



**ГЕОЛОГИЯ
И МАГМАТИЗМ
МОНГОЛИИ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЬЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

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

АКАДЕМИЯ НАУК МНР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MNR
GEOLOGICAL INSTITUTE



МОНГОЛ ОРНЫ ГЕОЛОГИ БА МАГМАТИЗМ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 30

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *Б. Лувсанданзан*, академич *В.В. Меннер*,
В.Г. Гербова, академич *А.В. Лейве*, ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *П.П. Тимофеев*,
О. Төмөртогоо, академич *А.Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

Н.С. Зайцев, ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *И.В. Лучицкий*

1979

“НАУКА” ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

ГЕОЛОГИЯ И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 30

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

Н.С. Зайцев, член-корреспондент АН СССР *И.В. Лучицкий*

1979

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА

GEOLOGY AND MAGMATISM OF MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 30

Editorial board:

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

Responsible editors:

N. S. Zaitsev, corresponding member of the USSR Academy of Sciences *I. V. Luchitsky*

Подведены краткие итоги геологических и палеонтологических работ советских и монгольских ученых на территории МНР за 10 лет. Впервые публикуется карта магматических формаций МНР и объяснительная записка к ней. Рассматриваются важнейшие аспекты становления континентальной коры в различных структурно-формационных зонах МНР, роль магматизма, характерные черты металлогении. На основе закономерностей размещения магматических формаций на территории МНР рассмотрены некоторые закономерности размещения полезных ископаемых.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящем выпуске Трудов Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР подводятся некоторые итоги десятилетних комплексных геологических исследований, проведенных экспедицией на территории Монголии в период 1967–1977 гг., доложенные ведущими специалистами экспедиции на Юбилейной конференции в Улан-Баторе 28 сентября – 1 октября 1977 г., посвященной 60-летию Великой Октябрьской социалистической революции.

Необходимо подчеркнуть две важные особенности предлагаемого читателям выпуска Трудов. Во-первых, в нем впервые публикуются карта магматических формаций МНР и кратная объяснительная записка к ней, составленные совместно с сотрудниками НИИЗарубежгеологии. Во-вторых, книга содержит ряд обобщающих статей, касающихся важнейших и пока слабо освещенных в литературе вопросов геологии Монголии. Карта магматических формаций МНР имеет большое теоретическое и практическое значение. В частности, теоретическое значение ее определяется тем, что она является фундаментом для решения проблемы роли магматизма в становлении континентальной коры такого сложного в геологическом отношении и длительно развивающегося региона, каким является территория Монгольской Народной Республики. Практическое значение карты в том, что она используется в качестве основы при составлении первой прогнозно-металлогенической карты страны. В последующих исследованиях предполагается дальнейшее уточнение карты магматических формаций, изучение узлов магматизма, имеющих принципиальное значение, и составление на ее основе карты геологических формаций.

Все главные достижения в изучении магматизма МНР отражены на упомянутой карте. Более детальная характеристика этих достижений приведена как в сводных работах, обобщающих данные по крупным проблемам геологии МНР, так и в посвященных конкретным вопросам.

В обобщающих статьях рассмотрены основные итоги десятилетних работ Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции (Н.С. Зайцев, Б. Лувсанданзан), результаты палеонтологических исследований на территории МНР (Л.П. Татаринов), проблемы глубинного строения МНР на основе изучения глубинных (мантийных) включений и P – T -условий их существования (Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский), результаты палеовулканологических исследований (И.В. Лучицкий), главные особенности неотектоники и сейсмологии территории МНР (Н.А. Флоренсов, С.Д. Хилько), роль метаморфического основания в становлении гранитоидного магматизма (А.С. Павленко, Л.В. Филиппов), проблемы связи металлогении с магматизмом (В.И. Коваленко) и с мезозойской активизацией территории МНР (В.А. Кузнецов), итоги изучения офиолитов (Л.П. Зоненшайн, О. То-

муртоого) и входящих в их состав гипербазитов (А.В. Пинус, Ф.П. Леснов, Л.В. Агафонов, Ж. Баярхуу и др.) .

Кроме того, в книге представлены результаты новейших и детальных исследований приповерхностных карбонатитов, месторождений вольфрама, вулканических пород различного возраста, палеозойских и мезозойских интрузивных пород МНР и некоторых других.

Сам перечень статей, публикуемых в данном выпуске, показывает широкий круг проблем, разрабатываемых сотрудниками экспедиции. Смысл этих проблем, имеющих большое значение для познания геологии Монголии, имеет и общетеоретический интерес. Их решение представляется крупным вкладом в теорию становления континентальной земной коры и в решение вопроса о закономерностях размещения в ней полезных ископаемых.

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ РАБОТ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ ЗА 10 ЛЕТ

В постановлении Политбюро ЦК МНРП "О подготовке и проведении 60-й годовщины Великой Октябрьской социалистической революции" ярко охарактеризовано всемирно-историческое значение Октября как главного события XX в., открывшего всему человечеству путь к социализму.

Заря Великого Октября осветила пути к освобождению угнетенным народам Востока. Народная Революция в Монголии, которая по праву считается детищем Великого Октября, явилась поворотным моментом в жизни монгольского народа. Монгольский народ под руководством МНРП и при братской помощи Советского Союза и других стран народной демократии успешно претворяет в жизнь Великую Программу строительства социализма в Монгольской Народной Республике.

За годы народной власти в стране произошли поистине коренные изменения в экономике, науке и культуре. На всех этапах развития монгольского государства всестороннюю неоценимую помощь стране оказывал и оказывает Советский Союз. В области науки это выражается в проведении различного рода научных исследований, направленных на решение важнейших задач развития народного хозяйства, в подготовке квалифицированных кадров научных работников, в создании и укреплении научных центров, учреждений и т.д.

Научное сотрудничество, осуществляемое в настоящее время в области геологии между АН СССР и АН МНР, является продолжением тех традиций, начало которых уходит ко времени зарождения Монгольской Народной Республики.

В первые же годы после образования в стране народной власти в области геологии были установлены научные связи между первым монгольским научным учреждением — Книжной палатой, позднее преобразованной в Комитет наук МНР, и первой послереволюционной геологической экспедицией Академии наук СССР в Монголии, возглавляемой профессором И.П. Рачковским, впоследствии ставшим почетным гражданином МНР.

Результаты работ этой экспедиции, особенно по некоторым разделам стратиграфии и палеонтологии, явились крупным вкладом в изучение геологии Монголии. В 1932 г. была организована Восточная экспедиция Министерства геологии СССР, проработавшая на территории МНР под руководством Н.Г. Смирнова, С.М. Сидельникова и Н.А. Маринова 25 лет. Это были первые систематические работы по геологии Монголии, в результате которых выяснены общие черты стратиграфии, тектоники и металлогении, открыт ряд разрабатываемых ныне месторождений различных полезных ископаемых, составлена под редакцией В.А. Обручева и Н.А. Маринова первая Геологическая карта МНР в масштабе 1 : 2 500 000.

В послевоенные годы, в конце 40-х годов, была организована Монгольская палеонтологическая экспедиция АН СССР, возглавлявшаяся крупным палеонтологом и замечательным писателем-фантастом И.А. Ефремовым. Эта экспедиция собрала в континентальных меловых и палеогеновых отложениях Южной Монголии большое количество уникального материала по фауне позвоночных, особенно по меловым рептилиям.

В 1957 г. было создано Геологическое управление при Совете Министров МНР, преобразованное потом в Министерство геологии и горно-рудной промышленности МНР, которое по линии Национальной геологической службы проводило и проводит в настоящее время в большом объеме поисково-съёмочные и геолого-разведочные работы силами монгольских геологов при активном содействии советских специалистов и геологов ряда других социалистических стран.

Несмотря на все эти работы территория МНР к середине 60-х годов оставалась геологически значительно менее изученной, чем прилегающие районы СССР. Многие вопросы геологического строения Монголии, а также палеонтологии оставались невыясненными. В то же время было известно, что складчатые структуры и рудные пояса сопредельных территорий Советского Союза — Алтае-Саянской области, Забайкалья, Тувы — продолжают на территорию МНР и было очевидно, что их изучение в пределах Монголии имеет огромное как общетеоретическое, так и практическое значение. С этой целью в 1967 г. по инициативе академиком А.П. Виноградова, Б. Ширендыба, А.Л. Яншина, А.В. Пейве на основе соглашений между академиями наук МНР и СССР была организована Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция, а в 1969 г. — Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская палеонтологическая экспедиция.

Основной задачей, поставленной перед геологической экспедицией, является проведение на территории МНР комплексных научных геологических тематических исследований по основным ведущим направлениям наук о Земле — по стратиграфии, тектонике, петрологии, геохимии и металлогении, палеовулканологии, геоморфологии, сейсмогеологии и других с целью решения, с одной стороны, общетеоретических геологических проблем, связанных с выяснением истории развития и формирования структур земной коры в пределах такого крупного участка Азиатского континента, каким является территория МНР, а с другой, выяснения закономерностей пространственного размещения и условий формирования некоторых важнейших полезных ископаемых.

Другой, не менее важной задачей, поставленной перед экспедицией, является оказание помощи Академии наук МНР в подготовке национальных высококвалифицированных научных кадров, необходимых как Геологическому институту АН МНР, организованному в 1966 г., так и геологической службе МНР вообще.

За десятилетний срок деятельности экспедиции обе поставленные задачи совместными усилиями советских и монгольских геологов, как нам представляется, решались достаточно успешно. Об этом можно судить по многочисленным научным отчетам, опубликованным статьям и монографиям, составленным обобщающим картам, а также по другим материалам и некоторым практическим открытиям.

Остановимся кратко на основных достижениях работ экспедиции по перечисленным выше направлениям.

В области изучения стратиграфии исследованиями в той или иной мере были охвачены породы почти всех возрастных подразделений, развитых в пределах МНР, однако наибольшее внимание среди них было уделено породам докембрия, кембрия, верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Эти возрастные подразделения до последнего времени были наиболее слабо изучены, хотя породы этого возраста занимают в МНР значительные площади и к некоторым из них приурочены важнейшие полезные ископаемые.

Изучение комплексов пород докембрия впервые привело к выделению среди них древнейших высокометаморфизованных образований, представленных гранатшпиль-кордиеритовыми и двупироксеновыми гранулитами, чарнокитоидами и другими кристаллическими породами, сохранившимися в виде разновеликих бундов среди более молодых ретрометаморфизованных в амфиболитовой фации пород, сложенных в основном гнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, графитизированными мраморами. Гранулиты установлены в ряде районов как в естественных обнажениях (хр. Хан-Хухэй и др.), так и вынесены в виде ксенолитов молодыми базальтами из нижних частей континентальной коры (Центральный Хангай). Возраст их, по данным Ф.П. Митрофанова, И.К. Козакова, Н.С. Зайцева, И.В. Лучицкого и других, вряд ли моложе архея [19, 23].

Следующий, широко распространенный комплекс гранитизированных пород амфиболитовой стадии метаморфизма (хр. Хан-Хухэй, Восточное Прихубсугулье,

Баян-Хонгорская зона, Ихэ-Дариби-Нуру и др.), на основании имеющихся структурно-геологических данных и определений абсолютного возраста, может быть отнесен к нижнему и среднему протерозою. Он представлен метаморфизованными конгломератами, амфиболовыми гнейсами, амфиболитами, гранатовыми лептинитами, гнейсо-пегматитами, амфиболовыми и железистыми кварцитами, линзами мраморов и другими породами, сменяющимися в верхней части в основном графитистыми мраморами и мощными пластами кварцитов.

