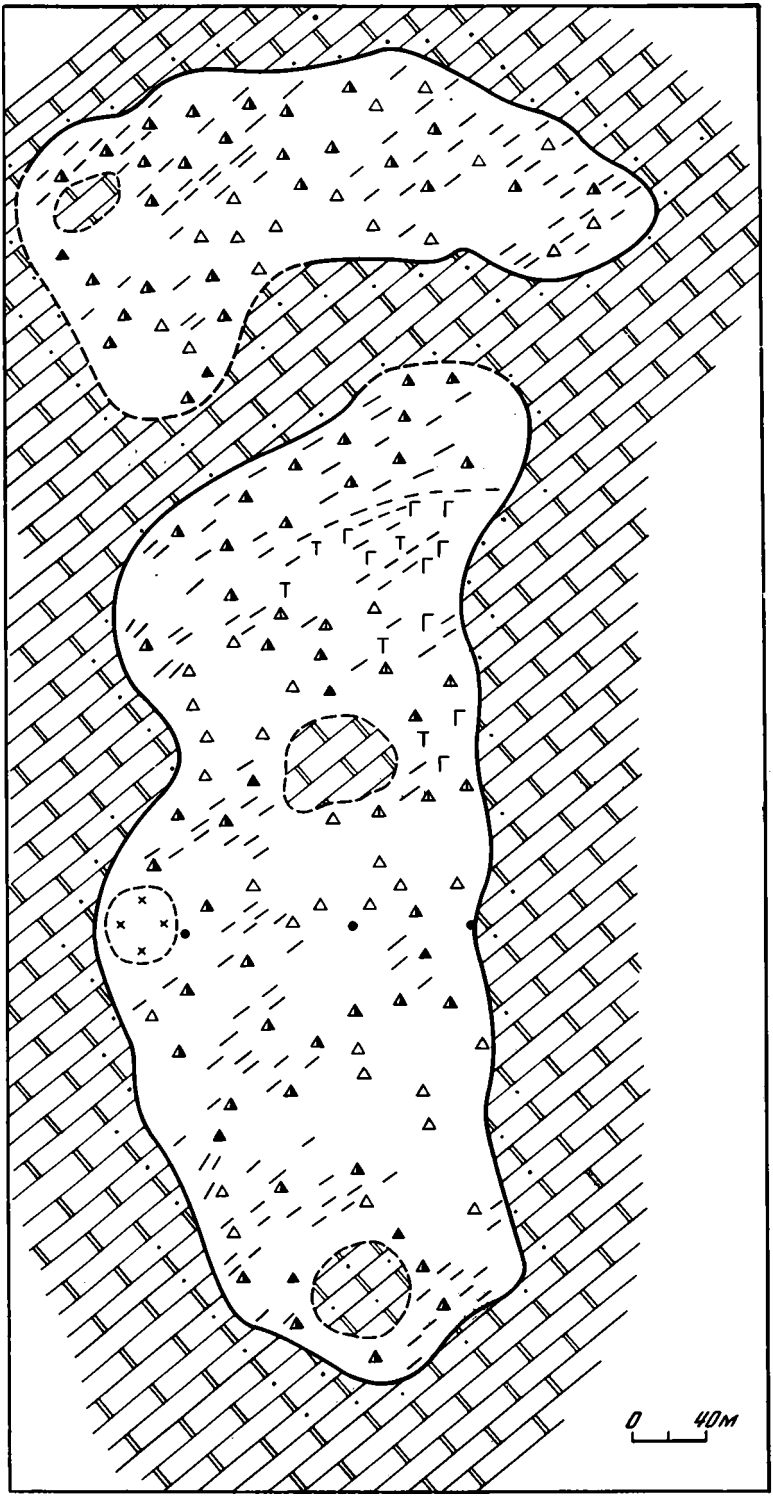


Рис. 2. Геолого-петрографическая схема Дучингольского массива (Северное интрузивное тело). Составили Р.М. Яшина, Е.Д. Андреева, Б. Олзбатор

1 — уртиты; *2* — полевошпатовые уртиты; *3* — ийолит-уртиты; *4* — ийолиты; *5* — интенсивно измененные породы; *6* — субщелочные трахитоидные габбро; *7* — тералиты; *8* — диориты; *9* — мраморы и известняки; *10* — скарнированные (и графитизированные) мраморы и известняки; *11* — разрывные нарушения

породы (уртиты, ийолит-уртиты, ювиты), представляющие интерес как комплексное глиноземсодержащее сырье. К числу подобных объектов относятся Дучингольский и Бэлтэсингольские массивы Северной Монголии. Их формирование происходило в две интрузивные фазы. К первой из них относятся субщелочные габбро и тералиты, а ко второй — ийолит-уртиты и уртиты. Последние нередко содержат ксенолиты более ранних габбро и тералитов.

амфиболовые или амфибол-биотитовые) с жильной серией щелочных сиенитов и реже щелочных эгирин-арфведсонитовых гранитов; *13* — кайнозойские базальты; *14* — четвертичные отложения; *15* — региональные разломы; *16* — долгоживущие глубинные разломы (*I* — Сумбэрский, *II* — Уджигингольский, *III* — Шивлэггольско-Барунхаргинский); *17* — трансструктурные разрывные нарушения субмеридионального и север—северо-восточного простирания (*IV* — Бэлтэсингольский, *V* — Дучингольский, *VI* — Унигэтуингольский, *VII* — Овэрмаратгольский, *VIII* — Намуланульский)


0 40м

Дучингольский массив расположен в юго-западной части Хубсугульского аймака (район сомона Алаг-Эрдэне), на расстоянии 7,5 км от устья руч. Дучин-Гол, левого притока р. Уджигин-Гол. Здесь закартированы два интрузивных тела щелочных основных пород: Северное (0,9×0,6 км) и Южное (0,6×0,3 км). Первое находится вблизи вершины с отметкой 2448,7 м, а второе — в 1,2 км южнее.

Северное интрузивное тело (рис. 2) неправильной формы, вытянуто в субмеридиональном направлении, пересечено в западной части разрывными нарушениями. Основную ее часть слагают уртиты, им подчинены ийолит-уртиты; восточную — субщелочные трахитоидные габбро, нередко образующие крупные скальные обнажения. Тералиты встречаются преимущественно в экзоконтактной зоне на границе с уртитами и ийолит-уртитами. Габбро и тералиты отмечаются также в виде ксенолитов в щелочных породах второй фазы. Характерно наличие контактово-реакционной зоны на границе пород разных интрузивных фаз, между габбро и уртитами в эндоконтакте возникали полевошпатовые (плагиоклазовые) уртиты и ийолит-уртиты, а в экзоконтакте — тералиты. Подобные образования отмечаются и вокруг ксенолитов габбро в нефелиновых породах.

Южное интрузивное тело (рис. 3) представлено двумя участками, разобщенными узкой (около 0,2 км) полосой мраморов. Породы ранней интрузивной фазы — габбро и тералиты — здесь встречены лишь в ксенолитах, тяготеющих к восточному контакту южного участка. В щелочных породах данного тела обнаружены довольно крупные ксенолиты вмещающих мраморов, а также нижнепалеозойских диоритов. Среди нефелиновых пород обоих участков Южного тела заметно преобладают ийолит-уртиты, а вблизи ксенолитов габбро и мраморов появляются также ийолиты. Вмещающими породами для уртитов и ийолит-уртитов являются мраморы и известняки, которые вблизи контакта с интрузивными породами претерпели скарнирование и графитизацию.

Аналогами Дучингольского массива являются интрузивные проявления субщелочных габброидных и щелочных основных пород среднего течения р. Бэлтэсин-Гол, а между ее левыми притоками руч. Шивлэг-Гол и Их-Сэрхэйн-Гол (рис. 4). Интерес представляют два обособленных интрузивных массива. Один из них — Ихсэрхэйнгольский — образует крутозалегающее штокоподобное тело с извилистыми очертаниями, поперечным сечением в 6,2 км. В нем субщелочные габбро и тералиты имеют ограниченное распространение. Основная часть массива сложена уртитами и ийолит-уртитами, слабо обнажена и представлена глыбовыми развалами in situ или редкими небольшими коренными обнажениями. По периферии массива в толще карбонатных пород распространены многочисленные мелкие дайкоподобные ветвящиеся тела ийолитов, ийолит-уртитов и тералитов.

Другой — Шивлэггольский интрузивный массив находится в 2,5 км севернее предыдущего. Он обнажен на обоих склонах долины р. Бэлтэсин-Гол. Вдоль правого берега реки, у самого уреза воды, прослеживаются на расстояние более 600 м непрерывные скальные выходы из уртитов, ийолит-уртитов и ийолитов. Последние возникали только на контакте с вмещающими мраморами. Что касается более ранних субщелочных габбро и тералитов, то их крупные скальные обнажения развиты на левом борту р. Бэлтэсин-Гол. Здесь трахитоидная текстура габброидов ориентирована в северо-западном направлении, падает на юго-восток под углом 70°. Отмечаются габбро и в виде ксенолитов в уртитах и ийолит-уртитах.

Для бэлтэсингольских нефелиновых пород, как и для дучингольских, характерны крупнозернистые, а местами пегматоидные структуры. Породы в основном свежие.

Рис. 3. Геолого-петрографическая схема Дучингольского массива (Южное интрузивное тело). Составили Р.М. Яшина, Е.Д. Андреева, Б. Олзбатор

Условные обозначения те же, что на рис. 2

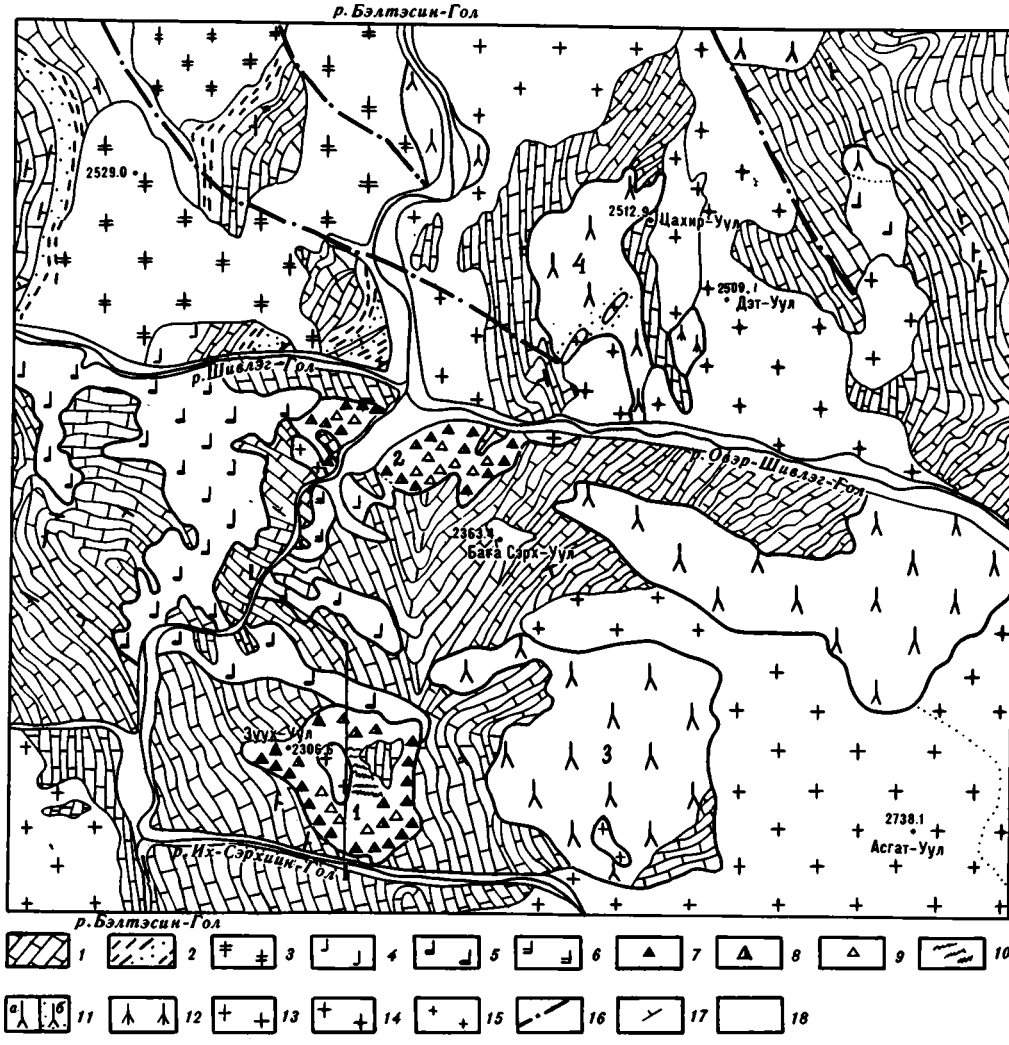


Рис. 4. Геолого-петрографическая карта района распространения щелочных массивов Бэлтэсингольской группы. Составил И. Хорчин с дополнениями Е.Д. Андреевой и Р.М. Яшиной

1, 2 — вмещающие толщи докембрия: *1* — мраморы и мраморизованные известняки с графитом и редкими прослоями окварцованных мраморов, *2* — хлоритизированные песчаники и сланцы; *3* — двуслюдяные гранито-гнейсы (R_3?); *4* — нижнепалеозойские габбро и диориты; *5—10* — раннедевонские субщелочные и щелочные породы: *5* — субщелочные трахитоидные габбро и тералиты, *6* — эссекситы, *7* — мелко- и среднезернистые ийолиты, *8* — средне- и крупнозернистые ийолит-уртиты, *9* — уртиты со шлирово-пятнистой текстурой, *10* — зоны разгнейсования, альбитизации и ослюденения ийолит-уртитов и уртитов; *11* — эгирин-геденбергитовые фойяиты: *а* — трахитоидные, *б* — микроклинизированные вблизи секущих даек позднедевонских гранитов; *12* — ювиты; *13—15* — позднедевонские гранитоиды: *13* — среднезернистые лейкократовые биотитовые граниты, *14* — граносиениты, местами кварцевые сиениты, *15* — мелкозернистые лейкократовые граниты и гранит-аплиты; *16* — разломы; *17* — элементы залегания; *18* — четвертичные отложения; щелочные массивы: 1 — Ихсэрхэйнульский, 2 — Шивлэгтольский, 3 — Сэрхэульский, 4 — Цахирульский

Альбитизация, калишпатизация и ослюденение проявлены в зонах дробления и милонитизации. Следует также подчеркнуть, что на значительной площади Ихсэрхэйнгольского массива (район горы Зуух-Уул) ийолит-уртиты и уртиты сильно изменены под воздействием секущих даек позднедевонских лейкократовых гранитов. Вблизи них щелочные породы интенсивно разгнейсованы, микроклинизированы и мусковитизированы.

Переходя к рассмотрению нефелиновых пород Овэрмаратгольского массива, отметим, что он является типичным представителем фойяит-ювитовой ассоциации (с подчиненными полевошпатовыми уртитами). В его пределах субщелочные габбро, тералиты и ийолит-уртиты имеют весьма ограниченное распространение и встречаются главным образом в форме ксенолитных блоков. Данный массив находится в среднем течении р. Уджигин-Гол среди протерозойских мраморов и нижнепалеозойских габброидов и диоритов, тяготеет к пересечению Уджигингольского и Овэрмаратгольского разломов. В плане он имеет форму подковы, площадь его около 18 км^2 (рис. 5). В вертикальном разрезе — это асимметричное воронкообразное тело, ограниченное разломами. Массив обладает слабо выраженным зональным строением. Наиболее значительная (центральная) часть массива (около 13 км^2) сложена породами главной интрузивной фазы — трахитоидными фойяитами. Среди этих пород отмечены единичные жильные тела поздних эгирин-диопсидовых кварцевых сиенитов. Присутствуют также ксенолиты мраморов.

Внешняя (юго-западная) зона, сложенная ювитами и полевошпатовыми уртитами, вытянута вдоль левого борта долины р. Уджигин-Гол на расстояние 5,6 км. На востоке зона ювитов "срезается" субширотным разломом. Вдоль него проходит южная граница внешней зоны, где наблюдается контакт ювитов с вмещающими мраморами и диоритами. Контактная поверхность залегает почти вертикально и осложнена поздними тектоническими подвижками. Диориты близ контакта разгнейсованы и местами превращены в полосчатые микроклин-альбитовые метасоматиты, а мраморы окварцованы и катаклазированы с образованием кварц-кальцитовых бластомилонитов.

Между фойяитами и ювитами обособляется переходная зона в виде полосы длиной более 6 км при ширине от 200 м до 1 км. Она сложена переходными по составу и структуре породами — порфировидными фойяитами. В направлении от ювитов к трахитоидным фойяитам в порфировидных фойяитах постепенно уменьшается содержание крупных кристаллов нефелина (35—55%), возрастает роль щелочного полевого шпата (микропертита). Порода становится более однородной и постепенно приобретает отчетливую трахитоидную текстуру. Строение и состав Овэрмаратгольского массива хорошо иллюстрируют разрезы, составленные по трем пересечениям вкрест простирания зональной структуры (рис. 6). Только в ее краевой (северо-восточной) части обнаружено обособленное тело субщелочных габбро, пироксенитов, тералитов и ийолитов, залегающее на границе фойяитов с вмещающими мраморами. Габброиды, пироксениты отличаются неоднородным пятнисто-шлировым сложением. Тералиты имеют трахитоидную или полосчатую текстуру. Авторы склонны относить данные породы к ранним магматическим образованиям, предшествовавшим внедрению главной интрузивной фазы трахитоидных фойяитов и ювитов.

Минералого-петрографические особенности пород отражают специфику вещественного состава нефелиноносных магматических ассоциаций. Только при сочетании ранних щелочно-габброидных и поздних интрузий фойдолитовых пород возможно достаточно широкое распространение ийолит-уртитов и уртитов, как это имеет место в Дучингольском и Бэлтэсингольских массивах. Здесь существенно нефелиновые породы представлены двумя разновидностями. Одна из них анхимономинеральная (90—95% нефелина), как правило, лейкократовая и равномернозернистая. Для нее характерна планидиоморфная структура, когда между господствующими четырех- и шестигранными выделениями крупных зерен

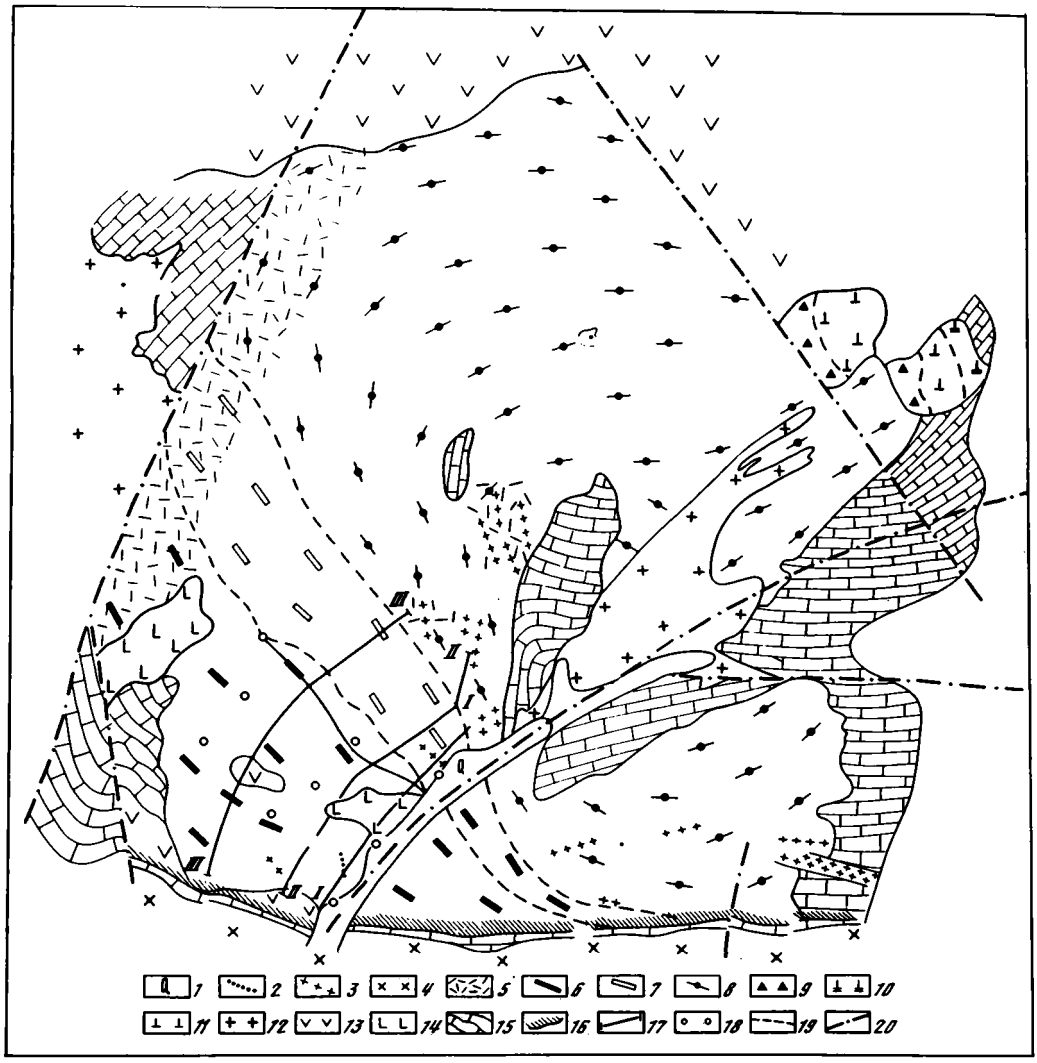


Рис. 5. Геолого-петрографическая схема Овэрмаратгольского щелочного массива Северной Монголии. Составили Р.М. Яшина, Е.Д. Андреева, В.А. Павлов, В.А. Первов, Д. Гарам

1 — кайнозойские отложения речных долин; *2* — дайки пермских сиенит-порфиров; *3* — дайки позднедевонских мелкозернистых гранитов; *4* — лейкократовые граниты и граносиениты (D_{2-3}) долины р. Уджигин-Гол; *5* — постмагматическая калишпатизация; *6—11* — раннедевонские интрузивные породы: *6* — крупнокристаллические полевошпатовые уртиты и ювиты, *7* — порфировидные фойяиты, *8* — трахитоидные эгирин-геденбергитовые фойяиты, *9* — мельтейгиты, ийолиты, *10* — тералиты, *11* — титанавгитовые габбро; *12—14* — нижнепалеозойские породы: *12* — плагиограниты, *13* — диориты, *14* — габбро; *15* — докембрийские мраморы; *16* — приконтактовая зона дробления и милонитизации; *17* — геологические разрезы (*I—III*); *18* — скважины; *19* — постепенные переходы между нефелиновыми породами; *20* — региональные разломы

нефелина расположены темные ксеноморфные выделения титанавгита. Другая разновидность обладает неоднородным шлирово-пятнистым сложением, при котором наблюдается чередование разновеликих участков, состоящих в основном из нефелина (до 95%) и почти лишенных цветных минералов (близких к уртитам), с пятнистыми обособлениями, содержащими 15—20% цветных минералов. Они отвечают по составу ийолит-уртитам. Из вторичных образований в рассматри-

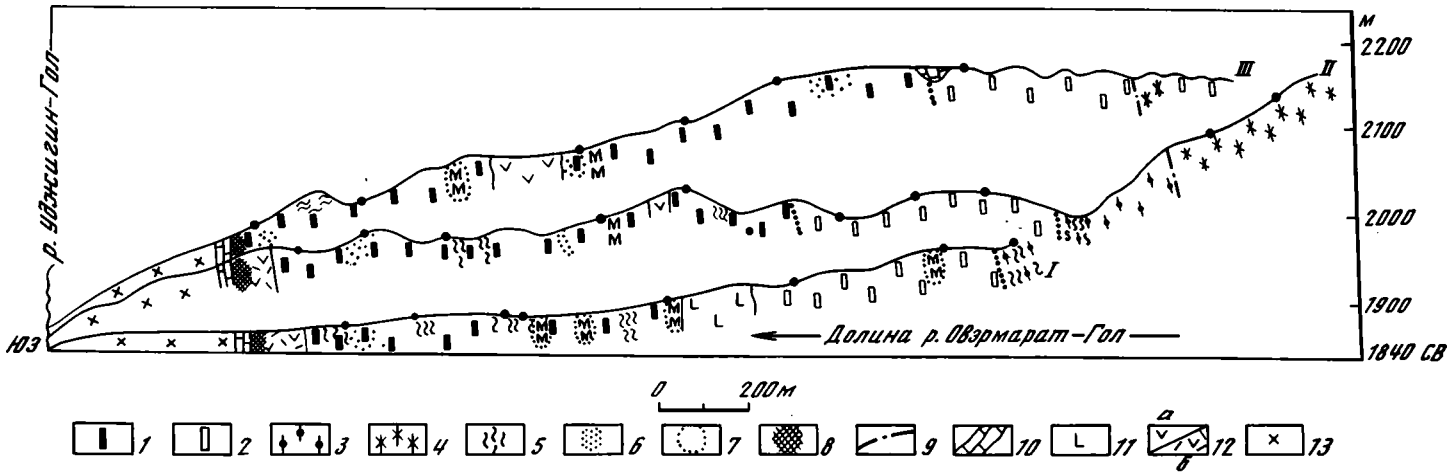
ваемых породах чаще всего встречаются канкринит, цеолиты, мелкоигольчатый эпидот, иногда кальцит, образующиеся за счет нефелина. По пироксену иногда развиваются амфибол, хлорит, биотит. В уртитах и ийолит-уртитах в приконтактовых зонах с ранними габброидами или вблизи их ксенолитов появляется поздний плагиоклаз (лабрадор или андезин, до 10%); в метасоматически-измененных разностях присутствует вторичный калиево-натриевый полевой шпат (5—15%). Акцессорные минералы — апатит (1—3%) и титаномагнетит (0—0,5%). В измененных породах встречается гранат.

Наиболее ранние интрузивные породы представлены субщелочными габбро, которые имеют трахитоидную структуру и типичный для них состав: титанавгит (45—50%), оливин (0—20%), плагиоклаз (35—75%) — лабрадор, реже битовнит или андезин; иногда присутствует керсутит (5—10%), либо в виде каймы вокруг пироксена или оливина, либо в виде самостоятельных выделений. Габбро — преимущественно свежее, плагиоклаз изредка пелитизирован, по пироксену развиваются керсутит и хлорит.

Тералит от субщелочного габбро отличается лишь присутствием 5—10% нефелина. Количество цветных минералов в них одинаковое. В тералитах в приконтактовой зоне с уртитами и ийолит-уртитами нередко наблюдается поздний нефелин, развивающийся по плагиоклазу вплоть до полных псевдоморфоз замещения. Однако встречаются тералиты, в которых нефелин образует самостоятельные ксеноморфные выделения в промежутках между плагиоклазом и титанавгитом. В Южном теле Дучингольского массива встречены лейкократовые оливиновые тералиты (плагиоклаз + нефелин — 85%). Тералиты, как и габбро, изменены слабо. Акцессорные минералы в них представлены апатитом (0,5—3%) и титаномагнетитом (до 1%). Следует особо подчеркнуть, что интрузивные породы Дучингольского и Бэлтэсингольского массивов — уртиты, ийолит-уртиты, субщелочное трахитоидное габбро и тералиты — по минеральному составу, структурам и текстурам совершенно аналогичны породам Кия-Шалтырского, ныне разрабатываемого месторождения в Кузнецком Алатау [1, 2].

Для магматической ассоциации, проявленной в Овэрмаратгольском массиве, характерна господствующая роль щелочных салических пород (трахитоидные фойяиты, ювиты, порфировидные фойяиты), в то время как ранние интрузивные образования (габбро, пироксениты, тералиты) развиты ограниченно, главным образом в форме ксенолитов. Трахитоидные фойяиты занимают значительную площадь массива (до 13 км^2). Они отличаются призматически-зернистым сложением и планпараллельной ориентировкой преобладающих кристаллов калиевого полевого шпата (микропертита, 45—60%), между которыми зажаты изометричные, более крупные выделения нефелина (30—38%) и мелкие призмы эгирин-геденбергита (8—15%).

Ювиты слагают мощную (до 2 км) эндоконтактную зону щелочного интрузива и связаны постепенными переходами с трахитоидными фойяитами. В отличие от них ювиты обогащены нефелином (до 60—75%) и явно обеднены щелочным полевым шпатом (до 15—20%) при умеренном содержании цветных минералов (10—15%) (эгирин-геденбергит, амфибол и биотит). Ювиты имеют своеобразную, как бы порфировидную текстуру, когда нефелин выделяется в виде довольно крупных (от 2×2 до 4×4 см) кристаллов, тесно примыкающих друг к другу, а в промежутках располагаются менее изоморфные выделения микроклин-пертита. Породы довольно свежие, из вторичных минералов преобладают альбит (до 9%) и канкринит (до 6%); акцессорные — титаномагнетит, апатит, сфен. Среди ювитов иногда обособляются участки полевошпатовых уртитов. Это лейкократовые крупнокристаллические породы, сложенные преимущественно нефелином (85—95%), микроклином (до 6%), на долю цветных минералов приходится не более 8% (эгирин-геденбергит, амфибол, биотит). Изредка по нефелину развивается канкринит или альбит.



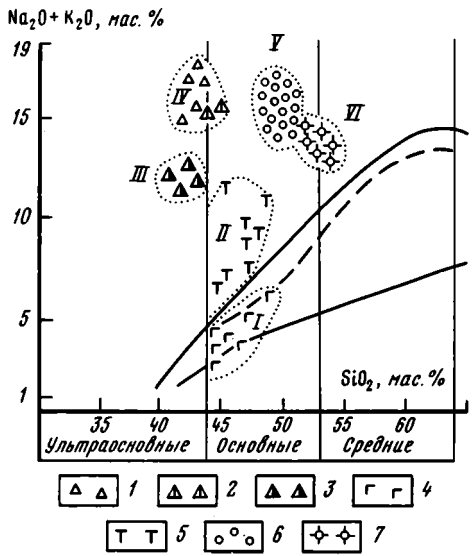


Рис. 6. Геологические разрезы через рудное поле полевошпатовых уртитов, ювитов и порфировидных фойяитов (правый борт р. Овэрмарат-Гол). Составили Р.М. Яшина, Е.Д. Андреева, В.А. Павлов, Д. Гарам

1 — крупнокристаллические ювиты с участками полевошпатовых уртитов; *2* — порфировидные фойяиты; *3* — трахитоидные эгирин-геденбергитовые фойяиты; *4* — калишпатизированные фойяиты; *5* — зоны разгнейсования ювитов и фойяитов; *6* — зоны альбитизации; *7* — зоны микроклинизации и мусковитизации; *8* — дробление, альбитизация, микроклинизация и окварцевание приконтактовой зоны ювитов и вмещающих диоритов; *9* — постинтрузивные разрывные нарушения; *10—12* — породы вмещающей рамы: *10* — мраморы, *11* — фенитизированные нижнепалеозойские габбро, *12* — диориты: *а* — слабо измененные, *б* — фенитизированные и разгнейсованные; *13* — лейкократовые граниты и граносиениты долины р. Уджигин-Гол

Рис. 7. Петрохимическая диаграмма пород Дучингольского, Бэлтэсингольских и Овэрмаратгольских массивов

1 — уртит; *2* — полевошпатовый уртит; *3* — йолит-уртит; *4* — субщелочное трахитоидное габбро; *5* — тералит; *6* — ювит; *7* — фойяит; *I–VI* — поля изменчивости пород

На отдельных участках в зонах разгнейсования и дробления ювиты и полевошпатовые уртиты довольно интенсивно альбитизированы и отличаются от свежих пород неоднородным такситовым сложением. Альбит замещает нефелин, иногда по нему развивается агрегат, состоящий из чешуек биотита и канкринита. Нередко альбит выделяется и в виде самостоятельных образований наряду с реликтовыми участками микроклин-пертита. Общая сумма полевых шпатов составляет 25—30%. При альбитизации цветные минералы почти нацело замещены биотитом.

Порфировидные фойяиты слагают довольно широкую переходную от ювитов к трахитоидным фойяитам зону. Они отличаются тем, что в них количество нефелина по сравнению с ювитами уменьшается (40—60%), а микроклин-пертита возрастает (25—40%). Крупные кристаллы нефелина выделяются в форме гломеропорфировых агрегатов или в виде отдельных порфирокристаллов. Промежутки между зернами нефелина выполнены более мелкими призмами калиевого полевого шпата. По мере приближения к трахитоидным фойяитам количество щелочного полевого шпата увеличивается и порода приобретает слабо выраженную трахитоидную текстуру. Среди цветных минералов эгирин-геденбергит сохраняется лишь в реликтах и составляет не более 2%, амфибол — до 5%, биотит — 4—5%. Акцессорные минералы те же, что и в ювитах (титаномагнетит, апатит, сфен).

Сравнительная петрохимическая характеристика. На сводной диаграмме (рис. 7) отчетливо видно, что главнейшие виды пород имеют субщелочной (габброиды) и щелочной (тералиты, ийолит-уртиты, уртиты, ювиты, фойяиты) состав. При этом породы ранних интрузивных фаз Дучингольского и Бэлтэсингольских массивов образуют петрохимические поля (*I* и *II*) в интервале значений главных окислов (в %): 44,50—49,00 SiO_2; 2,6—5,2 $Na_2O + K_2O$. Для них характерны повышенное содержание (в %) железа (до 15), титана (1,1—1,5), глинозема (16—17), кальция (13—15) и довольно низкие значения магния (1,5—7,5) и калия (0,29—1,2). Из микроэлементов им свойствен хром (171—324 г/т). Идентичны по химическому составу и щелочные породы главной фазы тех же массивов — уртиты и ийолит-уртиты (поля *III* и *IV*). Они обогащены глиноземом (27,7—30,8%) и щелочами, особенно натрием (11—13%). Заметно отличаются по химизму породы другой фойяит-ювитовой ассоциации (Овэрмаратгольский массив, поля *V* и *VI*). Они характеризуются большей кремнекислотностью (48—54% SiO_2), низким содержанием кальция (1,3—2,3%) при довольно высокой концентрации глинозема (26,5—28,2%) и щелочей (15—17%), среди которых возрастает роль калия (4—5%). Петрохимические отличия данных пород подчеркиваются также и тем, что в них среди летучих компонентов меньшее значение, чем в уртитах и ийолит-уртитах, имеют углекислота и вода (табл. 1). Устанавливаются также определенные различия и в поведении типоморфных элементов-примесей, таких, как стронций, барий и редкие щелочи. Концентрация последних ничтожна в уртитах и значительно выше (в 2—5 раз) в ювитах. Для ювитов характерны более высокие (до 1600—1700 г/т) содержания бария и галлия, в то время как для уртитов более типичен стронций (700—900 г/т).

При определении формационной принадлежности нефелиновых пород Северной Монголии авторы исходили из установленных выше признаков вещественного состава, учитывая при этом, что щелочно-габброидные и высокоглиноземистые щелочные породы (ийолит-уртиты, уртиты, ювиты, фойяиты) могут создавать обособленные геологические тела, формировавшиеся в сходных условиях, тесно взимосвязанные в пространстве и во времени. Аналоги этой интрузивной формации известны в Туве, Забайкалье, Кузнецком Алатау и др. Для них характерны общие признаки: приуроченность к древним раздробленным поднятиям (срединным массивам) и контроль субщелочного габброидного и щелочного магматизма трансили межструктурными глубинными разломами; наличие нескольких интрузивных фаз внедрения; сходство минерального состава однотипных пород и их петрохимических особенностей; однотипность типоморфных элементов-примесей

Таблица 1

Химический состав (в мас. %) и содержание микроэлементов (в г/т) в породах щелочных массивов

Компоненты	Овэрмаратгольский массив				Дучингольский массив				Бэлтэсингольские массивы			
	полевошпатоидный уртит (2)	ювит (5)	фойяит		субщелочное габбро	тералит	йолит-уртит (2)	уртит (4)	субщелочное габбро	тералит	йолит-уртит	уртит
			порфировидный (2)	трахитоидный (2)								
SiO_2	48,22	49,32	52,20	54,70	48,16	42,16	42,73	43,87	49,37	47,57	42,07	37,76
TiO_2	0,17	0,27	0,41	0,36	1,10	1,31	0,84	0,32	1,10	1,23	1,03	0,18
Al_2O_3	29,07	26,30	23,63	21,90	16,13	19,72	23,62	30,11	15,20	17,95	20,84	29,25
Fe_2O_3	0,84	1,50	1,63	1,83	1,60	2,65	1,93	0,64	2,85	3,17	1,83	1,05
FeO	1,62	2,26	3,48	2,69	4,34	6,35	5,14	1,41	8,79	8,02	6,18	1,60
MnO	0,06	0,06	0,10	0,09	0,10	0,14	0,12	0,10	0,23	0,23	0,14	—
MgO	0,41	0,38	0,55	0,56	7,50	2,71	1,16	0,26	1,49	0,49	2,31	0,35
CaO	1,66	2,20	2,64	2,67	15,37	13,67	8,95	4,45	13,13	8,20	11,82	7,04
Na_2O	12,20	11,46	9,90	8,69	2,79	6,58	9,31	12,31	4,24	5,76	8,24	11,60
K_2O	4,35	4,40	4,17	5,52	0,29	1,60	2,68	3,80	1,17	3,64	2,58	6,00
H_2O	1,20	0,97	0,8	0,35	2,00	1,83	2,01	1,34	0,80	2,35	1,72	—
CO_2	Сл.	0,45	0,34	0,25	0,04	0,25	1,09	0,92	0,29	0,12	0,34	—
P_2O_5	0,10	0,16	0,09	0,16	0,29	0,72	0,30	0,31	0,53	0,19	0,52	0,60
S	0,02	0,03	0,02	—	0,03	0,03	0,05	0,06	0,02	0,01	0,07	—
Ni*	18	8	8	—	55	8	15	12	8	8	11	—
Co*	18	13,3	10	—	16	24	19	12	10	16	19	—
V*	70	26	20	—	178	62	50	17	28	16	78	—
Cr*	10	20	10	—	324	19	10	11	171	15	21	—
Nb*	25	34	20	—	20	20	35	20	20	20	20	—
Zr*	200	150	100	—	50	148	105	43	170	148	218	—
TR*	—	110	80	—	—	—	70	100	—	—	—	—
Sr*	—	245	355	—	580	800	555	590	2020	1780	723	—
Ba*	—	1174	1794	—	170	300	346	677	1340	736	253	—
Ga	30	46	50	—	20	20	25	25	30	30	33	—
Be	3	4	2	—	Не обн.	2	5	5	2	2	5	—
Sn	0,4	8	—	—	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
Mo	3,5	3	2	—	2	2	5	4	5	5	5	—
Pb	5	22	10	—	Не обн.	—	10	15	10	10	10	—
Cu	30	42	20	—	100	50	30	40	50	50	53	—
Zn	110	156	80	—	Не обн.	50	50	100	80	80	50	—
Li*	—	24	20	—	2,3	2,7	9	13	9	16	8	—
Rb*	—	80	63	—	10	21	42	56	42	50	39	—
Cs*	—	1,4	5,6	—	2,8	1,8	1,5	1,2	1,8	1,8	1,2	—
Sc	—	—	—	—	50	Не обн.	20	20	—	—	—	—
La	—	—	—	—	50	50	50	50	—	—	—	—
Y	—	—	—	—	20	20	10	45	—	—	—	—

* По данным химического анализа.