Раннедокембрийские комплексы Монголии по составу и возрасту хорошо сопоставляются с лучше изученными комплексами, развитыми на смежной территории СССР (нагорье Сангилен, Восточный Саян, Хамар-Дабан).

Не менее широко распространены в докембрии Монголии зеленокаменные комплексы, слагающие в различных ее частях ряд прогибов, выполненных эффузивно-терригенными и в подчиненной мере карбонатными породами, метаморфизованными в зеленосланцевой, реже в амфиболитовой фации. Наличие среди этих пород гематитовых кварцитов, местами типичных джеспилитов, позволяет относить их по возрасту к образованиям не моложе нижнего рифея и сравнивать некоторые из этих прогибов с описанными в литературе древними зеленокаменными поясами, образовавшимися в среднем и верхнем протерозое (например, с дарварским в Индостане и др.).

Древние докембрийские комплексы распространены в Монголии значительно шире, чем предполагалось ранее. Установление этих комплексов имеет принципиально важное значение, так как они позволяют судить о времени формирования первичной силикатной коры на территории МНР, а также и для решения ряда практических задач, поскольку с ними связаны железные руды, слюдоносные метасоматические пегматиты и другие полезные ископаемые.

Породы самых верхних частей докембрия впервые были расчленены на основании микрофолитов, а местами и строматолитов на четыре биостратиграфических комплекса, закономерно сменяющие друг друга во времени в той же последовательности, какая установлена в пределах СССР [10]. Особенно обоснованным среди них является вендский или юдомский комплекс, пограничный с низами палеозоя. Выше он сменяется кембрийским. К карбонатным породам венда — кембрия в Западном Прихубсугулье приурочен крупнейший в Азии фосфоритоносный бассейн.

До работ экспедиции в Монголии биостратиграфической схемы расчленения кембрийских отложений, по существу, создано не было, хотя отдельные публикации и имели место [2, 3, 5, 17, 33].

Детальное изучение кембрийских отложений МНР, осуществленное Н.В. Покровской, М.Н. Коробовым, Н.С. Зайцевым, В.А. Благонравовым, Б. Лхасурэнгом и другими, привело к открытию первых нижекембрийских трилобитов [7], дальнейшему их установлению во многих разрезах кембрия Монголии, выявлению структурно-формационных комплексов кембрийских отложений и т.д. Н.В. Покровской и М.Н. Коробовым выделены и изучены опорные разрезы нижнего и среднего кембрия в разных районах МНР с послонными сборами в них трилобитов и на этой основе проведена их корреляция. Н.В. Покровской разработана подробная стратиграфическая шкала кембрия Монголии, позволяющая широко коррелировать эти отложения с разновозрастными отложениями Саяно-Алтайской области, Казахстана, Сибирской и Китайской платформ, Австралии и Северной Америки; выделены и биостратиграфически обоснованы опорные разрезы, позволяющие уточнить границу между кембрием и докембрием в МНР; впервые дано монографическое описание кембрийских трилобитов.

Существенно пополнились наши знания по стратиграфии пород ордовика, силура, девона и нижнего карбона для структур Монгольского и Гобийского Алтая, Заалтайской Гоби, Хангая и других районов (А.Б. Дергунов, Б. Лувсанданзан, Н.Г. Маркова, С.П. Гаврилова, В.И. Тихонов, Б. Лхасурэн, О.Д. Суетенко, Х.С. Розман, Ч. Минжин), где проводилось изучение опорных разрезов с послонным сбором фауны, в ряде мест детальное картирование, что позволило точно датировать возраст толщ, ранее определявшийся часто условно; обобщить данные по страти-

графии и геологическому строению Западной Монголии, а также составить геологическую карту Монгольского Алтая в масштабе 1 : 500 000. Особенно подробно изучены отложения ордовика Монгольского Алтая, в которых на основании послонных сборов фауны проведено детальное биостратиграфическое расчленение вплоть до выделения фаунистических зон. В остальных районах Монголии (на юге и востоке) ордовикские отложения пользуются ограниченным распространением и разрезы их представлены неполно [26].

По стратиграфии верхнего палеозоя и триаса впервые получены фундаментальные материалы, позволяющие коррелировать морские и континентальные отложения соответствующего возраста (А.А. Моссаковский, О. Томуртоого, Л.П. Зоненшайн, Н.С. Зайцев, А.П. Перфильев, М.Н. Дуранте).

Верхнепалеозойские и триасовые осадочно-вулканогенные толщи с богатыми органическими остатками слагают наложенные орогенные прогибы, такие как Орхон-Селенгинский, Предхэнтэйский, Ноёнсомонский, Жаргалантинский и др. На юге, в Ноёнсомонском прогибе, впервые найдены триасовые амфибии (лабиринтодонты) [12]. Это пока единственная находка столь древних позвоночных в Монголии.

На северо-востоке, в бассейне р. Онон, в Жаргалантинском прогибе, впервые установлены морские нижнетриасовые отложения с аммонитами и пелециподами [13], что весьма важно для понимания истории формирования структур, магматизма и металлогении в раннемезозойское время.

Новейшие материалы по стратиграфии, вещественному составу и органическим остаткам верхнепалеозойских и триасовых отложений МНР обобщены в недавно опубликованных монографиях А.А. Моссаковского, О. Томуртоого [27] и М.В. Дуранте [11]. Результаты этих исследований позволяют по новому представить палеогеографические и палеотектонические условия осадконакопления этого времени для всей Центральной Азии.

По континентальному мезозою (юра, мел), широко распространенному в пределах Монголии, собран очень большой фактический материал, на основе которого создана палеонтологически хорошо обоснованная детальная стратиграфическая схема, применимая для всей страны (Г.Г. Мартинсон, В.Ф. Шувалов, А.В. Сочава, М.С. Нагибина, Р. Барсболд, П. Хосбаяр и др.). Она дает возможность сопоставить их с одновозрастными отложениями Забайкалья, Средней Азии и Китая.

Континентальный мезозой подразделен на два комплекса: юрско-нижнемеловой и верхнемеловой [31]. В верхнем мелу впервые выделены все ярусы. В отложениях юрской и меловой систем открыты многочисленные местонахождения фауны беспозвоночных и позвоночных, среди которых особенно выделяется район Бомбо-Худук в Заалтайской Гоби, богатый скоплениями скелетов динозавров и панцирей черепаш (Г.Г. Мартинсон, В.Ф. Шувалов). Многие из этих местонахождений стали местами раскопок палеонтологической экспедиции.

Не менее плодотворным оказалось изучение стратиграфии и литологии кайнозойских отложений (Е.В. Девяткин, В.С. Зажигин, Н.А. Корина, И.Г. Лискун, Д. Бадамгарав, В.П. Чичагов, В.Э. Мурзаева, Е.М. Малаева и др.). На существующих сводных геологических картах МНР кайнозойские отложения не имелидробного стратиграфического расчленения. В настоящее время разработана единая стратиграфическая шкала для всей страны и проведена их корреляция с сопредельными районами азиатской части СССР и КНР. На основе выделенных типов и групп фаун осадочные толщи палеогена и неогена расчленены до отдела (местами дробнее), а плиоцен — до яруса.

Из обследованных очень многих (до 70) местонахождений кайнозойской фауны и флоры около половины открыто впервые, причем некоторые из них, такие как Хиргис-Нур 2, Хайчин-Ула, Шамар (или Их-Буурэг) и другие, являются чрезвычайно ценными или даже уникальными для науки.

Широко распространены в Монголии кайнозойские базальты. Им за последнее время было уделено особое внимание в связи с обнаружением в них включений глубинных пород и минералов (В.В. Кепежинская, А.Я. Салтыковский, Ю.С. Геншафт, З. Дашдаваа и др.), представляющих теоретический и практический инте-

рес. На основе биостратиграфических, палеомагнитных исследований и данных абсолютного возраста базальты расчленены на ряд возрастных горизонтов — от олигоцена до голоцена включительно. Интересно отметить, что самые молодые базальты, распространенные в Тарятской впадине, имеют возраст всего лишь около 6 тыс. лет (вулкан Хорго).

Все эти новейшие данные по стратиграфии кайнозойских отложений позволили экспедиции совместно с НИИЗарубежгеологией Министерства геологии СССР составить и опубликовать первую карту четвертичных отложений МНР масштаба 1 : 1 500 000, имеющую большое научное и прикладное значение.

Подводя общий итог изучению стратиграфии Монголии, необходимо подчеркнуть, что полученные новые обширнейшие материалы по фауне, по относительной и абсолютной геохронологии различных комплексов пород наряду с данными новых геологических съемок заставляют ставить вопрос о необходимости составления и издания в ближайшее время новой Геологической карты Монголии масштаба 1 : 1 500 000. Естественно, что эта карта должна отразить и всю ту новую информацию, которую нам могут дать существующие аэровысотные и космические снимки.

Мы придаем также большое значение впервые составленным в экспедиции монографическим палеонтологическим и палеоботаническим работам, посвященным ископаемой флоре верхнего палеозоя и триаса, трилобитам нижнего и среднего кембрия, брахиоподам и кораллам ордовика. Эти труды, можно смело сказать, надолго останутся надежными реперами в изучении геологии и биостратиграфии Монголии.

Проблеме изучения магматических пород (интрузивных и эффузивных) уделялось особое внимание в связи с огромным распространением последних на территории Монголии. Изучались закономерности пространственного распространения и специфика вещественного состава, определяющие во многом их эндогенную металлогению. Эти исследования велись, по существу, на совершенно новой петролого-геохимической основе, без которой в настоящее время невозможно сколько-нибудь убедительно подходить к оценке перспектив их металлогенности.

Исследования проводились главным образом по четырем направлениям: изучение петрологии, геохимии и металлогении гранитоидных пород различного возраста и состава, ультраосновных пород офиолитовой ассоциации, вулканогенных пород палеозоя и мезозоя и молодых кайнозойских базальтоидов.

В результате общего изучения геолого-геохимических особенностей палеозойских гранитоидов (А.С. Павленко, Л.В. Филиппов, Д. Болд, Б. Лувсанданзан, В.С. Павленко, Р.М. Яшина, В.А. Павлов, С.П. Гаврилова, Д. Гарам и др.) разработано их формационное деление, составлена карта гранитоидных формаций и их абсолютных возрастов масштаба 1 : 1 500 000 с выделением конкретных формаций, отличающихся между собой по вещественному составу и закономерно связанных с определенными типами и временными стадиями развития тектонических структур [9, 29 и др.].

Изучение мезозойских гранитоидов (В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, П.В. Коваль, В.С. Антипин, А.В. Горегляд, Н.В. Владыкин, Ц. Цэдэн, Ц. Гундсамбуу, Г.Ф. Иванова, Ю.П. Цыпуклов и др.) велось под углом зрения их геохимической специфики и особенностей металлогении. Как известно, с мезозойскими гранитоидами связана большая группа рудных месторождений. В результате проведенных работ для Восточной Монголии составлена карта масштаба 1 : 1 500 000 мезозойских гранитоидов, на которой выделено пять геохимических типов. С тремя из них связано специфическое редкометальное оруденение: со стандартными гранитами — оловянное, вольфрамовое, молибденовое оруденение кварц-жильной и грейзеновой формаций; с литий-фтористыми гранитами — новое для МНР литий-тантал-оловянное, иногда комплексное (вольфрамовое с танталом) оруденение формации альбитовых гранитов, а также цвиттеровой, грейзеновой и кварц-жильной формаций; с агпаитовыми щелочными гранитами, образующими на юге Монголии целый пояс, впервые установлено редкоземельное оруденение с цирконием

и ниобием. В одном из массивов щелочных гранитов открыт и описан новый минерал — водный силикат циркония и кальция, названный армстронгитом в честь первого человека, вступившего на Луну. Установлены типы зональных тектономагматических ареалов, отличающихся по вещественному и металлогеническому профилю и геодинамическому режиму.