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ АН СССР, в ЦХЛ и лаборатории спектрального анализа; аналитики О.Г. Унанова, И.В. Королева, С.И. Вронская, И.В. Басалаева, С.И. Гаврилова, Т.А. Котенко. В скобках — число анализов.

(Ba, Sr, Ga, Ti, Co, Ni, Cr, V), тогда как содержание Zr и Nb отличается низким уровнем; металлогеническая специализация в отношении таких петрогенных элементов, как щелочи, алюминий, железо, титан, фосфор.

Что касается генезиса пород рассмотренных массивов, то их интрузивная природа признается большинством петрологов. В настоящее время не существует особых сомнений, что нефелиновые породы, в том числе и уртиты, являются

закономерными членами дифференцированных магматических серий: субщелочное габбро → тералит → ийолит-уртит → уртит; полевошпатовый уртит → ювит → фойяит.

Таким образом, дучингольские, бэлтэсингольские и овэрмаратгольские нефелиновые породы (уртиты, ийолит-уртиты, ювиты, фойяиты) являются первичными магматическими образованиями, кристаллизовавшимися из расплава, недосыщенного кремнеземом, обогащенного глиноземом и щелочами, а также углекислотой.

НЕФЕЛИНОВЫЕ ПОРОДЫ КАК ИСТОЧНИК КОМПЛЕКСНОГО ГЛИНОЗЕМ- И ЩЕЛОЧИСОДЕРЖАЩЕГО СЫРЬЯ

В Советском Союзе впервые разработана и внедрена в широких промышленных масштабах безотходная технология переработки природного нефелинового сырья. По этой технологии работают Пикалевское объединение "Глинозем", Волховский алюминиевый завод, Ачинский глиноземный комбинат. Применение данной технологии позволяет использовать все компоненты руд и получать в качестве основных продуктов глинозем, соду, поташ, портландцемент и др. [4]. К промышленным нефелиновым рудам 1 сорта (конкурирующим по себестоимости с бокситами среднего и низкого качества) принадлежат уртиты Кия-Шалтырского месторождения. Такие руды распространены в пределах Дучингольского, Бэлтэсингольского и Овэрмаратгольского массивов Северной Монголии. Химический состав нефелиновых руд этих массивов и главные технологические параметры, определяющие качество нефелинового сырья (щелочной, кремниевый и кальциевый модули, табл. 2), указывают на принадлежность монгольских нефелиновых пород к рудам 1 сорта. Они близки по качественным показателям к разрабатываемым в СССР рудам и отвечают главным технологическим требованиям, предъявляемым к глинозем- и щелочисодержащему сырью ($Al_2O_3 > 26\%$; $SiO_2 < 45\%$; $Fe_2O_3 + FeO < 5\%$). Кроме того, дучингольские и бэлтэсингольские уртиты по технологическим показателям близки к природным нефелиновым рудам эксплуатируемого Кия-Шалтырского месторождения, а также к кияшалтырским и хибинским концентратам руд (см. табл. 2).

В то же время ийолит-уртиты, развитые в пределах тех же массивов, несколько уступают по качеству уртитам. Они содержат больше цветных минералов, влияющих на показатель содержания железа и магния — вредных компонентов для технологического процесса. Однако после предварительного обогащения методами электромагнитной сепарации и флотации можно получать нефелиновые концентраты с промышленным содержанием глинозема и щелочей. При этом доля магниево-железистого компонента уменьшается до допустимых пределов. Следует подчеркнуть, что ийолит-уртиты на изученных массивах не являются преобладающей породой, встречаются наряду с уртитами в пределах единых рудных тел, уступая им в общем объеме как по площади, так и на глубину.

Что же касается нефелиновых пород-руд Овэрмаратгольского массива, представленных ювитами, полевошпатовыми уртитами и фойяитами, то наиболее качественным глинозем- и щелочисодержащим сырьем среди них являются полевошпатовые уртиты и лейкократовые ювиты. Они близки по химизму к аналогичным нефелиновым породам разведанного Баянкольского месторождения (Тува, СССР). Преобладающие на этом месторождении полевошпатовые уртиты отвечают технологическим требованиям, предъявляемым к промышленному типу руд 1 сорта, так как они содержат (в %): SiO_2 — 42—45, Al_2O_3 — 26, $Fe_2O_3 + FeO$ — 3, CaO — 4,6, $K_2O + Na_2O$ — 15,5. Превалирующие в Овэрмаратгольском рудном поле ювиты близки к ним по значению главных полезных компонентов (Al_2O_3 — 26%, $Na_2O + K_2O$ — 14—16%), но отличаются несколько повышенным содержанием SiO_2 (48—50%).

Таблица 2

Химический состав (в мас. %) и модули (M_{Si}, M_{R_2O}, M_{Ca}) нефелиновых пород—руд различных массивов

Компоненты	Овэрмаратгольский		Дучингольский			Бэлтэсингольский		Кия-Шалтырский		Концентраты руд	
	полевошпатовый уртит	лейкократовый ювит (2)	уртит (4)	полевошпатовый уртит (2)	ийолит-уртит (2)	уртит	ийолит-уртит	уртит	полевошпатовый уртит	кияшалтырские	хибинские
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	48,22	49,32	43,30	43,77	42,50	37,76	41,94	42,20	42,09	40,30	44,00
TiO_2	0,17	0,27	0,17	0,42	0,90	0,18	0,90	0,20	0,38	—	—
Al_2O_3	29,06	26,27	30,45	29,03	24,20	29,25	22,43	30,60	30,36	27,10	28,00
Fe_2O_3	0,84	1,50	0,86	1,32	2,08	1,05	1,59	1,27	1,13	4,60	3,40
FeO	1,62	2,25	1,31	1,90	5,51	1,60	5,17	1,08	1,83		
MgO	0,40	0,38	0,45	0,93	0,76	0,35	2,17	1,01	1,51	—	—
CaO	1,67	2,20	4,58	5,11	8,94	7,04	10,93	5,33	5,20	7,90	1,30
Na_2O	12,20	11,46	12,40	11,95	9,73	11,60	8,91	12,08	12,40	14,10	17,70
K_2O	4,35	4,40	4,08	3,75	2,90	6,00	2,75	4,43	3,92		
P_2O_5	0,10	0,16	0,31	0,24	0,26	0,60	0,48	0,36	Не опр.	—	—
M_{Si}	1,66	3,19	2,42	2,75	2,98	2,19	3,17	2,34	2,35	2,52	2,60
M_{R_2O}	0,38	0,65	0,58	0,59	0,56	0,37	0,56	0,58	0,58	0,79	1,01
M_{Ca}	0,03	0,05	0,11	0,12	0,23	0,20	0,03	0,14	0,13	0,90	0,03
Fe_2O_3*	2,60	4,00	2,30	3,20	8,20	2,80	7,30	4,50	3,00	4,60	3,40
R_2O**	10,90	10,60	10,90	10,30	8,30	11,60	7,70	12,90	10,80	9,30	11,70

* Сумма железа в пересчете на Fe_2O_3.

** Сумма щелочей в пересчете на Na_2O.

Примечание. Анализы 1—7 по данным авторов выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, аналитик О.Г. Унанова; 8, 9 — по [1]; 10, 11 — по [4]. В скобках — число анализов.

Нефелиновые руды наряду с главными компонентами могут содержать различные элементы-примеси (см. табл. 1). Известно, что воздействие микроэлементов в процессе переработки нефелинового сырья может быть как положительным, так и отрицательным. Например, литий положительно влияет на технико-экономические показатели конечного продукта — алюминия, а такие элементы-примеси, как Ce, S, F и др., осложняют технологический процесс. Кроме того, они ухудшают санитарные условия и качество получаемой продукции.

Что же касается нефелиновых пород-руд Северной Монголии, то они характеризуются невысоким содержанием как полезных, так и вредных элементов-примесей. В то же время количество галлия (в среднем 30 г/т) достигает тех пределов, при которых он может рассматриваться как попутный полезный продукт глиноземного производства, учитывая, что технология его извлечения уже налажена на Ачинском глиноземном комбинате.

Перспективность щелочных массивов Северной Монголии в промышленном отношении определяется также сравнительно благоприятными геолого-экономическими факторами: значительные геологические запасы, сравнительно хорошая обнаженность, наличие маломощной вскрыши; постоянство состава богатых нефелиновых руд по площади и на глубину; присутствие вблизи уртитовых и ийолит-уртитовых массивов огромных масс карбонатных пород (кальцитовые мраморы и известняки), необходимых в технологическом процессе; близость к основной дорожной магистрали, соединяющей города Хатгал и Мурэн; близкое расположение изученных массивов к разведанному Бурэнханскому месторождению фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреева Е.Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 168 с.
2. *Андреева Е.Д., Яшина Р.М., Гарам Д.* О нефелиновых массивах Монголии // Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, N 5. С. 1189—1192.
3. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с.
4. *Данциг С.Я., Андреева Е.Д., Пивоваров В.В.* и др. Нефелиновые породы — комплексное алюминиевое сырье. М.: Недра, 1987. 189 с.
5. *Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б.* Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 7—18.
6. *Яшина Р.М.* Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение // Там же. С. 104—117.

УДК 551(76+77):551(8+93)

Е.В. Девяткин, В.Ф. Шувалов

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ МЕЗОЗОЙ И КАЙНОЗОЙ МОНГОЛИИ

(стратиграфия, геохронология, палеогеография)

Мезозойские и кайнозойские континентальные образования чрезвычайно широко распространены в различных регионах МНР. С ними здесь связаны многие важнейшие полезные ископаемые (уголь, горючие сланцы, нефть, флюорит, цеолиты, соли, россыпное золото и касситерит, строительные материалы и др.), а также многочисленные, часто уникальные местонахождения ископаемых остатков динозавров, млекопитающих, рыб, черепах, моллюсков, остракод, харовых водорослей, окаменелой древесины и др. Этим в первую очередь объясняется научный и практи-

© Е.В. Девяткин, В.Ф. Шувалов, 1990

ческий интерес к мезо-кайнозойским толщам Монголии. Важно подчеркнуть и такие характерные особенности мезо-кайнозойского разреза МНР, как его полноту и насыщенность эффузивами, главным образом основного состава, для которых в последнее время получено более 100 калий-аргоновых датировок. Последнее обстоятельство позволяет проводить взаимный контроль палеонтологических и радиологических данных, существенно уточнить возраст ряда немых осадочно-вулканогенных толщ и сопоставлять отдельные мезозойские и кайнозойские свиты МНР с аналогичными по возрасту образованиями не только в других районах Азии, но и на других континентах. Полнота разреза и обилие в нем различных органических остатков дают возможность достаточно детально проследить смену палеогеографических условий на территории Монголии в указанный отрезок времени.

За 20 лет работы Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР достигнуты значительные результаты в стратиграфическом расчленении, тектонике, геохронологии и палеогеографии мезо-кайнозоя Монголии. Многие из этих достижений отражены в наших предшествующих публикациях, поэтому в данной статье приведены лишь самые последние результаты, а мезо-кайнозойской тектоники мы коснемся лишь в наиболее общей форме. Заметим, что из мезозойских образований рассмотрены лишь юрские и меловые.

В структурно-формационном отношении мезо-кайнозойский разрез территории Монголии неоднороден. В нем отчетливо различаются следующие комплексы пород: 1) складчатые сероцветные угленосные молассоидные образования раннего этапа мезозойской активизации (нижняя—средняя юра); 2) дислоцированные пестроцветные осадочные и вулканогенно-осадочные образования позднего мезозойского этапа активизации (верхняя юра—нижний мел); 3) горизонтально или слабо наклонно залегающие маломощные пестроцветные отложения платформенного этапа развития (верхний мел—палеоген); 4) преимущественно сероцветные осадочные, местами эффузивно-осадочные образования новейшего этапа активизации (неоген-четвертичные). Указанные комплексы разделены региональными несогласиями и отвечают основным этапам осадконакопления на территории МНР в позднемезозойское и кайнозойское время.

СТРАТИГРАФИЯ

При разработке схемы стратиграфии юры и нижнего мела мы учитывали, что нижне-среднеюрские и верхнеюрско-нижнемеловые образования локально распространены практически на всей территории Монголии. В то же время литолого-фациальный состав, цвет, мощность и некоторые другие их особенности существенно различны в разных регионах. Особенно четко это видно на примере верхнеюрских и нижнемеловых образований. В связи с этим были разработаны местные стратиграфические схемы расчленения юры и нижнего мела для Центральной, Западной, Северной, Северо-Восточной и Юго-Восточной Монголии, а также для Заалтайской и Южной Гоби [12, 20, 22, 24]. Для корреляции региональных свит или их частей выделены горизонты, получившие названия от свит Юго-Восточной Монголии [11, 24]. Исключение составляют лишь красно- и пестроцветные отложения, сформировавшиеся в конце апт-альба, выделенные нами [24] в барунбаянскую свиту, развитые исключительно в южной, гобийской части.

Верхнемеловые отложения очень широко распространены, как и барунбаянская свита, только в Гоби, где они сохраняют основные черты на всей южной половине МНР. В связи с этим они подразделяются на единые для всей гобийской части Монголии свиты [24]. В наиболее общем виде последняя схема стратиграфии юры и мела Монголии представлена в таблице.

Нижне-среднеюрские образования объединяются в хамархубуринский горизонт, включающий хамархубуринскую, жаргалантскую, эгингольскую, эрэнскую и балд-

Схема стратиграфии юрско-меловых отложений Монголии [26]

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свиты						
				Юго-Восточная Монголия	Заалтайская Гоби	Центральная Монголия	Южная Гоби	Западная Монголия	Северо-Восточная Монголия	Северная Монголия
Меловая	Верхний	Маастрихт	—	Нэмэгэтинская				—	—	—
		Кампан–сантон	—	Барунгойотская				—	—	—
		Сантон–сеноман	—	Баинширэинская				—	—	—
	Нижний	Альб–апт	—	Барунбаянская				—	—	—
			Хухтыкский	Хухтыкская	Душиулинская	Хулсынгольская	Уландэльская	Зэгэрская	Багадзосунурская	Хухтыкская
		Баррем–готерив	Шинхудукский	Шинхудукская	—	Андахудукская	Цагангольская	Гурванэрэнская	Шинхудукская	Шинхудукская
		Валанжин–берриас	Цаганцабский	Цаганцабская	—	Ундурухинская			Цаганцабская	Уилганская
Юрская	Верхний	Титон–киммеридж	Шарилинский	Шарилинская	—	Тормохонская	Уланундурская	Ихэснурская	Эрэндабанская	Эрэндабанская
	Средний	Бат	Хамархубуринский	—	—	—	—	Дарбийская	—	—
	Нижний	Бат–лейас		Хамархубуринская	—	Бахарская	Дзурумтайская	Жаргалантская	Балджийская, эрэнская	Эгингольская

жийскую свиты. Все они представлены сероцветными, преимущественно грубообломочными песчано-гравелито-конгломератовыми отложениями в низах разреза и песчано-аргиллитовыми угленосными в верхах. На северо-востоке (балджийская свита) местами среди осадочных пород присутствуют покровы основных и средних эффузивов. На западе верхи горизонта, кроме жаргалантской свиты, представлены пестроцветными отложениями дарбийской свиты, датируемой средней, возможно, низами верхней (до келловея включительно) юры [15, 24]. Мощность горизонта варьирует от 700—800 до 3000 м и более.

Верхнеюрские образования (киммеридж—титон), относящиеся к шарилинскому горизонту, на большей части территории Монголии представлены красно- и пестроцветными, преимущественно грубообломочными отложениями шарилинской, тормохонской, ихэснурской и уланундурской свит. На северо-востоке им соответствуют сероцветные, местами угленосные отложения эрэндабанской свиты [24]. Во всех регионах, кроме Западной Монголии, в разрезах свит шарилинского горизонта иногда присутствуют покровы основных эффузивов, а на северо-востоке, кроме того, кислые и щелочные вулканиты. Мощность свит данного горизонта до 2000 м (на юго-востоке).

Нижнемеловые образования подразделяются на цаганцабский (нижний—средний неоком), шинхудукский (верхний неоком), хухтыкский (низы апт-альба) горизонты и барунбаянскую свиту (верхи апт-альба).

Цаганцабский горизонт объединяет цаганцабскую, ундурухинскую, уилганскую свиты и нижние части цагангольской и гурванэрэнской свит. Большинство этих свит сложено сероцветными, лишь низы гурванэрэнской и цагангольской свит пестроцветными песчано-глинисто-карбонатными, преимущественно лимническими отложениями; за исключением гурванэрэнской свиты характерно присутствие в их низах покровных базальтов и андезито-базальтов. В верхах цаганцабской свиты наряду с осадочными породами широко развиты кислые эффузивы и их туфы. Мощность свит горизонта до 1000—1200 м.

Ранее цаганцабский горизонт датировался титоном—валанжином [11, 13, 21, 24, 25]. Новые данные радиологического возраста эффузивов цаганцабской и ундурухинской свит указывают на их неокомский (берриас—валанжин) возраст, а следовательно, на неокомский возраст горизонта в целом [26].

Шинхудукский горизонт объединяет шинхудукскую, андахудукскую и верхние части цагангольской и гурванэрэнской свит. Две первые свиты сложены сероцветными, нередко темно-серыми глинами, тонколистоватыми битуминозными аргиллитами и "бумажными" сланцами с прослоями доломитов, песчаников и известняков. Верхи цагангольской и гурванэрэнской свит представлены пестроцветными глинами, песчаниками и карбонатными сланцами озерного генезиса. Мощность свит колеблется от 150—200 до 600—700 м, реже более.

Хухтыкский горизонт включает сероцветные, как правило, угленосные песчано-глинисто-конгломератовые озерно-аллювиальные отложения хухтыкской, хулсынгольской и багадзосунурской свит, а также пестроцветные песчано-глинисто-конгломератовые с прослоями известняков отложения зэрэгской, душиулинской и уландэльской свит (на юге, юго-западе и западе). Во всех свитах, кроме зэрэгской и хухтыкской, местами наблюдаются маломощные покровные горизонты базальтов. Мощность свит от 150—200 до 1200—1300 м.

Барунбаянская свита сложена преимущественно красно- и пестроцветными пролювиальными и аллювиально-пролювиальными конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами, плохо сортированными песчаниками и щебнистыми глинами, среди которых местами (Заалтайская Гоби, южнее хребта Арц-Богдо и др.) отмечаются маломощные прослои покровных базальтов. Мощность свиты 250—300 м. До недавнего времени отмеченные выше образования относились к сайншандинской свите [3, 13, 19, 21], датируемой сеноманом или альб-сеноманом. Однако в последние годы установлено, что "стратотип" сайншандинской свиты на горе

Хара-Хутул (Восточная Гоби) сложен более древними (верхнеюрскими и нижнемеловыми) образованиями; существенно более древними оказались отложения, относящиеся к этой свите и в ряде других мест Южной Монголии [24]. В то же время нами [24] установлено, что отложения, соответствующие уровню сайншандинской свиты, довольно широко распространены в различных гобийских регионах Монголии, но имеют несколько более древний, апт-альбский возраст. Ввиду неоднократного пересмотра объема и возраста сайншандинской свиты и ошибки в выделении ее стратотипического разреза, апт-альбские эффузивно-осадочные красноцветные отложения выделены нами в свиту с новым названием (барунбаянская).

Верхнемеловые отложения подразделяются на три свиты (снизу вверх): баинширэинскую (сеноман—сантон), барунгойотскую (сантон—кампан) и нэмэгэтинскую (маастрихт).

Баинширэинская свита широко развита во всей гобийской части МНР. Она представлена сероцветными (на востоке) и пестроцветными (на юго-западе) речными, озерно-речными и озерными песчаниками, конгломератами и гравелитами (в низах разреза) и красноцветными озерными, местами загипсованными глинами и песчаниками (в верхах разреза). На западе и юге Гоби в ней иногда присутствуют маломощные покровы базальтов. Мощность свиты от 100—150 до 250—300 м (на юго-востоке).

Барунгойотская свита распространена в тех же регионах, но еще более широко. В ее составе преобладают красноцветные озерные и озерно-пролювиальные песчаники с прослоями глин, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. На юге Гоби в верхах свиты встречаются единичные маломощные покровы базальтов и песчаники эолового происхождения. Мощность свиты от 50—60 до 100—150 м.

Нэмэгэтинская свита наиболее широко развита в Заалтайской Гоби; отдельные ее выходы известны к югу от хребта Арц-Богдо, севернее сомона Булган и в Байшинцавской впадине (на юго-востоке Гоби). Она состоит в основном из пестроцветных глин и песчаников озерного генезиса с прослоями внутриформационных гравелитов и конгломератов общей мощностью до 80—120 м.

Возраст всех описанных позднемезозойских свит МНР определен содержащимися в них богатыми комплексами ископаемой фауны и флоры [11, 15, 21—24], а также радиологическими датировками присутствующих в них эффузивов.

Кайнозойские отложения Монголии охарактеризованы более чем 100 местонахождениями ископаемой фауны (млекопитающие, моллюски, остракоды) и флоры (спорово-пыльцевые комплексы, древесина, харовые водоросли). Их биостратиграфическую основу составляет фауна млекопитающих, в которой выделен ряд последовательных эволюционно связанных ассоциаций. Наиболее древние — палеогеновые — отложения приурочены к Заалтайской, Юго-Восточной Гоби и Долине Озер, где они завершают единый цикл этапа платформенного осадконакопления, надстраивая разрез верхнего мела. Между верхним мелом и палеогеном отмечается крупное стратиграфическое несогласие, с выпадением из разреза дата и раннего палеоцена [6].

Поздний палеоцен представлен свитами наран-булак и гашато, состоящими из маломощных (до 50 м) красноцветных глин, светлых песков, алевритов и гравийников. Д. Дашзэвэг [4, 5] выделил в свите наран-булак две пачки с фауной позднего палеоцена — жигден и наран. Примерно такое же расчленение этой свиты дают Д. Бадамгарав и В.Ю. Решетов [2].

Ранний эоцен представлен пачкой бумбан, состоящей из пестроцветных глин, песков, алевритов небольшой (до 30 м) мощности. В целом отложения позднего палеоцена—раннего эоцена охарактеризованы кондиляртро-диноцерато-пантодонтовой фауной ранних млекопитающих.

Средний—верхний эоцен развит более широко, чем нижние горизонты палеогена. Отложения этого возраста известны в Долине Озер (свита холболджи-нур), За-

алтайской Гоби (свита хайчин) и Юго-Восточной Гоби. В последние годы здесь проведена ревизия эоценовых и олигоценовых фаун, установлен ряд новых местонахождений фауны, позволивших детально подразделить отложения среднего—верхнего эоцена на ряд пачек (цаган-обо, бадрак, хубсугул, дзангут, севхуль, шаваг), которые хорошо коррелируются с разрезами эоцена сопредельной территории Китая. Граница эоцена—олигоцена проводится внутри свиты эргилин-дзо под пачкой эргилин [27].

Ранний олигоцен значительно развит в Юго-Восточной Монголии и Долине Озер. Это преимущественно светлые аллювиально-озерные песчано-гравийно-галечные отложения олигомиктового состава, являющиеся реликтами древней гидросети. Их мощность достигает 100—150 м (во впадинах). Отложения охарактеризованы бронтотериевой фауной млекопитающих.

Средний—верхний олигоцен наиболее широко проявлен во всем южном секторе Монголии. Он представлен свитой шанд-гол, состоящей из ярко-красных глин, суглинков, переходящих к подножию хребтов и гравелито-щебнистые отложения той же характерной для всей территории Монголии окраски. Это своеобразный маркирующий "стратиграфический репер", состав отложений и окраска которого выдерживаются на огромных пространствах. Отложения преимущественно субаэрального типа, лишь в центрах депрессий появляются субаквальные фации зеленовато-серых глин, супесей, песков. Мощность невыдержанная, максимальная (100—120 м) — во впадинах. Отложения этого горизонта охарактеризованы цаганомисово-индрикотериевой фауной, которая встречается почти повсеместно — от предгорий Монгольского Алтая до Юго-Восточной Гоби. Известно около 30 местонахождений этого возраста.

В разрезах свиты шанд-гол в ряде мест (Дзабхан, Долина Озер) отмечается до трех-четырех горизонтов базальтов, имеющих калий-аргоновые датировки [6]. Отложения олигоцена завершают цикл платформенного осадконакопления, продолжавшегося в Монголии в течение верхнего мела—палеогена.

Неогеновые и четвертичные отложения Монголии отвечают этапу новейшие активизации территории и приурочены к межгорным впадинам и долинам рек северного сектора Монголии.

Миоценовые (нижне- и среднемиоценовые) отложения залегают с размывом и, вероятно, со стратиграфическим несогласием на красноцветах олигоцена. Они встречаются во впадинах Котловины Больших Озер, Долины Озер, изолированными выходами протягиваются на восток до плато Дариганга. Вероятно, они развиты и во впадинах Северо-Восточной Монголии.

Это зеленовато-серые карбонатные глины, алевриты, гравийно-галечные пески иногда с отдельными красноцветными прослоями мощностью не более 50—70 м. Отложения преимущественно озерно-аллювиального генезиса. Местами (Долина Озер, Дариганга) в них присутствуют прослои базальтов. Эти отложения выделены в свиту лоо и нижнюю подсвиту ошин, содержащие анхитериево-мастодонтовую фауну млекопитающих [6].

Верхнемиоценовые отложения (верхняя подсвита ошин) известны пока только в Западной Монголии. Это желто-серые гравелистые пески и зелено-серые глины с раннегиппарионовой фауной млекопитающих [6, 8]. Мощность этой подсвиты составляет во впадинах до 100—120 м.

Плиоценовые отложения (нижний—средний плиоцен) образуют два разных типа разреза, характерных для различных структурно-геоморфологических зон осадконакопления. Озерный тип разреза типичен для крупных впадин Котловины Больших Озер и Долины Озер. Он представлен свитой хиргис-нур — светлыми песками, алевритами, глинами (пачка А) и белыми мергелитами (пачка Б) общей мощностью до 120—150 м. Отложения этого типа содержат уникальные для континентальной Азии местонахождения разнообразной фауны крупных и мелких млекопитающих, моллюсков, остракод, рыб, птиц, флоры (Хиргис-Нур 1—3).

В пределах этого интервала В.И. Жегалло, В.С. Зажигиным и Е.Л. Дмитриевой выделены пять комплексов млекопитающих, образующих эволюционную последовательность. Е.М. Малаевой детально исследована палинология этих отложений, что сделано впервые для Внутренней Азии. Разрезы охарактеризованы палеомагнитными исследованиями (М.А. Певзнер и др.).

Другой тип разреза плиоцена характерен для предгорной зоны, где широко развиты пролювиальные буроцветные галечно-гравийные и щебнисто-глинистые отложения свиты алтан-тэли с известным местонахождением фауны млекопитающих. Детальная стратиграфия этого разреза пока не разработана. Общая мощность отложений свиты алтан-тэли не менее 150—200 м. Оба типа разреза имеют фациальные переходы.

Верхний плиоцен наиболее хорошо изучен в долинах рек Северной Монголии, где открыто и исследовано около 10 местонахождений фауны млекопитающих [6, 7]. Выделены четыре комплекса мелких млекопитающих, включая нижний плейстоцен [17]. Отложения верхнего плиоцена состоят из буро- и красноцветных глин, алевритов, галечников, выполняющих древнюю гидросеть и впадины Северной Монголии; мощность их 20—30 м. Именно с плиоценовыми отложениями этого региона связаны известные и наиболее перспективные россыпные месторождения золота и касситерита.

Стратиграфия плейстоценовых отложений Монголии детально разрабатывалась для четырех разных структурно-геоморфологических зон [6, 17]. Распространение четвертичных отложений, их генетические типы и возраст показаны на впервые созданной Карте четвертичных отложений Монгольской Народной Республики (1979 г.). При изучении этих отложений впервые применен палинологический метод, позволивший Е.М. Малаевой восстановить историю развития растительности разных зон Монголии в плейстоцене и голоцене. Впервые было проведено термолюминесцентное датирование четвертичных отложений, позволившее провести их корреляцию с сопредельными территориями Советского Союза [1].

В горных районах Алтая и Хангая выделяются три сложно построенных ледниковых горизонта — в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене. В долинах рек им соответствуют комплексы разновысотных террас, а в Котловине Больших Озер и Долине Озер — озерные трансгрессивные уровни террас. Межледниковым этапам отвечают циклы эрозионного вреза и озерных регрессий. Пролювиальный тип разреза плейстоцена представлен чередованием климатогенных типов плювиального (=ледникового) и аридного (=межледникового) пролювия, имеющих специфические литологические особенности.

Эффузивные образования плиоцена и плейстоцена распространены ограниченно — лишь в Хангае и на Дариганге. По соотношению с осадочными образованиями, по палеомагнитным и калий-аргоновым данным, намечается несколько разновозрастных горизонтов, формирующих комплексы долинной генерации базальтов. Последние извержения вулкана Хорог датируются около 5—6 тыс. лет.

Изучение стратиграфии плиоцена и плейстоцена Монголии, особенно растительности этого времени, позволило существенно изменить прежние представления о палеогеографии этого последнего этапа геологической истории огромной территории внутренних районов Азии.

Одним из интереснейших моментов является открытие материальной культуры раннего палеолита, имеющего достаточно четкую геолого-геоморфологическую позицию. Это позволяет рассматривать территорию Монголии как объект для поисков носителей этой культуры и как возможный центр возникновения гоминид.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

За последние 10—15 лет получено свыше 100 калий-аргоновых, рубидий-стронцевых и палеомагнитных датировок мезозойских и кайнозойских эффузивов Монголии. Большая их часть характеризует горизонты базальтов, находящихся в осадочных толщах юрского, мелового, палеогенового и неогенового возраста. В совокупности полученные радиологические данные позволяют наметить следующие основные рубежи мезозойского и кайнозойского вулканизма Монголии (снизу вверх).

1. Ранне-среднеюрский этап характеризует время накопления отложений хамар-хубуринского горизонта, точнее, его верхней части. Этому этапу соответствуют калий-аргоновые датировки базальтов и андезитов из района левобережья р. Балджи (Северо-Восточная Монголия) — от 162 до 184 млн лет [24].

2. Позднеюрский этап отвечает времени формирования отложений шарилинского горизонта. Калий-аргоновый и рубидиво-строциевый возраст основных и кислых эффузивов шарилинской и тормохонской свит 156—145 млн лет.

3. Неокомский этап соответствует времени накопления цаганцабских образований (141—119 млн лет). Его можно рассматривать как время наивысшей вулканической активности на территории МНР за все мезо-кайнозойское время.

4. Апт-альбский этап отвечает времени формирования хухтыкского горизонта и барунбаянской свиты (114—104 млн лет) и заключенных в них базальтовых горизонтов.

5. Сеноманский этап (101—92 млн лет) — время накопления образований нижней и средней частей баинширэинской свиты.

6. Кампанский этап (80—75 млн лет)[1] соответствует середине к концу времени формирования отложений барунгойотской свиты.

7. Палеоценовый этап (63—60 млн лет), видимо, отвечает времени образования свиты наран-булак (=гашато). Это начало кайнозойского этапа вулканической деятельности, продолжающей верхнемеловой вулканизм, но имеющей незначительные масштабы.

8. Эоценовый этап (57—37 млн лет) соответствует времени формирования эоценовых отложений свиты хайчин (=холболджи-нур), хотя прямых взаимоотношений с датированными осадочными толщами не установлено.

Проявления этих этапов вулканизма локализованы вокруг хребта Гурван-Сайхан и южнее хребта Арц-Богдо.

9. Олигоценовый этап вулканической деятельности (32—24 млн лет) проявился на южном склоне Хангая и в Долине Озер, где несколько горизонтов базальтов встречаются в свите шанд-гол. Крайние западные очаги отмечены вблизи сомона Тайшир на р. Дзабхан. Намечается миграция палеогенового вулканизма от платформенных районов Заалтайской Гоби к южному подножию Хангайского мегасвода.

10. Миоценовый этап (20—6 млн лет) вулканизма был, по-видимому, наиболее мощный в кайнозойском цикле. В это время сформированы основание базальтового плато Дариганга, крупные покровы Прихубсугулья, Южного Хангая, а также отдельные ареалы на Хангае (верховья р. Тэс, район оз. Угэй-Нур, водораздел Хангая). Извержения базальтов миоценового этапа были многократными, местами их мощность достигает 100 м и более (перевал Эгин-Даба). Геоморфологическая позиция этого комплекса разнообразна — от плато-базальтов до "вложенной" в эрозионный рельеф "долинной" генерации наиболее высоких террас (долины рек Орхон, Хануй, Их-Тамир).

[1] Начиная с апта—альба имеются в виду калий-аргоновые и палеомагнитные датировки базальтов, полученные в различных геохронологических лабораториях СССР (ИГЕМ АН СССР, ГИН АН СССР, ИЗК СО АН СССР, ВСЕГЕИ, ИГ АН ГССР и др.).

11. Плиоценовый этап (3,5—0,7 млн лет) вулканизма проявился слабее. Он отмечен на плато Дариганга в виде "насаженных" полуразрушенных вулканических аппаратов, а также в Центральном Хангае, в широтных грабенах — Тарятском и Орхонском. По сравнению с палеогеновым и миоценовым этапом отмечается увеличение глубинности очагов магмообразования до 80—100 км. К этому и более молодому четвертичному комплексу приурочены ультраосновные мантийные включения лерцолитов.

12. Четвертичный этап вулканизма распространен очень ограниченно по сравнению с тем, что предполагалось ранее. Он известен (хотя пока радиологически и не датирован) на плато Дариганга, где широко представлены аппараты центрального типа разной степени сохранности. В Хангае вулканизм этого этапа наследует плиоценовые ареалы в Тарятском, Орхонском грабенах, а также на междуречье Орхон—Селенга, в районе перевала Эгин-Даба и в верховьях р. Туин-Гол. Как отмечалось выше, последние извержения вулкана Хорог произошли 5—6 тыс лет назад. Четвертичные базальты Хангая образуют вложенную генерацию низких террас.

Кроме радиологических исследований, впервые позволивших установить геохронологию эффузивных комплексов и вмещающих их осадочных образований, в Монголии проведены палеомагнитные исследования осадочного и эффузивного разрезов палеогена и неогена. Применение трех независимых методов — радиологического, палеомагнитного и биостратиграфического, впервые дало возможность оценить абсолютный возраст стратиграфических горизонтов и характеризующих их фаун и флор [6]. Такие работы на кайнозойских континентальных отложениях Внутренней Азии выполнены впервые. Палеомагнитные исследования охватили почти все стратотипические и опорные разрезы палеогена и неогена с известными местонахождениями фауны. Наиболее детально изучена этим методом плиоценовая часть разреза, что позволило перейти к межрегиональной корреляции этого интервала в пределах шкалы Кокса [6]. Эти исследования весьма перспективны для дальних корреляций. Первый вариант магнитостратиграфической схемы кайнозоя Монголии представлен на рисунке (см. вкл.).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В течение юры, мела и кайнозоя климат, рельеф и тектоническая обстановка на территории Монголии неоднократно испытывали существенные изменения, а начиная с поздней юры были неодинаковыми в различных ее регионах.

Ранне-среднеюрское время ознаменовалось активизацией тектонических процессов и существенной перестройкой раннемезозойского рельефа на всей территории Монголии. В это время были заложены основы ее современного геоморфологического плана: возникли крупные горные сооружения Хангая, Монгольского и Гобийского Алтая, Хэнтэя, Прихубсугулья, некоторые поднятия Южной и Восточной Монголии и разделяющие их протяженные, сравнительно узкие системы межгорных впадин Предалтайской, Предхэнтэйской, Северо-Гобийской, Селенгинской и некоторых других зон, простирающихся в западной половине Монголии в северо-западном и субширотном, а в восточной — в северо-восточном направлениях. На всей территории господствовал умеренно-теплый гумидный климат с лесными ландшафтами на водоразделах и в депрессионных зонах [24, 25]. Несмотря на сильную обводненность территории в это время, озерные бассейны, хотя и довольно многочисленные, не отличались большими размерами и глубинами, были, как правило, проточными, быстро зарастали и превращались в болота. Большинство озер находилось в пределах обширных аллювиальных равнин, в поймах рек. К концу средней юры поднятия существенно снивелировались, а впадины заполнились озерно-аллювиальными осадками. На северо-востоке, в бассейне р. Онон, местами возникли небольшие базальтовые плато.

В *поздней юре* климат на большей части Монголии становится аридным. Лишь крайний север и северо-восток оставался в зоне гумидного климата, и здесь формировались сероцветные аллювиально-озерные отложения, сходные со среднеюрскими. В середине поздней юры тектонические движения, носившие дифференцированный характер, привели к возрождению контрастного горного рельефа — поднятий и впадин. Наряду с ранее существовавшими впадинами образовались новые депрессионные зоны (Озерная, Ошинуринская, Южногобийская и др.). Напротив, некоторые впадины Западной и Северной Монголии (Хиргиснурская, Селенгинская и др.) перестали существовать. Озера возникали далеко не во всех впадинах аридной и гумидной зон. В аридной зоне они имели в основном небольшие размеры, были преимущественно бессточными, солоноватоводными. На востоке территории широко проявился вулканогенный рельеф (базальтовые плато, конусовидные вулканы и др.).

В начале *неокома* резко возросла вулканическая деятельность в восточной половине Монголии, в связи с чем здесь широко развит рельеф базальтовых плато. Некоторое увлажнение климата на западе, юге и востоке (до семиаридного) способствовало возникновению крупных, относительно глубоких озерных водоемов открытого типа во впадинах и интенсивному эрозионному расчленению водоразделов. В начале и середине неокома на востоке территории возникли вулканические ландшафты. Отдельные вулканы выбрасывали огромные массы пеплового материала, концентрировавшегося главным образом в озерных водоемах и превратившегося впоследствии в цеолитоносные туфы. К концу неокома рельеф позднеюрских поднятий был сильно выровнен, а в озерных котловинах, унаследованных с начала неокома, накапливались глины и илы, обогащенные растительной и животной органикой, давшие начало "бумажным сланцам".

Начало апт-альба ознаменовалось существенной гумидизацией климата на юго-востоке, востоке, севере и в центральной части Монголии, а также активизацией дифференцированных тектонических движений. На западе и северо-западе преобладали поднятия, на остальной территории — нисходящие движения, способствовавшие общему снижению ее гипсометрического уровня, возникновению многих новых и расширению прежних впадин. Озерные бассейны возникали преимущественно на юге, юго-востоке и западе, в зоне семиаридного климата. На остальной территории в зонах опускания формировались обширные и протяженные аллювиальные и озерно-аллювиальные равнины с озерно-болотными водоемами и лесными ландшафтами.

В *конце апт-альба* отчетливо обособились область активного прогибания Южной и Юго-Восточной Монголии (Гобийский прогиб) и область обширного поднятия Северной, Западной и Северо-Восточной Монголии (Северо-Монгольское поднятие). В условиях аридного жаркого климата и дифференцированных движений в Гобийском прогибе образовались сравнительно узкие впадины, заполняемые главным образом пролювиальным материалом, и разделяющие их линейные поднятия. В центральных частях впадин существовали небольшие соленые озера, питаемые водами рек, бравших начало в области Северо-Монгольского поднятия. На юге Гоби местами возник рельеф базальтовых плато.

В *позднем мелу* происходило дальнейшее плавное прогибание гобийских регионов Монголии и возникновение здесь крупных (близких к размерам современного Арала), относительно мелководных, солоноватоводных бассейнов. В области Северо-Монгольского поднятия формировались обширные денудационные равнины и мелкосопочники, а на юге и юго-востоке в условиях жаркого аридного климата — пролювиальные, озерные и озерно-аллювиальные равнины. В начале и середине позднего мела местами проявился локальный базальтовый вулканизм. В конце позднего мела начиналось общее поднятие территории, происходил распад озерной системы Гоби и резкое сокращение озерных водоемов. К началу палео-

гена озерные водоемы сохранились лишь в Заалтайской Гоби, к северу от Гурван-Сайхана и в Байшинцавской котловине Юго-Восточной Монголии.

В *палеогене* осадконакопление шло локально в южном секторе Монголии, частично наследуя области седиментации верхнемелового времени. В эоцене—раннем олигоцене в связи с гумидизацией климата преобладали озерно-речные системы в Долине Озер и Юго-Восточной Гоби со стоком на юго-восток, в сторону Китая. В областях денудации формировались сводовые поднятия Хангая, Монгольского Алтая, Хэнтэя. По-видимому, в нижнем олигоцене проявилась одна из ранних фаз тектонической активизации, обусловившая поступление галечно-гравийного материала в области субаквальной аккумуляции (свита эргилин-дзо и ее аналоги). Конец нижнего олигоцена отмечен стабилизацией тектонической обстановки с образованием коры выветривания. Эта обстановка сохранилась и в среднем—верхнем олигоцене, когда климат был, по-видимому, наиболее аридный в течение всего палеогена и неогена. На юге Монголии происходил распад гидросети, накопление преимущественно субаэральных отложений пролювия и делювия. Отмечаются проявления вулканизма основного типа по южным окраинам Хангайского сводового поднятия.

В *неогене* начался этап новейшей активизации территории, проявившийся в формировании сводовых поднятий Алтая, Хангая, Хэнтэя, их начальном эрозионном расчленении, прогибании крупных впадин Котловины Больших Озер, Долины Озер и Северо-Восточной Монголии. Вновь возникла озерно-речная система вдоль северного борта Алтая, но, вероятно, уже не связанная с Юго-Восточной Монголией. Климатические условия миоцена отличались чередованием относительно гумидных и аридных фаз, была проявлена и широтная зональность. Отмечается максимальное проявление базальтового вулканизма во многих районах Монголии.

В раннем и особенно среднем плиоцене продолжалась дальнейшая активизация тектонических движений — рост горных сооружений, их расчленение и прогибание межгорных впадин. В среднем плиоцене отмечен крупный плювиальный этап, выразившийся в формировании озерных систем в Котловине Больших Озер и Долине Озер, достигавших высоких гипсометрических уровней. Растительность этого времени дифференцировалась по широтным и вертикальным поясам. В ней сохранились элементы широколиственной флоры, экзотических хвойных, намечались ареальные связи с Амуро-Манчжурской провинцией. Климатические условия этого времени были умеренно-теплые.

В позднем плиоцене в результате продолжающейся неотектонической активизации рельеф Монголии был в основных чертах сформирован и приобрел гипсометрическую контрастность, близкую к современной. Установилась четкая вертикальная ландшафтно-климатическая зональность. Растительность горного пояса была представлена хвойно-широколиственными (на Хангае) и светлохвойными и смешанными лесами более низких ярусов гор. Предгорья, котловины и гобийские районы, по-видимому, имели степные и лесостепные ландшафты. Е.М. Малаевой отмечается несколько этапов чередования некоторого увлажнения и аридизации климата. Ни о какой пустынности территории Монголии говорить не приходится.

Плейстоцен — время значительных климатических изменений, дифференциации зон с осадконакоплением разных генетических типов, окончательного геоморфологического оформления территории Монголии, продолжающихся неотектонических движений, локального вулканизма, создания современных ландшафтов.

Надо отметить, что представления о Монголии как очень древней аридной области, с нашей точки зрения, весьма преувеличены. Изучение палеогеографии плейстоцена, истории растительности показывает, что близкая к современной аридная обстановка сложилась лишь в самом конце позднего плейстоцена, а максимальная аридизация связана со второй половиной голоцена.

Древние оледенения, имевшие весьма скромные масштабы и захватившие лишь высокогорья Алтая, Хангая, Хэнтэя и Северной Монголии, явились причиной общего похолодания и увлажнения климата. Во время оледенений происходило снижение высотных зон, леса спускались на более низкие ярусы предгорий, занимая большую площадь. Приледниковая обстановка существовала только непосредственно вблизи области оледенения, а распространения перигляциальных ландшафтов на равнины и гобийские районы, как это предполагали некоторые исследователи [18], не происходило. Наоборот, увеличение плювиальности климата вызвало развитие значительной обводненности территории, возникновение во впадинах плювиальных бассейнов с уровнями заполнения на 150—200 м выше современных, развитие речных долин и озер—разливов в гобийских районах страны. Установленная синхронность древнего оледенения с плювиальными эпохами хорошо подтверждается стратиграфическими и геохронологическими материалами [6]. Е.М. Малаевой по палинологическим материалам установлено 300—400 мм осадков в Котловине Больших Озер (современное — 100—150 мм). Обводненность территории, повышенное выпадение осадков (в 1,5—3 раза больше современных), меньшая континентальность климата (за счет уменьшения контраста зимних и летних температур), безусловно, активизировали развитие почвы, растительности даже в южном секторе Монголии, ныне входящем в экстрааридную зону Гоби. Несомненно, что подобные климатические условия плейстоцена способствовали развитию разнообразного животного мира. Указанные обстоятельства позволяют пересмотреть и палеоэкологические условия существования и развития древнего человека. Проводимые сейчас археологические исследования только в Западной Монголии выявили более 450 стоянок, из них около 20 раннепалеолитических. Это свидетельствует о широчайшем заселении Монголии древними людьми на протяжении нескольких сот тысячелетий. Проблема палеогеографических условий палеолитического времени является одной из наиболее актуальных на современном этапе изучения кайнозоя Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н.* Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолюминесцентным данным) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 149—172.
2. *Бадамгарав Д., Решетов В.Ю.* Палеонтология и стратиграфия палеогена Заалтайской Гоби. М.: Наука, 1985. 101 с.
3. *Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л.* и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 494 с.
4. *Дашзэвэг Д.* Новые данные о возрасте нижнепалеогеновых отложений Нэмэгэтинской котловины Монголии // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, N 2. С. 415—417.
5. *Дашзэвэг Д.* Биостратиграфия раннего палеогена Монголии (по млекопитающим): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1985. 43 с.
6. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
7. *Девяткин Е.В., Зажигин В.С.* Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны Северной Монголии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. С. 357—363.
8. *Жегалло В.И.* Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978. 152 с.
9. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1979.
10. Карта четвертичных отложений Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1979.
11. *Мартинсон Г.Г.* К вопросу о принципах стратиграфии и корреляции мезозойских континентальных образований Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 7—25.
12. *Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф.* Стратиграфическое расчленение юры и мела Юго-Восточной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 10. С. 139—143.
13. *Мартинсон Г.Г., Сочава А.В., Барсболд Р.* О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, N 5. С. 1081—1084.
14. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
15. *Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г.* Основные черты стратиграфии и истории развития

мезозойских структур Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 76—91.
16. *Николаева Т.В., Шувалов В.Ф.* Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1969. N 18. С. 129—139.
17. Поздний кайнозой Монголии: (Проблемы стратиграфии и палеогеографии). М.: Наука, 1988. 212 с.
18. *Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 335 с.
19. *Сочава А.В.* Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 113—182.
20. *Хосбаяр П.* Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Западной Монголии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208, N 6. С. 1426—1428.
21. *Шувалов В.Ф.* Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 50—112.
22. *Шувалов В.Ф.* Верхний сенон юго-востока Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 2. С. 58—62.
23. *Шувалов В.Ф.* Юрские и нижнемеловые отложения Восточной Гоби и распределение в них ископаемой фауны и флоры // Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л.: Наука, 1980. С. 91—118.
24. *Шувалов В.Ф.* Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18—80.
25. *Шувалов В.Ф.* Озерные бассейны аридных и гумидных областей Монголии в позднем мезозое // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985. С. 39—81.
26. *Шувалов В.Ф.* Возраст цаганцабского горизонта Монголии в свете новых радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 10. С. 68—77.
27. *Dashzeveg D., Devjatkin E.V.* Eocene-Oligocene boundary in Mongolia. Elsviz, 1986. P. 101—103.

УДК 550.42(517.3)

Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ МОНГОЛИИ

Наши представления о глубинной структуре базируются преимущественно на результатах геофизических исследований (сейсмологических, гравиметрических, аэромагнитных и др.). В этом отношении территория МНР изучена явно недостаточно (по сравнению, например, с Прибайкальем). К началу работ Советско-Монгольской геологической экспедиции была опубликована лишь одна работа П.П. Степанова и В.С. Волхонина [18], которая позволила на основании интерпретации гравитационных данных оценить толщину земной коры в различных районах Монголии и показать ее блоковое строение. В этой статье впервые для территории страны была намечена связь между региональным гравитационным полем (а соответственно и особенностями глубинного строения) и крупными мезо-кайнозойскими структурами (впадинами).

Благодаря работам советских и монгольских геофизиков к настоящему времени вся площадь страны покрыта мелкомасштабной гравиметрической съемкой и магнитными измерениями по редкой сети, а Восточная Монголия — аэромагнитной съемкой среднего масштаба [2, 3, 12, 20].

В ходе работ Советско-Монгольской геологической экспедиции были проведены гравиметрические (Ю.А. Зорин, М.Р. Новоселова, В.А. Рогожина и др.), а также микросейсмические, сейсмотектонические и сейсмологические исследования (С.Д. Хилько, Р.А. Курушин, В.М. Кочетков и др.), в результате которых были расширены наши представления о современном строении и состоянии глубоких недр Монголии. Результаты этих работ были опубликованы [11, 12].

Для понимания глубинных процессов, протекающих в недрах Монголии, и связи их с составом нижних частей земной коры и верхней мантии крайне важными оказались исследования глубинного вещества, выносимого на поверхность кайнозойскими базальтами в виде включений (В.В. Кепежинскас, Л.В. Агафонов,

© Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский, 1990

Древние оледенения, имевшие весьма скромные масштабы и захватившие лишь высокогорья Алтая, Хангая, Хэнтэя и Северной Монголии, явились причиной общего похолодания и увлажнения климата. Во время оледенений происходило снижение высотных зон, леса спускались на более низкие ярусы предгорий, занимая большую площадь. Приледниковая обстановка существовала только непосредственно вблизи области оледенения, а распространения перигляциальных ландшафтов на равнины и гобийские районы, как это предполагали некоторые исследователи [18], не происходило. Наоборот, увеличение плювиальности климата вызвало развитие значительной обводненности территории, возникновение во впадинах плювиальных бассейнов с уровнями заполнения на 150—200 м выше современных, развитие речных долин и озер—разливов в гобийских районах страны. Установленная синхронность древнего оледенения с плювиальными эпохами хорошо подтверждается стратиграфическими и геохронологическими материалами [6]. Е.М. Малаевой по палинологическим материалам установлено 300—400 мм осадков в Котловине Больших Озер (современное — 100—150 мм). Обводненность территории, повышенное выпадение осадков (в 1,5—3 раза больше современных), меньшая континентальность климата (за счет уменьшения контраста зимних и летних температур), безусловно, активизировали развитие почвы, растительности даже в южном секторе Монголии, ныне входящем в экстрааридную зону Гоби. Несомненно, что подобные климатические условия плейстоцена способствовали развитию разнообразного животного мира. Указанные обстоятельства позволяют пересмотреть и палеоэкологические условия существования и развития древнего человека. Проводимые сейчас археологические исследования только в Западной Монголии выявили более 450 стоянок, из них около 20 раннепалеолитических. Это свидетельствует о широчайшем заселении Монголии древними людьми на протяжении нескольких сот тысячелетий. Проблема палеогеографических условий палеолитического времени является одной из наиболее актуальных на современном этапе изучения кайнозоя Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н.* Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термолюминесцентным данным) // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 149—172.
2. *Бадамгарав Д., Решетов В.Ю.* Палеонтология и стратиграфия палеогена Заалтайской Гоби. М.: Наука, 1985. 101 с.
3. *Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л.* и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 494 с.
4. *Дашзэвэг Д.* Новые данные о возрасте нижнепалеогеновых отложений Нэмэгэтинской котловины Монголии // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, N 2. С. 415—417.
5. *Дашзэвэг Д.* Биостратиграфия раннего палеогена Монголии (по млекопитающим): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1985. 43 с.
6. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
7. *Девяткин Е.В., Зажигин В.С.* Эоплейстоценовые отложения и новые местонахождения фауны Северной Монголии // Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. С. 357—363.
8. *Жегалло В.И.* Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978. 152 с.
9. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1979.
10. Карта четвертичных отложений Монгольской Народной Республики. М.: ГУГК, 1979.
11. *Мартинсон Г.Г.* К вопросу о принципах стратиграфии и корреляции мезозойских континентальных образований Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 7—25.
12. *Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф.* Стратиграфическое расчленение юры и мела Юго-Восточной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 10. С. 139—143.
13. *Мартинсон Г.Г., Сочава А.В., Барсболд Р.* О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии // Докл. АН СССР. 1969. Т. 189, N 5. С. 1081—1084.
14. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
15. *Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г.* Основные черты стратиграфии и истории развития

мезозойских структур Монголии // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 76—91.
16. *Николаева Т.В., Шувалов В.Ф.* Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1969. N 18. С. 129—139.
17. Поздний кайнозой Монголии: (Проблемы стратиграфии и палеогеографии). М.: Наука, 1988. 212 с.
18. *Равский Э.И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 335 с.
19. *Сочава А.В.* Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 113—182.
20. *Хосбаяр П.* Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Западной Монголии // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208, N 6. С. 1426—1428.
21. *Шувалов В.Ф.* Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии // Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975. С. 50—112.
22. *Шувалов В.Ф.* Верхний сенон юго-востока Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 2. С. 58—62.
23. *Шувалов В.Ф.* Юрские и нижнемеловые отложения Восточной Гоби и распределение в них ископаемой фауны и флоры // Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Л.: Наука, 1980. С. 91—118.
24. *Шувалов В.Ф.* Палеогеография и история развития озерных систем Монголии в юрское и меловое время // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л.: Наука, 1982. С. 18—80.
25. *Шувалов В.Ф.* Озерные бассейны аридных и гумидных областей Монголии в позднем мезозое // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л.: Наука, 1985. С. 39—81.
26. *Шувалов В.Ф.* Возраст цаганцабского горизонта Монголии в свете новых радиологических данных // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 10. С. 68—77.
27. *Dashzeveg D., Devjatkin E.V.* Eocene-Oligocene boundary in Mongolia. Elsviz, 1986. P. 101—103.

УДК 550.42(517.3)

Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский

О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ МОНГОЛИИ

Наши представления о глубинной структуре базируются преимущественно на результатах геофизических исследований (сейсмологических, гравиметрических, аэромагнитных и др.). В этом отношении территория МНР изучена явно недостаточно (по сравнению, например, с Прибайкальем). К началу работ Советско-Монгольской геологической экспедиции была опубликована лишь одна работа П.П. Степанова и В.С. Волхонина [18], которая позволила на основании интерпретации гравитационных данных оценить толщину земной коры в различных районах Монголии и показать ее блоковое строение. В этой статье впервые для территории страны была намечена связь между региональным гравитационным полем (а соответствтенно и особенностями глубинного строения) и крупными мезо-кайнозойскими структурами (впадинами).

Благодаря работам советских и монгольских геофизиков к настоящему времени вся площадь страны покрыта мелкомасштабной гравиметрической съемкой и магнитными измерениями по редкой сети, а Восточная Монголия — аэромагнитной съемкой среднего масштаба [2, 3, 12, 20].

В ходе работ Советско-Монгольской геологической экспедиции были проведены гравиметрические (Ю.А. Зорин, М.Р. Новоселова, В.А. Рогожина и др.), а также микросейсмические, сейсмотектонические и сейсмологические исследования (С.Д. Хилько, Р.А. Курушин, В.М. Кочетков и др.), в результате которых были расширены наши представления о современном строении и состоянии глубоких недр Монголии. Результаты этих работ были опубликованы [11, 12].

Для понимания глубинных процессов, протекающих в недрах Монголии, и связи их с составом нижних частей земной коры и верхней мантии крайне важными оказались исследования глубинного вещества, выносимого на поверхность кайнозойскими базальтами в виде включений (В.В. Кепежинскас, Л.В. Агафонов,

© Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский, 1990

Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский и др.). Было показано, что тектоно-магматическая активность территории обусловлена процессами, протекающими в верхней мантии; она связана с существованием "горячего" мантийного субстрата, характеризуемого пониженными плотностью и скоростями распространения упругих волн. По мнению Ю.А. Зорина и др. [12], М.Е. Артемьева и др. [1], тектономагматическая активизация территории Монголии и прилегающих областей Южной Сибири, включая весь Байкало-Монгольский регион, была обусловлена внедрением в литосферу аномальной верхней мантии. Этот процесс, начавшийся в эоцене—олигоцене, был связан, скорее всего, со скоплением разогретого вещества пониженной плотности, поднимавшегося в виде громадного диапира с больших глубин и вызвавшего общее воздымание всего Байкало-Монгольского региона. Часть этого диапира в виде отдельных выступов его кровли подходила к подошве земной коры, что привело к интенсивному вулканизму на большей части территории страны, например вулканизм Хангайского нагорья, Орхон-Селенгинского ареала, Среднегобийской зоны и др. Основным результатом геофизических исследований можно считать противопоставление по строению верхней мантии Восточной Монголии ее западным и центральным районам страны. Аномальная мантия выделена именно в западной части МНР; она характеризуется отрицательными гравитационными аномалиями [1] и пониженными скоростями сейсмических волн [12].

Под Восточной Монголией верхняя мантия отличается нормальным распределением плотности и скорости. Вместе с данными магнитометрии эти различия в свойствах верхней мантии обосновывают ее неотектоническое районирование на два блока — западный и восточный, резко различных по интенсивности кайнозойских тектонических движений [19]. В настоящее время для этих блоков предполагается двухслойная континентальная земная кора (за исключением осадочного слоя), мощность которой достигает 50 км. При этом отмечается, что с востока на запад происходит общее утолщение коры с 36—40 до 45—50 км и возрастание мощности гранитного слоя от 8—12 до 16—25 км.

Территория МНР характеризуется высокой и неоднородной сейсмичностью. Главные сейсмогенные структуры приурочены к западной и центральной частям страны. Здесь происходили наиболее сильные в историческое время землетрясения — Болнайское (1905 г.), Гоби-Алтайское (1957 г.), Могодское (1967 г.) и др. Сейсмологические исследования, связанные с изучением механизма очагов землетрясений, позволили установить господствующие в них условия близгоризонтального сжатия [5, 6, 14, 15, 20]. Возможно, что в Прихубсугулье взаимодействие этого поля напряжений с байкальским, для которого характерно близгоризонтальное растяжение, связано с развитием рифтовых структур. Все очаги землетрясений Монголии размещаются в пределах земной коры [11], а для сильных землетрясений наиболее обычна глубина 15—30 км. В целом территория МНР характеризуется полем сжимающих напряжений на фоне ее регионального воздымания.

Геолого-структурные особенности Монголии в большой степени определяются разломами, имеющими различную природу. Отмечена связь крупных панрегиональных разломов с эпицентрами землетрясений. Такие разломы, или, точнее, зоны разломов, протягиваются на сотни километров на северо-западе и юго-западе страны (Баянульский, Хан-Хухэйский, Ихэбогдинский и др.). Асейсмичными являются крупнейшие разломы Восточной и Центральной Монголии — Южно-Хэнтэйский, Ононский, Баянхонгорский и др. Большинство этих разломов имеет унаследованное развитие с раннего палеозоя, что может свидетельствовать о сложном тектоно-магматическом развитии территории МНР на фанерозойском этапе.

Установлено, что землетрясения "избегают" областей с ярко выраженными региональными аномалиями и тяготеют к градиентным зонам глубинных аномалий [7]. Геофизические и геологические данные свидетельствуют о том, что

на территории МНР поверхностные геологические структуры и сейсмогенные элементы структур обусловлены развитием глубинного вещества — его динамикой в этих градиентных зонах. Разуплотненная аномальная мантия, являясь концентратором тепла, активно воздействует на земную кору, прогревает ее и предотвращает хрупкую деформацию пород коры. Этому способствует и вулканизм, вызванный действием той же аномалии. Мы уже неоднократно отмечали, что в сущности весь неоген-четвертичный вулканизм Монголии за исключением юго-восточной части страны (Дариганга) сосредоточен в субмеридиональной зоне, в общем виде совпадающей с областью развития максимальных региональных гравитационных аномалий и с зонами пониженных скоростей сейсмических волн.

Изучение возрастного распределения кайнозойских базальтов по латерали выявило их асимметрию [7, 10]. К северу от Хангая, в сторону Байкальского рифта, вулканизм, вероятно, с интервалами продолжался с олигоцена до голоцена включительно. Возможно, что такая картина в размещении продуктов вулканизма обусловлена смещением глубинных и поверхностных процессов во времени в северо-восточном направлении, в сторону Байкальского рифта, по простиранию глубинных аномалий. С нашей точки зрения, движение глубинного вещества в кровле астеносферы определяется профилем подошвы литосферы, который обусловлен определенными соотношениями между длительно существующими устойчивыми и подвижными структурами. Можно предположить, что неотектоническая активизация территории Монголии определяется динамикой существования аномальной мантии.

Для того чтобы получить наиболее полную информацию о вещественном составе недр Монголии и характере глубинных процессов, связанных с наблюдаемыми геофизическими полями, следует обратиться к результатам изучения продуктов кайнозойского вулканизма, в особенности глубинных включений, выносимых на поверхность базальтами. Последние дают наиболее достоверный материал о составе глубинного вещества и энергетическом состоянии нижних частей земной коры и верхней мантии. По минеральным парагенезисам и термодинамическим условиям их устойчивости среди включений выделены две группы — коровые и мантийные. Среди первых, помимо гранитов, граносиенитов, габбродиоритов и терригенно-вулканогенных образований, широко распространены метаморфические породы, соответствующие гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма. К этой группе можно отнести и ксенолиты эклогитов и эклогитоподобных пород, состоящих из пиральспитового граната, моноклинного пироксена и плагиоклаза в различных соотношениях. Здесь преобладают относительно "сухие" парагенезисы с пироксенами.

Среди мантийных ксенолитов следует в первую очередь отметить группы шпинелевых и гранатовых перидотитов. Первые представлены перидотитами "зеленого" типа — магнезиальными ультрабазитами, а также глубинными породами "черного" типа, обогащенными железом и титаном. Реже встречаются эклогиты, гранулиты и другие разновидности пород субстрата глубоких горизонтов земной коры. Глубинный мантийный уровень заложения магматических очагов подтверждается находками гранат-шпинелевых ультрабазитов, устойчивых на глубинах 60—80 км.

Минералогическая термобарометрия, основанная на изучении химического состава минералов включений, может быть использована для оценки термического режима среды под вулканическими областями [8]. При сравнении температур равновесий минералов из ксенолитов различных районов Монголии — Хангая и Дариганги — оказалось, что первые примерно на 200° С "холоднее" [16]. Минералы гранатовых и гранат-шпинелевых лерцолитов обоих районов равновесны при близких P—T параметрах: ~22±3 кбар и 1100±50° С. Это позволило сделать вывод о том, что по термическому режиму наиболее резко различаются области верхней мантии, сложенные ультрабазитами шпинелевой фации, т.е. подкоровые

слои мощностью 15—20 км. Температурные оценки для различных глубинных уровней под всем Байкало-Монгольским регионом приводились разными авторами: у подошвы литосферы ~1200° С на глубинах примерно 60 км [13], в основании земной коры — 1000—1200° С на глубинах 35—40 км под рифтами [4] и на верхней кромке внедрившегося в земную кору магматического тела — 700—800° С на глубинах около 15 км [13]. Использование всех этих данных показало, что от стабильной платформы к развитой рифтовой структуре происходит прогрессивный разогрев преимущественно подкоровых слоев верхней мантии. Было установлено, что в общем виде кайнозойский базальтовый вулканизм Монголии отражает предрифтовую стадию развития этого региона [17], а точнее, этап обширного сводообразования. Интенсивный вулканизм был обусловлен высокой эндогенной активностью глубоких слоев верхней мантии. Наличие гранатовых ультрабазитов и мегакристаллов пиропа свидетельствует о том, что корни магмообразования уходят на глубины более 75 км.

Тектонические и геоморфологические данные показывают, что при сравнении двух главных вулканических ареалов МНР один из них — Дариганга — находится на этапе раннего рифтогенеза, а развитие Хангайского нагорья очень близко напоминает формирование рифтовых структур. В этом случае различия в установленных оценках температур однозначно будут указывать на глубинную динамику рифтового эндогенного режима, которая заключается в последовательном разогреве менее глубоких зон. На уровне перехода от шпинелевой к гранатовой фации лерцолитов (~70—80 км), где размещаются мантийные магматические очаги, температура недр магматогенных районов Монголии одинакова — 1050—1150° С (только в области магмообразования), а на несколько более глубоком уровне она доходит до 1200° С.

Существенно и то, что построенные для Хангая и Дариганги вещественные колонки разрезов земной коры и верхней мантии близки между собой [16]. Об этом свидетельствует изофациальный и близкий по составу набор глубинных включений в обоих ареалах вулканизма. Была показана устойчивость глубинных метаморфических докембрийских комплексов в виде ксенолитов в кайнозойских базальтах, залегающих в нижних частях земной коры. Устойчивость метаморфических пород в течение последующей последокембрийской тектоно-магматической активизации в блоках земной коры Монголии может указывать на принципиальное сохранение в фанерозое континентальной земной коры.

Учитывая все геолого-геофизические данные, можно полагать, что верхний разрез мантии под районами кайнозойского вулканизма до глубин ~70—80 км должен быть представлен преимущественно четырехфазовым лерцолитом — оливин, ромбический и моноклинный пироксены, шпинель. В подчиненном количестве присутствуют пироксениты, в том числе породы уже отмеченной "черной" серии (железисто-магнезиальный тип). Ультраосновное вещество верхней мантии по своей природе, скорее всего, является метаморфогенным, что отражается в гетерогенном строении мантии, составе и некоторых закономерностях геохимической специализации минералов ксенолитов. Об этом свидетельствует корреляция величин отношений Cr/Al и Fe/Mg в шпинелях — их приуроченность к метаморфическому типу, для которого при переходе к пироксенитовым разностям установлено постепенное обогащение минерала Al_2O_3, MgO и уменьшение содержаний Cr_2O_3, ΣFe. В этих породах в мантии происходило, по-видимому, метасоматическое преобразование и прежде всего на геохимическом уровне. Сравнительный анализ минералогии двух самых крупных регионов кайнозойского вулканизма Монголии показывает, что состав вещества верхней мантии под Даригангой по сравнению с Хангаем более "истощен" базальтоидными компонентами. Региональные различия в вещественном субстрате недр Монголии, с нашей точки зрения, являются отражением сложной и длительной предыстории тектонического развития региона.

Кайнозойская тектоническая и магматическая активность Монголии, как и всей Центральной Азии, связана, видимо, с динамикой вещества верхней мантии. Интерпретация гравиметрических и сейсмических данных, результаты изучения глубинных включений и состава базальтов различных районов Монголии, термический режим, устанавливаемый по температурам равновесия минералов включений свидетельствуют о сложном взаимодействии литосферы и аномальной мантии под районами проявления молодого вулканизма. Локальный разогрев субстрата в ограниченном диапазоне глубин, возможно, связан с особенностями взаимодействия "горячей" аномальной мантии с астеносферой и нижними слоями литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артемьев М.Е., Ганшафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Корреляция новейшей тектоно-магматической активизации территории МНР с мантийной компонентой гравитационного поля // Докл. АН СССР. 1978. Т 211, N 6. С. 1303—1306.
2. *Аюушжав Г., Балбар И., Бямба Ч., Луговенко В.И.* Геомагнитное поле Монголии. М.: Наука, 1982. 144 с.
3. *Блюменцвайг В.И., Попов А.И.* О связи магнитного поля с геологической структурой Центральной Монголии // Геофизические исследования Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977. С. 93—103.
4. *Бухаров А.А.* Сравнительная оценка энергии вулканических процессов некоторых рифтовых зон и вулканических областей и о вулканизме Байкальской впадины // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 140—145.
5. *Введенская А.В.* Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 134 с.
6. *Введенская А.В., Балакина Л.М.* Методика и результаты определения напряжений, действующих в очагах землетрясений Монголии и Прибайкалья // Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР. 1960. N 10. С. 73—84.
7. *Геншафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.Я.* Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии // Геотектоника. 1978. N 5. С. 105—115.
8. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Каминский Ф.В.* Опыт построения кайнозойских геотерм по минеральным термометрам // Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М.: Наука, 1981. С. 24—30.
9. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Крамер В., Зайферт В.* Индикаторная роль ультраосновных включений в познании глубинных условий базальтового магмообразования // Океанический магматизм: Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986. С. 51—63.
10. *Девяткин Е.В.* Кайнозой Центральной Азии. М.: Наука, 1981. 196 с.
11. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 224 с.
12. *Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А.* Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 94 с.
13. *Лысак С.В., Дучков А.Д., Голубев В.А.* и др. Глубинный типловой поток и температура земной коры Байкальского рифта // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 54—62.
14. *Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И.* Юго-западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1983. N 2. С. 74—83.
15. *Москвина А.Г.* Механизм и параметры очага Могодского землетрясения 5 января 1967 г. и его афтершоков // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. N 1. С. 3—18.
16. *Салтыковский А.Я.* Ксенолиты и верхняя мантия Монголии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 108—116.
17. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С., Грачев А.Ф.* и др. Петрология и петрохимия кайнозойских базальтов и глубинных включений Байкало-Монгольского региона // Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981. С. 5—86.
18. *Степанов П.П., Волхонин В.С.* Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным // Сов. геология. 1969. N 5. С. 47—63.
19. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
20. *Тудэв Ц., Чагнаадорж Д., Баяр Г.* Основные черты тектонического строения Монголии по геофизическим данным // Геология и геофизика. 1981. N 4. С. 81—86.

УДК 552.33 (517.3—17/57—13)

Р.М. Яшина

ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ И ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Территория Северной Монголии входит в состав крупнейшей в мире провинции щелочных пород, которая охватывает краевые части Сибирской платформы и ее обширное байкальско-каледонское складчатое обрамление. Здесь известно не менее 300 щелочных массивов, не считая многочисленных мелких магматических проявлений. Важной особенностью этой провинции является ее приуроченность к древнему (дорифейскому) Сибирско-Монгольскому континентальному массиву, который периодически подвергался дроблению и многократной тектонической перестройке в течение всего фанерозоя.

Немаловажную роль в развитии щелочного магматизма играли древние глубинные разломы, трассировавшие архейско-протерозойскую континентальную кору и достигавшие глубоких горизонтов мантии. Такие разломы неоднократно оживлялись, служили деструктивными границами крупных литосферных блоков, были проводниками глубинных (мантийных) магматических расплавов, в том числе щелочных ультраосновных, щелочно-базальтоидных, фонолитовых и др. В связи с этим щелочной магматизм Северной Монголии не является исключением, так как большинство щелочных интрузивных массивов, а их обнаружено не менее 50, сосредоточено в зонах древних глубинных разломов, ограничивающих или рассекающих крупные выступы протерозойского фундамента — Сангиленский, Дэлгэр-Мурэнский, Северо-Сонгинский, Бутулийнурский и др.

Первые сведения о находке в Северной Монголии локальных проявлений щелочных гранитов, нефелиновых и щелочных сиенитов принадлежат Б. Лувсанданзану и Р.А. Хасину [3]. Позднее в итоге мелкомасштабных (1:1 000 000) геологосъемочных работ экспедиции ВАГТ СССР (отряд А.В. Ильина) стали известны габброидные, ийолит-уртитовые и сиенит-нефелинсиенитовые массивы бассейнов рек Уджигин-Гол и Бэлтэсин-Гол. А.С. Павленко с соавторами [4, 5] объединили все перечисленные породы вместе с девонскими гранитами в единую гранит-щелочно-гранитоидную формацию. Он считал, что меланократовые образования (габбро, ийолиты и др.) являются реститовыми фациями метасоматически-палингенного гранитоидного процесса, протекавшего в различных осадочно-метаморфических толщах. Эти гипотетические представления противоречили фактическим материалам автора по сопредельной с МНР Тувинской щелочной провинции [9], а также по другим регионам распространения щелочных пород южного обрамления Сибирской платформы [8].

С организацией Советско-Монгольской геологической экспедиции началось планомерное изучение палеозойских магматических образований Северной Монголии. В период 1968—1971 гг. проведено детальное геологическое картирование и минералого-петрографическое исследование 16 гранитоидных и 14 щелочных массивов (в том числе и вновь обнаруженных). В результате получен ряд фактов, которые невозможно объяснить с позиций гипотезы А.С. Павленко. К числу таких фактов относятся новые данные о структурном положении, внутреннем строении и составе интрузивных массивов, а также о геологическом и абсолютном возрасте пород [1, 7]. Это дало возможность решить несколько теоретических задач: 1) разработать общую схему палеозойского магматизма в различных структурных элементах Северной Монголии [1]; 2) уточ-

© Р.М. Яшина, 1990

нить время и место проявления разнотипных по составу щелочных массивов [10]; 3) обосновать их расчленение на три разновозрастные формации [7]: раннедевонскую (396—400 млн лет) щелочно-габброидную с поздними интрузивными телами высокоглиноземистых нефелиновых пород (ийолит-уртиты, уртиты, ювиты); каменноугольную (300—325 млн лет) сиенит-нефелинсиенитовую формацию с жильными редкометальными пегматитами, альбититами и мариуполитами; пермскую (276—240 млн лет) щелочную сиенит-гранитовую, тесно сопряженную во времени с позднепалеозойским трахит-трахириолит-комендитовым вулканизмом, проявления которого были обнаружены в различных пунктах Северной Монголии, в том числе в районах сомонов Нумрэг, Тасон-Цэнгэл и в западной части Орхон-Селенгинского прогиба [6].

Характеристика перечисленных щелочных формаций дана в ряде публикаций [1, 7, 8, 10], где подчеркивается их самостоятельность, а также петрогеохимические и металлогенические различия, что имеет важное практическое значение. Отчетливо выявилось, что многофазным интрузивным массивам раннедевонской формации свойственны рудные концентрации Fe, Ti и P в ранних мафических — габброидных породах, а глинозема, калия и натрия в поздних салических — нефелиновых породах. Для массивов каменноугольной сиенит-нефелинсиенитовой формации характерно накопление Zr, Nb и TR (Ce) в остаточных агпаитовых дифференциатах с образованием рудных концентраций в пегматитах, мариуполитах и альбититах. Только в пермских щелочных гранитах фиксируется изначально повышенное содержание определенного набора редких элементов — Zr, Nb, Ta, TR (Ce, Y), Li, Be, Sn и др., превышающее кларковый уровень в 5—10 раз. Накопление перечисленных редких элементов происходит в жильных щелочных гранитах и пегматитах, а также в сопровождающих их метасоматитах, представленных редкометальными апогранитами, метапегматитами и альбититами.

Установив разновозрастные щелочные формации Северной Монголии и определив их характерные признаки (структурно-геологические, петрографо-петрохимические, геохимические и металлогенические), мы смогли приступить (1976—1980 гг.) к более широким теоретическим исследованиям. Они были нацелены на решение актуальной проблемы современной геологии и петрологии — эволюции щелочного магматизма в длительной истории формирования континентальных тектонических структур, а также на выявление общих закономерностей размещения щелочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых.

Разработка данной проблемы проводилась на примере складчато-глыбовых областей Северной Монголии и Южной Сибири, современная структура которых создавалась в основном на континентальной стадии их формирования, охватывавшей почти весь фанерозой, включая четвертичный период, т.е. не менее 500 млн лет. В течение этого времени происходили неоднократные разломно- и сводово-глыбовые тектонические движения, сопровождавшиеся мощным проявлением континентального вулканизма, внегеосинклинального гранитного магматизма и созданием приразломных поясов щелочных интрузивных массивов.

Сравнительный анализ размещения разновозрастных и разнотипных по составу щелочных формаций показал, что в пределах складчато-глыбовых областей южного обрамления Сибирской платформы щелочной магматизм проявлялся неоднократно, после создания мощного гранитно-метаморфического слоя земной коры: доверхнерифейского — в байкалидах и нижнепалеозойского — в ранних каледонидах [8]. Ареалы щелочного магматизма наложены на разновозрастные складчатые области. Развитие таких ареалов связано с зонами оживленных глубинных разломов фундамента или с новообразованными структурами тектоно-магматической активизации (разломные, рифтогенные и дейтероорогенные). Характерно, что наиболее ранний, позднерифейский, ареал за-

хватывал краевые части платформы и сопредельные глыбовые поднятия байкалид. В среднем палеозое ареал щелочного магматизма наложился на краевые участка байкалид (Тувино-Монгольский срединный массив) и раннекаледонские области (Алтае-Саянскую, Северо-Монгольскую и Байкальскую горную страну). Развитие этого ареала связано с формированием континентальных сводовых поднятий, рифтовых зон и сквозных глубинных разломов, возникавших в период раскрытия Урало-Монгольского Палеотетиса.

В конце палеозоя и особенно в мезозое ареал щелочного магматизма переместился на юго-восток и восток, где захватывал раннекеаледонский мегаблок Северной Монголии, Забайкалье, область Становика, Алданский щит, Анабарскую глыбу и др. Данный ареал щелочного магматизма тяготеет к периферии континентальной вулканической области, развивавшейся сопряженно с Тихоокеанским подвижным поясом [8, 11].

Поскольку щелочный магматизм оторван во времени от геосинклинального и собственно орогенного этапов формирования складчато-глыбовых областей, то для консолидированных континентальных структур земной коры возникла необходимость выделения эпох щелочного магматизма [2]. С этой целью автором впервые разработана структурно-геологическая систематика щелочных формаций Южной Сибири и Северной Монголии. В ее основу положены три главных признака природных ассоциаций щелочных пород: петрографический (породный) состав, время образования и пространственное положение с учетом вмещающих и магмоконтролирующих структур. Благодаря этому четко выделились главнейшие эпохи щелочного магматизма: I — позднерифейская (700—600 млн лет); II — среднепалеозойская с этапами раннедевонским (430—380 млн лет) и каменноугольным (330—320 млн лет); III — позднепалеозойская (280—240 млн лет); IV — раннемезозойская (150—100 млн лет); V — кайнозойская (25—0,1 млн лет). Эти эпохи по времени совпадали с периодами крупной тектонической перестройки Евразийского материка.