Мезозойские гранитоиды по возрасту объединяются в две группы: раннемезозойские (триас — нижняя юра) с абсолютным возрастом 220—180 млн. лет и позднемезозойские (верхняя юра — нижний мел) с возрастом 180—150 млн. лет.

Выделенные в МНР геохимические типы мезозойских гранитоидов во многих своих чертах напоминают гранитоиды ряда разновозрастных редкометалльных провинций мира: палеозойские — редкометалльные граниты Восточной Тувы и Казахстана, мезозойские — граниты Забайкалья, Нигерии, Китая и др. Сейчас с полным правом можно говорить о Монгольской провинции редкометалльных гранитоидов, составной частью которой являются как ранее известные месторождения вольфрама и олова, так и новые для страны проявления тантала, ниобия, лития, бериллия, редких земель, циркония и других элементов, указывающих в целом на комплексный характер многих месторождений [15, 21, 22].

Полученные данные по палеозойским и мезозойским гранитоидам позволяют конкретнее подойти к решению вопросов их генезиса и механизма образования. Так, для мезозойских редкометалльных гранитоидов обоснован магматический генезис, установлены их субвулканические аналоги, в частности новый тип пород, названных онгонитами (топазсодержащие кварцевые кератофиры) [20].

Составленные карты формаций палеозойских гранитоидов и геохимических типов мезозойских гранитоидов наряду с другими картами являются основой для прогнозно-металлогенического районирования МНР.

При изучении ультрабазитов и связанной с ними металлогении (Г.В. Пинус, Л.В. Агафонов, Ф.П. Леснов, Ж. Баярхуу) были выявлены основные черты строения и вещественного состава главнейших гипербазитовых массивов, рудопроявления с ними связанные, и их положение в различных структурных зонах (Г.В. Пинус, Л.П. Зоненшайн, Н.С. Зайцев, О. Томуртоогоо, А.С. Перфильев, Г. Ээнжин, А.В. Ильин).

Установлено, что гипербазитовые массивы имеются во всех складчатых системах Монголии, однако масштабы их проявлений и структурное положение в разновозрастных зонах различны. Их количество настолько велико, что можно говорить о существовании самостоятельной Монгольской гипербазитовой провинции, по своим масштабам и насыщенности гипербазитами не уступающей гипербазитовой провинции смежных складчатых областей юга Сибири.

Гипербазиты Монголии представлены главным образом перидотитами, среди которых имеются гарцбургиты, в меньшей степени — лердолиты, еще меньше — верлиты. Дуниты и пироксениты обнаруживаются не всюду, хотя в некоторых массивах (например, в Шишхидском) они слагают значительные площади. Многие массивы, особенно мелкие, состоят из серпентинитов и других гидротермально-измененных пород. На юге Монголии есть ультрабазитовые "массивы", представленные только серпентинитовым меланжем. Широко развиты среди метасоматически-измененных апогипербазитовых пород так называемые листовиты — тальк-карбонатные, кварц-карбонатные, серпентин-амфиболовые и другие образования, с которыми связаны и некоторые полезные ископаемые (тальк, асбест, магнезит, нефрит и др.).

Структурное положение гипербазитов Монголии сложное и в разных по возрасту складчатых системах различно. Прежде всего отметим, что гипербазиты — это породы океанического ложа; обычно они входят как один из главнейших компонентов в состав офиолитовой серии или триады: гипербазит — габбро — толеитовые базальты — кремнисто-терригенные глубоководные толщи. Вся эта серия относится в структурном отношении к эвгеосинклинальным образованиям. Однако в Монголии, особенно в зоне ранних каледонид, гипербазиты часто не сопровождаются другими членами триады, а оказываются окруженными породами сиалического профиля (метаморфизованными и гранитизированными породами докембрия, кон-

тактируют с гранитами, карбонатными породами и другими). На юге Монголии как в каледонидах, так и в герцинидах наблюдаются более полные разрезы офиолитовой ассоциации. В поясах развития гипербазитов нередко прослеживаются многочисленные разломы, крутые надвиги, локальные шарьяжи, а местами и типичный меланж. С вмещающими породами они образуют или тектонические, или протрузивные контакты. Все это указывает на сложность условий залегания гипербазитов в современной складчатой структуре Монголии [14, 30].

Палеовулканологические исследования (И.В. Лучицкий, В.В. Кепежинкас, З. Дашдаваа, А.Я. Салтыковский, Д. Оролмаа, Д.И. Фрих-Хар, М.С. Нагибина, Ж. Бадамгарав, В.В. Ярмолюк, С.П. Гаврилова, В.А. Баскина, В.Д. Баранов, Р.М. Яшина, А.Т. Матреницкий, В.А. Кононова и др.) касались главным образом верхнепалеозойско-мезозойских вулканогенных толщ, выполняющих ряд наложенных прогибов и мульд, а также базальтоидов кайнозойского возраста. Они привели прежде всего к уточнению возраста, условий залегания, состава вулканических формаций и, наконец, к реконструкции палеовулканологической и геологической обстановки времени их образования.

Палеовулканологические исследования приобретают особый интерес в связи с тем, что в настоящее время наряду с решением общетеоретических вопросов, они рассматриваются как фактор, играющий важную роль в процессах рудообразования. Примечательно, что раньше продукты вулканизма использовались только как петрографические эталоны для корреляции разрезов при мелкомасштабном геологическом картировании. Теперь выяснено, что с вулканогенными породами конца верхнего палеозоя и начала мезозоя в Монголии известны рудопроявления золота и молибдена, а с позднемезозойскими — флюорита [4, 18].

В последние годы на юге страны экспедицией выявлена целая провинция калий-кальциевых щелочных вулканоплутонических пород в отдельных районах с карбонатитами, с которыми связано интересное в практическом отношении комплексное апатит-магнетит-редкоземельное рудопроявление с наложенной на него барит-флюорит-целестиновой минерализацией. Дальнейшие исследования установили рудопроявления такого же типа в ряде других мест и выявили районы, перспективные на барит-целестин-флюоритовое сырье.

В результате палеовулканологических исследований установлено следующее:

- 1) весьма контрастная фациальная изменчивость вулканогенных образований как по латерали, так и в разрезе;
- 2) скользящий характер литологических границ;
- 3) большое разнообразие форм вулканических проявлений и пестроты составов излившихся расплавов — от самостоятельных высокоглиноземистых базальтовых, андезитовых и липаритовых магм до щелочных кислых, основных и ультраосновных расплавов;
- 4) для позднемезозойского вулканизма (J_3-K_1) гомодромный характер изменения со сменой во времени основных лав щелочно-кислыми;
- 5) широкое распространение разнообразных субвулканических образований различной глубинности, что существенным образом влияет на методику их картирования.

Геологическое и петролого-геохимическое изучение кайнозойских базальтов привело к выделению в МНР двух щелочных провинций базальтоидов: с калиевой специализацией в центральных районах (Хангай-Хубсугульская зона) и с натриевой — на юго-востоке (плато Дариганга) [4]. Не менее важным оно оказалось и в отношении познания строения глубинных зон земли, так как встречающиеся в базальтах мегакристаллы и ксенолиты глубинных пород различного состава, вынесенные на поверхность, являются пока наиболее надежными индикаторами, позволяющими судить о составе и строении глубоких частей земной коры и верхней мантии. Не бесперспективно изучение базальтов и в направлении решения некоторых задач прикладного характера [1, 19].

Весь комплекс рассмотренных выше геологических исследований, а также специально проведенное углубленное изучение структур и зон разломов позволили экспедиции сделать тектонические обобщения (В.А. Благонравов, А.Б. Дергунов, Н.С. Зайцев, Л.П. Зоненшайн, А.В. Ильин, Б. Лувсанданзан, Н.Г. Маркова, А.А. Моссаковский, М.С. Нагибина, И.П. Палей, А.С. Перфильев, В.И. Тихонов, О. Томуртоого и др.) [25,32] и составить две тектонические карты в масшта-

бе 1 : 1 500 000, карту общей тектоники МНР и карту мезозойских и кайнозойских структур. Эти карты отражают историю развития и формирования складчатых структур Монголии. На них все развитие структур для домезозойских складчатых областей разделено на главнейшие этапы: геосинклинальный, орогенный и платформенный с характерным для каждого из них набором формаций (осадочно вулканогенных и интрузивных) .

Мезозойские структуры разделены на структуры ревивации и активизации; для первых из них произведена детальная геохимическая классификация гранитоидов в соответствии с их металлогенической специализацией.

Анализ всего материала и карт дал возможность установить следующее: 1) необратимую направленность и длительность развития складчатой структуры Монголии; 2) выявить основные различия в строении наиболее крупных блоков Монголии — северного — существенно раннекаледонского и южного — герцинского; 3) наметить два типа геосинклинальных структур, формировавшихся, возможно, на участках земной коры с различным строением: сиалической и новообразованной океанической; в складчатых зонах с океанической корой установлены локальные шарьяжные структуры. Однако следует подчеркнуть, что на большей части территории Монголии фанерозойские геосинклинальные структуры развивались на континентальной коре, сформированной еще в конце докембрия. В целом тектоническая структура Монголии рассматривается как глыбово-складчатая.

Кроме этих двух обличий тектонических карт, составлены структурно-геологические карты масштаба 1 : 200 000 для таких крупных прогибов, как Прихубсугульский, Орхон-Селенгинский, Ноёнсомонский, Джаргалантуингольский, Сайхан-Обинский и др.

Составленные экспедицией тектонические, структурно-геологические и структурно-формационные карты послужат основой для разработки прогнозно-металлогенической карты МНР.

Кроме перечисленных работ, в экспедиции проводились также и некоторые специализированные исследования: геокриологические, неотектонические и сейсмогеологические, морфоструктурного анализа, геоморфологические, прогнозно-металлогенические на медь, молибден, золото и ртуть, по детальному изучению Хубсугульского фосфоритоносного бассейна и др.

В результате геокриологических исследований (Г.Ф. Гравис, М.К. Гаврилова, Л.П. Голубых, С.И. Заболотник, В.Л. Суходровский, Д. Тумурбатор, Н. Лонжид и др.) составлена новая геокриологическая карта МНР в масштабе 1 : 1 500 000. При этом установлено, что на территории Монголии многолетнемерзлыми породами занято около 63% общей площади страны, тогда как сплошная мерзлота распространена на площади, составляющей не более 15% всей территории. Распространение многолетнемерзлых толщ тесно связано с рельефом и подчиняется законам высотной поясности, при которой выделяются пояса спорадического, островного, прерывистого и сплошного развития многолетнемерзлых горных пород; мощность многолетнемерзлых пород сильно колеблется, достигая максимума 150 м на северо-западе страны [8]. Составлены также более детальные геокриологические карты для отдельных районов, важных в народнохозяйственном отношении: Улан-Батора, Дархана, Эрдэнет и Налайха.

По проблеме изучения неотектонических и сейсмогеологических явлений территория Монголии представляет собой исключительно интересный в теоретическом и важный в практическом отношении объект. Это вытекает из того, что современная сейсмичность МНР ставит ее, по видимому, на первое место среди внутриконтинентальных сейсмических областей мира. Исследования, ведущиеся экспедицией по этой проблеме (Н.А. Флоренсов, С.Д. Хилько, И. Балжинням, Р.А. Курушин, С.В. Ласточкин), предусматривают составление карт неотектонических движений и сейсмогеологического районирования в масштабе 1 : 1 500 000 и обобщающих работ по истории развития и формированию рельефа Монголии. В настоящее время собран огромный фактический материал для этих карт и составлены макеты карт для Северной и Центральной Монголии.

Прогнозно-металлогенические исследования на медно-молибденовое оруденение (В.И. Сотников, А.П. Берзина, В.А. Кузнецов и др.) были поставлены с целью выявления пространственных, временных и генетических закономерностей размещения этих полезных ископаемых, а также с целью составления соответствующей карты масштаба 1 : 1 500 000. К настоящему времени установлено, что перспективы Монголии на медно-молибденовые руды не ограничиваются известными месторождениями и рудопроявлениями.

Все проявления меди на территории Монголии могут быть сгруппированы в основном в следующие рудные формации: медно-молибденовую, медно-колчеданную, медистых песчаников, скарновомедную и формацию самородной меди в эффузивах, причем ведущее значение среди них в отношении меди имеет медно-молибденовая формация.

Эти рудные формации, проявленные в различных структурах Монголии, в свою очередь могут быть объединены в три металлогенических пояса: Северо-Монгольский, Средне-Монгольский и Южно-Монгольский. В пределах первого из них экспедицией рекомендовано к постановке металлогенических и геофизических работ рудопроявление Наран-Булак. В Южно-Монгольском поясе большое внимание экспедицией было уделено изучению Цагансубургинского месторождения, по которому совместно с представителями Министерства геологии и горнорудной промышленности и других организаций были даны соответствующие рекомендации о дальнейшем направлении ведения геологоразведочных работ.

Проведенные прогнозно-металлогенические исследования на ртуть (В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.И. Васильев, А.С. Борисенко, А. Маргай) установили приуроченность всех известных шлиховых ореолов и проявлений киноварной минерализации к зонам глубинных и региональных разломов с длительной историей геологического развития и с проявленным гидротермальным метаморфизмом, сопровождающимся образованием зон лиственитизации, карбонатизации, окремнения и др.; открыты заслуживающие внимания для постановки поисковых работ россыпные и коренные рудопроявления ртути, подтверждающие теоретические предпосылки на перспективность территории МНР на ртутные руды.

Экспедицией выделен и обоснован один из крупнейших в Азии Хубсугульский фосфоритоносный бассейн с запасами руд, способными в перспективе обеспечить фосфатными удобрениями нужды сельского хозяйства МНР и всех восточных районов СССР — Сибири и Дальнего Востока. Этот бассейн по своему строению близок к таким бассейнам, как Джорджина в Австралии и Каратаускому в Казахстане. Некоторые качественные показатели руд Хубсугульского бассейна даже несколько выше руд последнего [16, 28].

Кроме фосфоритов, на главном — Хубсугульском месторождении в бассейне р. Арасан выявлены рудопроявления бокситов и аллитов боксонского типа (Восточные Саяны) и залежи железо-марганцевых руд.

В Юго-Западном Прихубсугулье широко развиты нефелинсодержащие породы. Экспедицией (Р.М. Яшина, Д. Гарам) здесь закартировано восемь массивов нефелиновых пород, содержащих 22—27% глинозема и 16—17% щелочей. Общие геологические запасы глиноземсодержащего сырья огромны. Только на одном Уджигинском массиве, находящемся в наиболее выгодных географических условиях, прогнозные запасы этого сырья составляют не менее 900 млн. т, а среднее содержание Al_2O_3 — 24—25%. Перечисленные полезные ископаемые сосредоточены на сравнительно ограниченной территории Хубсугульского аймака, который можно рассматривать как потенциально самостоятельный промышленно-экономический район.

Не менее крупным практическим результатом деятельности экспедиции является открытие и обоснование Южно-Гобийского пояса щелочных гранитоидов, в отдельных массивах (Хан-Богдо, Лугингольский и др.) с богатой промышленной редкоземельной и ниобий-циркониевой минерализацией. На юге выявлена провинция щелочных вулканоплутонических пород с карбонатитами, с присущими ей комплексными магнетит-апатит-редкоземельными рудами, сопровождаемыми барит-целестин-флюоритовыми рудопроявлениями и месторождениями (Мушугай-

Худук, Баянхушу, Улугей-Хид). Доказана комплексность некоторых редкометалльных месторождений с повышенным содержанием в них тантала (Барун-Цогто, Жанчублин, Бага-Газрын и др.); открыт новый Боро-Худжиринский массив литий-фтористых гранитов, также перспективный на тантал; открыты коренные рудопроявления хромитов (Наранский ультрабазитовый массив); зоны лиственитов и связанных с ними тальцитов (Цаган-Нур); новые выходы железных руд типа железистых кварцитов в породах докембрия на северо-западе и в Центральной Монголии.

Представляет большой теоретический и, возможно, практический интерес открытие, сделанное в 1976 г. Г.В. Пинусом, Ф.П. Лесновым, Л.В. Агафоновым и другими на юго-западе Монголии в хребте Ихэ-Дариби-Нуру, железистых диаспоровых бокситов, залегающих на амфиболитах среди метаморфических пород докембрия внутри сложно построенного ультрабазитового Алагульского массива. Последний, в свою очередь, со всех сторон также контактирует с метаморфическими толщами докембрия, прорванными палеозойскими гранитоидами. Имеющиеся немногочисленные химические и другие анализы, выполненные в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР, показывают высокое содержание в рудах свободного глинозема при очень благоприятных отношениях с другими компонентами. По результатам проведенных экспедицией в 1976—1977 гг. геологических исследований Алагульское бокситовое рудопроявление заслуживает постановки на нем поисково-оценочных работ.

Определенные успехи достигнуты экспедицией в части подготовки национальных научных кадров и укрепления лабораторной базы Геологического института АН МНР. За истекший период десять монгольских специалистов на материалах, полученных экспедицией, успешно защитили кандидатские диссертации и двое — докторские.

Приведенный краткий обзор результатов деятельности экспедиции за 10 лет — совместной работы советских и монгольских геологов, как нам представляется, указывает на большую плодотворность содружества Академий наук СССР и МНР в области изучения геологического строения и полезных ископаемых Монголии. Несомненно, что намечаемые дальнейшие исследования приведут к новым важным теоретическим обобщениям и практическим открытиям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др. Ксенолиты пироповых лерцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
2. Амантов В.А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Гостехиздат, 1963.
3. Амантов В.А. Первая находка отложений нижнего кембрия в Восточной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966.
4. Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 7). М.: Наука, 1973.
5. Беззубцев В.В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Гостехиздат, 1963.
6. Благонравов В.А., Зайцев Н.С. Джидинская зона ранних каледонид Монголии. — Геотектоника, 1972, № 6.
7. Благонравов В.А., Зайцев Н.С., Коробов М.Н., Покровская Н.В. Первые нижнекембрийские трилобиты Монголии. — Докл. АН СССР, 1971, 199, № 6.
8. Геокриологические исследования Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
9. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 14). М.: Наука, 1975.
10. Доржнамжаа Д., Журавлева З.А. Микрофитолиты верхнего докембрия Монголии, их распространение и стратиграфическое значение. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
11. Дуранте М.В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976.
12. Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Дуранте М.В., Шишкин М.А. Опорный разрез континентальных отложений верхнего палеозоя и триаса Южной Монголии с первыми находками лабиринтодонтов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7.
13. Зоненшайн Л.П., Кипарисова Л.Д., Окунева Т.М. Первая находка морских триасовых отложений в Монголии. — Докл. АН СССР, 1971, 199, № 7.

14. *Зоненшайн Л.П.* Офиолиты Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
15. *Иванова Г.Ф.* Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 17). М.: Наука, 1976.
16. *Ильин А.В.* Хубсугульский фосфоритоносный бассейн (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 6). М.: Наука, 1973.
17. *Ильин А.В., Журвалев И.Т.* О границе кембрия и докембрия в Прикосоколье. — Докл. АН СССР, 1968, 182, № 5.
18. *Кележинская В.В., Лучицкий И.В.* Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 8). М.: Наука, 1974.
19. *Кележинская В.В., Зайцев Н.С., Лучицкий И.В.* и др. Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам. — Докл. АН СССР, 1976, 229, № 2.
20. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты. М.: Наука, 1976.
21. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В.* Восточная Монголия — новая провинция редкометальной минерализации. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
22. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П.* и др. Редкометальные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис) (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 5). М.: Наука, 1971.
23. *Козаков И.К., Митрофанов Ф.П.* Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Труды II сессии Научного совета по геологии докембрия. Л.: Наука, 1976.
24. *Лискун М.Д., Бадамгорэв Д.* Литология кайнозоя Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 20). М.: Наука, 1977.
25. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 11). М.: Наука, 1975.
26. *Минжин Ч., Розман Х.С., Цай Д.Т.* Новые данные по стратиграфии ордовика южной части Монгольского Алтая. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
27. *Моссяковский А.А., Томуртоого О.* Верхний палеозой Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 15). М.: Наука, 1976.
28. Основные проблемы геологии Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 22). М.: Наука, 1977.
29. *Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974.
30. *Пинус Г.В.* О взаимоотношении габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях. — Геол. и геофизика, 1971, № 5.
31. Стратиграфия мезозойских отложений Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 13). Л.: Наука, 1975.
32. Тектоника Монгольской Народной Республики (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 9). М.: Наука, 1974.
33. *Don V., Dumicz M.* On the boundary of Paleozoic in West Mongolia. — Bull. de L'Academie Poloaise des Sciences, 1968, 14, N 2.

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

Совместная Советско-Монгольская палеонтологическая экспедиция (ССМПЭ), начавшая свои работы в 1969 г., является четвертой палеонтологической экспедицией на территории Монголии. С 1922 по 1929 г. здесь работала Центральноеазиатская палеонтологическая экспедиция Американского музея естественной истории в Нью-Йорке (ЦАЭАМ), с 1946 по 1949 г. — Монгольская палеонтологическая экспедиция АН СССР (МПЭ), в 1963—1965 и 1969—1971 гг. — Польско-Монгольская палеонтологическая экспедиция (ПМЭ).

Деятельность каждой из экспедиций отмечена большими успехами. Каждая последующая экспедиция работала по следам своих предшественников, что значительно облегчало ее проведение. Но в чем-то каждой последующей экспедиции приходилось труднее, поскольку с открытием все новых богатейших местонахождений ископаемых организмов новые находки принципиального значения на уже частично обследованной территории делать все труднее.

В некоторых отношениях ССМПЭ существенно отличается от предшествующих экспедиций. Впервые планомерно раскапываются не только наиболее эффективные динозавровые и млекопитающие фауны мела и палеогена, но исследуется, по существу, вся палеонтологическая история Монголии, начиная с позднего докембрия. Масштаб работ ССМПЭ значительно крупнее предшествующих экспедиций.