Сопоставление щелочных интрузивных формаций, возникавших в различные магматические эпохи, показало, что строение и состав типовых щелочных массивов зависят от тектонического режима, который определял условия их образования и закономерности размещения. Так, в условиях дробления краевых частей платформы и оживления сквозных разломных систем, трассирующих глубокие горизонты мантии, создавались магматические комплексы щелочной ультраосновной формации. Они обычно образуют массивы центрального типа, породам которых свойственна повышенная магнезиальность, кальциевость и титанистость при обедненности глиноземом и недосыщенности кремнекислотой. В условиях активизации постскладчатых (эпикембрийских) поднятий, где глубинные разломы фундамента достигали астеносферного слоя верхней мантии, создавались крупные очаги субщелочной оливин-базальтовой и щелочно-базальтоидной магмы. С ее подъемом связано формирование сводовых поднятий и рифтогенных впадин, а также многочисленных интрузивов группы щелочных основных формаций, породы которых отличаются повышенной Ca-Fe основностью и глиноземистостью. При реактивации рифтогенного режима в каменноугольный период и повторном оживлении глубинных разломов фундамента возникали массивы группы щелочно-салических (сиенитоидных) формаций. Они образуют автономные интрузивные тела трещинного типа, для пород которых характерны щелочно-салический профиль химизма, обедненность сильными основаниями, широкий диапазон изменения щелочности и глиноземистости, постоянная недосыщенность кремнеземом.

Наконец, в условиях формирования внутриконтинентальных вулканических поясов при поднятии уровня границы М, интенсивном преобразовании нижних горизонтов земной коры создавались очаги оливин-базальтовых и трахибазальтовых магм. С их деятельностью связаны формации трахибазальтов,

трахиандезитов, трахитов и трахириолитов с комендитами, а также многочисленные субвулканические и гипабиссальные сиенит-щелочногранитные массивы, породы которых насыщены и пересыщены кремнекислотой.

К числу важнейших закономерностей размещения щелочных формаций относятся: сосредоточение интрузивных формаций на разновозрастных поднятиях (приплатформенных, послескладчатых, посторогенных и др.), где их положение контролируется зонами меж- и трансструктурных глубинных разломов; приуроченность вулканических формаций к рифтогенным прогибам и впадинам или к периферии вулканических поясов; зональное размещение разнотипных по составу щелочных формаций по отношению к краю Сибирской платформы.

При сопоставлении латеральных и возрастных рядов формаций установлена направленная эволюция щелочного интрузивного магматизма. Она проявлена в снижении щелочно-мафических (ультраосновных, габброидных) и возрастании значения щелочно-салических (сиенитоидных) или щелочно-кремнекислых (гранитоидных) формаций, как во времени — от позднего рифея к среднему—верхнему палеозою, раннему мезозою, так и в пространстве — от края платформы к байкалидам, ранним каледонидам, более молодым сводово-глыбовым структурам и сопряженным с ними вулканическим поясам.

Многолетнее изучение щелочных формаций Северной Монголии и южного обрамления Сибирской платформы позволило сделать следующие петрогенетические выводы: 1) во всех исследованных щелочных формациях отсутствуют породы нормального ряда; 2) источником щелочных формаций были магмы, обладавшие первичной (изначальной) повышенной щелочностью; 3) исходные магмы соответствовали следующему составу пород: щелочным пикритам или нефелинитам, субщелочным оливиновым базальтам и щелочным базальтоидам, трахибазальтам, фонолитам (или фойяитам и миаскитам); 4) эволюция химизма магматическх серий, типичных для щелочных ультраосновных и щелочных основных формаций, направлена преимущественно в сторону увеличения кремнекислотности и щелочности поздних дифференциатов со снижением роли сильных оснований (MgO, CaO) и нарастанием Al_2O_3, K_2O (до фонолитового и трахитового уровня); 5) эволюция химизма щелочных салических (сиенит-нефелинсиенитовых) интрузивных серий протекала со снижением кремнекислотности и повышением щелочности вплоть до образования высоконатриевых (агпаитовых) остаточных дифференциатов; 6) источником магматических пород сиенит-щелочногранитовой формации являлся Na-K субщелочной расплав, отличавшийся от типичных щелочных магм более высоким содержанием SiO_2. Это, по-видимому, являлось необходимым условием для возникновения поздних интрузивных дифференциатов, по химизму отвечающих высококремниевым и высокощелочным (агпаитовым) гранитам.

Проблема генезиса щелочных пород всегда привлекала внимание исследователей и периодически вызывала острые дискуссии. Согласно современной модели Д.Х. Грина и А.Е. Рингвуда [12] щелочные ультраосновные и щелочные базальтоидные магмы образуются при разноглубинном плавлении вещества верхней мантии. Подтверждением этого служат многочисленные находки ксенолитов гранатовых перидотитов, шпинелевых лерцолитов и нодулей с высокобарическими минералами преимущественно в лавах щелочно-ультраосновного и базальтоидного состава.

Также не вызывает сомнений возможность образования небольших объемов эвтектического фонолитового расплава в процессе кристаллизационной дифференциации глубинных щелочно-базальтоидных и нефелинитовых магм в промежуточных очагах в пределах земной коры. Аналоги таких фонолитов известны в массивах щелочных ультраосновных и щелочно-габброидных формаций. Однако до сих пор остается нерешенным вопрос о происхождении

больших объемов глубинных фонолитовых магм, которые явились источником многих автономных массивов фельдшпатоидных сиенитов, образующих группу щелочных салических формаций, проявленных почти на всех континентах. Актуальность этой петрологической проблемы определяется еще и тем, что до сих пор многие исследователи, особенно Сибири, связывают образование нефелинсиенитовых массивов с гранитоидными комплексами пород. По нашему мнению, эти представления находятся в противоречии с данными не только геологии, но также петрологии и физико-химии щелочно-салического магматизма.

Кратко остановимся на металлогенических аспектах щелочного магматизма Северной Монголии и южного обрамления Сибирской платформы. Каждой эпохе его развития свойственна металлогеническая специфика, обусловленная определенным набором щелочных формаций и связанных с ними рудных месторождений.

Позднерифейская эпоха щелочного ультраосновного магматизма характеризуется проявлением карбонатитовых комплексов, на ранней стадии формирования которых создавались кальцит-апатит-титаномагнетитовые и флогопитовые руды, на средней — карбонат-апатит-пирохловые, а на поздней — анкерит-доломитовые с редкоземельной минерализацией. Месторождения сосредоточены на краевых поднятиях юга Сибирской платформы.

Среднепалеозойской эпохе свойственны совсем иные виды полезных ископаемых. Это значительные месторождения высокоглиноземистых анортозитов, апатит-титаномагнетитовых руд, а также щелочных глиноземсодержащих нефелиновых пород, из которых можно получать глинозем, алюминий, соду, поташ и целый ряд других промышленно-ценных продуктов. На территории Северной Монголии сосредоточены крупные месторождения качественных нефелиновых руд — Дучингольские, Овэрмаратгольские и Бэлтэсингольские, расположенные в Юго-Западном Прихубсугулье, в пределах фосфоритоносного бассейна.

Для позднепалеозойской и мезозойской эпох, которым свойствен щелочной сиенит-гранитовый магматизм, характерно образование редкометальных агпаитовых пегматитов, альбититов и гидротермалитов. Их месторождения известны в пределах Восточного Саяна, Восточной Тувы и Забайкалья (Зашихинское, Арысканское, Улугтанзекское и др.). Размещение месторождений и рудопроявлений подчиняется общим закономерностям развития щелочного магматизма и связано пространственно и генетически с формациями щелочных пород [8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975. 288 с.
2. *Кононова В.А., Андреева Е.Д., Свешникова Е.В., Яшина Р.М.* Щелочной магматизм — индикатор периодической активности мантии Земли // XXVII Междунар. геол. конгр.: Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 9: Петрология. С. 113—121.
3. *Лувсанданзан Б., Хасин Р.А.* Новые данные о щелочных породах Западного Прихубсугулья // Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966. С. 111—116.
4. *Павленко А.С., Быховер В.Н.* Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии // Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971. С. 86—120.
5. *Павленко А.С., Филлипов А.В., Орлова Л.П.* Граниоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974. 223 с.
6. *Павлов В.А., Яшина Р.М., Гарам Д.* Этапы развития позднепалеозойского магматизма Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1985. N 4. С. 49—56.
7. *Яшина Р.М.* Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 104—117.
8. *Яшина Р.М.* Щелочной магматизм складчато-глыбовых областей (На примере южного обрамления Сибирской платформы). М.: Наука, 1982. 274 с.
9. *Яшина Р.М., Борисевич И.В.* Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы // Абсолютные датирования тектоно-магматических циклов и этапов по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 326—336.

10. *Яшина Р.М., Павлов В.А., Аракелянц М.М.* Абсолютный возраст и история формирования гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. N 6. С. 20—33.
11. *Яшина Р.М., Павлов В.А., Кононова В.А., Андреева Е.Д.* Магматизм активизации континентальных консолидированных областей // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. М.: Наука, 1986. С. 27—30.
12. *Green D.H., Ringwood A.E.* The genesis of basaltic magmas // Contrib. Miner. and Petrol. 1967. Vol. 15, N 2. P. 104—190.

УДК 553.078(517.3)

В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, В.С. Самойлов, П.В. Коваль, А.В. Горегляд, Н.С. Зайцев, Р.Х. Бахтеев, И.Е. Максимюк, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, К.В. Подлесский, Г.В. Поляков, Г.М. Царева, Ц. Цэдэн, Д. Болд

НОВЫЕ РУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ МОНГОЛИИ

На территории Монголии Советско-Монгольской геологической экспедицией открыты новые рудные проявления олова, вольфрама, золота, молибдена, меди, ртути, железа, поделочных и цветных камней и других полезных ископаемых, существенно пополнившие карту полезных ископаемых страны. Особенно важно следующее: 1) теоретически обосновано наличие в Монголии, а затем выявлены такие новые виды полезных ископаемых, которые не были известны в МНР, как тантал, ниобий, цирконий, РЗЭ, бериллий, литий, цезий, серебро, бор и др.; 2) определена формационная принадлежность различных месторождений и проявлений полезных ископаемых и оценена их практическая значимость; 3) доказана комплексность большинства известных и новых рудных месторождений МНР; 4) выявлена стратиформная шеелитовая рудная формация, интересная в теоретическом отношении. Все это дало возможность перейти к общему анализу рудоносности Монголии и к разработке пока еще мелкомасштабных, но теоретически обоснованных прогнозов для поисков здесь месторождений полезных ископаемых. Частично такой металлогенический анализ был проведен в [9], а более полно — в серии пометальных металлогенических карт территории МНР на важнейшие виды эндогенных полезных ископаемых [11—15].

Настоящая статья посвящена краткому обзору новых, открытых в последние годы сотрудниками СМГЭ рудных проявлений, дополнительной информации о некоторых известных месторождениях, а также металлогеническому анализу территории Монголии, в частности принципам и металлогеническому районированию геологических структур континентальной (орогенной и активизационной) стадии. Металлогенический анализ орогенных структур направлен на выявление закономерностей пространственного и временно́го распределения подавляющего количества рудопроявлений и месторождений МНР, связанного с континентальной стадией развития земной коры. Металлогения докембрийских блоков рассмотрена в отдельной статье, а металлогения структур океанической и переходной стадий изучена недостаточно и имеет подчиненное значение.

© В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, В.С. Самойлов, П.В. Коваль, А.В. Горегляд, Н.С. Зайцев, Р.Х. Бахтеев, И.Е. Максимюк, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, К.В. Подлесский, Г.В. Поляков, Г.М. Царева, Ц. Цэдэн, Д. Болд, 1990

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ И ПРОЯВЛЕНИЯХ ЭНДОГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Работы СМГЭ в течение 20 лет были направлены в первую очередь на решение фундаментальных задач геологической науки, отраженных в большинстве статей данной книги. Открытие многочисленных рудопроявлений и месторождений сотрудниками СМГЭ явилось следствием решения упомянутых фундаментальных проблем геологии МНР.

Как известно, важнейшими видами добываемых эндогенных полезных ископаемых на территории МНР являются медно-порфировые руды (эксплуатируемое месторождение Эрдэнэт, разведанное месторождение Цаган-Субурга) и флюорит. В этом аспекте полезно напомнить, что при оценке медно-молибденового месторождения Эрдэнэт свою роль сыграло мнение руководства экспедиции (А.Л. Яншин, Л.В. Таусон, Н.С. Зайцев, И.В. Лучицкий, В.А. Кузнецов) о большой практической значимости этого тогда еще рудопроявления, основанное на сходстве его геологической позиции с районами широкого распространения крупнейших медно-порфировых месторождений мира. В дальнейшем В.И. Сотникову, А.П. Берзиной удалось обосновать формационную принадлежать большинства медепроявлений на территории МНР и составить первую мелкомасштабную металлогеническую карту этой страны на медь [13], а также разработать модель формирования месторождения Эрдэнэт. Большой вклад в изучение минерального состава руд месторождения внесла также И.Е. Максимюк, показавшая совместно с В.И. Сотниковым и А.П. Берзиной их комплексный характер. По данным И.Е. Максимюк, основными рудными компонентами на месторождении Эрдэнэт являются медь и молибден. Кроме них, в первичных рудах содержатся селен, рений, серебро, вольфрам, свинец, цинк, мышьяк, сурьма, висмут и другие металлы, большая часть которых представляет только геохимический интерес (табл. 1). Такие элементы, как рений, селен, серебро, являются промышленно-важными для этого типа месторождений. Эти элементы не образуют собственных минералов, а в виде примеси присутствуют в рудных минералах (табл. 2). Основным концентратором рения является молибденит — до 1000 г/т. Селен образует повышенные концентрации в молибдените (от 110 до 320 г/т), пирите (37—100 г/т) и халькопирите (в среднем 150 г/т). Наиболее высокие содержания серебра характерны для теннантита и галенита. Серебро присутствует в тех или иных количествах практически во всех минералах первичных руд, зоны вторичного сульфидного обогащения и зоны окисления.

Среди первичных руд, сложенных пирит-халькопиритовой ассоциацией, впервые для месторождения установлены гипогенные халькозин-борнитовые руды. Концентрация меди в них значительно выше, чем в пирит-халькопиритовых рудах. Среди медных минералов этих руд наиболее широко распространен борнит, меньше — халькозин, халькопирит и др. На месторождении эти руды развиты неравномерно, и мощность их меняется от первых метров до 400 м. Эти данные, несомненно, повышают практическую значимость руд месторождения и вносят важный вклад в изучение его геологического строения и оценку прогнозных запасов.

А.А. Оболенским, Ж. Лхамсурэном, Б. Тумэнбаяром, Р.В. Оболенской и др. составлена первая металлогеническая карта территории МНР на флюорит в масштабе 1:1 500 000 [15], при этом использована разработанная ими формационная классификация флюоритовых месторождений Монголии.

Оценена перспективность известных флюоритовых и флюоритоносных формаций страны, а также выделены новые прогнозные площади, перспективные на выявление флюоритовых месторождений. В целом рудно-формационные исследования показали, что эпитермальные флюоритовые месторождения МНР парагенетически связаны с калиевым щелочно-базальтовым магматизмом. Перспективы дальнейшего расширения базы флюоритового сырья заключаются как

Таблица 1

Содержания (в г/т) золота, серебра, селена, теллура, рения, висмута, вольфрама в первичных рудах Эрдэнэтского месторождения и медно-порфировых месторождений мира

Месторождение	Au	Ag	Se	Te	Re	Bi	W
Эрдэнэтуин-Обо	0,0009—0,0083 0,0044(12)	0,03—50 7,9(218)	0,2—26,3 2,3(192)	До 192 —	0,004—10,05 0,38(117)	До 58 1,67(149)	До 400 16,8(188)
Медно-порфировые месторождения (по В.С. Попову, 1977 г.)	1—3,0(26)	1—50(21)	$n \cdot 10n$	$n \cdot 10^{-1}$—n	$n \cdot 10^{-2}$—10	0,03—0,3	Нет данных

Примечание. Здесь и далее в числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее, в скобках — число анализов.

Таблица 2

Содержания (в г/т) селена, рения, золота и серебра в рудных минералах первичных руд месторождения Эрдэнэтуин-Обо

Минерал	Se	Re	Au	Ag
Пирит	13—122 48(40)	Не опр.	0,02—0,20 0,044(41)	0,9—60 14,5(33)
Халькопирит	28—135 78(7)	"	0,02—0,13 0,13(6)	15—70 37,8(8)
Борнит	36(1)	"	0,11(1)	100(1)
Молибденит	108—375 222(11)	145—1045 566(12)	Не опр.	Не опр.

в поисках новых месторождений имеющихся формационных типов и их более углубленной оценке, так и в возможности выявления новых формационных типов, в частности гидротермально-осадочного стратиформного типа Пианчиано в Италии.

Г.Н. Комаровой и С.В. Сиротинской проведен специальный логико-информационный анализ для выявления связей флюоритового оруденения с геологическими характеристиками — возрастом, составом и формационной принадлежностью вмещающих их пород, характером тектонических структур.

Сотрудниками СМГЭ проведены также фундаментальные исследования по металлогении золота [12], вольфрама, олова [11], а также выявлены новые участки золотопроявлений (А.С. Павленко, Л.В. Филиппов, В.И. Коваленко, А.В. Горегляд, Е.В. Девяткин, В.Ф. Шувалов и др.), разработаны рекомендации по направлению геологических работ на эти виды полезных ископаемых (Ю.Г. Щербаков). В.С. Антипиным еще в 70-х годах выявлен новый участок вольфрам-молибденового оруденения к востоку от месторождения Югодзырь — Баян-Хайляс. Оруденение здесь сосредоточено в кварцевых жилах и частично в грейзеновых телах. Р.Х. Бахтеевым обнаружен ряд проявлений шеелитоносных скарнов (Монгольский Алтай, Хэнтэй), а также стратиформные проявления шеелита, связанные с дорифейскими отложениями (Гобийский Алтай). Такие примеры можно было бы продолжить.

Ряд важных практических результатов получен СМГЭ в связи с изучением

ультрабазитов. Офиолитам и входящим в их состав ультрабазитам посвящена специальная статья в настоящей книге.

Несколько подробнее остановимся на самых последних данных о некоторых видах оруденения в МНР.

Еще в начале 70-х годов выявлено широкое развитие практически не известных на территории МНР проявлений редких элементов [17]. В.И. Коваленко, В.С. Самойловым, П.В. Ковалем, А.В. Гореглядом, Н.В. Владыкиным, Ц. Цэдэном и другими исследователями СМГЭ на основе выявленных закономерностей пространственного распределения гранитоидов различных геохимических типов и открытия на юге МНР щелочных магматических пород обосновано наличие на этой территории новой богатой редкометальной провинции. В дальнейшем в этой провинции обнаружены новые формационные типы редкометального оруденения (редкоземельные карбонатиты), новые возрастные эпохи оруденения (кроме раннего и позднего мезозоя — средний и поздний палеозой), вулканогенные аналоги редкометальных щелочных и литий-фтористых гранитоидов (пантеллериты, комендиты, онгориолиты), а также новые проявления и месторождения. Частично эти достижения нашли отражение в первой металлогенической карте на редкие элементы, вольфрам, олово и объяснительной записке к ней [11]. После ее составления появились новые данные, большой вклад в которые внесли, кроме упомянутых исследователей, В.В. Ярмолюк и Г.М. Царева. Несколько подробнее охарактеризуем Мушугайское и Лугингольское месторождения, на которых проведены оценочные буровые работы, пока еще редкие для рекомендованных СМГЭ объектов, а также первое в Западной Монголии Халдзан-Бурэгтэгское проявление.

Мушугайское рудопроявление. Рассмотрим современное состояние перспективности Мушугайского редкоземельного рудопроявления, не повторяя сравнительно недавно опубликованных данных [18], а также имея в виду, что история его открытия и изучения изложена в статье Н.С. Зайцева и др. в настоящей книге. Мушугайское рудопроявление представлено карбонатитоидным и апатитовым типами руд. По ряду характеристик оно сходно с месторождением Маунтин-Пасс в США. Последнее содержит 25% всех сырьевых ресурсов редких земель в развитых капиталистических и развивающихся странах за исключением КНР. Месторождение Маунтин-Пасс является формационным и генетическим аналогом Мушугайского рудопроявления по крайней мере в отношении основной роли (75,4% ресурсов) богатых и рядовых руд карбонатитоидного типа. В Мушугайском рудопроявлении выявлены существенные ресурсы (24,6%) весьма богатых апатитоносных пород, известных в связи со щелочными комплексами в Северной Америке [10].

Эти два типа рудоносных пород являются ведущими и в мировом балансе запасов и ресурсов эндогенного редкоземельного сырья. Для них известны технологии обогащения и получения концентратов. Извлечение редких земель из фосфатных руд проводится в Скандинавии и в значительных масштабах планируется в США, Канаде, ЮАР [3]. По данным [10], комбинат на Маунтин-Пасс, действующий с 1966 г., в конце 70-х годов имел мощность около 47 тыс. т концентрата (60% TR_2O_3), получаемого флотацией с сопутствующим химическим обогащением до 90% TR_2O_3. Дальнейшая переработка концентратов на смешанные и индивидуальные редкие земли полностью освоена и рентабельна.

Редкоземельные руды Мушугайского рудопроявления селективно обогащены легкими лантаноидами, но в силу общего высокого концентрирования РЗЭ они богаты также и другими РЗЭ, в частности европием, гадолинием, диспрозием, иттрием. Отсюда вытекает возможность извлечения из этих руд широкого спектра концентратов РЗЭ, в том числе скандиевой и иттриевой групп, как это делается на месторождении Маунтин-Пасс, где на специальной фабрике

организовано производство индивидуальных лантановых, цериевых, празеодимовых, неодимовых, самариевых, гадолиний-самариевых, гадолиниевых и европиевых концентратов.

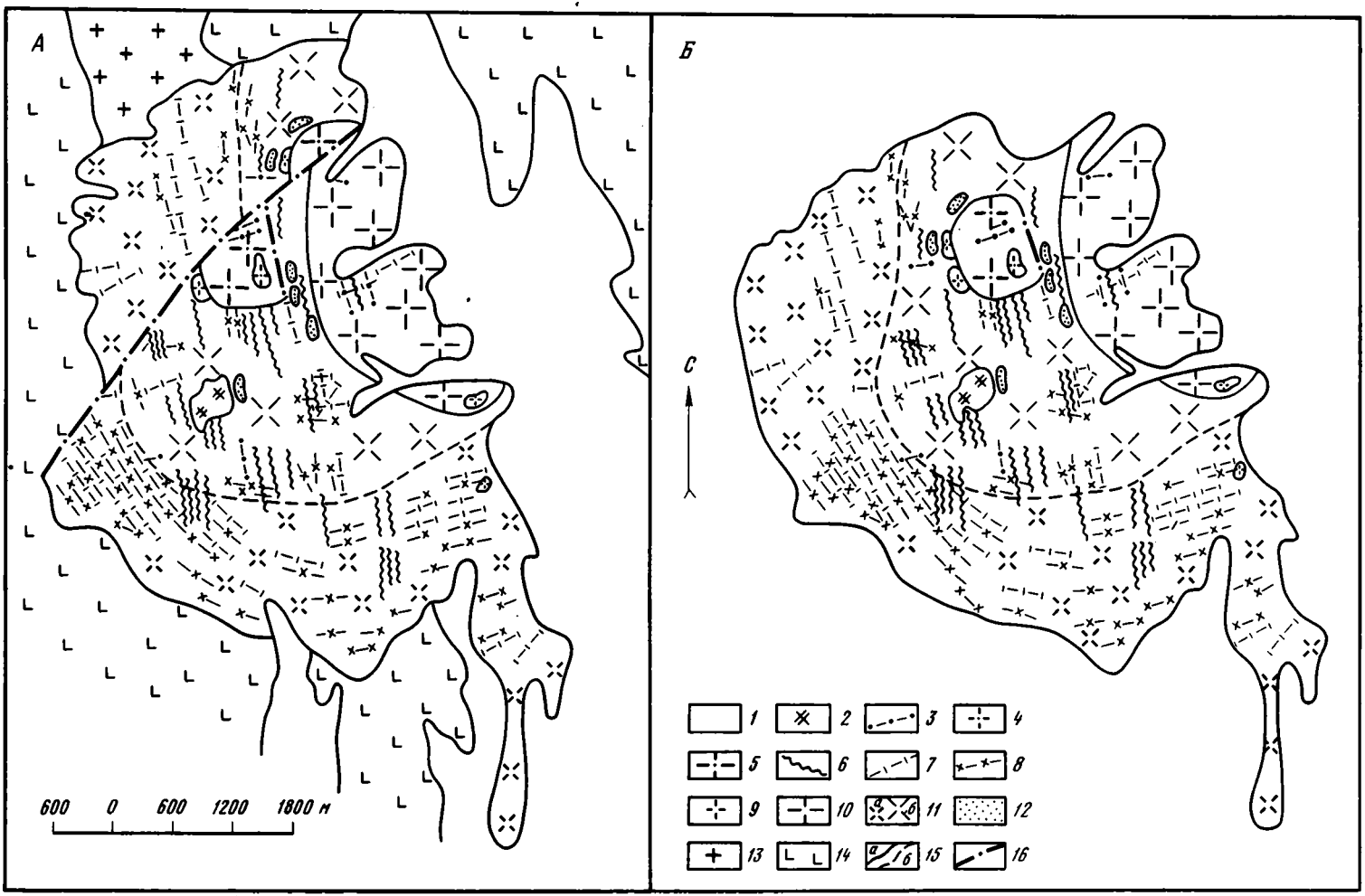
Руды Мушугайского рудопроявления — комплексны в силу их обогащенности не только РЗЭ, но и стронцием, барием, свинцом, флюоритом. Карбонатитоидные руды содержат до 1—2% свинца, до 50% флюорита, а апатитоносные руды богаты фосфором (до 30—33% P_2O_5). Стронций концентрируется в целестине, барий — в барите, свинец — в церуссите и других минералах. Комплексность руд повышает их ценность, а при добыче должна понижать себестоимость соответствующих работ.

Перспективы этого рудопроявления определяются не только выявленными рудными телами, но и очевидной возможностью обнаружения здесь новых значительных запасов редкоэлементного сырья, упоминавшейся комплексностью руд, общей повышенной продуктивностью не только площади Мушугайского рудопроявления, но и всего Мушугайского рудного района. Здесь известны и другие перспективные барит-стронций-редкоземельные рудопроявления аналогичного возраста и формационного типа, в первую очередь Баян-Хошу и Хатагор [7].

На открытом В.И Коваленко, А.В. Гореглядом, Н.В. Владыкиным, Ц. Цэдэном в 1970 г. Лугингольском массиве щелочных пород и одноименном проявлении редкоземельных карбонатитов [8] проведены поисково-оценочные работы Польско-Монгольской геологической экспедицией. По предварительным оценкам, это рудопроявление может быть отнесено к небольшим по запасам месторождениям жильного типа. Детальная кондиционная геологическая съемка района рудопроявления и другие работы, проведенные польскими и монгольскими геологами под руководством д-ра Я. Уберна, Д. Батболда и др., подтвердили в основном выявленную ранее последовательность образования пород, радиально-концентрическую структуру массива нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов. Жилы редкоземельных карбонатитов тяготеют к либнеритизированным нефелиновым сиенитам. Строение жил сложное: иногда они выклиниваются на глубине первых метров, а иногда прослеживаются глубже 100 м. Мощность жил редко превышает десятки сантиметров. Как правило, более мощные жилы — самые бедные, а маломощные — самые богатые редкоземельными элементами. Жилы часто брекчиевидные с обломками сиенитов, реже отмечались ксенолиты карбонатитов в поздних сиенитах. Минеральный состав жил карбонатитов меняется с глубиной: на поверхности это окисленные руды — темные или темно-коричневые породы, состоящие из кальцита, реже сидерита, зеленого фторкарбоната, флюорита, гематитизированного пирита; на глубине более 19 м отмечены первичные руды — белые пятнистые карбонатные породы с сегрегациями неправильной формы желто-коричневого фторкарбоната, сульфидов (пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит?, халькопирит?) и флюорита в белом среднезернистом кальцитовом агрегате. Таким образом, и для этого проявления намечается положительная оценка практической значимости.

Нами уже опубликованы некоторые материалы о применении РЗЭ в современном промышленном производстве [4]. Эти данные можно существенно дополнить. Отметим, например, недавние сенсационные открытия "горячей сверхпроводимости" в сплавах с участием различных РЗЭ.

Подчеркнем, что речь идет не о сферах будущего применения РЗЭ, а о реальном использовании этих элементов в настоящее время. Этим определяются все возрастающий, хотя и колеблющийся спрос на РЗЭ и прогрессирующая добыча их руд в мире. Одновременно на мировом рынке отчетливо выражена тенденция к росту цен на концентраты РЗЭ и индивидуальные РЗЭ. Так, в конце 1978 г. стоимость тонны 70% концентрата, полученного на основе карбонатитоидных руд, составляла почти 1200 долл и выросла по сравнению с 1968 г.


А
Б
С
600 0 600 1200 1800 м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

более чем на 20%. В еще большей степени (до 5—6 раз) за это время выросла цена индивидуальных РЗЭ высокой чистоты. В конце 1978 г. цена 1 кг 99,99% порошкового материала составляла (в долл): La — 265, La_2O_3 — 14,6, Ce — 265, CeO_2 — 16,5, Pr — 496, Pr_6O_{11} — 66, Nd — 353, Nd_2O_3 — 66, Sm — 430, Sm_2O_3 — 77, Eu_2O_3 — 1576, Gd_2O_3 — 121, Y — 441, Y_2O_3 — 83,8. Все эти данные, конечно, должны приниматься в расчет и при оценке редкоземельных месторождений и проявлений Монголии.

Халдзан-Бурэгтэгское редкометальное проявление. В хребте Монгольский Алтай (Западная Монголия) В.И. Коваленко, Г.М. Царева, А.В. Горегляд в 1983 г. выявили новое циркониево-ниобиево-редкоземельное с флюоритом оруденение, связанное со щелочными гранитами Халдзан-Бурэгтэгского массива. Его характеристика и обоснование перспектив представлены в специальной статье [6]. Это не первое проявление такого оруденения в МНР, открытое СМГЭ. Минерализация близкого типа, но без флюорита была выявлена в Южно-Гобийском поясе [5]. Новый Халдзан-Бурэгтэгский редкометальный объект важен не только тем, что он является еще одним рудопроявлением, первым такого рода для Западной Монголии, которая интенсивно вовлекается в экономическое развитие МНР, но и большими размерами, богатством рудными компонентами, очень благоприятным экономическим положением. Здесь приведены в краткой форме только самые необходимые сведения по этому проявлению. Более полные данные имеются в упомянутых выше статьях.

Халдзан-Бурэгтэгское проявление расположено на левобережье р. Кобдо, в 45 км к северо-востоку от аймачного центра г. Кобдо (рис. 1). Рудопроявление представлено редкометальными щелочными гранитами, слагающими штокообразное интрузивное тело в виде вытянутого в северо-западном направлении овала. Породы рудопроявления обогащены ниобием, цирконием, редкими землями, некоторыми другими редкими элементами, в связи с чем оно заслуживает специальных поисково-оценочных работ, в первую очередь оценки характера оруденения на глубину с помощью разведочного бурения.

Рудные минералы — типичные для такого рода месторождений: пирохлор — главный концентратор ниобия, цирконосиликаты — концентраторы циркония, редкоземельные фторкарбонаты — видимо, концентраторы редких земель. Особенностью этого проявления является обилие флюорита (вкрапленного и жильного), способного представлять также практический интерес. Богатство фтором таких гранитов может свидетельствовать также о перспективе обнаружения на глубине криолита, обычно легко выщелачиваемого с поверхности. Практическая важность криолита общеизвестна.

Спектр редкоземельных элементов в данных рудах обогащен легкими (цериевыми) лантаноидами и имеет удивительно слабый европиевый минимум, связанный, видимо, с аномально высоким для таких руд содержанием бария и стронция. Соотношения Nb/Ta и Zr/Hf в рудах повышены, что свидетельствует о их ниобиевом типе. Весьма высоки в них концентрации лития, бериллия, олова, что свидетельствует о комплексном характере руд и повышает их ценность.

Экономическое положение проявления очень удобное: близость аймачного

Рис. 1. Схематическая геологическая карта южного выхода Халдзан-Бурэгтэгского массива (*А*) и палеотектоническая схема его досдвигового положения (*Б*)

1 — четвертичные отложения; *2* — сиениты; *3* — щелочные базальты; *4, 5* — редкометальные щелочные граниты четвертой (*4*) и третьей (*5*) интрузивной фаз; *6—8* — дайки щелочных кислых пород: *6* — пантеллериты, *7* — эгириты, *8* — амфиболовые щелочно-гранитные пегматоиды; *9* — мелкозернистые щелочные граниты; *10* — щелочные граниты второй интрузивной фазы; *11* — нордмаркиты первой интрузивной фазы: *а* — главная, *б* — апикальная фации; *12* — пантеллериты (реликты кровли); *13* — биотит-амфиболовые двуполевошпатовые граниты; *14* — нижнекембрийские эффузивы основного состава и их туфы, известняки, песчаники, глинисто-кремнистые сланцы; *15* — граница контакта: *а* — интрузивного, стратиграфического, *б* — фациального; *16* — разломы

центра Кобдо, хорошие дороги, обилие воды (р. Кобдо), близость вольфрамовых и серебряных рудных районов Западной Монголии. Проявление пригодно для открытой отработки, поскольку в современном рельефе оно представлено горой, которую легко отрабатывать с помощью взрывных работ и экскаваторов. Наконец, отметим, что данным рудопроявлением не ограничиваются перспективы этого района. Здесь возможно обнаружение новых редкометальных проявлений разного типа, в частности редкометальных скарнов. Об этом же свидетельствуют открытия В.В. Ярмолюком и другими сотрудниками СМГЭ многочисленных проявлений щелочных агпаитовых магматических пород в районе хребта Хан-Хухэй.

В последние годы обнаружены новые для МНР генетические типы проявлений РЗЭ. Первый из них — богатые монацитом метаосадочные гнейсы протерозоя в Баян-Хонгорской зоне (А.И. Ивлев). Сведения о нем пока ограниченны — установлено лишь повышенное содержание РЗЭ в породах (десятые доли процента).

Второй тип — костные остатки рептилий в позднемеловых осадочных породах, широко распространенных в Южной Монголии (В.С. Самойлов, В.Ф. Шувалов, Р. Барсболд). Скопления костных остатков, обогащенных РЗЭ, особенно характерны для отложений баинширэинской (сеноман—начало сантона) и нэмэгэтинской (маастрихт) свит позднего мела, суммарное количество которых в регионе достигает 2,5%. В настоящее время детально изучена геохимия костных остатков из двух хорошо известных местонахождений пустыни Гоби — районов Наранбулак в Заалтайской Гоби (нэмэгэтинская свита) и Хара-Хутэл-Ула в Сайншандинской впадине (баинширэинская свита). Среднее содержание РЗЭ в костных остатках динозавров составляет 0,88%, в том числе иттрия — 0,2%, при $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,8$ и $Ce/Y = 1,0$. Не менее богаты редкими землями и костные остатки позднемеловых черепах, в среднем содержащие 0,77% РЗЭ, в том числе 0,17% Y, при $\Sigma Ce/\Sigma Y = 2,1$ и $Ce/Y = 1,1$. Эпигенетические процессы приводят к обеднению костных остатков РЗЭ, однако даже в сильно измененных их разностях в среднем присутствует 0,27% РЗЭ, в том числе 0,073% Y, при $\Sigma Ce/\Sigma Y = 1,7$, $Ce/Y = 0,74$. Полученные данные позволяют положительно оценивать продуктивность континентальных осадочных пород Южной Монголии, богатых костными остатками, в отношении редкоземельного оруденения.

Выявлено и первое в мире проявление редкометальных агпаитовых вулканитов — комендитов и пантеллеритов (Г.М. Царева, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, А.В. Горегляд, К.А. Мосионз), недалеко от сомона Улдзийт Средне-Гобийского аймака (Дзарта-Худук). В этом проявлении отмечены повышенные концентрации РЗЭ, ниобия, циркония в пантеллеритах и комендитах. В настоящее время продолжено изучение этого проявления.

В последнее время на северо-западе МНР с участием СМГЭ выявлен новый серебро-сульфосольный тип оруденения [1, 14]. По данным А.С. Борисенко, А.А. Оболенского и В.И. Лебедева, к нему отнесены месторождение Асхатин, а также открытые этими исследователями Нижне- и Средненарингольское, Толбонурское, Шарабурегское, Мургенбулакское, Шивеингольское и ряд более мелких проявлений. Размещение этих месторождений контролируется зонами Курайско-Кобдинского, Терактино-Толбонурского и Шапшальско-Цаганшибетинского глубинных разломов. Месторождения размещены в трех рудных узлах: в Юстыдском — Асхатинское, Мургунтайгинское и Меренбулакское, в Толбонурском — Толбонурское и Шарабурегское, в Каргинском — Мергенбулакское и Шивеингольское. На этих месторождениях зоны оруденения представлены штокверками и жилами кварц-сидеритового состава с гнездами блеклых руд, халькостибита, бурнонита, цинкенита, антимонита, галенита, халькопирита, висмутина, самородного висмута, иногда пирита, пирротина, сфалерита, арсенопирита, тетраэдрита, сульфоарсенидов кобальта и других

минералов. Рудные тела залегают в ороговикованных сульфидизированных графитсодержащих соленосных черносланцевых отложениях D_{2-3}, иногда гидротермально-измененных и катаклазированных, нередко тяготея к зонам пологих тектонических надвигов, в зонах эндоконтактов позднепалеозойских гранитоидов. Протяженность рудных зон 1100 м при мощности 0,3—12 м, а рудных полей — 8 км при ширине 3—4 км. Ведущие рудные компоненты этих месторождений — Ag, Cu, Bi, Sb. Характерные черты таких месторождений — наличие секущих черносланцевые толщи гранитоидов и парагенетическая связь с дайками щелочных базальтоидов чуйского комплекса.

По данным [1], эти месторождения типично низкотемпературные ($T < 250°C$, $P = 100—600$ бар), отложение минералов происходило из гетерогенных растворов (высококонцентрированный хлоридный раствор с обособлениями высокоплотной газовой фазы, включающей CO_2, метан и азот). Рудообразующие растворы имели концентрации 35—40 мас. % экв. NaCl, иногда высокие содержания железа (до 10 г/л) и никеля (до 1,4 г/л). Последовательность рудоотложения следующая: арсениды → сульфоарсениды → сульфосоли → сульфиды.

Месторождения серебро-сульфосольной рудной формации Северо-Западной Монголии сопоставляются с месторождениями района Кер-д'Аллен в США, Рудных гор (ГДР и ЧСФР), Чили и других крупных сереброрудных провинций. Для них типичны высокие содержания полезных компонентов в рудах, большие запасы, выдержанность и значительный размах оруденения на глубину. Они закономерно входят в генетический ряд эпитермальных рудных формаций позднего мезозоя (?): (Co, Ni)S → (Pb, Zn)S → CaF_2 → AgSiS, Hg, SbS. Таким образом, в Монгольском Алтае вырисовывается перспективная серебро-висмутовая с ртутью, сурьмой сульфосольная область.

Интересные практические результаты получены при изучении состава, генезиса и рудоносности скарнов МНР. К.В. Подлесским, Д.К. Власовой, П.Ф. Кудря не только разработана классификация скарнов МНР и связанного с ними оруденения, но и впервые для МНР выявлены бороносные скарны (до 3,5—5% B_2O_3), представляющие практический интерес.