Результаты исследований ССМПЭ начиная с 1974 г. опубликованы в трудах экспедиций [5,11,13,25,26] и отдельных монографиях, а также в многочисленных отдельных статьях, напечатанных в различных журналах и неперiodических изданиях.

Территория Монголии на протяжении почти всего мезозоя и кайнозоя не покрывалась морями, причем континентальные отложения этих двух эр занимают значительные площади. В палеозое значительная часть территории Монголии была залита Тетисом, более или менее широко соединяющимся здесь с Ангарским морским бассейном Бореальной зоогеографической области. Палеонтологические исследования в Монголии с учетом особенностей геологической истории проводились по двум основным темам: 1) биогеография, фауна морских беспозвоночных и флора позднего докембрия и палеозоя Монголии; 2) континентальные фауны мезозоя и кайнозоя Монголии.

За время работ ССМПЭ в палеозое Монголии сделано много палеонтологических находок важных в фаунистическом и флористическом отношении. Значительно лучше стала известна кембрийская фауна и водорослевая флора. Древнейший раннекембрийский водорослево-археоциатовый комплекс обнаружен в районе Улясутая [5]. Впервые для территории Монголии описаны хиолиты [23], граптолиты [18] и пробивальнии [14]. Опуликована серия работ по строматопорам, кораллам, мшанкам и брахиоподам Монголии. Обрабатываются богатые материалы по трилобитам. Эти исследования не только подтвердили существование в палеозое Монголии элементов двух различных фаунистических комплексов — тропического и бореального, но также выявили существование в составе фауны и водорослевой флоры многих эндемичных форм. Отметим, в частности, эндемичное для девона Монгольского Алтая семейство брахиопод *Mongolellidae* [1].

Изученный материал позволил приступить к биогеографическому районированию территории Монголии в палеозое. Работа эта затрудняется тем обстоятельством, что при наличии связи между двумя морскими бассейнами, обитающие в них организмы на протяжении миллионов лет неоднократно в той или иной степени проникали из одной акватории в другую. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что в пермском периоде северо-восток Монголии относился к бореальной

(Восточно-Сибирской) палеозоогеографической области, тогда как юг Монголии — к тропической области.

Исследования ССМПЭ по "континентальной" тематике представляют собой непосредственное продолжение исследований, начатых предшествующими палеонтологическими экспедициями. Нужно отметить, что всемирную известность в качестве одной из самых богатых в палеонтологическом отношении стран Монголия получила после того, как ЦАЭАМ еще в 20-х годах открыла на ее территории ряд крупнейших местонахождений континентальных позвоночных — меловых динозавров и палеогеновых млекопитающих. Эти уникальные находки существенно пополнили наши представления о путях эволюции этих животных.

Кроме исследований по палеозойской тематике, наиболее весомый вклад ССМПЭ в мировую палеонтологию связан с изучением континентальных фаун — прежде всего меловых насекомых, пресмыкающихся и млекопитающих и палеогеновых млекопитающих. ССМПЭ впервые начала вести на территории Монголии исследования биоценологической направленности, что позволило подойти к выявлению путей и причин смены мезозойской биоты на кайнозойскую, проходившую в мелу. С деятельностью ССМПЭ связано открытие богатейших нижнемеловых фаун насекомых, крупного местонахождения древнейших плацентарных млекопитающих и большого числа новых форм хищных динозавров. Остановимся подробнее на наиболее важных находках.

Еще ЦАЭАМ обнаружила в Монголии фрагментарные остатки верхнемеловых млекопитающих — мультитуберкулят, насекомоядных и дельтатериид, однако существенно новые материалы по меловым млекопитающим Монголии были получены лишь ПМЭ и ССМПЭ. Раскопками ПМЭ были добыты черепа различных мультитуберкулят, отличающихся превосходной сохранностью (главным образом местонахождения Баин-Дзак), исследование которых позволило значительно поправить наши знания об этих архаичных грызуноподобных млекопитающих [27]. Кроме того, ПМЭ добыла несколько черепов верхнемеловых дельтатериид и насекомоядных [28,29]. Еще большее значение имело открытие ССМПЭ богатой фауны нижнемеловых млекопитающих (триконодонты, симметродонты, плацентарные) на местонахождении Хобур. Всего здесь было добыто до 500 зубов и фрагментов нижних челюстей млекопитающих, из которых особый интерес представляют остатки архаичных плацентарных, принадлежащие по крайней мере двум новым родам насекомоядных. Ранее из нижнего мела были известны остатки лишь одного проблематичного плацентарного *Parrotherium pater*,¹ описанного по нескольким изолированным зубам из песчаников Тринити-Техаса; кроме того, к плацентарным, возможно, относится мало изученный *Endotherium pinonii* из нижнего мела Северо-Восточного Китая (Дунбай). На Хобуре, однако, остатки плацентарных, в отличие от Техаса и Китая, крайне многочисленны и преобладают среди остальных групп млекопитающих — к ним относится более 80% всего материала по млекопитающим [4].

Существенно пополнили последние экспедиции (ПМЭ и ССМПЭ) и наши знания об ископаемых пресмыкающихся Монголии. Добыты многочисленные черепа меловых ящериц, относящиеся по крайней мере к 15 разным родам. В числе их определены агамиды, микроцефалозавриды, полиглифанодонтиды и вараниды. Обработка этого материала началась в Польше [33,34], но у нас она пока не ведется. Проводится планомерная обработка сборов меловых и палеогеновых черепов [19—22]. Анатомия своеобразных черепов переходного строения между архаичными амфихелидиями и типичными криптодирами (семейства *Macrobaenidae* и *Dermatemydidae*) изучена по монгольским материалам полнее, чем где бы то ни было. Впервые обнаружены в Монголии хампсозавры — своеобразные крокодилообразные лепидозавры, родственные эозухиям и ринхоцефалам [8]. На территории Монголии

¹ В статьях Е.И. Беляевой, Б.А. Трофимова и В.Ю. Решетова [4] и Б.А. Трофимова и В.Ю. Решетова [24] вместо *Parrotherium* ошибочно приводится родовое название *Gyrsonictors*. Этот род также происходит из песчаников Тринити Техаса и относится к архаичным сумчатым, а не плацентарным млекопитающим.

хампсозавры происходят из нижнего мела (Харан-Дух), тогда как в Западной Европе и Северной Америке — только из верхов мела (маастрихт) и низов эоцена. Для Азии ранее отмечалась только находка сомнительных остатков хампсозавров из верхов мела Тимора.

Из материалов по динозаврам, пополнившихся сборами МПЭ и ССМПЭ по пситтакозаврам, игуанодонтам, гадрозаврам, анкилозаврам и хищным динозаврам (тероподам), особый интерес представляют последние. Результаты исследований Р. Барсболда [2,3] и других исследователей показали, что хищные динозавры по своему многообразию не укладываются в две традиционные группы: относительно мелких целурозавров и тяжело построенных карнозавров. Однако наибольшее многообразие форм хищных динозавров отмечено именно для мела Монголии. Из шести инфраотрядов, на которые подразделяет хищных динозавров Р. Барсболд [2], пять широко распространены в Монголии, причем два наиболее aberrантных инфраотряда (*Oviraptorosauria* и *Deinocheiroosauria*) нигде, кроме Монголии, пока не встречены.

Тероподы варьируют и по общему облику, и анатомически, в частности, по строению черепа, таза и степени развития передних конечностей, резко укороченных у карнозавров, но крайне удлинённых у дейнохейрозавров. Особый интерес вызывают овирапторы, полностью утратившие зубы и отличающиеся мощно развитым, но коротким клювом. Овирапторы описаны пока очень неполно [31], и по своему своеобразию они заслуживают, по-видимому, выделения из хищных динозавров в особый подотряд. По образу жизни они отошли от хищничества. Их челюстной аппарат свидетельствует о том, что они раздавливали клювом какую-то пищу с твердой скорлупой (моллюски? растительная?). Движения челюстей были фиксированы в одной плоскости, места прикрепления аддукторов на нижней челюсти смещались далеко вперед. Овирапторы обладали длинными передними конечностями хватательного типа. У одного из овирапторов на черепе позади ноздрей возвышался гребень, поддерживаемый сильно фенестрированной костной перегородкой. Внешне этот гребень несколько напоминал казуарий, но, видимо, был наполнен в основном мягкими тканями. Наличие такого "мягкого" гребня косвенно свидетельствует в пользу возможной теплокровности овирапторов. Изучение хищных динозавров приобрело сейчас особую актуальность в связи с гипотезой происхождения от них птиц, разрабатываемой Дж. Остромом [32]. В этом вопросе остается много неясного, но сходство длинноруких теропод с птицами по ряду существенных структур бесспорно.

Немало интересных новых материалов получено и по третичным млекопитающим, в особенности по палеогеновым тапироидам [16], кондилартам [6], диноцератам, носорогам, грызунам и некоторым другим группам. Интересным кажется то, что в древнейшей палеогеновой фауне Монголии, обнаруженной в Южной Гоби (Наран-Булак и др.), найдена определенная примесь форм мелового облика таких, как дельтатерииды, мультитуберкуляты, заламбдолесты, сопутствующих типичным палеогеновым группам млекопитающих.

Важные находки сделаны и по другим группам позвоночных — неогеновым млекопитающим, палеогеновым и третичным птицам [12, 30]. В 1977 г. удалось добыть фрагментарные остатки нижнемеловых птиц; напомним, что помимо верхнеюрского археоптерикса, птицы до сих пор были известны лишь начиная с верхнего мела. В научном отношении особенно большое значение имеет, по-видимому, открытие богатейшей фауны насекомых в нижнемеловых озерных отложениях, широко развитых на территории Монголии [15].

В настоящее время публикуются лишь предварительные результаты изучения ископаемых насекомых Монголии, но уже сейчас можно утверждать, что по многообразию форм нижнемеловая энтомофауна Монголии является самой богатой в мире. Коллекция нижнемеловых насекомых из Монголии насчитывает тысячи образцов, относящихся к сотням видов. Она превзошла коллекцию нижнемеловых насекомых из Забайкалья — единственную, сопоставимую с монгольской по богатству форм. Основное научное значение имеет, пожалуй, не видовое разнообразие этих сборов, а то, что на материале из Монголии и Забайкалья впервые удалось просле-

диль пути преобразования типично мезозойской энтомофауны, свойственной нижним горизонтам нижнего мела, в энтомофауну кайнозойского облика, характерную для верхних горизонтов нижнего мела. Этот переход совершается в относительно короткий (в геологическом смысле) промежуток времени.

В Монголии, в отличие от Забайкалья, собрано гораздо больше материалов по другим группам животных мелового периода и потому здесь впервые удалось сопоставить изменения, происходившие в энтомофауне, с изменениями, совершавшимися в некоторых группах позвоночных. Плацентарные млекопитающие, древнейшие представители которых, очевидно, были насекомоядными животными, появились в Монголии примерно одновременно с насекомыми кайнозойского облика. Если учесть, что покрытосеменные растения заняли господствующее положение в биоценозах также к концу нижнего мела, то нам удастся проследить на фактическом материале в Монголии (и отчасти в Забайкалье) некоторые существенные этапы преобразования мезозойской биоты в кайнозойскую. Б.Б. Родендорф и В.В. Жерихин [17] делают даже вывод, что последующие преобразования континентальных биоценозов были предопределены изменениями, совершившимися еще в раннем мелу. Решающую роль в этой биоценотической революции сыграло, по-видимому, появление в начале мела покрытосеменных растений, приведшее к появлению насекомых кайнозойского облика (в частности, насекомых-опылителей).

Б.Б. Родендорф и В.В. Жерихин [17], подчеркивая относительную скоротечность процесса преобразования нижнемеловой фауны, сравнивают эту биоценотическую революцию с современными изменениями в биосфере, вызванными все возрастающим и подчас непредвиденным по своим последствиям воздействием человека на природную среду. Нам кажется это утверждение несколько преувеличенным. Порядок величин в современном и раннемеловом биоценотическом кризисах совершенно различный. Современный кризис длится несколько десятилетий; если даже считать, что он начался с момента перехода человека к возделыванию сельскохозяйственных растений, распашке земель и с начала истребления крупных охотничьих животных, то его продолжительность не превысит 10 тыс. лет. Смена в биоценозах голосеменных растений покрытосеменными и насекомых мезозойского облика кайнозойскими совершалась, по-видимому, на протяжении нескольких миллионов лет. Нельзя считать доказанным и то, что в процессе смены мезозойской фауны и флоры на кайнозойскую решающим моментом оказалось появление покрытосеменных и насекомых кайнозойского облика. Первые симптомы вымирания у основных групп меловых динозавров — гадрозавров и хищных теропод — появляются лишь в середине верхнего мела. Некоторые группы рептилий вообще благополучно переживают мел. Среди ящериц, например, основные эволюционные изменения совершались где-то в юре, а в мелу уже существуют представители современных семейств. Особый характер смены фауны наблюдается среди черепах (см., например [20]). Не следует преувеличивать и значения первого появления плацентарных млекопитающих в середине верхнего мела, поскольку первые плацентарные ничем особенным не отличались от пантотериев, а повсеместно они стали распространены только в позднем мелу. По-видимому, меловой биоценотический кризис был, если можно так выразиться, многоступенчатым, растянутым во времени, по крайней мере, на весь меловый период, т.е. почти 100 млн. лет. Вряд ли можно сейчас проследить в этом продолжительном процессе смену мезозойской биоты на кайнозойскую. Вероятно, не меньшее значение, чем появление первых плацентарных, играло вымирание основных групп меловых динозавров и эволюционные изменения среди других групп наземных позвоночных. Но даже внося все эти поправки, мы не можем не согласиться, что в Монголии удастся проследить один из наиболее значительных этапов глобальной перестройки органического мира в меловом периоде. Особенно важно при этом, что внедренный палеоэнтомологами ССМПЭ широкий системный подход позволил хотя бы частично выявить механизм процессов, совершавшихся в биоценозах раннего мела в период начавшегося глобального биоценотического кризиса.

Биоценотические революции неоднократно совершались в истории Земли. Их изучение позволяет лучше понять процессы, происходящие в биосфере и в наше

время. До сих пор наиболее полно изученной глобальной биоценотической революцией была, пожалуй, плейстоценовая, тесно связанная с ледниковыми периодами. Палеонтологические исследования в Монголии приводят к быстрому углублению наших знаний о меловой биоценотической революции, что придает им большую актуальность. Для понимания мелового биоценотического кризиса большое значение имеет также изучение древнейших третичных млекопитающих Монголии, в составе которых обнаруживается все больше групп мелового облика (дельтатерииды, мультитуберкуляты, заламбдолестиды). Аналогичная картина наблюдается и в отношении черепах, отдельные роды которых (*Mongolomys* и др.) переходят из верхнего мела в палеоцен, существенно не меняя своего облика [20]. Эти факты как будто свидетельствуют против представлений о значительности перерыва между меловыми и древнейшими третичными (палеоценовыми) отложениями на территории Монголии. Однако корни большинства появляющихся в палеоцене групп млекопитающих остаются неясными, что побуждает пока воздержаться от окончательных выводов по этому вопросу.

Основные итоги палеонтологических исследований сводятся к следующему.

1. К настоящему времени усилиями всех проведенных палеонтологических экспедиций Монголию можно считать одной из наиболее изученных в палеонтологическом отношении стран зарубежной Азии. В некоторых отношениях палеонтологическая история Монголии известна сейчас полнее, чем таких стран, как Китай и Индия. Определены основные комплексы фауны, характеризующие главные стратиграфические горизонты морского палеозоя; ведется работа по биогеографическому районированию территории в палеозое; весьма полно охарактеризована континентальная фауна мела; выявлены основные комплексы фауны млекопитающих, черепах и птиц палеогена и неогена Монголии; на материале Монголии выполнен ряд первоклассных исследований по морфологии и филогении черепах, динозавров и млекопитающих. Вся эта гигантская работа проделана в кратчайшие сроки, всего за 50–60 лет.

2. Результаты экспедиционных исследований на территории МНР оказали существенное влияние на развитие палеонтологической науки в целом. Ряд проблем, имеющих важнейшее значение для развития мировой палеонтологии, особенно успешно разрабатывается на материалах Монголии. К их числу относится проблема смены фауны и флоры в конце мезозоя, разработка которой значительно углубляет наши представления о закономерностях протекания глобальных биоценотических кризисов в истории Земли. Изучение монгольских материалов резко изменило наши представления о путях эволюции такой важной группы позвоночных, как хищные динозавры. С наибольшей полнотой именно в Монголии выявляется состав палеогеновых фаун млекопитающих и удается проследить закономерности эволюции этих фаун. Сколько-нибудь плодотворную разработку перечисленных вопросов сейчас невозможно вести без учета результатов исследования материалов Монголии. Наконец, наиболее полные материалы по нижнемеловым насекомым получены сейчас из Монголии.

3. В результате совместной работы с советскими и польскими палеонтологами в МНР выросли собственные кадры высоко квалифицированных научных работников в области палеонтологии: Ведущие монгольские специалисты, такие как Р. Барсболд и Д. Дашзэвг, пользуются международным признанием, их труды цитируются учеными США, Англии, Франции, ФРГ и других стран. Это — большое достижение, имеющее не только чисто научное, но и социальное значение.

Надо признать, что в работе ССМПЭ имеются не только достижения, но и определенные недостатки. Нельзя не отметить отставание в темпах научной обработки добытых ССМПЭ материалов по целому ряду групп (археоциаты, трилобиты, насекомые, рыбы, амфибии, ящерицы, нижнемеловые млекопитающие и др.). Резко отстает палеоботаническое изучение Монголии — сколько-нибудь полно до сих пор охарактеризована лишь водорослевая флора кембрия МНР. Почти ничего не известно о палеозойских ихтиофаунах. Досадным пробелом остается практически полное отсутствие материалов по континентальным позвоночным из “глубоких” горизонтов мезозоя — юры и триаса, хотя находка единичной кости лабиринто-

донта в триасе Монголии [10] позволяет надеяться на возможность известных успехов в этом направлении.

Естественно, что необходимо форсировать изучение отстающих групп. Желательно организовать поиски континентальных позвоночных в юре и триасе Монголии. Основные усилия ССМПЭ в ближайшие годы по-прежнему должны быть сконцентрированы на поисках и изучении меловой и палеогеновой континентальной фауны (и флоры). Именно в этой области из Монголии происходит уникальный материал, позволивший вести успешную разработку научных проблем первостепенного значения. Особенно перспективными кажутся исследования по древнейшим кембрийским организмам. Успешное развертывание этих исследований требует широкой комплексации усилий специалистов различных профилей и более широкого привлечения к этой тематике палеоботаников.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеева Р.Е.* Новые раннедевонские теребратулиды Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
2. *Барсболт Р.* К эволюции и систематике позднемезозойских хищных динозавров. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
3. *Барсболт Р.* Новые данные о теризинозавре (*Therizinosauridae*, *Thegoroda*). — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
4. *Беляева Е.И., Трофимов Б.А., Решетов В.Ю.* Основные этапы эволюции млекопитающих в позднем мезозое — палеогене Центральной Азии. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
5. *Воронин Ю.И., Дроздова Н.А.* Древнейший археоциатово-водорослевый комплекс Западной Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
6. *Дашзвэг Д.* Новые мезоникиды (*Condylarthra*) из палеогена Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
7. *Дмитриева Е.Л.* Антилопы неогена МНР и сопредельных территорий (Тр. Совместн. Сов.-Монг. палеонтол. экспед., вып. 6). М.: Наука, 1977.
8. *Ефремов М.Б.* Хампсозаврид из нижнего мела Монголии. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
9. *Жегалло В.И.* Гиппарионы Центральной Азии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. палеонтол. экспед., вып. 7). М.: Наука, 1977.
10. *Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Дуранте М.В., Шишкин М.А.* Опорный разрез континентальных отложений верхнего палеозоя и триаса Южной Монголии с первыми находками лабиринтодонтов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 7.
11. Ископаемая фауна и флора Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. палеонтол. экспед., вып. 2). М.: Наука, 1975.
12. *Курочкин Е.Н.* Новые данные о птицах плиоцена Западной Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
13. Палеонтология и биостратиграфия Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. палеонтол. экспед., вып. 3). М.: Наука, 1976.
14. *Пельман Ю.Л.* Брахиоподы и пробивальнии раннекембрийского возраста из Котловины Больших Озер (Монгольская Народная Республика). — В кн.: Фауна и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
15. *Пономаренко А.Г., Попов Ю.А.* Местонахождение остатков вымерших насекомых на территории Монгольской Народной Республики. — В кн.: Фауна и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
16. *Решетов В.Ю.* Обзор раннетриетических тапириобразных Монголии и СССР. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
17. *Родендорф Б.Б., Жерихин В.В.* Палеонтология и охрана природы. — Природа, 1974, № 5.
18. *Сидяченко А.И.* Ордовикские граптолиты Монголии. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
19. *Суханов В.Б., Нармандах П.* Новая раннемеловая черепаха из континентальных отложений Северной Гоби. — В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974.
20. *Суханов В.Б., Нармандах П.* Палеоценовые черепахи Монголии. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976.
21. *Суханов В.Б., Нармандах П.* Предварительные итоги изучения вымерших черепах МНР. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 5.
22. *Суханов В.Б., Нармандах П.* Черепахи группы *Basilemys* (*Chelonia*, *Dermatemydidae*) в Азии. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
23. *Сысоев В.А.* О первых находках хилоптов в Монголии. — В кн.: Ископаемая фауна и флора Монголии. М.: Наука, 1975.
24. *Трофимов Б.А., Решетов В.Ю.* Азия как центр развития млекопитающих. — Природа, 1975, № 5.
25. Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. палеонтол. экспед., вып. 1). М.: Наука, 1974.
26. Фауна, флора и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. палеонтол. экспед., вып. 4). М.: Наука, 1977.
27. *Kielan-Jaworowska Z.* Skull structure and affinities of the Multituberculata. — *Palaeontol. polon.*

- 1971, N 25. Results of the Polish-Mongolian palaeontological Expedition, Part 3.
28. *Kielan-Jaworowska Z.* Evolution of the Therian mammals in the Late Cretaceous of Asia. Part 1. Deltatheriidae. — *Palaeontol. polon.*, 1975, N 33. Results of the Polish-Mongolian Palaeontological Expedition, Part 6.
29. *Kielan-Jaworowska Z.* Preliminary description of two new Eutherian genera from the Late Cretaceous of Mongolia. — *Palaeontol. polon.*, 1975, N 33. Results of the Polish-Mongolian Palaeontological Expedition, Part 6.
30. *Kurochkin E.N.* A survey of the Palogene Birds of Asia. — In: Collected papers in Avian paleontology honoring the 90 th birthday of Alexander Wetmore. City of Washington, 1976.
31. *Osmolska H.* New light on skull anatomy and systematic position of Oviraptor. — *Nature, London*, 1976, 262, p. 683–684.
32. *Ostrom J.H.* Archaeopteryx and the origin of birds. — *Biol. j. Linnean Soc.*, 1976, 8, N 2.
33. *Sulimski A.* *Adamisaurus magnidentatus* n. gen., n. sp. from the Upper Cretaceous of Mongolia. — *Palaeontol. polon.*, 1972, N 27. Results of the Polish-Mongolia Palaeontological Expedition, Part 4.
34. *Sulimski A.* *Macrocephalosauridae* and *Polyglyphanodontidae* (Sauria) from the Late Cretaceous of Mongolia. — *Palaeontol. polon.*, 1975, N 33. Results of the Polish-Mongolian Palaeontological Expedition, Part 6.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

(Краткая объяснительная записка)

За последние годы, благодаря разнообразным исследованиям, проведенным Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР, НИИЗарубежгеологией Министерства геологии СССР, Министерством геологии и горнорудной промышленности МНР и другими организациями, был накоплен большой фактический материал по вещественной характеристике и структурному положению различных геологических образований, позволивший впервые составить карту магматических формаций для всей территории Монголии.