Скарновые месторождения и рудопроявления достаточно широко распространены на территории Монголии. Они представлены двумя формациями — магнезиальной (впервые установленной в МНР в 1980 г. СМГЭ) и известковой (рис. 2). Эти скарновые формации формируются в пространственной и генетической связи с различными и разновозрастными интрузивными комплексами.

В размещении магнезиальных скарновых месторождений и рудопроявлений нет четкой и однозначной приуроченности к определенным структурно-формационным комплексам. Она проявляется только для отдельных рудопроявлений магнезиально-скарновой формации в структурах дорифейского основания и раннего палеозоя.

Размещение месторождений и рудопроявлений известково-скарновой формации в структурно-формационных комплексах Монголии также определяется возрастными критериями и составом интрузивных массивов. Многие известково-скарновые образования (особенно с Fe и Cu оруденением) сопряжены со структурно-формационными комплексами раннего и среднего палеозоя. В позднем палеозое они развиты незначительно, а в мезозое и в период активизации магматической деятельности наблюдается более активное их проявление.

Известковые скарны образуются в контактовом ореоле интрузивных пород с карбонатными и эффузивными породами верхнего рифея—нижнего кембрия, карбонатно-сланцевыми толщами протерозоя и реже карбонатно-терригенными осадками девона.

Интрузивные комплексы раннего палеозоя, участвующие в образовании скарнов, относятся к сложным магматическим сериям, объединяющим базитовую и гранитоидную группы пород. Скарны в раннем палеозое формируются

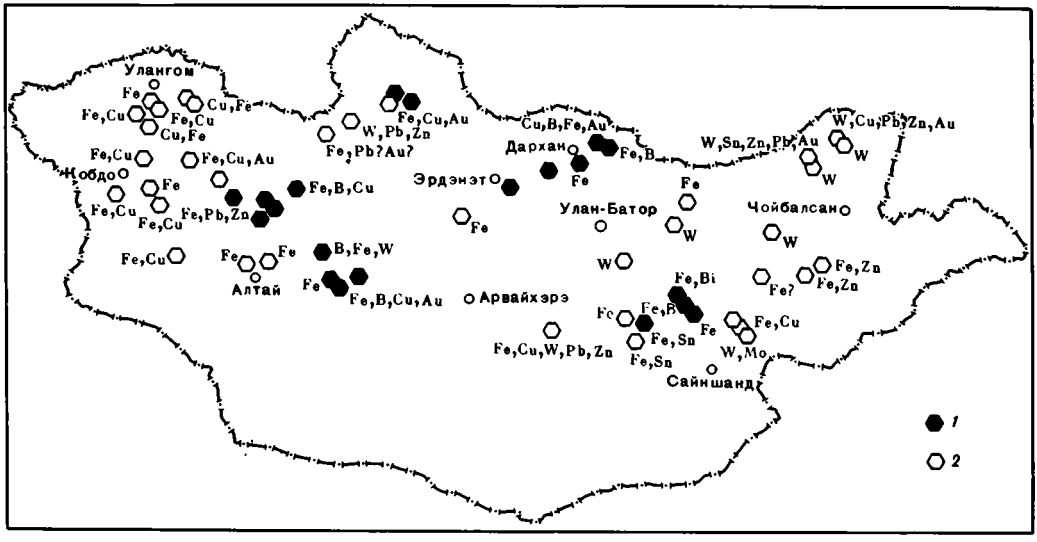


Рис. 2. Схема размещения рудопроявлений скарновых формаций в пределах Северного мегаблока Монголии

1 — **магнезиальная**; *2* — **известковая**

в контактовых ореолах диоритов и кварцевых диоритов главной фазы и в меньшей мере интрузивных гранодиоритов и гранитов поздних фаз внедрения. Скарны раннего палеозоя несут железный тип оруденения. В ряде железорудных проявлений магнезиально-скарновой формации выявлена (Оют-Тологой, Билютийн-Гол и др., см. рис. 2) не известная ранее в Монголии борная (людвигитовая с ссайбелиитом, флюоборитом и др.) минерализация.

В среднем палеозое скарны (преимущественно известковые) ассоциируют с интрузиями гранодиорит-гранитовой формации, к которым приурочено медноколчеданно-полиметаллическое оруденение.

В позднем палеозое доминирующее значение в составе интрузий, формирующих магнезиальные и известковые скарны с комплексным типом оруденения (Fe + B + Au, Fe + Pb + Zn, Fe + Pb + Zn + W + Sn и др.), принадлежит породам гранитоидной группы. Мезозойская эпоха на территории Монголии характеризуется развитием многофазных гранитоидных интрузий, специализированных в отношении редкометального оруденения (W, Mo, Sn и др.). Локально вольфрамоносные скарны образуются в контактовых ореолах интрузий гранитов стандартного геохимического типа, расположенных на периферии крупных ареалов магматизма на северо-востоке МНР.

Изучение метасоматической зональности позволило выявить локализацию различных типов руд в магнезиальных скарнах Монголии. Так, борное (людвигит, ссайбелиит, котеит, флюоборит) оруденение приурочено в основном к внешней зоне скарново-магнетитовых тел, к кальцифирам. Большая часть магнетитового и магнетит-сульфидного оруденения связана с зонами пироксен-шпинель-форстеритового и шпинель-форстеритового состава. Во внутренних зонах скарново-рудных тел, в шпинель-клинопироксенитовых скарнах и околоскарновых породах отмечается вкрапленное магнетитовое оруденение. На ряде объектов вместе с магнетитовым оруденением в зонах измененных клинопироксеновых скарнов встречается шеелит (Билютийн-Гол).

С известково-скарновым преобразованием преимущественно внутренних частей магнезиально-скарновых тел связана незначительная сульфидная мине-

рализация (сфалерит, халькопирит, пирит и др.). Иногда к апомагнезиальным гранатовым скарнам приурочена вонсенитовая минерализация (Обот). Многие месторождения и рудопроявления железа, цветных и редких металлов пространственно и генетически сопряжены с формацией известковых скарнов. Месторождения и рудопроявления железа в известковых скарнах представлены магнетитовым, магнетит-гематитовым и магнетит-сульфидным типами. Руды локализуются преимущественно в зонах гранатовых, пироксен-гранатовых, реже пироксеновых скарнов.

Структурные соотношения рудных и нерудных минералов в скарново-рудных телах с медным и полиметаллическим типом оруденения указывают на то, что сульфидное оруденение наложено на известковые скарны с магнетитом. Наложенный характер этого типа оруденения выражен в перекристаллизации типоморфных известковых скарновых минералов, повышении их железистости, развитии послескарновых средне- и низкотемпературных минеральных ассоциаций стадии кислотного выщелачивания.

Известково-скарновые тела с редкометальным оруденением характеризуются сложным строением и неоднократным чередованием в поперечных разрезах эндоскарнов с экзоскарнами и скарноидами. Вкрапленное шеелитовое и касситеритовое оруденение с незначительным количеством сульфидов меди, цинка, молибдена и других рудных минералов наложено на скарны и скарноиды и сопровождается изменениями грейзенового типа.

Температура образования магнезиальных скарнов магматического этапа находится в интервале от 700—800 до 570—580° С, а магнезиальных скарнов послемагматического этапа — в интервале 450—470° С.

Анализ реакций образования характерных минеральных ассоциаций на скарновых объектах Монголии, а также распределение железистости в некоторых сосуществующих минералах в апомагнезиальных известковых, собственно известковых скарнах и послескарновых метасоматитах позволяют предполагать, что образование апомагнезиальных известковых скарнов происходит при температуре 570—580° С, собственно известковых скарнов — в интервале 530—470° С, а послескарновых метасоматитов — при температуре 330—300° С.

Подчеркнем также, что в 1973 г. высокие содержания B_2O_3 (7,8—10,1%) были выявлены в дайко- и штокообразных телах плагиоклазитов и родингитов с данбуритом и датолитом среди офиолитов хребта Дзолен (А.С. Павленко, Л.В. Филиппов). Такие проявления борной минерализации пока не известны в других регионах.

Р.М. Константиновым, М. Жамсраном и Р.Х. Бахтеевым показана также перспективность многих железорудных скарнов МНР на промышленное свинцово-цинковое оруденение. Изучение этих месторождений только с поверхности, без разбуривания, малоперспективно для выявления такого рода оруденения.

В последние годы А.А. Оболенским и П.А. Томиленко в Монгольском Алтае в Цельском блоке метаморфических сланцев докембрия вдоль Главного Монгольского линеамента и в районе сомона Уэнчи в зоне Булганского глубинного разлома обнаружена шеелитовая стратиформная минерализация, весьма перспективная в промышленном отношении. Размеры залежей с шеелитовой вкрапленностью (выдержанные по мощности и уходящие на глубину) и содержания вольфрама уточняются. Минералогические и термобарогеохимические данные подтверждают, что эта минерализация относится к новой метаморфической стратиформной шеелитовой рудной формации, ранее не известной в пределах МНР.

Новые виды эндогенных полезных ископаемых выявлены Г.В. Поляковым и А.Э. Изохом в процессе петрологического изучения базитов. С докембрийскими габбро-анортозитовыми массивами ассоциируют апатит-ильменит-титано-

магнетитовые руды. Сами анортозиты могут рассматриваться в качестве потенциального сырья на глинозем. Габбро-анортозитовые массивы установлены только среди выступов докембрийского кристаллического основания Хангая. Они представляют собой отдельные фрагменты крупных концентрически-зональных дифференцированных массивов, которые по особенностям геологического строения, состава и рудной специализации аналогичны докембрийским габбро-анортозитовым массивам южного обрамления Сибирской платформы. Раннемагматические вкрапленные ильменит-титаномагнетитовые и апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды приурочены к краевым фациям массивов. Отщепленные сплошные руды нередко встречаются среди анортозитов в центральных частях. О масштабах оруденения можно судить по данным, полученным при изучении габбро-анортозитового Мустулинского массива. Здесь преимущественно массивные руды концентрируются в пределах зоны 100×400 м в виде жил и секущих тел мощностью в первые метры и протяженностью до нескольких десятков метров.

С раннепалеозойскими дифференцированными габброидными интрузиями перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации связаны медно-никелевые сульфидные руды с сопутствующей платиновой минерализацией. Примером такой минерализации является Намгонский дифференцированный массив, расположенный в фундаменте Орхон-Селенгинского прогиба в 50 км к востоку от г. Эрдэнэт. Массив имеет классическое расслоенное концентрически-зональное внутреннее строение. Расслоенная серия состоит из пироксенитов, троктолитов, оливиновых габбро и анортозитов. Сульфидная минерализация приурочена к верхней части разреза расслоенного плутона, к зоне перехода от лейкократовых оливиновых габбро и троктолитов к анортозитам и представлена редкой интерстициальной вкрапленностью халькопирита и борнита с подчиненным количеством пирротина и пентландита. В оруденелых габбро устанавливаются повышенные концентрации Pd и Pt. Низкие содержания никеля в оливинах из пород данного массива позволяют предполагать отделение сульфидной фазы на ранних стадиях кристаллизации расплава и образование не вскрытых придонных сульфидных руд.

Раннепалеозойские перидотит-пироксенит-габбро-норитовые массивы широко распространены в каледонских зонах, а также в жестких структурах Хангая. Однако наиболее перспективные в отношении медно-никелевого оруденения массивы этой формации приурочены к Эрдэнэтской рудоконтролирующей зоне.

Целый ряд проявлений полезных ископаемых выявлен СМГЭ при изучении ультрабазитов. В дополнение к ним отметим только важные находки россыпной платиновой минерализации (Os, Ir, Ru) в одном из массивов ультрабазитов Озерной зоны (Г.В. Поляков и др.).

Работами экспедиции (И.В. Гордиенко, Р.М. Яшина, В.В. Ярмолюк и др.) в последние годы на севере Монголии, в восточной части Джидинской зоны каледонид, выявлен новый район развития щелочных пород двух возрастных уровней: нижнедевонских и позднепермских—раннетриасовых. В бассейне р. Эгийн-Гол, в районе сомона Тэшиг, по р. Тарвагатай-Гол и северному склону Батулиннуринского поднятия (вблизи границы с СССР) обнаружены крупные массивы щелочных гранитов, граносиенитов, а также нефелинсодержащих сиенитов. Последние перекрыты гунзанской трахиандезит-риолитовой толщей (C_2—P_1), которая залегает в низах пермского разреза Желтуринского прогиба. В то же время гунзанская толща прорывается щелочными гранитами и граносиенитами (P_2—T_1).

В этом же районе И.В. Гордиенко обнаружены новые проявления золота, меди, молибдена, флюорита, железорудных скарнов и других полезных ископаемых. Наиболее перспективны Адзаргингольское медно-золото-сульфидное и Шонтугольское молибденовое. Все они требуют практической оценки.

Среди известных массивов нефелинсодержащих пород Прихубсугулья Е.Д. Андреевой и Р.М. Яшиной совместно с монгольскими геологами производственных партий выделены наиболее перспективные на комплексное глиноземи щелочисодержащее сырье — Дучингольский (уртиты, ийолит-уртиты) и Овэрмаратгольский (полевошпатовые уртиты и ювиты). Породы массивов содержат 70—95% нефелина, что составляет 26—30% Al_2O_3 и 12—16% щелочей. Специальная статья этих авторов по данной проблеме помещена в настоящей книге.

Работами В.В. Ярмолюка, В.И. Коваленко, А.В. Горегляда, В.С. Самойлова, Д.И. Фрих-Хара в 1975 г. в районе хребта Арц-Богд (к востоку от горы Хан-Ула и к северу от горы Бурэгдийн) выявлены россыпи превосходных агатов, связанных с позднеюрскими—нижнемеловыми базальтами. Агаты слагают миндалины в пористых базальтах. При дезинтеграции последних почти без перемещения образуются россыпи агатов. Поля таких россыпей имеют площади 5—6 км^2. Среди агатов преобладают необычные голубые разности (типа сапфириновых) с характерной медово-желтой центральной частью и размерами в среднем 5×5×5 см. Строение агатов чаще всего концентрически-зональное, но наблюдаются и "отстойники" и "моховые" агаты. Кроме того, встречаются довольно крупные полые миндалины, выполненные щетками аметиста. Несомненно, это проявление представляет практический интерес для производства изделий из цветных камней. Эффектные фотографии агатов этого месторождения и некоторые сведения об условиях их происхождения содержатся в книге А.А. Годовикова и др. [2].

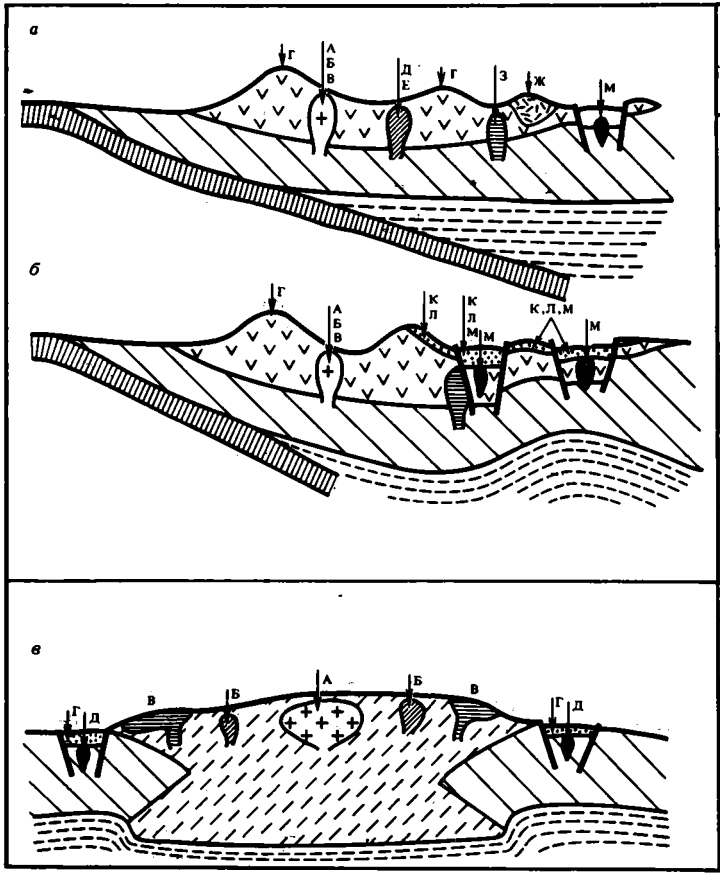
К интересным проявлениям цветных камней, выявленным СМГЭ, но до сих пор не оцененным, относятся небольшие сегрегации синих корундов (сапфиров) из нефелиновых сиенитов южного эндоконтакта Лугингольского массива (В.И. Коваленко, Н.В. Владыкин, Ц. Цэдэн). Д. Батболдом проявление таких же сапфиров обнаружено в северном эндоконтакте массива. Хотя найденные сапфиры непрозрачны, они могут представлять интерес для ювелирной промышленности, кроме того, их находка — поисковый признак для других проявлений такого рода ювелирного сырья.

В последние годы работами сотрудников СМГЭ выявляется на территории Восточной Монголии значительная провинция цеолитопроявлений.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ СТАДИИ МОНГОЛИИ

В металлогении Монголии важнейшую роль играет эндогенное оруденение, возникшее в связи со структурно-формационными комплексами континентальной стадии развития. Это оруденение преобладает в общем балансе полезных ископаемых Монголии как по количеству рудных объектов, так и по объему в сырьевом балансе страны. Поэтому в первую очередь важно выявить закономерности проявления оруденения, связанного со структурно-формационными комплексами континентальной стадии.

В последние годы появился ряд крупных обобщений, в которых рассмотрены закономерности размещения и спектры полезных ископаемых, встречающихся в различных геодинамических обстановках. Результаты этих работ имеют важное практическое значение. Во-первых, они отражают существующие связи между эндогенной минерализацией и магматическими породами различного состава и показывают пространственную позицию соответствующих образований в строении магматических ареалов той или иной геодинамической обстановки, что, несомненно, важно для выяснения характерной металлогенической зональности таких ареалов. Во-вторых, эти данные очерчивают круг эндогенных полезных ископаемых, свойственных той или иной геодинамической обстановке, и тем самым указывают на перспективы обнаружения полезных



Тип оруденения	Петрохимические серии: известково-щелочная	субщелочная	щелочная
А. Медно-порфировая с Mo Б. Скарновые (Fe, Cu, W) В. Жильные (Cu–Ag–Au, Zn, Pb)	Гранодиориты, кварцевые монцониты (гранитоиды I типа)		
Г. Эпитермальные (Au, Ag, Mg)	Андезиты, дациты, риолиты		
Д. Скарновые (Pb, Zn, Ag, Cu) Е. Гидротермальные (Sn, W)	Кварцевые монцониты, гранодиориты, двуслюдяные граниты (гранитоиды S типа), риодациты, риолиты		
Ж. Гидротермальные (Cu, Ag, Au)	Кварцевые порфиры		
З. Медно-порфировые с Mo	Граносиениты, граниты, трахиандезиты		
К. Порфировые (Mo) Л. Гидротермальные (Sn, Hg, Be, F, U, Pb, Zn, Ag, Au)		Онгониты, онгориолиты, комендиты, пантеллериты	
М. Магматические, пегматитовые (РЗЭ, Zr, Nb)			Щелочные граниты
А. Жильные, скарновые (Au, Pb, Zn)	Гранодиориты, граниты		
Б. Гидротермальные (Zn, W, Mo, Sn, Ta, Au, Ag)	Гранодиориты, двуслюдяные граниты, литий-фтористые граниты		
В. Гидротермальные (Pb, Zn)		Сиенит-порфиры, калиевые дациты	
Г. Гидротермальные (F, Hg, редкие металлы)		Онгониты, высоко кремнистые риолиты	
Д. Магматические (РЗЭ, Zr, Nb)			Щелочные граниты

Рис. 3. Ведущие рудоносные магматические ассоциации и их размещение в некоторых геодинамических обстановках

а, б — обстановки активной континентальной окраины: *а* — андийского, *б* — калифорнийского типов, *в* — континентальной коллизии Монголо-Охотского типа; *1* — океаническая кора; *2* — континентальная литосфера; *3* — астеносфера; *4* — зоны коллизионного скучивания

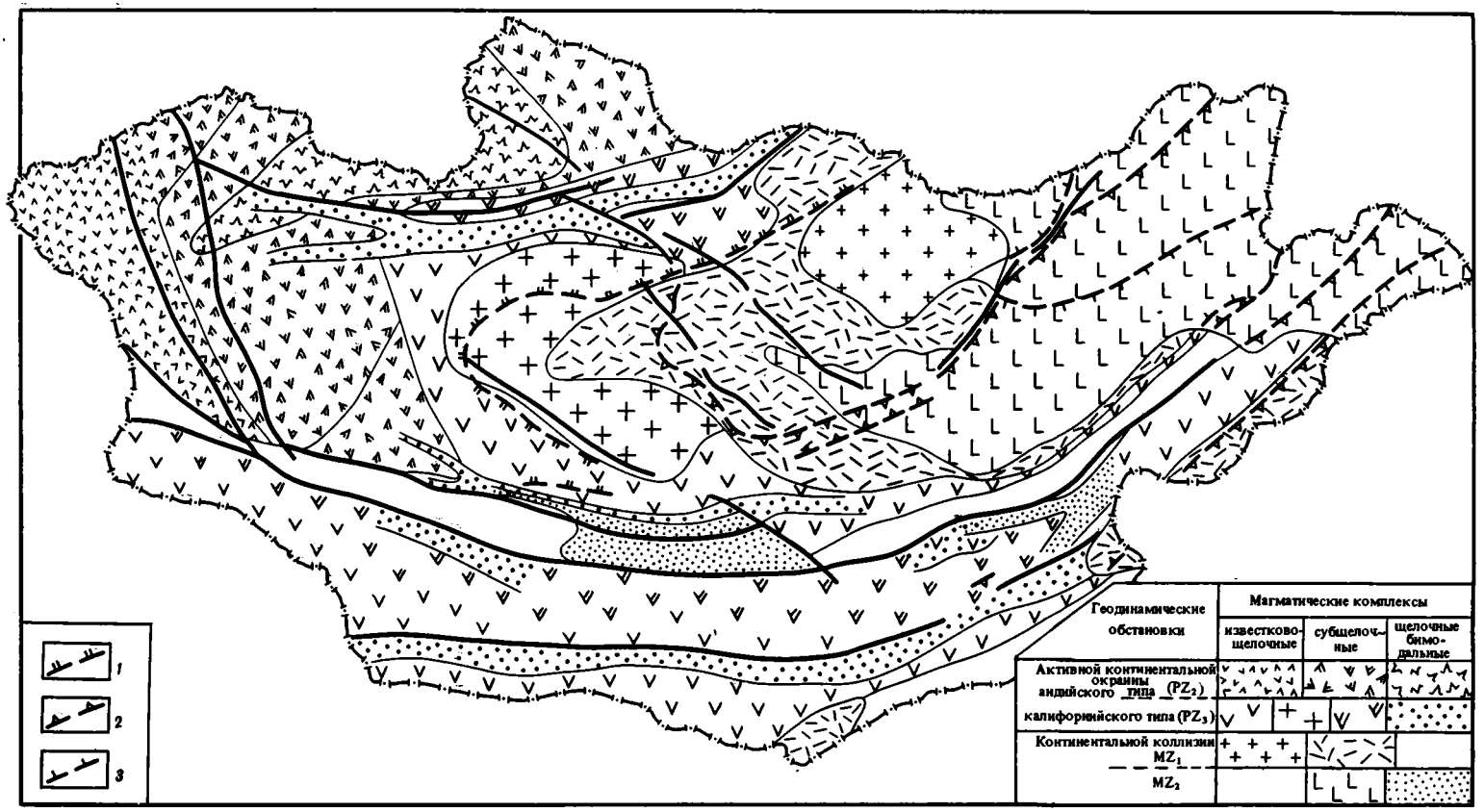


Рис. 4. Схема размещения магматических комплексов различных геодинамических обстановок континентальной стадии Монголии

1—3 — геологические границы ареалов в области их перекрытия более молодыми ареалами (штрихи обращены к внутренней части ареалов): *1* — девонскими, *2* — позднепалеозойскими, *3* — раннемезозойскими

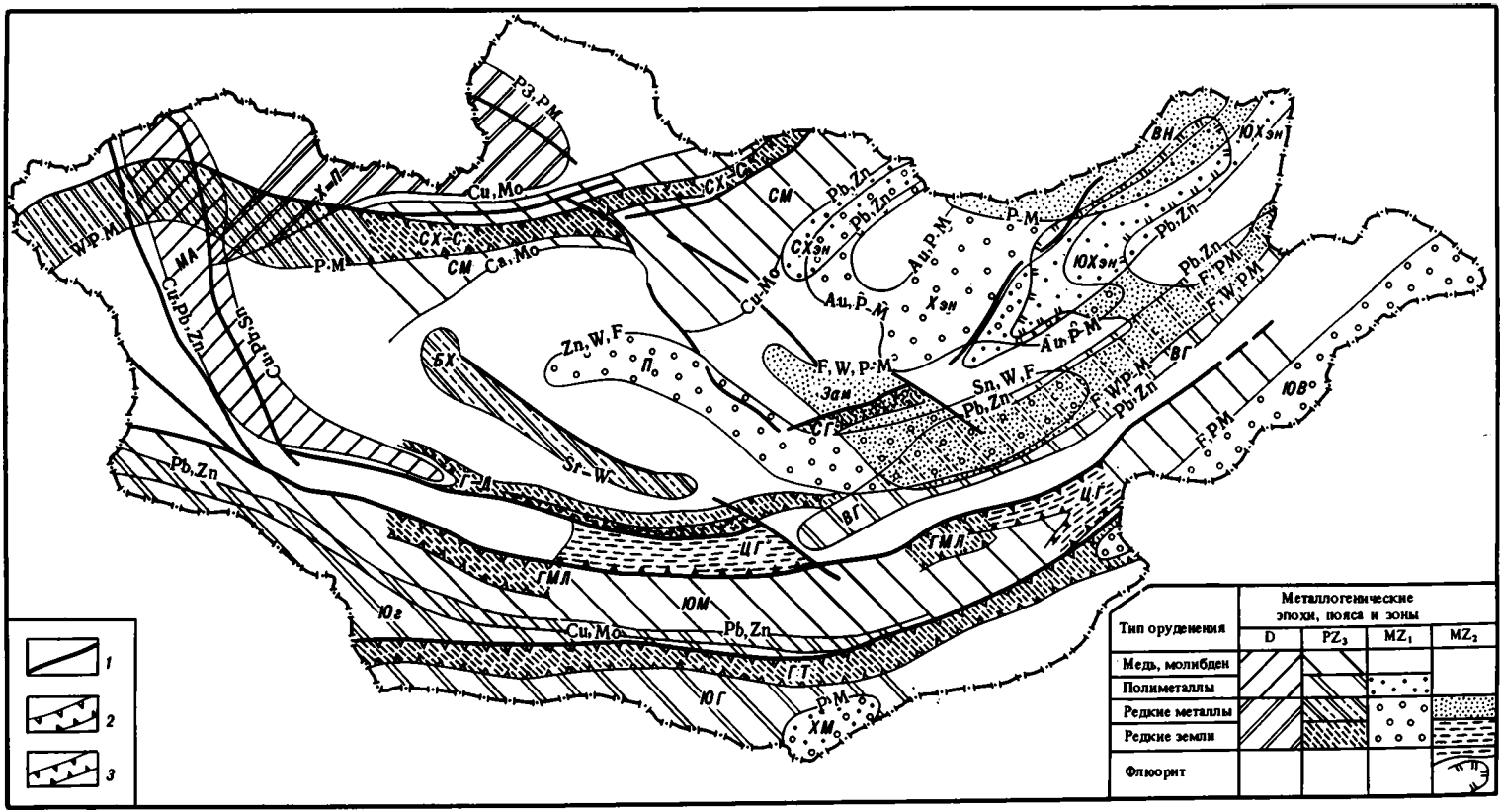


Рис. 5. Схема металлогенического районирования структурно-формационных комплексов континентальной стадии

1 — важнейшие структурно-формационные границы; *2* — позднепалеозойские рифтовые зоны; *3* — позднемезозойские рифтовые зоны. Символы на границах металлогенических поясов и зон указывают на ведущую рудную нагрузку (РМ — редкие металлы).

Металлогенические зоны и пояса: девонские (*МА* — Монголо-Алтайский медно-полиметаллический, *Х-П* — Хан-Хухэй-Прихубсугульский редкоземельно-редкометальный); позднепалеозойские (медно-молибденовые — *ЮМ* — Южно-Монгольский, *СМ* — Северо-Монгольский; полиметаллические — *ЮГ* — Южно-Гобийский, *ВГ* — Восточно-Гобийский; редкометально-редкоземельные — *ГТ* — Гоби-Тяньшаньский, *ГМЛ* — Главного Монгольского линеамента, *ГА* — Гоби-Алтайский, *СГ* — Северо-Гобийский, *СХ-С* — Северохангайско-Селенгинский, *БХ* — Баян-Хонгорский); раннемезозойские (редкометальные — *Хэн* — Хэнтэйский золото-редкометальный, *П* —Периферифический, *ЮВ* — Юго-Восточный, *ХМ* — Хара-Моритинский район; полиметаллические — *СХэн* — Северо-Хэнтэйский, *ЮХэн* — Южно-Хэнтэйский); позднемезозойские (редкометальные — *ВН* — Внутренний оловянно-вольфрамовый; *Зам* — замыкающий вольфрамовый; *ЦГ* — Центрально-Гобийский редкометально-редкоземельный)

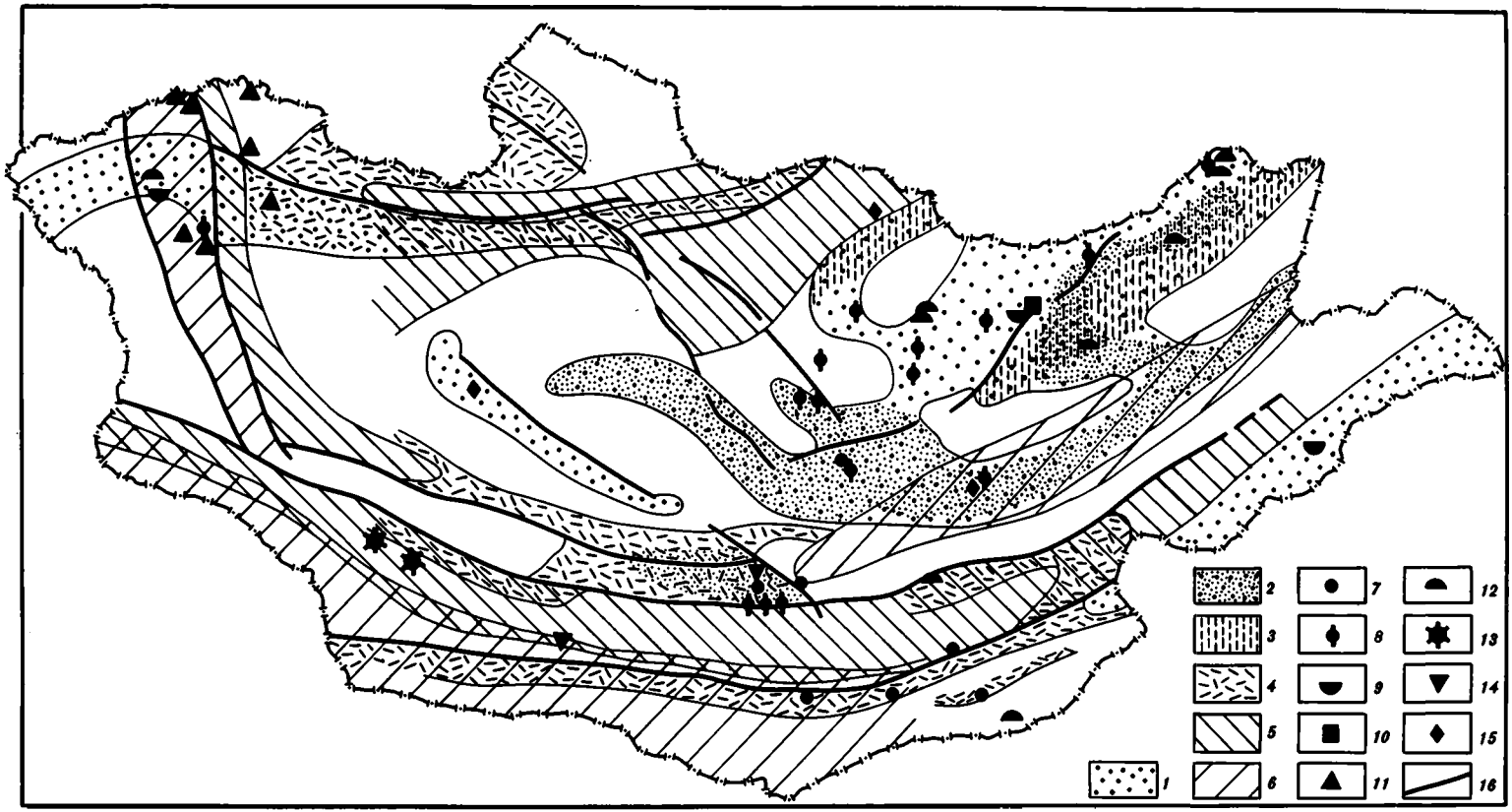


Рис. 6. Металлогенические провинции континентальной стадии развития

1—6 — металлогенические провинции: *1—3* — редкометальная (*2* — с флюоритовым, *3* — с полиметаллическим оруденением), *4* — редкоземельная, *5* — медно-молибденовая, *6* — полиметаллическая; *7—15* — рудопроявления, обнаруженные сотрудниками экспедиции: *7* — редкоземельные, *8* — редкометальные (Ta, Zr, Sr, Cs, Nb), *9* — вольфрамовые, *10* — железорудные, *11* — серебро-сульфосольные, *12* — ртутные, *13* — шеелитовые стратиформные, *14* — редкоземельные, связанные с костными остатками, *15* — борсодержащие скарновые; *16* — разломы

ископаемых, которые еще не известны в строении того или иного региона. Таким образом, эти данные могут быть эффективно использованы при металлогенических и особенно прогнозно-металлогенических исследованиях. На рис. 3 приведены ведущие ассоциации рудоносных магматических пород, связанное с ними оруденение и их размещение в геодинамических обстановках в процессе преобразования континентальной коры — на активных континентальных окраинах и в зонах континентальной коллизии, с которыми на территории Монголии ассоциирует основная часть полезных ископаемых.

Для выяснения основных закономерностей проявления эндогенного оруденения в континентальную стадию развития территории Монголии была составлена серия схем, на которых показано распределение разновозрастных континентальных магматических комплексов в структурах этого региона (рис. 4), закономерности размещения оруденения ведущих металлогенических эпох (рис. 5) и главные металлогенические провинции, возникшие в разные металлогенические эпохи этой стадии (рис. 6). Определения используемых терминов приняты в соответствии с нашими публикациями [9, 11—15, 20].

На схеме (см. рис. 3) отражены тектоно-магматические ареалы важнейших этапов развития территории Монголии в режиме образования и преобразования континентальной коры. Как нами показано ранее [9], выделяются пять таких стадий: среднепалеозойская, позднепалеозойская, раннемезозойская, позднемезозойская, кайнозойская. В металлогеническом отношении интерес представляют первые четыре стадии. Следует отметить, что в более ранние этапы развития Монголии комплексы континентальной стадии не имели какого-либо существенного значения. Даже в раннепалеозойскую эпоху, когда происходило формирование континентальной коры в Северном (раннекаледонском) мегаблоке Монголии, возникшие геологические формации отвечали комплексам переходной стадии формирования земной коры. Они локализовались в узких зонах в пределах венд-нижнекембрийских офиолитовых поясов и по их обрамлению, указывая на интенсивную переработку и континентализацию коры этих поясов. Однако на обширных пространствах континентальных блоков по обрамлению офиолитовых поясов магматическая деятельность не проявилась, в связи с чем раннепалеозойский этап представляется сравнительно малоперспективным для широкого проявления эндогенной минерализации, связанной с магматизмом континентальной стадии. На этом основании мы на указанных схемах проводили анализ геологического материала в объеме средний палеозой—поздний мезозой.

Тектоно-магматические ареалы континентальной стадии для ведущих металлогенических эпох в обобщенном виде представлены на рис. 4, более подробная их характеристика приведена в [9] и в статье В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюка в данной книге. При построении границ ареалов учитывалось пространственное распределение соответствующих этим ареалам магматических проявлений — вулканических и плутонических. Характеристика внутренней структуры ареалов осуществлялась на основе выделения в их пределах полей распространения пород различной щелочности — нормального, субщелочного и щелочного рядов, а также крупных скоплений гранитоидных тел, традиционно сопоставляемых с батолитами — позднепалеозойским Хангайским и раннемезозойским Хэнтэйским. Характер размещения пород различной щелочности в ареалах позволил выделить две группы тектоно-магматической зональности.

Одну группу представляют средне- и позднепалеозойские ареалы. Для них установлено поясовое размещение пород различной щелочности, согласующееся с существовавшими во время возникновения ареалов границами континент—океан. Породы приближенного к этой границе пояса отвечают нормальному ряду щелочности, по мере удаления от границы в глубь континента происходит нарастание щелочности и смена нормальных известково-щелочных пород суб-

щелочными, а в наиболее тыловой части ареала возможно появление щелочных пород (как, например, в девонским магматическом ареале). Такой тип зональности отвечает геодинамическим обстановкам активных континентальных окраин андийского типа.

Позднепалеозойский ареал сходен со среднепалеозойским на ранней — ранне- и среднекаменноугольной стадии развития, когда возник Южно-Монгольский вулканический пояс с элементами зональности, аналогичной среднепалеозойской, тектоно-магматического ареала. Однако начиная с конца карбона и на протяжении всей перми структура магматического ареала приобретает иные черты, обусловленные в первую очередь сочетанием на территории Центральной и Северной Монголии известково-щелочных и субщелочных магматических комплексов, типичных для окраин андийского типа, а также наложенных на эти комплексы поясов с бимодальным и щелочным магматизмом. Эти пояса связаны с континентальными рифтовыми зонами. В целом особенности магматизма позднепалеозойского ареала отвечают обстановке активной континентальной окраины калифорнийского типа.

Вторая группа тектоно-магматических ареалов — ранне- и позднемезозойские — характеризуется осевой симметрией в размещении пород различного состава. Наиболее наглядно она выражена в строении раннемезозойского ареала. В его осевой части ("ядро" ареала) расположен Хэнтэйский батолит, сложенный гранитоидами нормальной щелочности. В периферической части батолита по всему его обрамлению распространены небольшие массивы лейкогранитов, в том числе и литий-фтористых, поля известково-щелочных и субщелочных (латитовой серии) вулканитов, а также гранитов, объединяемые в зону "распыленного" магматизма. В обрамлении магматического ареала наряду с субщелочными породами распространены также щелочные граниты, ассоциирующие с бимодальными базальт-комендитовыми вулканическими сериями. Такой тип зональности характерен для обстановки континентальной коллизии монголо-охотского типа.