Эта карта в рабочем варианте была продемонстрирована в сентябре — октябре 1977 г. в Улан-Баторе на научной сессии Советско-Монгольской геологической экспедиции по итогам ее 10-летней деятельности, посвященной 60-летию Великой Октябрьской социалистической революции.

Следует отметить далеко не равномерную изученность вещественного состава выделенных на карте формаций в различных районах страны, а следовательно, и достоверность их формационной принадлежности. Так, все еще чрезвычайно слабо изучены вулканогенные и интрузивные породы в Озерной зоне на западе Монголии, вулканогенные толщи Южно-Гобийских районов, осадочно-метаморфические и метаморфические комплексы большинства районов страны. Поэтому публикуемая карта магматических формаций МНР названа схематической. Она представляет коллективный труд сотрудников Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР и НИИЗарубежгеологией Министерства геологии СССР. Работа выполнялась под научным руководством академика А.Л. Яншина, члена-корреспондента АН СССР И.В. Лучицкого, начальника советской части Советско-Монгольской геологической экспедиции Н.С. Зайцева и заведующего сектором "Геология МНР" НИИЗарубежгеологии Р.А. Хасина. В разработке легенды и составлении карты магматических формаций принимал участие большой коллектив советских и монгольских специалистов: В.А. Благоданов, С.П. Гаврилова, Н.С. Зайцев, Л.П. Зоненшайн, В.И. Коваленко, П.В. Коваль, Б. Лувсанданзан, И.В. Лучицкий, А.И. Лучицкая, Б. Лхасурэн, М.С. Нагибина, Д. Оролмаа, И.П. Палей, А.Я. Салтыковский, О.Д. Суетенко, В.И. Тихонов, О. Томуртоогоо, Л.В. Филиппов, И.Б. Филиппова, Д.И. Фрих-Хар, Р.А. Хасин, Г. Энджин, В.В. Ярмолук и Р.М. Яшина.

При составлении карты магматических формаций МНР были использованы различные карты и другие геологические материалы [1—3, 7, 9, 12, 13, 15, 17].

Главный принцип, положенный в основу составленной карты магматических формаций, — их вещественный состав. При этом разделение интрузивных и вулканических (субвулканических, экструзивных, эффузивных, пирокластических) формаций произведено по петрохимическим и петрографическим признакам с учетом известных в литературе определений понятия магматическая формация [11 и др.]. Все магматические формации по вещественному составу подразделены на два крупных формационных ряда: известково-щелочной и собственно щелочной. В отдельную группу формаций выделена офиолитовая ассоциация.

Известково-щелочной формационный ряд разделен на нормальную серию и серию повышенной щелочности. В формационных рядах и сериях по кремнекислотности пород выделены группы формаций: габброидная, гранодиоритовая, гранитовая, лейкогранитовая, граносиенитовая, щелочных интрузивных пород, а также различных вулканических пород с участием базальтов, андезитов, дацитов, липари-

тов, трахибазальтов, трахиандезитов, трахилипаритов и т.п. При разделении пород на формационные ряды и серии использовалась в основном диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [14] с учетом прямых признаков щелочности пород (высокий коэффициент агаитности — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$, ат. колич.), присутствия или отсутствия щелочных минералов: нефелина, лейцита, щелочных темноцветных минералов и других, парагенезиса минералов повышенной щелочности [10].

Рассматривая карту, следует иметь в виду, что мезозойские интрузивные породы ранее были разделены на геохимические типы [6, 7], но поскольку геохимические типы и формации магматических пород выделяются на основании вещественных признаков, можно считать эти понятия близкими по смыслу. Различия между ними заключены главным образом в масштабности описываемых образований. Геохимический тип определяется для каждого конкретного массива мезозойских пород, тогда как формация нередко обнимает целый интрузивный комплекс, т.е. группу массивов. Отсюда следует, что домезозойские формации на представленной карте — более обобщенные категории, чем мезозойские.

Возраст магматических пород показан в соответствии с их индексацией на Геологической карте МНР [2], но с значительными уточнениями, которые авторы карты магматических формаций сделали на основе результатов оригинальных работ последних лет. Возрастные индексы магматических формаций приведены в легенде карты.

В настоящей объяснительной записке в связи с ее краткостью анализ распределения магматических формаций в пространстве и времени проведен в основном по обобщенным хронологическим этапам, отражающим главные "вспышки" магматизма в эволюции геологической структуры территории МНР: 1) нижний палеозой (кембрий — ордовик); 2) средний палеозой (силур, девон и местами нижний карбон); 3) верхний палеозой (карбон и пермь); 4) ранний мезозой (триас, иногда с элементами верхней перми, — нижняя и средняя юра); 5) поздний мезозой (верхняя юра — нижний мел); 6) кайнозой. Гипербазиты отнесены к вневозрастным формационным категориям.

Необходимо подчеркнуть также, что эффузивные породы в пределах МНР нередко входят в состав сложных осадочно-вулканогенных формаций. В этих случаях вулканогенные породы на карте выделены из этих сложных образований и показаны в соответствии с принятой легендой. В отдельных местах обособление формаций эффузивных пород из вулканогенно-осадочных серий сделано условно и вне масштаба с тем, чтобы принципиально отразить их присутствие в том или ином районе, как это сделано, например, для толеитовых базальтов Хэнтэйской зоны. Кроме того, в легенде указан преимущественно морской или континентальный характер формирования вулканогенных формаций.

Офиолитовая ассоциация представлена тесной пространственно и структурно связанной группой пород — гипербазитами, габброидами и различными преимущественно зеленокаменно-измененными базальтами. На карте в состав офиолитовой ассоциации в некоторых случаях включены также обычные базальты и андезитобазальты известково-щелочного ряда и кремнистые породы, которые переслаиваются в разрезе с базальтами и картографически не могут быть показанными отдельно. Эти базальтоиды характеризуются насыщенностью кремнеземом, низким содержанием K_2O ($< 0,5\%$) и увеличением железистости при переходе от основных к сравнительно более кислым дифференциатам. Как правило, в таких базальтах проявлены палеотипные зеленокаменные изменения. Петрохимическое сопоставление этих базальтов МНР в отдельных случаях указывает на их сходство с современными океаническими толеитовыми базальтами [4].

Формационный ряд известково-щелочных (нормальных) пород включает преимущественно андезито-базальтовые, липаритовые, гранодиоритовые и гранитовые формации с нормальным содержанием в породах щелочей ($< 8,0\%$ на гранитном уровне кремнекислотности) и повышенной щелочности ($> 8,0\%$ на гранитном уровне кремнекислотности). Для этих формаций характерна гомодромная эволюционная направленность, при которой меланократовость уменьшается в более поздних и кислых разновидностях. Для серии пород повышенной щелочности известково-щелочного

формационного ряда характерно более высокое содержание Na_2O и K_2O , но при отсутствии в породах щелочных темноцветных минералов, нефелина, лейцита и др.

Интрузивные породы данного формационного ряда нормальной щелочности подразделены на следующие группы: габброидную (с диоритами и плагиогранитами), гранодиорит-гранитовую, гранитовую и лейкогранитовую с выделением в последней литий-фтористых гранитов. Литий-фтористые граниты содержат минералы фтора и лития (топаз, литиевые слюды) и отличаются от обычных лейкогранитов повышенными $> (0,15\text{F} + \text{Li}_2\text{O}, \text{вес.}\%)$ концентрациями упомянутых элементов [7]. Формации известково-щелочного ряда повышенной щелочности включают несколько групп: монцонитоидную (с сиенитами и гранитами), граносиенитовую (с сиенитами) и лейкогранитовые (с граносиенитами). Среди вулканических формаций известково-щелочного ряда нормальной щелочности выделены следующие группы формаций: базальтовая, андезит-базальтовая, андезит-дацитовая, дацит-липаритовая. К серии пород повышенной щелочности принадлежат базальт-трахибазальт-трахиандезитовая, андезит-липарит-трахилипаритовая и липарит-трахилипаритовая формации.

Формационный ряд щелочных пород, главным классификационным признаком которых является наличие щелочных минералов (нефелина, лейцита, щелочных амфиболов и пироксенов) в нормативном и модальном выражении, включает из интрузивных формаций щелочно-габброидную (с ийолит-уртитами и фойяитами), сиенитовую с фельдшпатоидами и щелочногранитовую, а из вулканических пород — формации калиевых щелочных и фельдшпатоидных вулканогенных пород с карбонатитами, трахиандезит-трахилипарит-трахитовую с комендитовым уклоном химизма, щелочных платобазальтов: а) натриевых, б) натриево-калиевых, в) нерасчленившихся по составу.

Помимо названных выше формаций, на карте особыми условными знаками показаны интрузивные и эффузивные породы не установленной формационной принадлежности. Из интрузивных пород к ним относятся докембрийские и некоторые фанерозойские гранитоидные образования, из эффузивных — некоторые основные и кислые породы фанерозоя.

Остановимся несколько подробнее на пространственном и временном распределении магматических формаций на территории МНР.

Офиолитовая ассоциация. Породы, отнесенные к этой ассоциации, известны на юге Прихубсугулья, в восточной части котловины Больших озер, в Баянхонгорской зоне, на востоке Монгольского Алтая, в центральной части Хэнтэйского нагорья и в Южной Монголии. Во всех этих районах базальты океанического толитового типа вместе с гипербазитами входят в состав офиолитовых комплексов.

В возрастном отношении наблюдается пространственное смещение базальтов (и офиолитов) от более древних на севере, к более молодым — на юге. Наиболее древние из них ($R-E_1$) расположены преимущественно в пределах Северного (раннекаледонского) мегаблока. Более молодые (PZ_1) пространственно почти смыкаются с рифей-нижнекембрийскими их аналогами южной окраины Хангайского нагорья. Среднепалеозойские офиолиты ($S-D$) распространены исключительно в Южном мегаблоке, самые молодые (C_2-P_1) известны на крайнем юге страны — в пределах Солонкерской зоны, откуда они уходят во Внутреннюю Монголию.