Позднемезозойский тектоно-магматический ареал имеет близкую зональность. "Ядро" ареала находится восточнее, за пределами Монголии, а на ее территории расположено лишь юго-западное его обрамление. Комплекс небольших массивов лейкогранитов, сосредоточенный вдоль северо-восточной границы страны, относится к зоне "распыленного" магматизма. Эта зона с юга обрамляется вулканическими полями бимодальных и субщелочных вулканических ассоциаций Восточно-Монгольского вулканического пояса. По краю ареала в зонах разломов Главного Монгольского линеамента и Гоби-Тяньшаньской отмечаются отдельные вулкано-тектонические структуры рифтогенного типа со щелочными породами, карбонатитами и оливиновыми субщелочными базальтами.

Металлогеническое районирование структурно-формационных комплексов континентальной стадии дано на рис. 5, где приведены данные о размещении континентального эндогенного оруденения на территории Монголии, ранее обобщенные в серии карт "Металлогения МНР" [11—15]. С учетом закономерной связи оруденения с определенным типом магматизма выделены металлогенические пояса и зоны, в которых сконцентрировано все важнейшее оруденение, а также показаны определяющие его геологические факторы.

На схеме все виды полезных ископаемых сгруппированы по признаку ведущего или ведущих металлов, определивших металлогеническую специализацию металлогенического пояса или зоны. К таким группам ведущих металлов относятся: 1) медно-молибденовая; 2) полиметаллическая; 3) редкометальная—редкоземельная; 4) флюоритовая. Компоновка этих групп металлов на схеме проведена по возрастному признаку, что позволяет определить металлогенический профиль эпохи.

Среднепалеозойский металлогенический ареал состоит из двух рудно-металлогенических поясов — медно-полиметаллического и редкометально-редкоземельного. Медно-полиметаллический пояс совпадает с поясом развития известково-щелочных и субщелочных пород в Монгольском Алтае, в связи с чем выделяется как Монголо-Алтайский пояс. Полиметаллы встречаются преимущественно к западу от Цаган-Шибетинского разлома, где проявлены как субщелочные, так и породы нормальной щелочности. Медное оруденение тяготеет к полям распространения субщелочных пород, редкометально-редкоземельное — к зоне развития щелочных пород в тыловой части девонского магматического ареала. Здесь обнаружено редкоземельно-редкометальное Халдзан-Бурэгтэгское проявление. В Прихубсугулье в связи с массивами щелочных нефелиновых сиенитов известна минерализация с Ta, Nb, Zr, Li. Возможно, перспективными в отношении редкометальной минерализации окажутся открытые в 1987 г. В.В. Ярмолюком с коллегами щелочные породы хребта Хан-Хухэй. Этот пояс выделяется нами как новый Хан-Хухэйско-Прихубсугульский, возможно, протягивающийся и к востоку от оз. Хубсугул в хребет Бутулин-Нуру.

Позднепалеозойский металлогенический ареал — самый крупный в Монголии, он охватывает всю ее территорию. Металлогеническая эпоха характеризуется в первую очередь проявлениями медно-молибденовых и полиметаллических руд, а также редкометального и редкоземельного оруденения.

Полиметаллические проявления известны в различных участках Монголии, тяготея в первую очередь к площадям распространения известково-щелочных пород. Выделяются два металлогенических пояса, специализированных на полиметаллическое оруденение, — Южно-Гобийский и Восточно-Гобийский. Южно-Гобийский пояс объединяет проявления полиметаллического оруденения в южной части Южно-Монгольской позднепалеозойской вулканической области, а Восточно-Гобийский пояс представляет собой полосу концентрации полиметаллического оруденения вдоль Центрально-Монгольской вулканической области. В обоих случаях площади развития оруденения совпадают с районами распространения наименее щелочных пород.

В отличие от полиметаллического медно-молибденовое оруденение тяготеет к полям развития пород повышенной щелочности и субщелочных. Такие породы в соответствии с зональностью магматического ареала андийского типа преобладают в строении Северо-Монгольской вулканической области. Они широко проявлены в северной части Южно-Монгольской области, где образуют полосу, ограниченную с севера Главным Монгольским линеаментом, и не распространяются южнее Гоби-Тяньшаньской зоны разломов. В полях развития этих пород в Северной и Южной Монголии наблюдаются многочисленные проявления меди и молибдена, а также некоторые крупные месторождения. На этом основании выделяются Южно-Монгольский и Северо-Монгольский медно-молибденовые металлогенические пояса. Определенный интерес для прогнозно-металлогенических исследований представляют площади распространения субщелочных пород в Центрально-Монгольской области, например непосредственно к северу от Восточно-Гобийского полиметаллического пояса. Однако в настоящее время отсутствуют необходимые данные для выделения здесь медно-молибденовой прогнозно-металлогенической зоны.

Выше отмечалось, что позднепалеозойский магматический ареал формировался в сложной геодинамической обстановке активной окраины калифорнийского типа, в связи с чем для ареала характерны крупные рифтогенные зоны с бимодальным и щелочным магматизмом. Крупнейшие из них Гоби-Тяньшаньская, Главного Монгольского линеамента, Гоби-Алтайская, Северо-Гобийская. С магматическими породами этих рифтовых зон ассоциирует редкоземельно-редкометальное оруденение. Крупные рудопроявления установлены в Гоби-Тяньшаньской зоне (Хан-Богдо, Лугин-Гол, Хар-Хад), в Гоби-Алтайской

зоне (Дзарта-Худук). Минерализация связана с глубоко дефференцированными щелочными гранитами и их излившимися аналогами — пантеллеритами и комендитами. Эти породы широко проявлены во всех позднепалеозойских рифтовых зонах, поэтому на схеме мы относим рифтовые зоны к металлогеническим поясам, перспективным на редкометально-редкоземельное оруденение.

Геологический анализ показывает, что на продолжении рифтовых зон в области пересечения ими жестких структур докембрийского возраста появляется вольфрамовое и олово-вольфрамовое оруденение. Например, район Югодзыря расположен в пределах Улан-Ульского выступа докембрийского основания на продолжении Гоби-Тяньшаньской зоны, где появляются позднепалеозойские литий-фтористые граниты с редкометальным оруденением. Подобным же образом вольфрамовая минерализация концентрируется в районе пересечения Сонгинского докембрийского блока Северо-Монгольской рифтовой зоной, однако природа магматизма, контролирующего оруденение, пока не ясна. В этой же части Монголии наблюдается еще один район развития позднепалеозойской вольфрамовой минерализации, приуроченный к северной части Монгольского Алтая. В его пределах рудопроявления концентрируются в полосе восток—северо-восточного простирания, резко дискордантно пересекающей структурно-формационные комплексы Монгольского Алтая. Эта полоса прослеживается в направлении западного окончания Северо-Монгольской рифтовой зоны и как бы переходит в последнюю. На этом основании, а также в связи с наличием вольфрамового оруденения и потенциально рудоносных гранитоидов стандартного и литий-фтористого типов в других участках Северо-Монгольского редкометального пояса мы считаем возможным включить в последний вольфрамовые проявления северной части Монгольского Алтая.

Еще один район распространения позднепалеозойской редкометальной минерализации связан с юго-западным обрамлением Баян-Хонгорской зоны. Здесь отмечаются рассредоточенные рудопроявления вольфрама и олова. В структурном отношении этот металлогенический пояс, по-видимому, сходен с другими позднепалеозойскими редкометальными поясами рифтогенной природы. По южному борту Баян-Хонгорской зоны прослеживается позднепалеозойский узкий морской прогиб с бимодальным магматизмом, формирование которого было связано с режимом рифтогенеза, охватившим всю территорию Монголии в позднем палеозое. К этому прогибу тяготеют массивы гранит-лейкогранитовой формации с редкометальным оруденением. Положение этой рифтовой зоны внутри дорифейского Баян-Хонгорского блока напоминает позицию Гоби-Тяньшаньской зоны в пределах Улан-Ульского выступа и Северо-Монгольской зоны в пределах Сонгинского дорифейского блока. Аналогична и редкометальная — олово-вольфрамовая — минерализация. Показательно, что, как и в позднем палеозое Монголии, в модельном типе калифорнийской обстановки на западе США рифтогенные щелочные комплексы тяготеют к участкам "молодой" континентальной коры, а вулканиты литий-фтористого типа (топазовые и оловоносные риолиты с молибденом) — к блокам древней докембрийской коры. Оценка металлогении позднепалеозойской калифорнийской обстановки может быть проведена двояко. В основу такой оценки должны быть положены прямые признаки оруденения, т.е. наличие самого оруденения в определенной связи с геологическими формациями и структурами, а также данные о распространении рудоконтролирующих магматических формаций. Результаты этого подхода отражены на схеме. Помимо этого, сопоставление рассматриваемой палеогеодинамической обстановки и ее современного аналога открывает возможность представить потенциальные металлогенические перспективы для позднепалеозойского ареала Монголии и очертить круг полезных ископаемых, открытие которых можно ожидать в связи с развитыми здесь магматическими породами.

Так, в калифорнийской обстановке запада США с комендитами связаны месторождения Hg, Au, Ag, с высококремнистыми риолитами и онгонитами — олова, бериллия, урана, флюорита, молибден-порфировые месторождения типа Клаймекс [16]. Рудопроявления этих металлов известны в пределах позднепалеозойских редкометально-редкоземельных поясов Монголии и, таким образом, позволяют положительно оценивать перспективы обнаружения в их пределах месторождений этих металлов.

Раннемезозойский металлогенический ареал достаточно выразительно отражает зональное строение соответствующего магматического ареала. Его ядро составляет практически безрудная центральная часть Хэнтэйского батолита. Краевые части батолита насыщены многочисленными проявлениями золота, вольфрама, олова с сопутствующей танталовой, бериллиевой и молибденовой минерализацией. Оруденение связано с гранитами стандартного и литий-фтористого типов, сосредоточенных в подзоне гипабиссальных интрузий периферической части области известково-щелочного магматизма. Эта область рудных проявлений выделяется как Хэнтэйский золото-редкометальный пояс, имеющий подковообразное строение.

По северному и южному обрамлению Хэнтэйского пояса наблюдаются рудопроявления полиметаллических руд, которые частично попадают в область распространения золото-редкометального оруденения и контролируются сходным по составу магматизмом. Области распространения полиметаллического оруденения могут быть выделены как внешние металлогенические зоны (Северо- и Южно-Хэнтэйская) Хэнтэйского металлогенического пояса.

Хэнтэйский пояс обрамляется Периферическим металлогеническим поясом, совпадающим с зоной распространения гранитоидов и вулканитов повышенной щелочности, представляющей краевую часть раннемезозойского магматического ареала. Принципиальными особенностями периферической области, связанной с возрастанием щелочности магматизма, являются увеличение роли оруденения вольфрамит-кварцевой формации, развитие танталоносных гранитов, проявлений фенакит-флюорит-бертрандитовой формации и редкометально-полиметаллических скарнов.

Особое место в раннемезозойском ареале занимает Юго-Восточный металлогенический пояс, совпадающий с зоной распространения разобщенных массивов гранит-лейкогранитовой формации с участием литий-фтористых гранитов. С этими гранитами связано промышленное вольфрамовое оруденение, проявления танталоносных гранитов, цвиттеров, а также редкометальных скарнов и касситерит-сульфидной минерализации.

Позднемезозойский металлогенический ареал пространственно совпадает с позднемезозойской магматической областью. Для него характерны преобладание вольфрамового оруденения над оловянным, более широкое распространение субвулканических и редкометальных формаций, включая редкометально-редкоземельные, карбонатитовые, флюоритовые. В пределах ареала выделены Внутренний оловянно-вольфрамовый, "Замыкающий" вольфрам-флюоритовый и Центрально-Гобийский редкометально-редкоземельный пояса.

Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс отвечает зоне "распыленного" магматизма, большая часть которой находится на территории Забайкалья. В ее пределах размещена оловянно-вольфрамовая минерализация. Преобладающий тип рудоносных пород — граниты стандартного геохимического типа, реже отмечаются гранодиорит-гранитные интрузии и гранитоиды литий-фтористого геохимического типа.

"Замыкающий" вольфрам-флюоритовый пояс приурочен к внешней периферии Восточно-Монгольского позднемезозойского вулканического пояса и по структурному положению напоминает периферический пояс раннемезозойского ареала. Отмечается также сходство металлогенической специфики. Рудоносны здесь

граниты стандартного геохимического типа, с которыми часто ассоциируют литий-фтористые граниты и онгониты, а также бимодальные вулканические ассоциации. Главные типы оруденения — вольфрамовое и флюоритовое, значительный интерес представляют танталоносные граниты и онгониты.

Центрально-Гобийский редкометально-редкоземельный рудный пояс совпадает с зоной распространения рифтогенных магматических ассоциаций (калиевые щелочные лавы с карбонатитами, бимодальные ассоциации с онгориолитами и др.), приуроченной к зоне разломов Главного Монгольского линеамента. В пределах рудного пояса сосредоточены новые для Монголии редкометальные рудные формации: онгонитовая вулканическая, бериллиевых туфов, редкоземельных щелочных вулкано-плутонических пород, в том числе Мушугайское месторождение, проявления Хатагор, Баян-Хошу, Тэг-Ула и др.

Суммируя изложенное, отметим некоторые общие закономерности размещения оруденения различных типов, определившие картину распределения металлогенических поясов и зон на территории МНР и, таким образом, влияющих на ее прогнозно-металлогеническую оценку.

1. Тип металлогенической зональности и металлогеническая специализация поясов и зон в первую очередь определяются геодинамической обстановкой формирования магматических ареалов: активных континентальных окраин андийского и калифорнийского типов, коллизии типа континент—континент.

2. Металлогеническая специализация обстановок активных окраин андийского типа на территории МНР определяется прежде всего полиметаллическим и медно-молибденовым оруденением. Полиметаллическая минерализация в пределах магматических ареалов, как правило, тяготеет к зонам развития известково-щелочных пород; медно-молибденовые проявления ассоциируют с породами повышенной щелочности.

3. Редкометально-редкоземельная минерализация связана со щелочными породами, структурная позиция которых определяется континентальными рифтовыми зонами. Такие зоны проявлены в геодинамических обстановках всех типов, выделенных для континентальной стадии развития Монголии. В обстановке андийской окраины рифты размещены в тыловой части магматического ареала, в сложной обстановке калифорнийского типа — по всей площади магматического ареала с концентрацией их по периферии крупных сводовых поднятий типа Хангайского, в обстановках континентальной коллизии — в периферических зонах ареалов. Металлогения рифтогенного магматизма изучена пока недостаточно, однако крупные рудопроявления установлены в связи со щелочными породами всех металлогенических эпох, поэтому выделенные рифтовые зоны можно рассматривать как прогнозно-металлогенические редкометально-редкоземельные пояса.

4. Металлогеническая специализация обстановок континентальной коллизии во многом определяется редкометальным профилем оруденения. Рудная минерализация тяготеет к структурно-фациальным границам внутри ареала. По-видимому, можно говорить об относительно безрудном "ядре" (внутренней части) ареалов, фиксируемых проявлением крупных палингенных гранитоидных батолитов. Ближайшее обрамление батолитов, представленное поясами рассредоточенных сравнительно небольших массивов, характеризуется пестрым составом оруденения, наряду с редкометальными имеются проявления золота и полиметаллов. Важным элементом коллизионных областей являются периферические металлогенические пояса, совпадающие с контурами магматических областей. Именно в этих участках наблюдаются крупные проявления редкометального и флюоритового оруденения. Наряду с отмеченными элементами металлогенической зональности коллизионных областей необходимо указать на наличие автономных металлогенических поясов и зон, расположенных на значительном удалении от магматических ареалов с обширным развитием магматических пород. Такие

автономные пояса связаны с оживлением эндогенной активности в зонах глубинных разломов за пределами площади с более интенсивным проявлением коллизионного магматизма. К таким автономным магматическим поясам могут быть отнесены раннемезозойский Юго-Восточный металлогенический пояс и позднемезозойский (?) пояс эпитермальной минерализации в северо-западной части Монгольского Алтая.

Важнейшие металлогенические провинции Монголии (см. рис. 6). Как отмечалось выше, под металлогеническими провинциями мы понимаем совокупность разновозрастных металлогенических поясов и зон с близким типом оруденения. Выделение таких провинций необходимо для изучения основных закономерностей пространственного размещения оруденения независимо от его возраста. В континентальную стадию развития Монголии сформировались, например, полиметаллическая, медно-молибденовая, редкометальная, редкоземельная и другие металлогенические провинции.

Полиметаллическая провинция объединяет полиметаллические рудные пояса среднего и позднего палеозоя и связана с геодинамической обстановкой активной континентальной окраины андийского типа. Контуры провинции определяются границами распространения в пределах краевых магматических поясов известково-щелочных пород нормальной или пониженной щелочности. К этой же провинции, видимо, относятся и полиметаллические проявления раннемезозойских Северо- и Южно-Хэнтэйской полиметаллических зон, где оруденение также ассоциирует с породами нормального ряда щелочности. Однако в этих зонах оруденение комплексное полиметаллически-редкометальное. Поэтому рудные пояса в равной мере могут рассматриваться и в рамках редкометальной провинции (см. рис. 6).

Медно-молибденовая провинция связана с магматическими комплексами активных континентальных окраин среднего и позднего палеозоя. Минерализация наиболее широко проявлена в полях распространения магматических пород повышенной щелочности и субщелочных. В зонально построенных магматических ареалах активных окраин андийского типа медно-молибденовые пояса и зоны смещены относительно полиметаллических в глубь палеоконтинентов, однако между ними нет резкой границы и существуют зоны взаимного проникновения.

Редкометальная и редкоземельная провинции имеют много общего в спектре соответствующих им полезных компонентов. Различия связаны главным образом с проявлениями или отсутствием редкоземельной минерализации, которая ассоциирует со щелочным магматизмом рифтовых зон.

Большая часть редкометальной (Mo, Sn, W, Ta, Be, Li и др.) провинции занимает осевое положение в строении общего металлогенического ареала Монголии (см. рис. 5) (нагорья Хангай и Хэнтэй). Ее позиция определяется приуроченностью к периферическим частям позднепалеозойского и мезозойских гранитоидных батолитов (зона "распыленного" магматизма). Такое же положение свойственно западному окончанию Северо-Монгольского металлогенического пояса (PZ_3), пространственно тяготеющему к лейкогранитам стандартного и литий-фтористого типов. Металлогеническая специализация провинции обусловлена процессами позднемезозойского рифтогенеза в пределах Восточно-Монгольского вулканического пояса, которые способствовали образованию анатектических кислых магм, близких к онгонитам, с флюоритовой и редкометальной специализацией. Редкоземельная провинция охватывает редкометальную с севера и юга. В структурном отношении она связана с крупными системами расколов, проявлявших активность практически на всех стадиях развития территории Монголии. В континентальную стадию геологические процессы нередко были рифтогенными и сопровождались интенсивным проявлением щелочного магматизма с редкоземельной минерализацией.

На тех участках, где рифтовые зоны внедрялись в блоки жестких докембрийских структур, щелочной магматизм сменялся гранитоидным, в том числе литий-фтористым, и оруденение приобретало исключительно редкометальный характер. В связи с этим можно выделить единую редкометально-редкоземельную провинцию, характер минерализации и магматизма которой связан с особенностями реакции поверхностных тектонических структур на подлитосферные воздействия. В хрупких, подвижных зонах, отвечающих древним литосферным границам (или границам структурно-формационных зон), легче протекали процессы дробления и рифтогенеза с проникновением к поверхности глубинных магм и продуктов их дифференциации. Структурно однородные жесткие участки литосферы "гасили" подлитосферные воздействия, аккумулируя тепло и глубинные магматические инъекции.

В зонах докембрийской континентальной коры ее мощность, видимо, была значительнее, чем в рифтогенных структурах с более молодой корой. Поэтому плавление при том же геотермическом градиенте в зонах докембрийской коры захватывало зону сиаля, поэтому здесь особенно интенсивно проявился гранитоидный магматизм с оловянным, вольфрамовым, молибденовым и редкометальным оруденением.

При анализе металлогении орогенных областей нередко используются методы так называемой орогенной тектоники, базирующиеся на анализе морфоструктурных закономерностей размещения месторождений. Подобный подход развивался и в отношении металлогении Монголии, сформированной в континентальную стадию [19]. В основе его лежит выделение крупных сводовых поднятий и структур их облегания. На территории Монголии выделяются два крупных свода — Хангайский и Хэнтэйский, отвечающие крупным батолитам — позднепалеозойскому и раннемезозойскому. Центральные части батолитов, отвечающие современным сводам, безрудные, а по их обрамлению развиты зоны с разнообразным магматизмом и достаточно масштабным оруденением. Поэтому создается впечатление, что своды играют важную роль в контроле размещения месторождений. Однако это обусловлено в первую очередь пространственным совмещением сводов с контурами батолитов. Возраст сводов, несомненно, более молодой, чем рудоформирующих геологических процессов. Например, граниты Хангая имеют пермский возраст, формировались в основании коры в то время, когда в поверхностной структуре этой области возникли мульды или более обширные поля, сложенные пермскими, в том числе верхнепермскими, конгломератами и вулканитами. Незначительный подъем в области Хангая отмечается в конце триаса—начале юры. Он сопровождался образованием площадной коры выветривания (верховья р. Хануй-Гол) и дифференциацией рельефа. Судя по перепаду высот подошвы ранне- и среднеюрской вулканических толщ в верховьях р. Хануй-Гол, расчлененность рельефа не превышала 100 м. Таким образом, Хангай как сводовая область возник много позже гранитов — в послесреднеюрское время. Естественно, что этот свод не мог влиять на образование позднепалеозойского оруденения, развитого на крыльях свода. Поэтому мы исключаем причинную связь между сводообразованием и формированием континентального эндогенного оруденения на территории Монголии, связывая последнее с особенностями проявления и размещения потенциально рудоносных магматических комплексов в тектоно-магматических ареалах, отвечающих отдельным этапам развития территории Монголии. В то же время элементы неотектоники (морфоструктуры) часто отражают более древнюю структуру региона, возникшую в ходе длительной геологической истории. Это относится и к тем структурам, которые контролировали распространение магматических пород в континентальную стадию развития. Поэтому применение морфоструктурного анализа как вспомогательного метода может внести вклад в расшифровку структурных закономерностей проявления месторождений.

ВЫВОДЫ

1. За 20-летний период работ СМГЭ на территории МНР открыты новые проявления Sn, W, Au, Mo, Cu, Hg, Fe, цветных и поделочных камней и других полезных ископаемых. Подавляющее их большинство с практической точки зрения не оценено (кондиционные поисковые, горные и буровые работы).

2. Выявлены принципиально новые виды полезных ископаемых — ниобий, тантал, цирконий, гафний, бериллий, литий, РЗЭ, Ag-Bi, Sb, Hg, B, P-Ni-Fe, Cu-Ni, Os, Ir, Ru. Первые оценки редкоземельных месторождений Мушугай-Худук, Лугингол, редкометального месторождения Халдзан-Бурэгтэг свидетельствуют о крупных и весьма крупных их масштабах и часто о богатых рудах. Весьма перспективными представляются месторождения серебро-висмутовых сульфосолей.

3. Показана комплексность руд большинства месторождений МНР, в том числе таких действующих, как Эрдэнэт.

4. На основе реконструкции палеогеодинамических обстановок континентальной стадии развития территории Монголии и анализа связи магматизма и оруденения разработана принципиальная схема металлогенического районирования. С активными континентальными окраинами (АКО) андийского типа в среднем и позднем палеозое связано образование месторождений меди, молибдена, полиметаллов и редких элементов. С АКО калифорнийского типа в позднем палеозое за счет участия в их строении рифтогенных структур отмечается возрастание роли редких элементов и редких земель. Обстановки континентальной коллизии отличаются наибольшим разнообразием оруденения: полиметаллы, золото, редкие металлы, редкие элементы и земли, флюорит и др.

5. Металлогенические провинции как совокупность разновременного оруденения единого металлогенического профиля имеют закономерное строение, согласующееся с зональностью магматизма. Принципиально новая, открытая и изученная СМГЭ редкометально-редкоземельная провинция МНР сформировалась в течение среднего и позднего палеозоя и мезозоя. Ее структура определяется сочетанием важнейших рифтогенных поясов, имеющих линейное простирание, и концентрически-зональных сводовых структур типа Хангайской или Хэнтэйской. Перспективы этой провинции значительны. Структура медно-молибденовой и полиметаллической провинций, сформировавшихся в среднем и позднем палеозое, определяется структурой краевых вулкано-плутонических поясов, сегментированных поперечными разломами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Борисенко А.С., Оболенский А.А., Лебедев В.И.* Основные черты генетических моделей эпитермальных серебряных месторождений // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 107—119.
2. *Годовиков А.А., Рипинен О.И., Моторин С.Г.* Агаты. М.: Наука, 1987. 368 с.
3. *Каждан А.Б., Соловьев Н.Н.* Поиски и разведка месторождений редких и радиоактивных металлов. М.: Недра, 1982. 280 с.
4. *Коваленко В.И., Коваль П.В.* Эндогенные редкоземельные и редкометальные рудные формации Монголии // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 50—74.
5. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В.* Восточная Монголия — новая провинция редкометальной минерализации // Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977. С. 189—205.
6. *Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царева Г.М.* Халдзан-Бурэгтэгский массив — новое проявление редкометальных щелочных гранитоидов МНР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280, N 4. С. 954—959.
7. *Коваленко В.И., Самойлов В.С., Иванов В.Г.* Новый Хотогорский массив высококалиевых щелочных магматических пород в пустыне Гоби (МНР) // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, N 4. С. 952—955.
8. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н.* Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 8. С. 38—49.
9. *Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В.* и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 3—41.

10. *Коган Б.И.* Редкие металлы. М.: Наука, 1978. 347 с.
11. Металлогения Монгольской Народной Республики (вольфрам, олово, редкие и редкоземельные элементы). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 51 с.
12. Металлогения Монгольской Народной Республики (золото). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 48 с.
13. Металлогения Монгольской Народной Республики (медь, молибден). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 40 с.
14. Металлогения Монгольской Народной Республики (ртуть). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 48 с.
15. Металлогения Монгольской Народной Республики (флюорит). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 47 с.
16. *Митчел А., Гарсон М.* Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1983. 495 с.
17. Редкометальные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
18. *Самойлов В.С., Коваленко В.И.* Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М.: Наука, 1983. 170 с.
19. *Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т.* и др. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
20. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 440 с.

УДК 553.3/4:551.72(517.3)

Ю.М. Соколов, Н.С. Зайцев

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ДОКЕМБРИЯ МОНГОЛИИ

Территория Монголии находится в центральной части Центрально-Азиатского металлогенического пояса, который в геотектоническом аспекте рассматривается как субширотный сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса. Для этой территории выделяется девять металлогенических эпох, из которых к докембрию относятся дорифейская, рифейская и позднерифейская—раннекембрийская [3]. За последние 20 лет благодаря исследованиям Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР сравнительно детально разработана геологическая эволюция пострифейских этапов, выделены структурно-металлогенические зоны и перспективные рудные районы, а также проведена их промышленно-экономическая оценка [2, 3]. В то же время металлогенический анализ докембрийских структурно-вещественных комплексов рассмотрен недостаточно. Это объясняется тем, что на территории Монголии только в последнее десятилетие проведено геолого-геохронологическое обоснование выделения докембрийских образований вообще и раннедокембрийских структурно-вещественных комплексов в частности [8]. Предлагаемая статья является одной из первых попыток геоисторического металлогенического анализа докембрийских геоблоков в инфраструктурах полеозоид [4], осуществленного на основе методов и принципов, разработанных для метаморфических поясов докембрия [9].

Главными из них являются: а) установление тектоно-магматических и тектоно-метаморфических циклов в докембрийских инфраструктурных комплексах, которые полностью определяют эволюцию и специфику их эндогенной металлогении в аспекте строгой временной корреляции эндогенных режимов и стадий рудогенеза; б) выделение в каждом тектоно-метаморфическом цикле относительно времени и места образования рудных формаций и генетических рядов месторождений, систематизированных в классы про-, рео- и ортометаморфических фор-

©Ю.М. Соколов, Н.С. Зайцев, 1990

маций; в) признание главным металлогеническим фактором в полиметаморфических комплексах докембрия диафтореза (наложенного метаморфизма). При этом рудная специализация и геохимический профиль месторождений полезных ископаемых определяются геохимическими особенностями первичного субстрата и регрессивной стадией этапа наложенного метаморфизма в зависимости от изменения pH постметаморфического метасоматоза.

Тектоно-метаморфические циклы. В структурах докембрийских комплексов палеозоид Центрально-Азиатского пояса на основе детального структурно-метаморфического и геохронологического анализа [5] установлено различие в эволюции эндогенных режимов в докембрии. Выделены четыре тектоно-метаморфических цикла, три из которых относятся к дорифею (I — 3,0, II — 2,65, III — 1,85 млрд лет) и характеризуются принципиальным сходством развития: I — высокоградиентный режим, гранулитовая фация; II — низкоградиентный режим, амфиболитовая и гранулитовая фации; III — высокоградиентный режим, амфиболитовая фация. В IV, рифейском, цикле (1,0—0,8 млрд лет) в рифейских толщах Восточного Саяна, Тувы, Центральной и Северной Монголии и Южного Прибайкалья проявлен преимущественно зеленосланцевый метаморфизм, происходивший на фоне высокоградиентного режима и практически не проявленный в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте. В то же время в докембрийских геоблоках Гобийского и Монгольского Алтая, Синьцзяна и частично Горного Алтая фиксируется возврат к низкоградиентным режимам с преобладанием амфиболитовой фации, что, естественно, сопровождалось региональной структурно-метаморфической переработкой комплексов раннего и позднего докембрия. Подобное изменение термодинамического режима метаморфизма является, по мнению авторов, главным металлогеническим фактором формирования разнообразного геохимического спектра рудных формаций в этих геоблоках.

Докембрийские структурно-вещественные комплексы IV цикла южного обрамления Сибирской платформы можно разделить на две системы — Северную и Южную. Комплексы Северной системы непосредственно примыкают к структурам платформы, развиты среди рифеид Восточного Саяна, ранних каледонид Тувы и Монголии и представляют собой относительно "жесткую" структуру. Докембрийские комплексы Южной системы являются фрагментами позднепротерозойского подвижного пояса, в котором на уровне метаморфизма амфиболитовой фации совместно переработаны толщи нижнего и среднего рифея и дорифея; к этой системе относятся кристаллические комплексы Монгольского и Гобийского Алтая, Южной Монголии, возможно, Горного Алтая, Восточной Монголии и Синьцзяна. Кроме того, эти комплексы местами частично испытали структурно-метаморфические преобразования в верхнем рифее, венде и нижнем кембрии. Таким образом, по геологическим данным, докембрийские комплексы Южной системы оказываются более интенсивно переработанными, хотя для обеих систем время окончательного становления континентальной коры относится к среднему и даже позднему палеозою [12].

РУДОНОСНЫЕ СТРУКТУРЫ

В докембрийском основании палеозоид Монголии на современном уровне целесообразно выделить два крупных металлогенических пояса: Северо-Монгольский с салическо-фемической направленностью геохимической специализации рудных формаций и Южно-Монгольский, включая Монголо-Алтайский, характеризующийся трендом фемическо-салической геохимической специализации (см. таблицу).

Металлогенические циклы и типоморфные месторождения Южно-Монгольского металлогенического пояса. Для архейского металлогенического цикла этого пояса типичны пегматиты кварц-полевошпатовой редкоземельной формации, не имеющие промышленного значения.

Раннепротерозойский металлогенический цикл характеризуется прометаморфической инициальной шеелитовой и железорудной (эулизитовой) минерализацией.

Рудогенез Южно-Монгольского металлогенического пояса, как уже подчеркивалось, связан с рифейским (IV) тектоно-метаморфическим циклом (~1,0 млрд лет), который, по-видимому, обусловлен крупнейшим глобальным металлогеническим импульсом эндогенной металлогенической активности, соответствующей границе среднего и верхнего рифея (1,05±50 млрд лет) [9].

В этот металлогенический цикл возникают палингенно-метасоматические месторождения мусковитовых и редкометально-мусковитовых пегматитов, гидротермально-метасоматические месторождения поделочных и абразивных гранатов, реометаморфические гидротермально-метасоматические железорудные месторождения и прометаморфические глиноземистые и ставролитовые руды. Приведем краткую характеристику месторождений этого цикла для наиболее перспективных геоблоков.

Месторождения мусковитовых и редкометально-мусковитовых пегматитов Монгольского Алтая. Алтайский пояс мусковитовых и редкометально-мусковитовых пегматитов включает Горно-Алтайскую (СССР), Синьцзянскую (КНР) и Монголо-Алтайскую (МНР) провинции. Пегматитовые жилы в этих провинциях связаны с диафторезом кианит-андалузит-силлиманитовой фациальной серии [8, 10] и характеризуются рядом общих признаков, которые наиболее детально изучены в пегматитовых полях Монголо-Алтайской провинции. В ней установлены три геолого-генетические группы пегматитов: 1) плагиоклазовые мигматит-пегматиты (Pg_IA), образующие серию маломощных согласных жил значительной протяженности (Уйэнчское поле в Монгольском Алтае); 2) диа- и метабластические скопления участков пегматитизации с жилами типа "Strataband" ($Pg_IБ$), имеющими биотит-плагиоклазовый состав и локализующимися на периферии "мигматит-плутона"; жильные пегматиты микроклинового и микроклин-плагиоклазового состава, замещающие аплиты (Pg_{II}).

Pg_IA прослежены с перерывами в плоскости, близкой к осевой части главной антиформы по всей Центральной пегматитовой зоне. Пегматитовые тела образуют "гиганто-мигматиты" типа "lit-parlit", удлиненные линзы, будинированные пластины и единичные пегматитовые и пегматитоподобные скопления и гнезда. Мощность отдельных скоплений 20—25 см, зоны концентраций — от 1—2 до 17 м.

$Pg_IБ$ — биотит-плагиоклазовые диабластические пегматиты образуют жилы неправильной формы, осложненные раздувами и пережимами, с неровными расплывчатыми контактами с вмещающими породами. Мощность их 2—3 м, длина 100—120 м.

Pg_{II} представлены тремя группами тел: суперкрупными, крупными и мелкими. Суперкрупные тела (длиной до 1,5 км) составляют не более 5—6% всей массы жил. Как правило, это пластины, уходящие на глубину пегматитовые жилы; мощность их 2—5 м, а единичных жил — до 30 м. Такие гигантские пластины характеризуются низкой степенью перекристаллизации, и только в двух жилах зафиксирована высокая степень перекристаллизации, ассоциирующая с крупными скоплениями зеленого метасоматического мусковита (Уйэнчское поле). Крупные тела составляют ~30% общего количества пегматитовых жил, длина их от 100 до 500 м, мощность в среднем 1—2, не более 4—5 м. Пегматитовые тела этой группы в основном характеризуются высокой степенью перекристаллизации. Мелкие тела объединяют до 65% всего объема жил. Наиболее часто встречаются жилы длиной от 20 до 80 м. Пегматитовые жилы этой группы также характеризуются высокой степенью перекристаллизации.

В пегматитах этой группы выделяются разные морфогенетические типы: 1) пластинчатые и дисковидные; 2) "головастикообразные", характеризующиеся линзовидным раздувом с отходящим изогнутым "хвостом" (Бодончинское поле в

Докембрийские эндогенные рудные формации дорифейских структурно-вещественных комплексов Северо- (I) и Южно-Монгольского (II) металлогенических поясов

Геологический и изотопный возраст (в млрд лет)	I		
	структурно-вещественный комплекс	тип метаморфизма	рудные формации
R_3—Vϵ 1,0 (Pb-Pb) микрофитологический анализ	Нарынский и его аналоги, вулканогенно-осадочный	Зеленосланцевая фация низких давлений	1. Ортометаморфическая кварцево-жильная (Баян-Хонгорская зона) 2. Реометаморфическая золото-сульфидная, кварц-золоторудная (Северо- и Южно-Хэнтэйская, Эрендабанская, Баян-Хонгорская зоны) 3. Ортометаморфическая тальковая (Хангайский хребет)
R_{1-2} микрофитологический анализ			
1,85 (U-Pb)	Балыктыгхемский и его аналоги, кварцито-карбонатный	Амфиболитовая фация андалузит-силлиманитовой фациальной серии	1. Ортометаморфическая, кварц-магнетитовая (Тургенкольское месторождение, хребет Хан-Хухэй) 2. Ортометаморфическая кварц-полевошпатовая пегматитовая (хребты Хан-Хухэй и Эрен-Дабан) 3. Магматогенная, титан-железорудная и апатит-титан-железорудная (Мустулинский габбро-анортозитовый массив и его аналоги)
2,65 (U-Pb)	Энсиалический (вулканогенно-осадочный), моренский комплекс и его аналоги	Гранулитовая фация умеренных и повышенных давлений	
3,0 (Pb-Pb)	Энсиматический (гранулито-гнейсов) эрзинский комплекс и его аналоги	Гранулитовая фация умеренных и пониженных давлений	1. Орто- и реометаморфическая, метаморфогенно-метасоматическая эулизитовая (хребты Хан-Хухэй и Эрен-Дабан) 2. Ортометаморфическая, пегматитовая (хребет Хан-Хухэй)

Монгольском Алтае); 3) комбинированные типа "Strataband", переходящие от согласных в продольно- и диагональносекущие с характерными поперечными сечениями (Т-образные сечения типа тавровой балки; угловидные сечения балки с величиной внутреннего угла до 90°); 4) линзы; 5) древовидные тела; 6) штокверкообразные; 7) четковидные тела.

Монголо-Алтайская пегматитовая провинция подразделяется на три неравнозначные (в экономико-промышленном отношении) металлогенические зоны: Восточную, Центральную и Западную.

II		
структурно-вещественный комплекс	тип метаморфизма	рудные формации
Джаргалантский комплекс (метатерригенно-осадочный)	Амфиболитовая фация дистен-силлиманитовой фациальной серии (умеренных с переходом к низким давлениям)	1. Ортометаморфическая мусковитовых и мусковит-редкометальных пегматитов (Бодончинское и Булган-Уйэнчское поле) 2. Ортометаморфическая Fe-Mg метасоматитов (гранатовая, месторождение Гранатовые Ворота) 3. Реометаморфическая кварц-магнетитовая (Цэлский блок)
	Зоны диафтореза зеленосланцевой фации (зоны кислотного выщелачивания) по гранулитовой, амфиболитовой фациям и ультрабазитам	4. Прометаморфическая диаспоровая (Алагульское месторождение, хребет Ихэ- Дариба)
Гнейсо-сланцевый		Прометаморфическая ставролитовая (Бодончинский блок)
	Гранулитовая фация умеренных и пониженных давлений	1. Прометаморфическая инициальная шеелитовая (Цэлский и Бодончинский блоки) 2. Прометаморфическая железорудная инициальная (Цэлский блок, Ихэ-Ганганское)
Нерасчлененный цэлский (мигматито-гнейсовый)		1. Ортометаморфическая кварц-полевошпатовая редкоземельная (Цэлский блок)

Восточная зона включает пегматитовые поля Цэл-Сомонского блока Гобийского Алтая, которые являются, по-видимому, наиболее глубинными частями провинции. В пегматитах наблюдается полный ряд перекристаллизации: гранит (аплит)→графическая→блоково-графическая→блоковая структурные разновидности пород. Однако проявления здесь кварц-мусковитового комплекса и метасоматического мусковита незначительны и если встречаются, то обладают характерными природными дефектами: ельчатость 1-го рода, волнистость, ленточность и клиновидность. По составу граната (спессартин — 30,5; пироп — 8,6%)

эти пегматиты соответствуют промышленным пегматитам Бодончинского поля, однако площадь кристаллов мусковита, встреченных в жилах, менее 4 $см^2$, поэтому в промышленном отношении Восточная пегматитовая зона в настоящее время бесперспективна.

Центральная зона включает Бодончинское и Уйэнчское пегматитовые поля. Бодончинское поле, в восточной части которого расположено одноименное месторождение, неравномерно по потенциальной мусковитоносности. Наиболее перспективная его часть примыкает к высоте Алагтэгты-Ула. Это оптимальное для проявления метасоматизма и перекристаллизации пегматитовое поле, так как в метаморфических толщах наиболее интенсивно развиты процессы регрессивного метаморфизма и в соответствии с этим в жилах наблюдается полный восходящий ряд перекристаллизации: аплитовая→графическая→блоково-графическая→блоковая структурные разновидности→кварц-мусковитовый комплекс→метасоматический мусковит.

Следует подчеркнуть, что в пегматитах Бодончинского поля отмечаются находки крупных скоплений мусковита, с площадью пластин до 50 $см^2$, зоны мусковитоносности имеют значительные размеры, а наличие высококачественного микроклина для керамического сырья определяет их как возможные объекты комплексного использования. По составу гранатов пегматиты Бодончинского поля очень близки к пегматитам Таймырской пегматитовой провинции, а мусковиты по физическим свойствам соответствуют мусковитам из Северо-Байкальской провинции. Однако мусковиты Бодончинского поля несут определенные природные дефекты, характерные для пегматитов всего Алтайского пегматитового пояса [10], что значительно снижает их промышленную ценность.

Уйэнчское поле по металлогеническим особенностям существенно отличается от Бодончинского. Вероятно, здесь проявлены низкотемпературные условия пегматитообразования, где наиболее ярко выражен низкотемпературный метасоматизм в виде интенсивного развития гранат-мусковитовых зон. Об этом свидетельствует состав граната метасоматических зон, в котором содержание спессартина достигает 78% при полном отсутствии пиропового минала. В этих пегматитовых жилах установлен необычный ряд перекристаллизации: аплит→альбит-гранат-турмалиновый метасоматит→блоковый пегматит. В мусковитах Уйэнчского поля наблюдается повышенное содержание ниобия, цинка, бериллия и особенно олова, что сближает их с пегматитами редкометальной формации. Однако при исследовании минералогии пегматитов в них не обнаружено типоморфных признаков редкометальных пегматитов. Следует отметить, что в Северо-Байкальской мусковитовой провинции иногда встречаются пегматиты с подобным геохимическим спектром. В пегматитовых жилах зеленый мусковит иногда образует значительные скопления, но ярко выраженная клиновидность и задиристость (множество мелких отслоений, создающих чешуйчатый характер поверхности скола) сводят на нет их промышленную значимость.

Западная зона включает Булганский блок Монгольского Алтая. Это самые верхние этажи пегматитовой провинции, которые характеризуются следующими особенностями: 1) слабая степень насыщения по сравнению с предыдущими зонами; 2) штокверкообразная морфология; 3) незначительны размеры — длина до 50 м и менее, мощность менее 2 м; 4) слабая степень перекристаллизации; 5) в основном мелкоблоковые и очень редко среднеблоковые структуры (размер микроклина 10×5 см); 6) кварц-мусковитовый комплекс не отмечается, так же как и зоны мусковитоносности; в редких гнездовых ослюденениях мусковитовые скопления имеют площадь не более 1×3, 1×4 $см^2$ и поражены ленточной отдельностью; 7) не обнаружено зон гранат-турмалинового метасоматизма. В промышленном отношении Западное пегматитовое поле бесперспективно.

О возрасте пегматитов имеются следующие данные. Аплиты, ассоциирующие

с пегматитами и являющиеся матрицей для процессов перекристаллизации, пересекают зональные толщи нижнего и среднего рифея и дорифея. Они подвергаются рекристаллизации и бластомилонитизации, связанной с метаморфизмом палеозойских толщ V тектоно-метаморфического цикла. Изотопный возраст цирконов, выделенных из аплитов, составляет 0,78 млрд лет (свинец-свинцовый термоэмиссионный метод), что соответствует геологическим данным.

Месторождения железо-магнезиальных (гранат-жедрит-биотитовых) *метасоматитов.* В пределах Монгольского Алтая издавна разрабатывались на ювелирное сырье россыпные месторождения гранатов (альмандинов), а в районе сомона Цэл в старых штуфах вскрыты коренные источники гранат-жедрит-биотитовых метасоматитов. В 1982—1983 гг. в результате работ И.К. Козакова и Ю.М. Соколова на территории Бодончинского и Уйэнчского блоков были открыты значительные по размерам залежи этих метасоматитов, которые были названы "Гранатовые Ворота". Гранат-жедрит-биотитовые метасоматиты слагают здесь серию линзовидных кулисообразно расположенных залежей протяженностью 300—400 м, в центре которых находится продуктивный гранат-биотитовый метасоматит мощностью до 1,2 м. Концентрация этих залежей образует крупную (прослеженную на расстояние до 5 км) осевую метасоматическую зону, окруженную серией более мелких метасоматических зон и сопровождающуюся россыпями граната. В основной массе гранат метасоматических залежей может рассматриваться как абразивное сырье, тогда как в россыпях встречаются его ювелирные разновидности (химический состав гранатов коренных источников и россыпей идентичен). Имеющиеся данные свидетельствуют о региональном проявлении в пределах докембрийских комплексов Монгольского Алтая железо-магнезиального метасоматизма, выразившегося в формировании месторождений граната, что позволяет выделить в докембрии Монгольского Алтая гранатовую структурно-металлогеническую зону.

В настоящее время пока нет точных данных о возрасте железо-магнезиальных метасоматитов. Установлено, что они пересекаются пегматитами с изотопным возрастом 0,78 млрд лет. Геологические соображения и анализ их парагенезисов заставляют предполагать, что они, по-видимому, возникли на регрессивной стадии IV тектоно-метаморфического цикла.

Железорудные метасоматиты. В 1984 г. в пределах Цэлского блока Монгольского Алтая В.С. Байковой и И.К. Шулешко [1] обнаружены залежи магнетита, образующие Ихэ-Ганганское магнетитовое рудное поле. О.Г. Шереметом (1986 г.) с помощью магнитометрии оруденение прослежено на глубину. Общая протяженность поля около 6 км при изменяющейся мощности от 500 м до нескольких десятков метров. Собственно продуктивная зона состоит из отдельных будинированных рудных тел, имеющих удлиненно-овальную форму, длиной 250—400 м, шириной от первых десятков метров до 80 м. В рудах наблюдаются реликты полосчатых текстур, замещаемых Fe-Mg метасоматитами, проявленных в виде мономинеральных биотит-гранатовых, пироксен-эпидот-гранат-магнетитовых пород и массивных магнетитовых руд. Общее содержание железа в рудах в пересчете на FeO 53—67%, а в пересчете на Fe — 42—52%. По данным спектрального анализа, в рудах присутствуют примеси Co, Ni, V (тысячные доли процента) и Mn (до 1%). Как полагают В.С. Байкова и И.К. Шулешко, метасоматические преобразования начались, по-видимому, во время III тектоно-метаморфического цикла, о чем свидетельствует структурное преобразование уже сформированных магнетитовых руд на ранних стадиях IV цикла. Однако, по геолого-структурным данным, кульминационное образование богатых метасоматических руд происходило в пределах регрессивного этапа IV тектоно-метаморфического цикла.

Металлогенические циклы и типоморфные месторождения Северо-Монгольского металлогенического пояса. Архейский металлогенический цикл Северо-

Монгольского пояса, как и Южно-Монгольского, фиксируется в образовании инициальной минерализации эулизитов и кварц-полевошпатовых пегматитов (по составу гранатов пегматиты соответствуют *P–T* условиям гранулитовой фации).

Типоморфными месторождениями для нижнепротерозойского металлогенического цикла являются кремне-метасоматические железорудные залежи Тургенгольского рудного поля в хребте Хан-Хухэй. Рудное тело Главного месторождения состоит из сближенных телескопированных залежей, суммарная мощность которых в раздувах достигает 115 м. Кварц-магнетитовые руды здесь ассоциируют с кварц-куммингтонитовыми обособлениями стадии кислотного выщелачивания, в зальбандах рудных залежей в мраморах образуются ассоциации с флогопитом и цоизитом; в краевых зонах рудных тел отмечены диопсид-магнетитовые бластолиты. Эти признаки свидетельствуют о метасоматическом генезисе указанного оруденения, образование которого происходит в следующей последовательности: I стадия — мелкозернистая кварц-магнетитовая руда; II стадия — сплошные магнетитовые руды; III стадия — окварцевание. Содержание магнетита в рудах очень высокое, протяженность рудных залежей более 300 м, вероятно, руды погружаются на значительную глубину. Все это позволяет относить Тургенгольское рудное поле к перспективным. В качестве аналогов такого метасоматического месторождения следует рассматривать железорудные месторождения Алданского щита (Таежное), некоторые месторождения Урала (Теплогорское) и, возможно, Горного Алтая (Ийское). Как известно, месторождения Таежной группы имеют значительные запасы железа и при наличии сопутствующих элементов успешно разрабатываются. Поэтому в дальнейшем необходимо обратить пристальное внимание на изучение рудного поля Тургенгольского месторождения.

К металлогеническому циклу (вероятно, позднепротерозойскому) относятся также рудопроявления титан-железорудной и апатит-титан-железорудной формаций, генетически связанные с габбро-анортозитовыми формациями Мустулинского массива Центральной Монголии и его аналогами. Вообще, как представляется, основные рудопроявления и (или) месторождения Северо-Монгольской и Южно-Монгольской зон сформировались в рифейский металлогенический цикл. Рудная специализация этого цикла обусловлена интенсивным развитием зеленосланцевого метаморфизма и соответствующих ему изофациальных рудных формаций. Главными из них являются реометаморфические золото-сульфидные и кварц-золоторудные формации [13] и месторождения кварцево-жильной формации Баян-Хонгорской зоны, содержащие, по подсчетам Ю.М. Соколова и И.К. Козакова, значительные запасы кварцевого сырья (миллионы тонн).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования, проведенные сотрудниками Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и МНР, позволили охарактеризовать металлогеническую специализацию докембрийских структурно-вещественных комплексов Монголии и наметить некоторые практические рекомендации.

1. Рудные формации докембрия сосредоточены в двух металлогенических поясах — Северо- и Южно-Монгольском, последний потенциально наиболее рудоносный. В пределах этого пояса выделяются полициклически развивающиеся структурно-металлогенические зоны с изменением геохимического профиля от сугубо фемического (Ихэ-Ганганское железорудное месторождение формации железистых метасоматитов, месторождения поделочных гранатов) к сиалическому (месторождения Бодончинского блока, пегматитовые поля мусковитовой редкометально-мусковитовой и керамической формаций). На территории Бодончинского и Цэлского блоков установлена также потенциальная шеелитовая минерализация.

2. В настоящее время большое значение приобретает кварц-полевошпатовое (микроклиновое) сырье из пегматитов для производства высококачественной керамики при потреблении сопутствующего мелкоразмерного мусковита. Потенциальные запасы микроклинового сырья Бодончинского блока превышают 100 000 т.

3. На территории Бодончинского блока (бассейн р. Бодончин-Гол) в зоне, протягивающейся на расстояние более 30 км, установлен "ставролитовый горизонт" мощностью 300—500 м при глубине до 150—200 м. Ставролит в настоящее время с успехом применяется в черной металлургии, заменяя бокситы и плавиковый шпат [7].

4. В Северо-Монгольском металлогеническом поясе установлены реометаморфические концентрации золота в черносланцевых рифейских формациях Баян-Хонгорской и Шишхидской зон и ортометаморфические месторождения жильного кварца.

5. В целом геология и металлогения докембрийских структурно-метаморфических комплексов Монголии изучена еще далеко не достаточно. Так, среди докембрийских геоблоков Северо- и Южно-Монгольского металлогенических поясов еще не установлены реликты структур зеленокаменных поясов раннего докембрия и интракратонных прогибов как наиболее потенциально рудоносных структур древних платформ. Главным металлогеническим фактором при формировании эндогенных рудных формаций в рудоносных структурах докембрия Южно-Монгольского пояса являются преимущественно процессы тектоно-метаморфической и тектоно-метасоматической протоактивизации гренвильского металлогенического цикла (1,05 млрд лет). Другие металлогенические циклы пока не установлены.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Байкова В.С., Шулешко И.К., Козаков И.К.* Геологическое положение магнетитовых рудопроявлений в докембрийских комплексах Южного склона Гобийского Алтая (МНР) // Геология руд. месторождений. 1987. N 3. С. 30—35.
2. Геология Монгольской Народной Республики: Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977. Т. 3. 701 с.
3. *Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В.* и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7—41.
4. *Козаков И.К.* Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозоид Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
5. *Козаков И.К., Байкова В.С., Бибикова Е.В.* и др. Эндогенные циклы в докембрии южного обрамления Сибирской платформы и их геохронологическое обоснование // Геология, тектоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления: Геохронология. Иркутск, 1987. С. 122—123.
6. *Козаков И.К., Митрофанов Ф.П., Зайцев Н.С.* и др. Мусковитовые пегматиты Монгольского Алтая (МНР) // Геология и генезис пегматитов. Л.: Наука, 1983. С. 225—235.
7. *Кривонос В.П., Попов Б.С., Полуповский Р.М., Чурочкин В.Н.* Новая сырьевая база ставролита на Украине // Разведка и охрана недр. 1987. N 12. С. 28—32.
8. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 152 с.
9. Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л.: Наука, 1984. 339 с.
10. *Соколов Ю.М., Бушмин С.А.* Пегматитизация и метасоматоз кианит-андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Л.: Наука, 1978. 83 с.
11. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966. 485 с.
12. Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1:5000000. М.: ГУГК, 1979.
13. *Щербаков Ю.Г., Дэжидмаа Г., Калинин Ю.А.* и др. Металлогения Монгольской Народной Республики (золото). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. 48 с.

УДК 550.361(517.3)

М.Д. Хуторской, В.В. Ярмолюк

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК, СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ МОНГОЛИИ

Проблема происхождения теплового потока к поверхности Земли и его распределения в разновозрастных структурах имеет большое теоретическое и практическое значение в связи с изучением движущих механизмов развития тектоносферы и оценкой возможностей использования геотермальной энергии. Поэтому очень важно понять, как происходила термическая эволюция литосферы, какова степень взаимного влияния термических неоднородностей на глубине и структурно-вещественных неоднородностей на поверхности.

Интерпретация геотермического поля требует построения адекватных тектоно-магматических моделей, а если эти модели разрабатываются независимыми методами, то необходимо физическое объяснение сосуществования их с данными геотермии. Однако часто невозможно согласовать наблюдаемый тепловой поток и особенности тектоно-магматической истории. Возникает естественный вопрос: каковы же причины этого расхождения. По-видимому, устанавливаемое расхождение связано с глубиной рассматриваемой геосферы. Если структурно-формационный анализ позволяет объективно оценить тектоническую перестройку лишь в земной коре, то глубинный тепловой поток отражает процессы, охватывающие и более глубокие горизонты. В конечном итоге преимущественно кондуктивный механизм теплопередачи в литосфере отражает в наблюдаемом тепловом потоке те температурные возмущения в мантии, которые провоцируют структурно-вещественные преобразования в земной коре, а также тепловой вклад этих преобразований. В данной статье на основании геотермических измерений и моделирования показано, что тектоно-магматическая эволюция не только изменяет значение теплового потока на поверхности Земли во времени, но и влияет на такую "геофизическую" характеристику, как мощность литосферы.

Определение мощности литосферы и ее соотношения с подстилающей астеносферой является одной из важнейших проблем при изучении тектонической эволюции континентов и океанов. Методика оценки мощности литосферы по геотермическим данным основана на решении уравнения теплопроводности при некоторых принятых граничных и начальных условиях. Предпосылкой для решения является то, что ее подошва, по современным представлениям, совпадает с изотермой солидуса базальта [23, 25], т.е. зная температуру солидуса, можно рассчитать положение этой изотермы. Аналитические решения для двумерного случая при наличии структурно-геологических и теплофизических неоднородностей получить невозможно. Поэтому применяются численные и аналоговые методы решения уравнения теплопроводности. В данном случае мы использовали метод аналогового моделирования нестационарного термического поля по методу Г. Либмана [7]. В процессе решения можно учесть переменность физических свойств путем соответствующего изменения электрических сопротивлений в модели, изменять временной шаг, а также задавать внутренние (дополнительные) тепловые источники. Как будет показано ниже, все перечисленные возможности аналогового моделирования нами использовались для расчета термической эволюции литосферы Монголии.

© М.Д. Хуторской, В.В. Ярмолюк, 1990

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛЕЙ

Кроме традиционной методики расчета теплового потока путем раздельного измерения геотермических градиентов в разведочных скважинах и коэффициентов теплопроводности по образцам пород из тех же скважин, использовались возможности определения теплового потока на дне оз. Хубсугул (табл. 1), а также по изотопному отношению $^3He/^4He$ в спонтанных газах источников (табл. 2). Значения глубинного теплового потока получены с учетом поправок на влияние рельефа, контрастной теплопроводности и вертикальной фильтрации подземных вод в скважинах.

Тепловой поток изменяется в широких пределах: от 16—20 мВт/м^2 в Южно-Монгольском поясе герцинид до 90—120 мВт/м^2 в глубоководной части оз. Хубсугул. Мы выделяем три типа регионального распределения теплового потока: 1) узкая линейная положительная аномалия, связанная с Хубсугульской частью Байкальской рифтовой зоны; 2) область закономерно изменяющегося теплового потока в зависимости от времени последнего цикла тектоно-магматической активизации в Центральной Монголии; 3) зона аномально низкого теплового потока в Южно-Монгольском герцинском поясе (рис. 1).

В **Прихубсугулье** высокие тепловые потоки приурочены к оси оз. Хубсугул (более 90 мВт/м^2). При удалении от оси к западу и востоку на 15 км тепловой поток падает до 55—60 мВт/м^2, т.е. градиент убывания теплового потока по латерали составляет 2 мВт/м^2·км, что свидетельствует о локальности аномальной зоны. Подобное распределение теплового потока наблюдается в Байкальской впадине, где значения в оси оз. Байкал и на побережье различаются в 2 раза. Одно из возможных объяснений этого феномена — внедрение разогретой дайки в земную кору Байкальской впадины примерно 4—5 млн лет назад [2]. Узколинейный подъем разогретого мантийного вещества, вероятно, произошел и под оз. Хубсугул, что подтверждается геотермическими и изотопно-геохимическими данными (см. табл. 2, источник Улхэн).

Континентальный рифтогенез в Прихубсугулье начался в плиоцене и продолжается до настоящего времени [4]. Байкальско-Хубсугульская рифтовая зона имеет периклинальное погружение в районе излучины р. Эгийн-Гол

Таблица 1

Результаты геотермических исследований на оз. Хубсугул

№ станции	Координаты		Глубина озера, м	Температура воды у дна, °С	Заглубление нижнего датчика, м	Геотермический градиент, мК/м	Теплопроводность, Вт/м·К	Тепловой поток, мВт/м^2	Время наблюдения
	с.ш.	в.д.							
1	50°57′	100°24′	230	3,52	1,4	75*	1,2**	83	Июль 1980 г.
2	50 59	100 23	220	3,53	1,8	50*	1,1**	55	То же
3	51 00	100 20	180	3,62	0,8	74	1,0	74	Февраль 1982 г.
4	51 00	100 23	215	3,63	1,8	83	1,0	83	То же
5	51 10	100 27	215	3,67	1,8	120	1,0	120	"
6	51 07	100 27	209	3,68	1,6	113	1,0	113	"
7	51 00	100 28	218	3,54	1,3	130	1,0	130	Июль 1982 г.
8	51 00	100 31	205	3,55	1,2	500	1,0	500	То же
9	51 01	100 33	155	3,56	1,0	0	1,0	0	"

* Рассчитано по разности температур между двумя нижними датчиками

** Рассчитано как среднее значение коэффициентов теплопроводности, измеренных двумя нижними датчиками in situ.

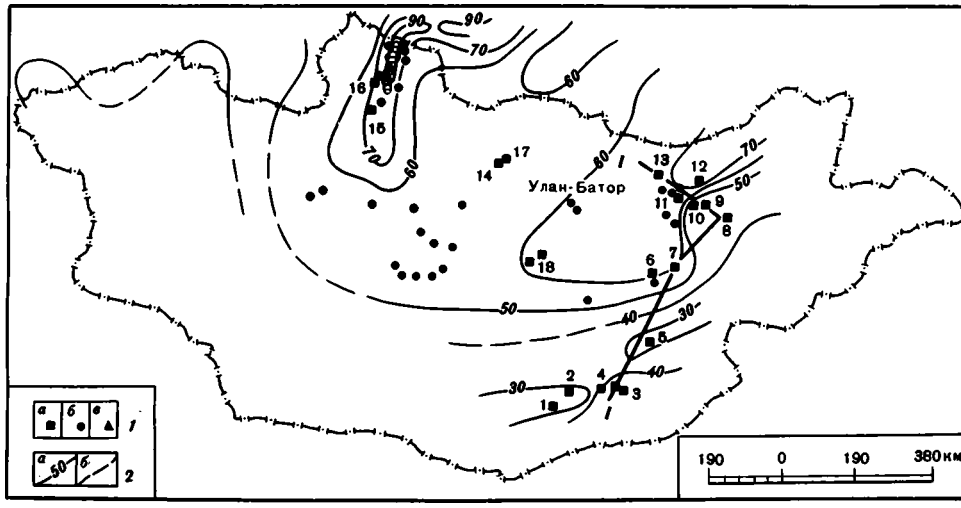


Рис. 1. Схема теплового потока Монголии

1 — пункты геотермических исследований: *а* — в скважинах, *б* — источники, в которых отбирались пробы спонтанного газа, *в* — в оз. Хубсугул; *2* — изолинии теплового потока, мВт/м^2: *а* — уверенно установленные, *б* — предполагаемые; изолинии на сопредельной территории СССР по [5]; участки (регионы): 1 — Таван-Толгойт, 2 — Их-Шанхай, 3 — Цаган-Субурга, 4 — Шутэн, 5 — Оюут, 6 — Бороундур, 7 — Цаган-Элгэнэ, 8 — Дзан-Ширэ, 9 — Дэльгэрхан, 10 — Бэрх, 11 — Ундур-Цаган-Обо, 12 — Дунд-Булаг, 13 — Нарингийн-Гол, 15 — Буринхан, 16 — Ардаг, 17 — Эрдэнэтуин-Обо, 18 — Их-Хайрхан

и не прослеживается в геотермическом поле южнее Болнайского разлома. Однако в Центральном Хангае известны кайнозойские вулканы Хануй, Тарят, Дзара-Толгой, а также обширные поля базальтоидов. Значительный объем кайнозойских базальтов приурочен к широтной зоне Северо-Хангайских разломов [1], игравших ведущую роль в размещении магматических образований более ранних этапов развития земной коры Монголии. Кайнозойский рифтогенез вызвал активизацию этих зон на значительные расстояния в стороны от главной вулканической области [9]. Северо-Хангайскую зону разломов можно ассоциировать с современными трансформными разломами океана. В этом случае отрезок этой зоны между 100 и 102° в.д. является активной частью трансформного разлома, лежащего между осями рифта. На севере Хубсугульская геотермическая аномалия сочленяется с узкой полосой повышенного теплового потока Тункинской и Байкальской впадин [5].

Второй тип регионального распределения теплового потока наблюдается в **Центральной Монголии**, включающей изученные нами Хангай-Хэнтэйскую и Керуленскую зоны. Это сложно построенные мозаичные области, в которых встречаются участки с разновозрастной континентальной корой, сформировавшейся в основном автохтонным способом [14]. Спектр возрастов отдельных блоков коры довольно широк. Например, Идэрская, Дзабханская, Хархиринская зоны сложены позднепротерозойской корой, а Ононский грабен и почти весь Южно-Керуленский блок относятся к структурам со средне- и позднемезозойской корой. Диапазон изменений возраста континентальной коры растягивается более чем на 800 млн лет, что позволяет проанализировать зависимость между тепловым потоком и возрастом тектогенеза для Центральной Монголии.

В корреляционном анализе участвовало 45 значений теплового потока, определенного в скважинах или по отношению $^3He/^4He$, относящихся к 19 различным участкам (см. табл. 2). На тех участках, где измерения проводились в нескольких скважинах, рассчитывалось среднее по участку. Интервал временно́го осреднения

Таблица 2. **Измерения теплового потока в МНР**

Участок, регион, метод	Координаты		Возраст структуры	Абсолютная высота, м	Интервал исследований, м	Градиент T		Теплопроводность, Вт/м · К	$^3He/^4He \cdot 10^{-6}$ измеренное	Тепловой поток, мВт/м^2		
						число скважин	мК/м			скважины		источник**
	с.ш.	в.д.								измеренный	исправл.	
Бурингхан (Пх)—С	49°46′	99°56′	R	1670	20—220	4	20	2,90		58	78	
Ардаг (Пх)—С	50 41	100 13	R	1830	20—180	1	21	2,90		61	61	
Улхэн (Пх)—И	50 04	100 03	R	1590					290			77
Булнай (Пх)—И	50 46	100 48	R	1740					46			64
Билютыйн (Пх)—И	51 37	100 36	PR_3	1700					77			68
Ходжулин (ЦМ)—И	48 20	98 22	D_1	1940					11			54
Чулуту (ЦМ)—И	47 45	100 15	D_1	2200					12			55
Халун-Ус (ЦМ)—И	47 24	101 36	D_1	1790					26			60
Худжиртэ (ЦМ)—И	46 54	102 46	P_1	1650					13			55
Щанд (ЦМ)—С	48 46	104 13	P_1	1110	20—340	2	16	2,60		42	42	
Эрдэнэтуин-Обо (ЦМ*)—С	49 00	104 10	P_1	1300	10—150	1	14	2,84		40	—	
Их-Хайрхан (ЦМ*)—С	46 55	106 00	J_2	1400	10—170	4	22	2,93		65	—	
Оргил (ЦМ)—С	47 54	106 56	C_1	1280					110			70
Яргач (ЦМ)—С	47 54	110 06	J_2	1452					30			61
Урта (ЦМ)—И	47 33	109 24	J_2	1390					190			79
Нарингыйн-Гол (ЦМ)—С	48 19	109 40	J_2	1495	20—90	2	24	2,54		61	61	
Ундур-Цаган-Обо (ЦМ)—С	47 52	110 10	J_2	1480	20—360	3	25	2,85		84	74	
Дунд-Булаг (ЦМ)—С	48 14	111 12	J_2	1148	20—100	2	30	3,13		94	100	
Дельгэрхан (ЦМ)—С	47 45	111 17	P_1	1168	20—140	2	13	2,38		31	31	
Бэрх (ЦМ)—С	47 48	111 11	T	1157	20—130	1	25	2,03		51	46	
Дзан-Ширэ (ЦМ)—С	47 14	111 36	P_1	1265	30—190	3	18	2,59		47	45	
Бороундур (ЦМ)—С	46 16	109 15	K_2	1313	20—130	5	25	3,23		81	71	
Цаган-Элигенн (ЦМ)—С	46 20	110 10	K_2	1295	40—140	1	34	1,84		62	65	
Дундын-Амралт (ЦМ)—И	46 11	109 21	K_2	1255					13			55
Таван-Толгойт (ЮМ)—С	43 36	105 26	C_3—P_1	1520	20—130	6	10	1,62		16	16	
Их-Шанхай (ЮМ)—С	43 38	105 59	C_3—P_1	1680	20—100	2	12	2,76		31	33	
Цаган-Субурга (ЮМ)—С	43 51	108 23	C_3—P_1	985	20—180	3	22	1,79		38	41	
Шутэн (ЮМ)—С	43 59	107 43	C_3—P_1	1135	20—80	3	14	2,76		38	44	
Оюут (ЮМ)—С	44 53	109 28	C_3—P_1	1100	20—80	1	14	2,02		28	28	

* По данным [17].

** Тепловой поток (q) рассчитан по формуле: $q(\text{мВт/м}^2) = 6{,}94 \ln {}^3He/{}^4He + 165{,}1$.

Примечание. Регионы: Пх — Прихубсугулье, ЦМ — Центральная Монголия, ЮМ — Южная Монголия; методы определения теплового потока: С — в скважинах, на основании определения градиента температуры и теплопроводности горных пород; И — в источниках, по корреляционному и изотопному отношению $^3He/^4He$.

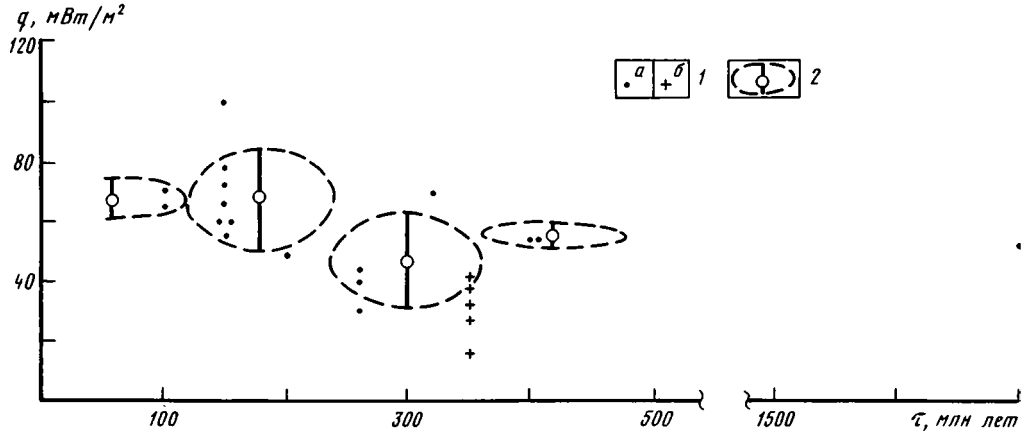


Рис. 2. Связь теплового потока (q) и возраста тектонических структур (τ)

1 — значение теплового потока на участках: *а* — Центрально-Монгольского блока, *б* — Южно-Монгольского пояса; *2* — среднее значение и стандартное отклонение теплового потока для интервала временно́го осреднения

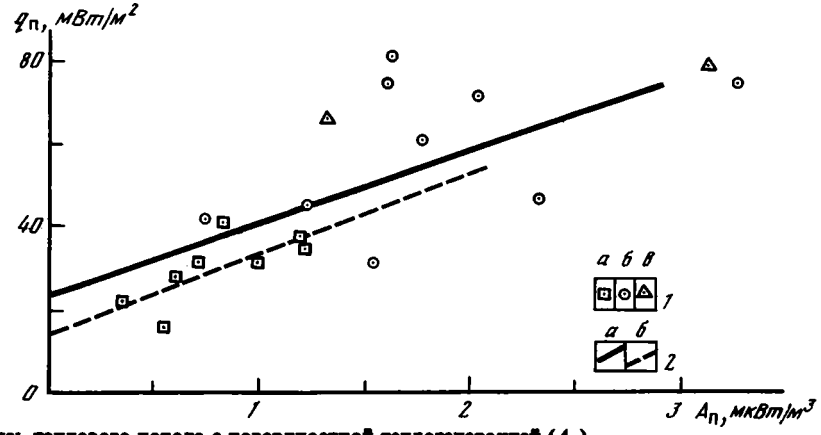


Рис. 3. Связь теплового потока с поверхностной теплогенерацией ($A_п$)

1 — данные по скважинам для регионов: *а* — Южно-Монгольский пояс, *б* — Центрально-Монгольский блок, *в* — Прихубсугулье; *2* — линии регрессии: *а* — для всей совокупности данных, *б* — для Южно-Монгольского пояса

данных теплового потока составлял 120 млн лет, что примерно соответствует продолжительности тектонической эпохи. На рис. 2 показано среднее и стандартное отклонение от среднего теплового потока, приуроченное к середине каждого временно́го интервала. На фоне убывания теплового потока по мере удревнения структур обращает на себя внимание минимум, относящийся к областям с позднепалеозойской корой, отличие которого от соседних интервалов времени статистически значимо. Этот результат получен для участков, находящихся в различных структурно-формационных зонах, отстоящих друг от друга более чем на 500 км, т.е. исключается влияние локального фактора. Кроме того, снижение теплового потока известно в других позднепалеозойских поясах (Южный Урал, Аппалачи, Салаир, Южно-Монгольский пояс). В отличие от Центральной Монголии — мозаичной геосинклинальной области — перечисленные регионы относятся к линейным поясам, для которых установлен преимущественно аллохтонный механизм формирования коры. Процесс тектонического скучивания, "сдваи-

вания" первичной коры, образования надвигов, характерный для аллохтонного механизма, приводит к нестационарному искажению теплового поля, время действия которого зависит от суммарной мощности аллохтонных пластин, перемещенных во время формирования коры [15]. Очевидно, блоки позднепалеозойской коры Центральной Монголии также сформированы аллохтонным способом.

Распределение теплового потока в Центральной Монголии связано со структурно-вещественной перестройкой "первичной" протоконтинентальной коры, происходившей как за счет внедрения разогретого мантийного материала в кору и последующего его остывания (PR—C_2, MZ), так и за счет надвигания коромантийных блоков на одновозрастный автохтон (C_3—P).

Третий тип регионального распределения теплового потока наблюдается в **Южно-Монгольском герцинском поясе.** На всех изученных участках получены аномально низкие значения тепловых потоков (см. рис. 1, табл. 2). Как уже отмечалось, это характерный признак линейных геосинклинальных поясов. Мы объясняем этот феномен влиянием субдукции океанической (или обдукции континентальной) литосферы в момент формирования коры линейного пояса. Как будет показано ниже, в южно-монгольских герцинидах подобная геодинамическая обстановка подтверждается особенностями вулканизма [8].

Основой для построения моделей явились геотермические данные, полученные нами в различных структурно-формационных зонах Монголии [16], а также расчет вклада радиогенной теплогенерации в тепловой режим недр. На описании количественных оценок последнего фактора необходимо остановиться более подробно, так как он является важным параметром при моделировании.

Компонентами измеренного теплового потока в стабильных континентальных областях традиционно считаются радиотеплогенерация в земной коре и тепловой поток, поступающий из мантии. Разделение этих компонентов можно сделать на основании открытой Ф. Берчем с соавторами [19] линейной связи между тепловым потоком и поверхностной теплогенерацией для магматических пород: $q_п = q^* + DA_п$, где $q_п$, q^* — соответственно измеренный и редуцированный тепловые потоки, $A_п$ — поверхностная теплогенерация, D — коэффициент линейной регрессии, численно равный глубине слоя активной теплогенерации. Параметр глубины D имеет важное значение в термических моделях с уменьшающейся в глубину теплогенерацией. При ступенчатой модели теплогенерация остается постоянной до глубины D, а ниже уменьшается скачком. При экспоненциальном уменьшении теплогенерация на глубине z определяется из соотношения: $A_z = A_п \exp(-z/D)$, а при линейном — $A_z = A_п(1 - z/2D)$. Детальные исследования зависимости теплогенерации от глубины, проведенные в США [27] и в Южной Африке [21], показали, что эмпирическое распределение теплогенерации близко к экспоненциальному закону. В этом случае D численно равен той глубине, на которой поверхностная теплогенерация уменьшается в e раз.

Анализ структуры теплового потока в Монголии проведен на основе 75 определений содержания U, Th и K в пробах пород из различных районов страны. Теплогенерация оценивалась по эмпирической формуле: $A_п$ (мкВт/м^3) = 0,132 ρ (0,718U + 0,193Th + 0,262K), где U, Th — концентрации урана и тория, в г/т, K — в вес.%, ρ — плотность (г/см^3). Корреляция между $A_п$ и наблюденным тепловым потоком проводилась как для всей совокупности данных, так и по отдельным регионам (рис. 3). Для общей выборки коэффициент линейной корреляции составляет $r = 0{,}719$ при $r_{0,05} = 0{,}514$, т.е. корреляция значимая. Уравнение регрессии: $q_п = 23{,}5 + 17{,}7\ A_п$. В Южно-Монгольском поясе герцинид обнаружены низкие значения теплового потока и меньшая поверхностная теплогенерация по сравнению с общей выборкой — соответственно 0,81 и 1,52 мкВт/м^3. Уравнение регрессии для Южно-Монгольского пояса записывается так: $q_п = 14{,}9 + 18{,}8\ A_п$; для Центральной Монголии, включающей скважины в Керуленской и Хангай-Хэнтэйской зонах: $q_п = 38{,}1 + 11\ A_п$.

Таблица 3

Параметры некоторых провинций теплового потока

Провинция	Возраст структур, млн лет	$q_{набл}$, мВт/м^2	q^*, мВт/м^2	D, км	Th/U
Восточная часть США [26]	400—100	57±17	33±4	7,5±0,2	4,2±1,1
Англия и Уэльс [24]	600—300	59±23	23±3	16,0±1,6	1,5
Норвегия [28]	450—250	50±5	20	8,4	3,3±1,5
Монголия	800—100	51±21	23,5	17,7	3,0±1,0
Центральная часть	800—100	58±19	38,1	11,0	3,7±1,6
Южно-Монгольский пояс	320	30±8	14,9	18,8	2,6±0,7

Коровая (радиогенная) составляющая теплового потока ($q_к$) легко рассчитывается интегрированием функции A_z по глубине от поверхности до границы М: $q_к = DA_п[1 - \exp(-M/D)]$, где М — мощность коры, определенная для Монголии по гравиметрическим данным [6]. Вычисленный по этой формуле коровый тепловой поток для Центральной Монголии составляет 24, а для Южной — 14 мВт/м^2.

Для сравнения в табл. 3 приведены параметры некоторых изученных фанерозойских провинций теплового потока. Монголия может быть выделена в особую провинцию теплового потока, характеризующуюся принципиальным различием теплового режима центральной и южной частей. Эта особенность обусловлена не только разной величиной радиотеплогенерации в коре, но и различиями тепловых потоков из мантии в настоящее время. Причины этого явления обусловлены, по-видимому, различной тектоно-магматической эволюцией Центрального и Южного мегаблоков Монголии.

ТЕРМИЧЕСКАЯ И МАГМАТИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Двумерная нестационарная геотермическая модель рассчитана по геотраверзу, идущему примерно по меридиану 108° в.д. и пересекающему следующие структурно-формационные зоны: Баян-Обинский грабен, Манлайский синклинорий, Алаг-Цабскую вулкано-тектоническую впадину, Южно-Керуленский выступ, Джаргалантуинскую грабен-синклиналь, Ононский грабен (рис. 4,*I*). Вдоль этого геотраверза нами тепловой поток охарактеризован наиболее полно, что дало возможность сравнить модельный расчет и эмпирические данные.

Проведенные в последние годы детальные петрологические исследования позволили установить палеогеодинамические обстановки в Монголии на протяжении 400 млн лет [8]. Начальные и граничные условия модели определялись геодинамической обстановкой, существовавшей в начале девона, т.е. 400 млн лет назад. В это время четко обособились две глобальные структуры литосферы: Северо-Евразийский палеоконтинент и океан Палеотетис. Можно допустить, что палеоконтинент и палеоокеан имели толщину литосферы, характерную для нынешних континентов и океанов, соответственно равную 150 и 70 км [23]. Подошва литосферы ограничена изотермой солидуса базальта, который при данных глубинах изменяется от 1250 до 1300°С. На поверхности Земли поддерживается температура 0°С. Ниже подошвы литосферы находится конвектирующая астеносфера, в которой существует адиабатический температурный градиент 0,45 мК/м. Этот градиент сохраняется без изменения до подошвы слоя "С" на глубине 400 км, что обусловливает на этой глубине температуру 1430° С. Эта температура задавалась как нижнее граничное условие, которое можно аппроксимировать в первом приближении как удаление границы от области моделирования на "бесконечность". На боковых границах массива соблюдалось условие отсутствия горизонтального оттока тепла. В теплофизическом отношении литосфера континента разделялась

на три слоя: гранитно-метаморфический с теплопроводностью 2,5 Вт/м·К, базальтовый (2,9 Вт/м·К) и верхнюю мантию (3,3 Вт/м·К), а литосфера океана — на два слоя: базальтовый и верхнюю мантию с соответствующими значениями коэффициентов теплопроводности. Конфигурация слоев показана на рис. 4,*I*.

Выклинивание гранитно-метаморфического слоя наблюдалось в районе краевого вулканического пояса Монголии. Таким образом, по структуре данная обстановка напоминала континентальную окраину типа Сихотэ-Алинь—Японское море. Внутри континентальной литосферы задавались тепловые источники интенсивностью 24 мВт/м^2, приуроченные к гранитно-метаморфическому слою, обладающему наибольшей концентрацией долгоживущих изотопов U, Th и K. В остальных слоях континентальной и океанической литосферы в этот момент времени теплогенерация не задавалась. Таким образом, удовлетворялось установленное примерное равенство поверхностных тепловых потоков на континентах и в океанах в квазистационарной обстановке и одновременно факт большей доли мантийного теплопотока на океанах по сравнению с континентами [13].

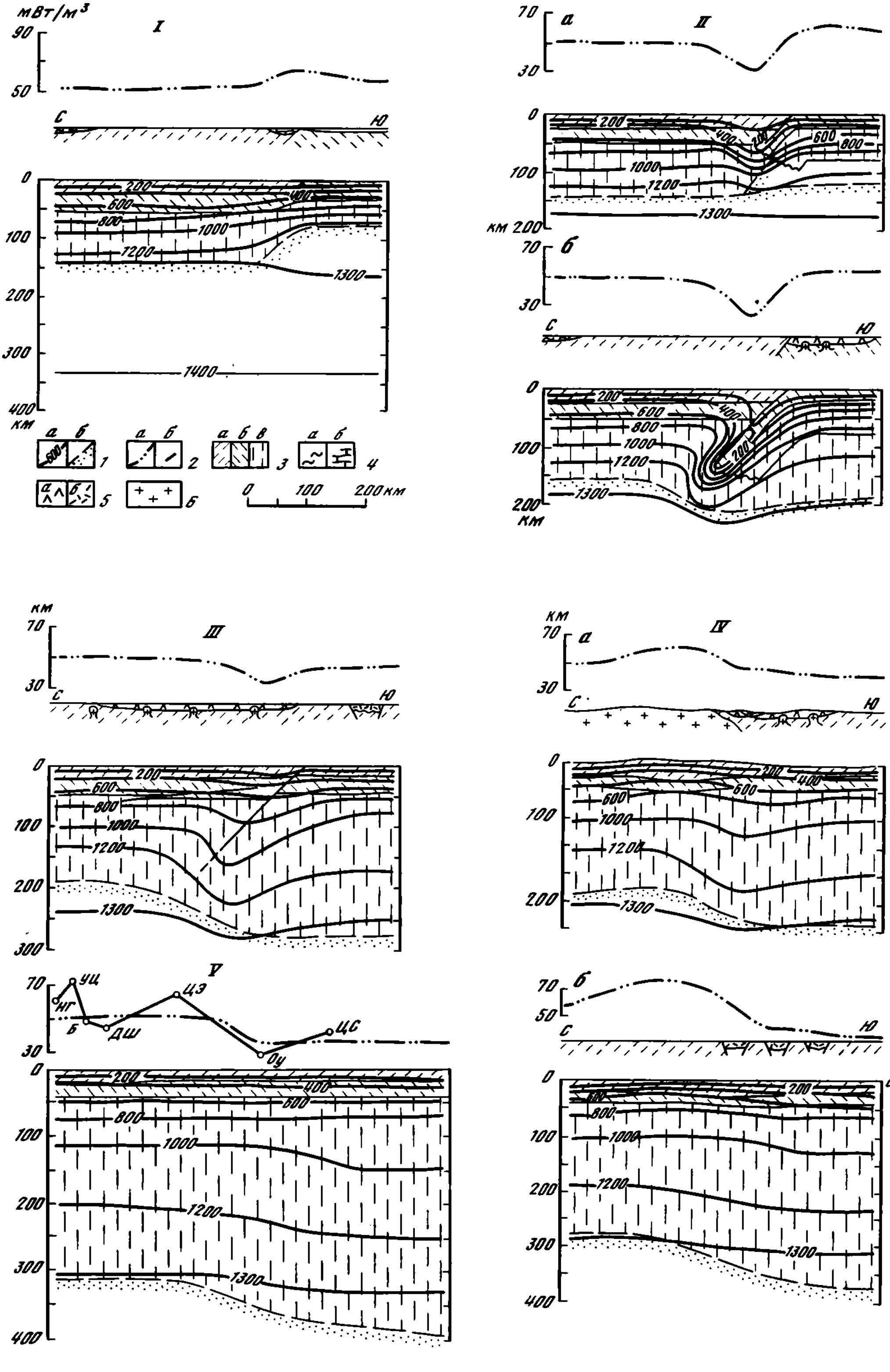
В последевонской тектоно-магматической истории Монголии выделяются несколько важнейших этапов, группируемых в позднепалеозойский, раннемезозойский, позднемезозойский и кайнозойский циклы. Первый цикл связан с развитием Центрально-Азиатского сегмента Палеотетиса, второй и третий — с развитием Монголо-Охотского пояса, четвертый — с образованием Байкальской рифтовой зоны [9].

Характеризуя в целом палеотектоническую обстановку позднего палеозоя на территории Монголии, отметим, что она определялась существованием двух главных структурных элементов первого порядка: южной окраины Северо-Евразийского палеоконтинента и океанического бассейна Палеотетиса. Граница между ними проходила на крайнем юге Монголии внутри раннемезозойских складчатых сооружений, разделяя миогеосинклинальный Даланульско-Лугингольский прогиб от эвгеосинклинального Солонкерского.

Закрытие Палеотетиса, начавшееся, по-видимому, на рубеже девона и карбона, осуществлялось путем поддвига океанической коры по наклонным и субгоризонтальным тектоническим поверхностям под Северо-Евразийский континент, что обусловило формирование в его южной части активной континентальной окраины с соответствующим этой обстановке комплексом магматических проявлений и тектонических структур. На протяжении позднего палеозоя характер взаимодействия Палеотетиса с Северо-Евразийским континентом не был однотипным и менялся, определяя стадийность развития тектоно-магматических процессов и соответствующую структуру краевого вулканического пояса. Важнейшими стадиями развития пояса являлись среднекарбоновая и раннепермская.

В результате структурных перестроек внутри этого пояса менялось и геотермическое поле. В теплофизическом отношении процесс субдукции (обдукции), коллизии и образования "глубинных надвигов" является мощным искажающим фактором, вызывающим понижение наблюдаемого теплового потока по сравнению с "донадвиговой" ситуацией. Действие этого фактора тем дольше, чем больше суммарная толщина аллохтонных пластин. На фоне релаксации искажений теплового поля при закрытии Палеотетиса наступала последующая термическая активизация, надежно реконструируемая по петрохимическим индикаторам. Эволюция теплового поля происходила неравномерно и характеризовалась периодами относительного "термического покоя" и вспышками термической активности. Поэтому мы рассматриваем стадийную эволюцию теплового поля, контролируемую петрогенетическими реперами.

Средний карбон (320 млн лет назад). Начиная с конца раннего и в среднем карбоне южная окраина Северо-Азиатского континента имела активный характер, и в ее пределах на территории Южной Монголии формировался краевой вулканический пояс, сложенный породами андезит-дацит-риолитовой формации. Пояс


мВт/м³
I
II
III
IV
V
а
б
С
Ю
км
200
400
600
800
1000
1200
1300
1400
0
100
200
300
400
70
30
90
50
1
2
3
4
5
6
0 100 200 км
УЦ
НГ
Б
ДШ
ЦЭ
Оу
ЦС

возник над палеозоной субдукции, погружавшейся под активную континентальную окраину под углом 45°. Скорость субдукции оценивается в 1 см/год [8]. Судя по проекции этой палеозоны, глубоководный желоб проходил по южной периферии континентальной плиты у подножия континентального склона, реставрируемого по терригенным комплексам Даланульско-Лугингольской зоны.

В целом геодинамическая обстановка этого времени напоминала обстановку активной окраины андийского типа.

В термическую модель, соответствующую этому времени, закладывались данные о геометрии зоны субдукции и мощности субдуцируемой плиты. Мы полагали, что вся океаническая плита Палеотетиса мощностью 70 км была субдуцирована под Северо-Евразийскую континентальную плиту. Легко показать, что фронт плиты, погружающейся со скоростью 1 см/год, достигнет глубины 150 км примерно за 14 млн лет.

В модели рассматривалось постепенное продвижение фронта плиты. Для этого временной интервал в 14 млн лет был разбит на два, в каждом из которых скорость субдукции считалась постоянной. Вдоль зоны Заварицкого—Беньофа задавалась температура, нарастающая сверху вниз за счет фрикционного разогрева. Кроме того, в это же время происходил вынос литофильных элементов в верхнюю часть коры, что повлекло за собой концентрацию радиоактивных элементов. Поэтому вводились дополнительные источники, моделирующие радиотеплогенерацию в самом верхнем слое погружающейся плиты. После такого изменения структуры модели были рассчитаны температуры в литосфере для времени 320±7 и 320±14 млн лет (см. рис. 4, *IIа,б*).

Уже "зачаточная" субдукция (см. рис. 4,*IIа*) создает зону пониженного геотермического градиента и теплового потока над фронтом опускающейся плиты. Как показывают наши расчеты, амплитуда понижения теплопотока составляет 15 мВт/м^2, а температура на глубине 10—20 км уменьшается на 130—140°С относительно досубдукционной ситуации. При "развитой" субдукции (см. рис. 4,*IIб*) в литосфере появляется область отрицательного, т.е. направленного вниз, теплового потока, который уменьшает глубинный теплопоток, идущий к поверхности.

Ранняя пермь. Начиная с конца позднего карбона и в ранней перми произошла перестройка тектоно-магматического ареала на территории Монголии. Область распространения вулканитов известково-щелочной серии смещается на север — в Центральную Монголию, где они представлены мощным (до 2—3 км) комплексом существенно андезитовых и риолит-дацитовых толщ, протянувшимся в виде непрерывного пояса (Центрально-Монгольского) шириной до 200 км от Котловины Больших Озер на западе до восточной границы Монголии. Петрохимический характер этих вулканитов соответствует известково-щелочной серии.

В Северной Монголии распространена синхронная вулканическая серия большой мощности (до 6 км), развитая в пределах Северо-Хангайского и Орхон-Селенгинского прогибов и объединяемая в Северо-Монгольский вулканический пояс [18]. По составу эта серия отличается от центрально-монгольской и представлена породами субщелочного ряда — главным образом трахиандезибазальтами,

Рис. 4. Изменение термического режима литосферы во времени (в млн лет назад)

I — 400; *II* — 320 (*а* — начальная субдукция, *б* — развитая субдукция), *III* — 270; *IV* — в мезозое (*а* — 200, *б* — 130 млн лет назад); *V* — современный (*НГ* — Наринтыйн-Гол, *УЦ* — Ундур-Цаган-Обо, *Б* — Бэрх, *ДШ* — Дзан-Шире, *ЦЭ* — Цаган-Элгэгэн, *Оу* — Оюут, *ЦС* — Цаган-Субурга).

Схему расположения рассмотренного геотраверза *I—I* см. на рис. 1; *1—6* — модели температурного разреза литосферы, геологического строения и теплового потока: *1* — изотермы (*а* — внутри литосферы, *б* — солидуса мантийного вещества), *2* — профили теплового потока (*а* — модельный, *б* — установленный), *3* — строение литосферы (*а* — гранитно-метаморфический слой, *б* — базальтовый слой, *в* — верхняя мантия), *4—6* — формации (*4* — осадочные: *а* — терригенные, *б* — карбонатно-терригенные, *5* — вулканические: *а* — известково-щелочные, *б* — бимодальные и щелочные, *6* — плутонические — гранитоидные)

трахиандезитами, трахидацитами и трахириодацитами. Повышенные содержания калия в нижнепермских вулканитах Северной Монголии по сравнению с аналогичными породами Центральной Монголии позволяют предполагать, что формирование раннепермского магматического ареала, так же как и среднекарбонового, происходило над зоной субдукции, погружающейся к северу. Расчеты, основанные на средних содержаниях калия в андезитах, показывают, что погружение происходило под углами 20—25° от глубин примерно 220—240 км под Центрально-Монгольским поясом до глубин 320—340 км под Северо-Монгольским поясом.

В Южной Монголии в раннем—среднем карбоне преобладали известково-щелочные образования, в первой половине перми формировались породы бимодальной базальт-трахириолит-комендитовой ассоциации, связанные с линейными субширотными грабенообразными зонами — Южной Гоби-Тяньшаньской и северной, приуроченной к зоне разломов Главного Монгольского линеамента. По составу и особенностям структурной позиции эти ассоциации являются полным аналогом магматических комплексов современных континентальных рифтов, что позволяет отождествить грабенообразные зоны с таким типом структур [8].

Изменение структуры раннепермского магматического ареала по сравнению со среднекарбоновым связывается с возникновением под южным краем Северо-Евразийского палеоконтинента гигантского пологого субгоризонтального тектонического срыва в нижних горизонтах коры или на границе коры и мантии. По этому срыву южные краевые части Северо-Евразийской континентальной плиты стали надвигаться в южном направлении на океаническую плиту Палеотетиса, последовательно перекрыв зону субдукции, а затем активный рифт, располагавшийся в это время сравнительно недалеко от границы плит.

В известной степени палеотектоническая обстановка в ранней перми на территории Монголии напоминала современную геодинамическую обстановку запада Северной Америки (калифорнийская обстановка).

В геотермическом поле в это время происходила релаксация отрицательного температурного градиента, сформировавшегося в конце среднего карбона. В зоне экстремального отрицательного геотермического градиента 31 мК/м через 50 млн лет уже существовал положительный градиент 0,45 мК/м. Такая быстрая релаксация связана с появлением дополнительного теплового источника, обусловленного подъемом к поверхности аномальной мантии и вызвавшего растягивающие напряжения в коре и излияние вулканических образований бимодальной ассоциации. Мощность дополнительного теплового источника оценивалась на примере Провинции Бассейнов и Хребтов запада США [22]. Она адекватна величине мантийного теплового потока ($q_м$), т.е. в это время в кору поступал тепловой поток, равный $2 \cdot q_м$. Однако действие этого дополнительного источника выразилось лишь в снятии отрицательного геотермического градиента в центральной части геотраверза. Следовательно, образование глубинных надвигов является более мощным тепловым искажающим фактором, чем локальный привнос разогретого вещества. Приведенный на рис. 4,*III* геотермический разрез отражает интегральный эффект действия всех источников тепла.

После структурной перестройки литосферы стала заметно меняться ее мощность. Если в девоне в Южной Монголии литосфера имела мощность 70—80 км, что характерно для существовавшего там океана Палеотетис, то в перми литосфера заметно "охлаждалась" и изотерма солидуса базальта опустилась на глубину 180—200 км. Такая мощность характерна для континентальной литосферы; севернее зоны столкновения плит также отмечается некоторое охлаждение литосферы, но ее приращение составляет всего 10 км.

Ранний мезозой. В конце перми, по-видимому, произошло полное закрытие Палеотетиса и режим активной континентальной окраины на территории Монголии сменился обстановкой континентальной коллизии. С конца раннего триаса в

Восточной Монголии начался новый цикл тектоно-магматических событий. В это время в осевой части Монголо-Охотского пояса, главным образом за пределами Монголии, возник глубоководный внутриконтинентальный морской прогиб. Его западным окончанием на территории Монголии служил Джаргалантуинский прогиб. Магматические события протекали по обрамлению прогиба, образуя зонально-симметричный ареал, подковообразное окончание которого приходится на территорию Восточной Монголии. Здесь в участках, непосредственно прилегающих к прогибу, и на его продолжении возникли крупные батолитообразные интрузии гранитов и гранодиоритов. Область их распространения с севера, запада и юга обрамлена площадями развития мелких интрузий лейкогранитов, вулканитов повышенной щелочности (шошонит-латитовая ассоциация), а также щелочных гранитов и сиенитов, тяготеющих к самой внешней зоне магматического ареала.

Геодинамическая обстановка этого времени была связана с перемещением спрединговой зоны Палеотетиса под основание Монголо-Охотского пояса [10]. В целом же, учитывая внутриконтинентальный характер событий, геодинамическая обстановка этого времени была близка к обстановке континентальной коллизии, характерной для Средиземноморского сегмента Альпийского подвижного пояса.

Обильное выплавление кислых дифференциатов в пределах Хэнтэйской области было связано с подъемом геоизотерм в основании этой области, обладавшей, судя по геологическим данным, повышенной мощностью континентальной коры. Термодинамические условия, достаточные для выплавления, существовали на глубине 60—70 км.

С батолитообразными интрузивами связано формирование сводового поднятия, амплитуда которого, по-видимому, не превышала 3,5 км [3]. Термическая активизация должна повышать тепловой поток на поверхности, а быстрое образование сводового поднятия — снижать. Эти два процесса, действуя одновременно, создают интегральный эффект на поверхности, выражающийся в тепловом потоке. Он повышается в Северном мегаблоке на 5—8 мВт/м^2. На глубине 60 км в это время существовали температуры 800—820°С. В Южном мегаблоке на той же глубине температуры не превышали 700°С (см. рис. 4,*IVa*).

Поздняя юра—ранний мел. В течение всей юры, а затем и в раннем мелу на территории Монголии происходили дифференцированные глыбовые деформации с элементами растяжения и сжатия. Характер магматической деятельности был ярко выраженный внутриконтинентальный. Магматическая активность была связана с развитием Восточно-Монгольской рифтовой зоны, протянувшейся в северо-восточном направлении по южному обрамлению современного Хэнтэйского нагорья. Ширина рифтовой зоны достигала 250—300 км; она представляла собой систему параллельных и ветвящихся грабенов, выполненных базальтами и трахириолитами, местами с латитами, трахитами, карбонатитами или редкометальными онгонитами. По составу продуктов извержений, внутреннему строению и общему структурному положению позднемезозойская вулканическая область близка к рифтовым зонам, связанным с внутриконтинентальным Альпийско-Гималайским коллизионным поясом.

Как показало геотермическое моделирование, щелочной вулканизм в зонах растяжения Восточно-Монгольской рифтовой зоны не может быть обеспечен термическим состоянием литосферы, сохранившей энергию теплового диапира. Через 70 млн лет, прошедших после предыдущего шага моделирования, температура на глубине 60 км понизилась бы на 150—200°С. Поэтому необходимо было "включение" дополнительного источника тепла, находящегося в земной коре. Если этот источник поместить в верхней мантии, то кондуктивный импульс от него не достигнет верхней части земной коры за все позднемезозойское время и, естественно, не обеспечит выплавления магмы. Единственным механизмом быстрой

доставки энергии в земную кору является конвективный теплоперенос при внедрении силикатного вещества мантии в земную кору. Изучение изотопного отношения $^3He/^4He$ в Керуленской зоне [12] показало, что осуществляется привнос мантийного гелия в земную кору. Однако этот привнос происходит не в виде автономного потока газа, а вместе с силикатным веществом [11]. Доставляемое в кору силикатное вещество обеспечило термическую активизацию в форме "рассеянного рифтогенеза". Количественным выражением этой активизации явилось повышение теплового потока с поверхности (см. рис. 4,*IV6*), усиленное эрозией сводового поднятия. Как известно, процесс эрозии приводит к повышению теплового потока, несмотря на снос радиоактивных элементов в верхней части коры [20].

В Южном мегаблоке в это время отсутствовал вулканизм и тепловой режим определялся продолжающейся релаксацией нестационарного температурного градиента, который не превышал 11—15 мК/м.

Проявившаяся в Северном мегаблоке позднемезозойская рифтовая активизация обусловила типы термического режима Восточной Монголии. Литосфера Северного мегаблока в связи с широким проявлением магматизма продолжала разогреваться, а Южного, где магматизм отсутствовал, — охлаждаться. Эта тенденция сохранилась и в кайнозое.

Кайнозой. Магматическая деятельность в кайнозое проявилась в форме излияния лав основного состава вдоль меридиональной полосы от Хубсугула до Гобийского Алтая. Это простирание нарушается в районе Болнайского разлома и в зоне Долины Озер, где поля базальтоидов образуют широтные полосы. Их пространственное и генетическое сходство с трансформными разломами отмечалось выше. Эта группа вулканических проявлений связана с развившейся в кайнозое Байкальской рифтовой зоной, вскрывшей мантию от Тункинской впадины до Болнайского разлома, что подтверждается анализом изотопии гелия. Вторая группа вулканических проявлений кайнозоя — базальтовое плато Дариганга — приурочена к системе рифтовых грабенов Шаньси и Ляохэ, являясь ее самым северным участком.

Восточная Монголия в полосе рассматриваемого геотраверза в кайнозое не была затронута интенсивным тектогенезом, что подтверждается почти полным отсутствием здесь вулканизма. В геотермическом поле отражались остаточные термические процессы, связанные с инерционностью кондуктивной теплопроводности. Распределение температурного поля (см. рис. 4,*V*) характеризует современное термическое состояние литосферы вдоль геотраверза. На рис. 4,*V* видно, что солидусные температуры в Северном мегаблоке отмечаются на глубинах 300—320, а в Южном — 350—370 км. Сравнивая термическое состояние современной и раннемезозойской литосферы Восточной Монголии, можно сделать вывод об уменьшении термического потенциала во времени, а для настоящего момента — в пространстве: с запада на восток и с севера на юг Монголии. К подобным выводам пришли авторы работы [6], считающие, что в настоящее время часть Западной Монголии, лежащая на продолжении Байкальской рифтовой зоны, находится в стадии разогревания, а Восточная — в стадии охлаждения.

Для сравнения эмпирических и расчетных данных был построен профиль теплового потока, измеренного в скважинах, попадающих в полосу геотраверза (см. рис. 4, *V*). Сравнение модельных и эмпирических данных показывает почти полное их совпадение в Южном мегаблоке и заметные расхождения в Северном. Однако отсутствие систематического разброса данных свидетельствует о принципиально верном выборе граничных и начальных условий моделирования. По-видимому, существующее расхождение объясняется неучтенной скрытой разгрузкой глубинного тепломассопотока на заключительной стадии тектогенеза, не проявившегося в вулканизме, а значит, не заданного в геотермической модели на последних расчетных шагах.

ВЫВОДЫ

1. Современное тепловое состояние литосферы Монголии отражает всю совокупность ее структурных и вещественных перестроек в термической истории. Самые значительные вехи — формирование зоны субдукции в Южно-Монгольском регионе в позднем палеозое, мезозойская термическая активизация Монголо-Охотского пояса и байкальский рифтогенез, начавшийся в эоцене.

2. Монголия выделена в специфическую провинцию теплового потока. Значения радиогенного теплового потока различны в Северном и Южном мегаблоках — соответственно 24 и 14 мВт/м^2, составляя примерно 50% фонового теплового потока.

3. В современной термической структуре Монголии можно выделить три типа регионального распределения фонового теплового потока, названных нами хубсугульский, центрально- и южно-монгольский. Первый представляет собой узкую линейную зону аномально высокого теплового потока и генетически связан с внедрением мантийного вещества, что подтверждается также данными изотопии гелия. Второй — закономерное уменьшение теплового потока по мере удревнения структур — генетически может быть связан с обширным внедрением разогретого вещества мантии в протоконтинентальную литосферу и постепенным его остыванием от периферии зоны к ее центру. Третий — аномально низкий тепловой поток в Южно-Монгольском линейном геосинклинальном поясе — объясняется субдукцией в середине карбона океанической коры Палеотетиса под континентальную Северо-Евразийскую плиту. Если толщина надвинутой пластины континентальной коры составляла 60—70 км, то возникшая нестационарность геотермического поля будет искажать фоновый тепловой поток в течение 300—350 млн лет, что обеспечивает наблюдаемую аномалию.

4. Время начала действия теплового источника можно реконструировать по наблюдениям возраста вулканитов, а тип геодинамической обстановки — по их составу. Расхождения наблюденных и модельных значений теплового потока могут свидетельствовать о скрытой разгрузке глубинного тепломассопотока, не проявившейся в вещественном выражении. Районом, где скрытая разгрузка играла, по-видимому, большую роль, является Керуленский блок.

В процессе работы авторы ощущали постоянную поддержку руководителей СМГЭ Н.С. Зайцева и В.И. Коваленко. Весьма ценные консультации нам оказали Я.Б. Смирнов и Б.Г. Поляк. В экспедиционных исследованиях совместно с нами участвовали В.А. Голубев, В.И. Падучих, С.В. Козловцева и С.В. Тимарева, которым авторы крайне признательны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Проблемы глубинного строения Монголии // Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979. С. 183—195.
2. *Голубев В.А.* Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
3. *Грачев А.Ф., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Геодинамика Байкало-Монгольского региона в кайнозое // Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М.: ИФЗ АН СССР, 1981. С. 134—176.
4. *Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Певзнер М.А., Бадамгарав Л.* К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии // Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973. С. 37—49.
5. *Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Лысак С.В.* и др. Тепловой поток Сибири // Геология и геофизика. 1982. N 1. С. 42—51.
6. *Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А.* Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 93 с.
7. *Карплюс У.* Моделирующие устройства для решения задач теории поля. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 368 с.
8. *Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В.* Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. N 6. С. 13—29.

9. *Коваленко В.И., Зайцев Н.С., Ярмолюк В.В.* и др. Основные геодинамические этапы развития территории Монголии и их металлогеническая специфика // Эндогенные рудные формации Монголии. М.: Наука, 1984. С. 7—41.
10. *Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. М.: Наука, 1985. 200 с.
11. *Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1989. 192 с.
12. *Прасолов Э.М., Поляк Б.Г., Хуторской М.Д.* и др. Первые оценки величины $^3He/^4He$ в подземных флюидах Монголии // X Всесоюз. совещ. по стабильным изотопам в геохимии: (Тез. докл.). М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984. С. 74.
13. *Смирнов Я.Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 52—74.
14. Тектоника Северной Евразии. М.: Наука, 1980. 222 с.
15. *Хуторской М.Д.* Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана // Геотектоника. 1985. N 3. С. 50—61.
16. *Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В., Тимарева С.В.* Глубинный тепловой поток в МНР — региональная характеристика и эволюция // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291, N 4. С. 939—944.
17. *Шасткевич Ю.Г., Заболотник С.И.* Поток внутриземного тепла в МНР // Stud. geophys. et geodaet. 1975. Vol. 19, N 2. P. 197—200.
18. *Ярмолюк В.В.* Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. М.: Наука, 1983. 201 с.
19. *Birch F., Roy R.F., Decker E.R.* Heat flow and thermal history in New York and New England // Studies of Appalachian geology: Northern and maritime. N.Y.: Interscience, 1968. P. 437—451.
20. *England P.C., Richardson S.W.* The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments // J. Geol. Soc. 1977. Vol. 134. P. 201—213.
21. *Hart R.J., Nicolaysen L.O., Gale N.H.* Radioelement concentrating in the deep profile through Precambrian basement of the Vredefort structure // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 11. P. 10639—10652.
22. *Lachenbruch A.N., Sass J.H.* Models of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range province // Geol. Soc. Amer. Mem. 1978. Vol. 152. P. 209—250.
23. *Pollack H.N., Chapman D.S.* On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // Tectonophysics. 1977. Vol. 38. P. 279—296.
24. *Richardson S.W., Oxburgh E.R.* Heat flow radiogenic, heat production and crustal temperatures in England and Wales // J. Geol. Soc. 1978. Vol. 135. P. 323—327.
25. *Ringwood A.E.* Composition and evolution of the upper mantle // The Earth's crust and upper mantle. Wash. (D.C.), 1969. P. 1—17. (Geophys. Monogr. Amer. Geophys. Union; Vol. 13).
26. *Roy R,F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F.* Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces // Earth and Planet. Sci. Lett. 1968. Vol. 5. P. 1—12.
27. *Swanberg C.A.* Vertical distribution of heat generation in the Idaho batholith // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, N 35. P. 2508—2513.
28. *Swanberg C.A., Chessman M.D., Simmons G.* et al. Heat flow generation studies in Norway // Tectonophysics. 1974. Vol. 23. P. 31—48.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5
Н.С. Зайцев, В.И. Коваленко, Б. Лувсанданзан, А.Л. Яншин. Важнейшие научные и практические достижения Советско-Монгольской геологической экспедиции за 20 лет 6
Н.С. Зайцев. Тектоника Монголии 15
В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк. Эволюция магматизма в структурах Монголии 23
А.Б. Дергунов, Б. Лувсанданзан. Каледониды Центральной Азии: некоторые общие результаты и проблемы изучения 55
Н.С. Зайцев, Ф.П. Митрофанов, И.К. Козаков, Ю.М. Соколов, В.С. Байкова, В.Н. Подковыров, И.К. Шулешко, К.Б. Кепежинскас, Б. Лхасурен. Докембрий в геологических структурах Монголии 72
К.Б. Кепежинскас, В.В. Кепежинскас, О. Томуртогоо, Л.П. Зоненшайн, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов. Офиолиты Монголии 76
Г.И. Макарычев, М.Д. Гесь, В.Ф. Морковкина, И.П. Палей. Эволюция структуры земной коры в докембрии Западной Монголии 81
М.С. Нагибина, Б. Лувсанданзан, А.И. Лучицкая, Д.И. Фрих-Хар. Эволюция геологических формаций фанерозоя Монголии 101
С.В. Руженцев, Г. Бадарч, Т.А. Вознесенская, Н.Г. Маркова. Тектоника Южной Монголии ... 111
Х.С. Розман, Ч. Минжин, Н.Г. Маркова, А.Б. Дергунов. Нижний палеозой Монголии 117
К.Л. Волочкович, А.Н. Леонтьев. Проблемы геологии Монгольского Алтая в свете новых данных 122
Б. Лувсанданзан, Ю.С. Перфильев, Т.Н. Хераскова, А.В. Ильин, О. Томуртогоо, Д. Доржнамжаа, Д. Гарам, З. Дашдавва, С.П. Гаврилова, Д. Болд, В.В. Ярмолюк. Основные черты геологического строения Северной Монголии 139
Е.Д. Андреева, Р.М. Яшина, Д. Гарам, Д. Чулунбат, И. Хорчин. Нефелиновые породы Северной Монголии 151
Е.В. Девяткин, В.Ф. Шувалов. Континентальный мезозой и кайнозой Монголии (стратиграфия, геохронология, палеогеография) 165
Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский. О глубинном строении Монголии 177
Р.М. Яшина. Щелочной магматизм Северной Монголии и южного обрамления Сибирской платформы 182
В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, В.С. Самойлов, П.В. Коваль, А.В. Горегляд, Н.С. Зайцев, Р.Х. Бахтеев, И.Е. Максимюк, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, К.В. Подлесский, Г.В. Поляков, Г.М. Царева, Ц. Цэдэн, Д. Болд. Новые рудные проявления и металлогенические провинции Монголии 187
Ю.М. Соколов, Н.С. Зайцев. Металлогения и месторождения полезных ископаемых докембрия Монголии 213
М.Д. Хуторской, В.В. Ярмолюк. Тепловой поток, строение и эволюция литосферы Монголии 222

ГАРЧИГ

Өмнөх үг 5

Н.С. Зайцев, В.И. Коваленко, Б. Лувсанданзан, А.Л. Яншин. Монгол-Зөвлөлтийн геологийн экспедицийн 20-жилийн судалгааны ажлын онол, практикийн гол ололт 6

Н.С. Зайцев. Монголын тектоник 15

В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк. Монгол орны струқтүрүүд дахь магматизмын хөгжил 23

А.В. Дергунов, Б. Лувсанданзан. Төв Азийн каледонидууд: судалгааны зарим үрдүн, хэтийн чилгэл 55

Н.С. Зайцев, Ф.П. Митрофанов, И.К. Козаков, Ю.М. Соколов, В.С. Байкова, В.Н. Подковыров, И.К. Шулешко, К.Б. Кепежинскас, Б. Лхасурен. Монгол орны геологийн струқтүүрүүд дахь кембрийн омнох хурдас чулуулаг 72

К.Б. Кепежинскас, В.В. Кепежинскас, О. Төмөртогоо, Л.П. Зоненшайн, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов. Монгол орны офиолит эвшлүүд 76

Г.И. Макарычев, М.Д. Гесь, В.Ф. Морковкина, И.П. Палей. Өрнөт Монголын кембрийн омнох үеийн дэлхийн царцдасын хогжил 81

М.С. Нагибина, Б. Лувсанданзан, А.И. Лучицкая, Д.И. Фрих-Хар. Монгол орны фанерозойн геологийн формацийн хөгжил 101

С.В. Руженцев, Г. Бадарч, Т.А. Вознесенская, Н.Г. Маркова. Өмнөт Монголын тектоник 111

Х.С. Розман, Ч. Минжин, Н.Г. Маркова, А.Б. Дергунов. Монголын доод палеозой 117

К.Л. Волочкович, А.Н. Леонтьев. Монгол Алтайн геологийн шинэлэг асүүдлүүд 122

Б. Лувсанданзан, Ю.С. Перфильев, Т.Н. Хераскова, А.В. Ильин, О. Төмөртогоо, Д. Дорджнамжаа, Д. Гарам, З. Дашдаваа, С.П. Гаврилова, Д. Болд, В.В. Ярмолюк. Умарт Монголын геологийн тогтцын үндсэн шинжүүд 139

Е.Д. Андреева, Р.М. Яшина, Д. Гарам, Д. Чулунбат, И. Хорчин. Умарт Монголын нефелинт чулуулаг 151

Е.В. Девяткин, В.Ф. Шувалов. Монголын эх газрын мезозой ба кайнозой (стратиграфи, геохронологи, палеогеографи) 165

Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский. Монголын гүний тогтоцын тухай 177

Р.М. Яшина. Сибирийн платформын урд зах ба Умарт Монголын шүлтлэг магматизм 182

В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, В.С. Самойлов, П.В. Коваль, А.В. Горегляд, Н.С. Зайцев, Р.Х. Бахтеев, И.Е. Максимюк, А.А. Оболенский, В.И. Сотников, К.В. Подлесский, Г.В. Поляков, Г.М. Царева, Ц. Цэдэн, Д. Болд. Монголын металлогенийн мужууд ба хүдрийн шинэ илрэлүүд .. 187

Ю.М. Соколов, Н.С. Зайцев. Монголын докембрийн өмнөх үеийн ашигт малтмал ба металлогени 213

М.Д.Хуторской, В.В. Ярмолюк. Монголын чулуулаг бүрхүүлын тогтоц, хувьсал ба дулааны урогал 222

CONTENTS

Foreword 5

N.S. Zaitsev, V.I. Kovalenko, B. Luvsandanzan, A.L. Yanshin. Major scientific and practical achievements of the Soviet-Mongolian Geological Expedition for 20 years 6

N.S. Zaitsev. Tectonics of Mongolia 15

V.I. Kovalenko, V.V. Yarmolyuk. Evolution of magmatism in the structures of Mongolia 23

A.B. Dergunov, B. Luvsandanzan. Caledonides of Central Asia: some general results and problems of studies 55

N.S. Zaitsev, F.P. Mitrofanov, I.K. Kozakov, Yu.M. Sokolov, V.S. Baikova, V.N. Podkovyrov, I.K. Shuleshko, K.B. Kepezhinskas, B. Lhasuren. Precambrian in geological structures of Mongolia 72

K.B. Kepezhinskas, V.V. Kepezhinskas, O. Tomurtogoo, L.P. Zonenshine, L.V. Agafonov, F.P. Lesnov. Ophiolites of Mongolia 76

G.I. Makarychev, M.D. Ges, V.F. Morkovkina, I.P. Palei. Evolution of the earth's crust structures in the Precambrian of the western Mongolia 81

M.S. Nagibina, B. Luvsandanzan, A.I. Luchitskaya, D.I. Frih-Khar. Evolution of geological formations in Phanerozoic of Mongolia 101

S.V. Ruzhentsev, G. Badarch, T.A. Voznesenskaya, N.G. Markova. Tectonics of the Sowthern Mongolia 111

H.S. Rozman, Ch. Minzhin, N.G. Markova, A.B. Dergunov. Lower Paleozoic of Mongolia 117

K.L. Volochkovich, A.N. Leontyev. Problems of Mongolian Altai geology in the light of ne data 122

B. Luvsandantan, Yu.S. Perfilyev, T.N. Heraskova, A.V. Ilyin, O. Tomurtogoo, D. Dorzhnamzhaa, D. Garam, Z. Dashdavaa, S.P. Gavrilova, D. Bold, V.V. Yarmolyuk. Major features of geological structura of the northern Mongolia 139

E.D. Andreeva, R.M. Yashina, D. Garam, D. Chulunbat, I. Horchin. Nephelinitic rocks of the northern Mongolia 151

E.V. Devyatkin, V.F. Shuvalov. Continental Mezozoic and Cenozoic of Mongolia (stratigraphy, geochronology, paleogeography) 165

Uu.S. Genshaft, A.Ya. Saltykovsky. On the deep structure of Mongolia 177

R.M. Yashina. Alkali magmatism of the nothern Mongolia and southern frame of the Siberian platform 177

V.I. Kovalenko, V.V. Yarmolyuk, V.S. Samoylov, P.V. Koval', A.V. Goreglyad, N.S. Zaitsev, R.H. Bahteev, I.E. Maksimyuk, A.A. Obolensky, V.I. Sotnikov, K.V. Podlessky, G.V. Polyakov, G.M. Zaryeva, Ts. Tseden, D. Bold. New ore occurrencies and metallogenic provinces of Mongolia 182

Yu.M. Sokolov, N.S. Zaitsev. Metallogeny and mineral deposits in the Precambrian of Mongolia 187

M.D. Khutorskoy, V.V. Yarmolyuk. Heat flow, structure and lithospheric evolution of Mongolia 213

Научное издание

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ МОНГОЛИИ

Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Вып. 49

Утверждено к печати Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией

Редактор *Е.М. Камшилина*
Редактор издательства *Т.А. Николаева*
Художественный редактор *И.В. Монастырская*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ N 46985

Подписано к печати 17.04.90. Т—01495
Формат $70\times100^{1}/_{16}$. Бумага офсетная N 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 19,5+0,5 вкл. Усл.кр.-отт. 20,3
Уч.-изд.л. 23,6. Тираж 600 экз.
Тип.зак. 171. Цена 4р. 80к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука" 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука" 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4 р. 80 к.