Известково-щелочные формации нормальной щелочности особенно широко распространены на территории Монголии. Среди них преобладают интрузивные формации гранодиоритов и гранитов (Монгольский Алтай, Хангай-Хэнтэйская область, Прихубсугулье, Центральная и Восточная Монголия). Менее характерны эти формации для Южной Монголии. Вулканические формации этой серии проявлены более ограниченно, чем интрузивные гранитоидные формации. Пространственно они приурочены к обрамлению Хангай-Хэнтэйской области, а также занимают основную часть Южной Монголии.

Нижнепалеозойские известково-щелочные интрузивные формации сосредоточены преимущественно в пределах двух концентрических дугообразных зон, окаймляющих центральную часть Хангай-Хэнтэйской области: а) внутренней, прослежи-

вающейся вдоль северной, западной и южной периферических частей Хангайского нагорья; б) внешней, занимающей Прихубсугулье, Монгольский Алтай, Центральную и Восточную Монголию. Между этими зонами располагаются поля нижнепалеозойских известково-щелочных вулканитов (Северо-Хангайская зона разломов, Долина озер). На востоке страны раннепалеозойские известково-щелочные вулканиты в основном распространены южнее области развития раннепалеозойских гранитоидных формаций.

Среднепалеозойские интрузивные известково-щелочные формации сосредоточены в основном в Монгольском Алтае и в меньшей степени в Южно-Монгольской зоне, а вулканогенные формации — только в Монгольском Алтае. Нижнепалеозойские формации известково-щелочных пород располагаются во внутренней части Хангайского нагорья (интрузивные) и в Южной Монголии (интрузивные и эффузивные).

Все рассмотренные выше интрузивные породы палеозоя объединены в гранодиоритовую и гранитовую формации, а эффузивные породы палеозойского возраста преимущественно представлены андезито-базальтовой и липаритовой формациями. В мезозое, кроме известково-щелочных гранодиоритовых и гранитовых формаций, к которым пространственно тяготеют сравнительно редкие проявления габброидной формации, широко распространены лейкократовые формации со специфическими литий-фтористыми гранитами. При этом гранодиоритовые формации тяготеют к центральной части Хэнтэйского нагорья, образуя ядро раннемезозойского ареала магматизма, а лейкогранитовые формации — к северо-западной, западной и юго-восточной окраинам Хэнтэя, где они образуют внутреннюю часть зоны "распыленного" магматизма мезозойского ареала [8]. Вулканогенные формации известково-щелочных пород нормальной щелочности для мезозоя не характерны.

Формации известково-щелочных пород повышенной щелочности достаточно широко представлены на всей территории МНР (Хангай-Хэнтэйское нагорье в целом, Монгольский Алтай, Южная Монголия). Для Северного мегаблока намечаются определенные различия между западной и восточной частями. На западе широко распространены крупные (батолитообразные) интрузивные тела лейкогранитовой формации повышенной щелочности, а эффузивные формации проявлены слабо. На востоке, наоборот, весьма полно представлена формация эффузивных пород, хотя интрузивные лейкограниты также имеются. В Южной Монголии установлено значительное количество массивов габбро-монцонит-граносиенитовой формации.

В Хангай-Хэнтэйском нагорье известково-щелочные формации пород повышенной щелочности характеризуются грубоконцентрическим распределением. Интрузивные формации приурочены к периферии нагорья, окаймляя его почти сплошным кольцом, а также образуют изометричное поле в восточной части нагорья. Выходы вулканогенных пород рассматриваемой серии обрамляют область проявления интрузивных образований с севера (вдоль Хангайских разломов), юга и востока. В пространственной ассоциации с вулканическими образованиями наблюдаются сравнительно небольшие тела интрузивных пород.

За пределами Хангай-Хэнтэйского нагорья и окаймляющих его вулканических поясов также проявлены интрузивные тела известково-щелочных пород повышенной щелочности (Прихубсугулье, Монгольский Алтай, юг Центральной и Восточной Монголии), которые концентрируются в виде внешнего кольца по отношению к центральной части Хангай-Хэнтэйского нагорья.

Формации известково-щелочных пород повышенной щелочности на территории МНР проявляются начиная с девона, когда сформировались крупные интрузивные массивы в Прихубсугулье, в Монгольском Алтае и в Хангае. Верхнепалеозойские формации этой серии распространены шире и представлены как интрузивными, так и эффузивными образованиями. Интрузии образуют почти непрерывную полосу выходов по периферии Хангай-Хэнтэйского нагорья, а эффузивы окаймляют ее. В Южной Монголии отмечаются верхнепалеозойские вулканоплутонические ассоциации (с контрастными базальт-трахилипаритовыми вулканитами), которые, однако, распространены ограниченно.

Подобно другим породам мезозойского возраста, мезозойские формации известково-щелочного ряда повышенной щелочности развиты преимущественно на востоке страны. Интрузии лейкогранитовой формации тяготеют к обрамлению зоны наиболее крупных (батолитообразных) массивов гранодиоритовой формации в Хэнтэе. С юга, востока и севера полоса этих интрузий окаймляется полями мезозойских эффузивов базальт-трахиандезитовой и липарит-трахилипаритовой формаций. Вулканические породы этих формаций известны и в западных районах МНР, где приурочены к зоне Главного Монгольского линейного элемента.

Формации щелочных пород. Среди этих наименее распространенных на территории МНР магматических образований преобладают кайнозойские щелочные платобазальты, слагающие ряд крупных полей в центральной и юго-восточной частях страны. Щелочные породы других формаций (щелочногабброидной, сиенитовой с фельдшпатоидами, щелочногранитовой и др.) известны лишь в двух районах, расположенных к северу (Прихубсугулье, Хангайская зона разломов) и югу (юго-Восточная Монголия) от Хангай-Хэнтэйского нагорья.

Среднепалеозойские (D_1) щелочные породы распространены только на севере Монголии (Прихубсугулье). Они представлены формацией щелочных габброидов и приурочены к Тувино-Монгольскому поясу щелочных пород.

Верхнепалеозойские формации этого типа развиты к северу и югу от Хангай-Хэнтэйского нагорья. В пределах зоны Хангайских разломов они образуют, по Р.М. Яшиной [17], Северо-Монгольский пояс щелочных гранитов и сиенитов; на юге страны участвуют в строении Южно-Гобийского пояса щелочных пород [8], где с щелочными гранитами тесно связаны вулканиты трахилипарит-командитового состава.

Мезозойские щелочные породы известны на юге и севере страны, в пределах Южно-Гобийского пояса и Джидинского района. Они представлены ассоциацией джидинских сиенитов и щелочных гранитов, с одной стороны, а с другой – ассоциацией эффузивных и интрузивных щелочных и фельдшпатоидных пород с карбонатитами, которые тяготеют к зоне Главного Монгольского линейного элемента, а также щелочными и псевдолейцитовыми сиенитами.

Кайнозойские щелочные платобазальты слагают ряд полей в пределах широкой меридиональной полосы, протягивающейся к югу от Прихубсугулья через центральную часть Хангая (калиевые базальты), и образуют крупное лавовое плато Дариганга на востоке страны (натриевые базальты) [5]. Кроме того, в виде небольших выходов они рассеяны по всей Южной Монголии.

Завершая краткую характеристику пространственно-временного распространения формационных рядов магматических пород в пределах Монголии, следует отметить закономерные изменения во времени их составов для отдельных регионов. В тех районах, где установлены офиолитовые ассоциации, они являются наиболее ранними. Во времени они сменяются известково-щелочными формациями, среди которых, как правило, преобладают вулканические породы. На более поздних стадиях развития в этих районах появляются известково-щелочные образования повышенной щелочности. В Южной Монголии этот ряд завершается формированием щелочных пород.

В Монгольском Алтае, Хангае и Восточной Монголии наиболее ранними являются формации известково-щелочных пород, главным образом интрузивные. Во времени они сменяются породами повышенной щелочности, а затем и щелочными (Хангай).

Из рассмотрения карты и ее предварительного анализа можно сделать следующие выводы, касающиеся общих закономерностей пространственного распределения магматических формаций на территории МНР.

1. Магматические породы занимают преобладающую часть территории страны. В связи с этим несомненно, что магматические породы являются важнейшим элементом геологической структуры Монголии.

2. Интрузивные и эффузивные формации разного состава распределены неравномерно по территории МНР, образуя закономерно расположенные в пространстве и времени ассоциации магматических пород. Общая структура ареала магматизма

на территории МНР является грубо концентрической. Как представляется большинству авторов карты, ядром или центральной частью этой структуры являются громадные (батолитообразные) массивы интрузивных магматических пород (преимущественно гранитоидов) Хангай-Хэнтэйского нагорья. К южной периферии этого "ядра" тяготеют протяженные пояса базальтов океанического типа с ультрабазитами, входящими в состав офиолитов.

С юга, запада и севера Хангай-Хэнтэйское "ядро" гранитоидных батолитов обрамляется полями разновозрастных вулканических пород. В свою очередь последние окаймляются зонами преимущественного развития интрузивного магматизма (Прихубсугулье, весь Алтай, южные части Центрально-Монгольского и Восточно-Монгольского регионов). С юга эта зона ограничивается и, видимо, обрезается линией Главного Монгольского линеамента, трассирующегося протяженным поясом пород офиолитовой ассоциации. Южнее этой зоны разломов распространены плутонические и вулканические породы. Напомним, что эта картина является совокупной, отражающей проявления на территории МНР разновозрастного магматизма.

3. Наиболее широко распространенными являются формации известково-щелочных магматических пород (интрузивных и эффузивных); среди интрузивных пород — гранодиоритовые и гранитовые формации, среди вулканических — базальт-андезитовая и липаритовая. К наиболее редким формациям относятся формации щелочных пород (интрузивных и эффузивных), а также интрузивных литий-фтористых лейкогранитов.

4. Наиболее крупные по размерам массивы, приближающиеся к батолитовым, сложены породами гранодиоритовых и гранитовых формаций. Величина их в общем уменьшается во все стороны от Хангай-Хэнтэйского ядра.

5. На карте отчетливо видны различия в формационном строении северной и южной частей МНР, разделенных Главным Монгольским линеamentом. В северной части значительно шире, чем в южной, представлены гранитоидные формации. Очевидно, этот факт, демонстрирующий различие магматизма Северного (преимущественно каледонского) и Южного (преимущественно герцинского) тектонических мегаблоков, объясняется наличием более древней и мощной континентальной коры в Северном мегаблоке. Вместе с тем вулканогенные известково-щелочные формации в Северном и Южном мегаблоках пользуются примерно равным распространением.

6. На карте отражены различия западной и восточной частей МНР по распространенности лейкогранитовых формаций нормального известково-щелочного ряда. Последние развиты исключительно в восточной части МНР, в то время как в западной значительно шире распространены лейкократовые формации повышенной щелочности. Это различие объясняется тем, что ареал мезозойских интрузивных формаций, для которых особенно характерны нормальные лейкограниты известково-щелочного ряда, размещается только в восточной части страны.

7. Развитие магматизма в складчатой структуре Монголии прошло, очевидно, через три стадии: океаническую (или геосинклинальную), маркируемую породами офиолитовой ассоциации; переходную (или орогенную), отмеченную известково-щелочными формациями нормальной щелочности; и континентальную, когда возникли магматические формации повышенной щелочности.

8. Представляется, что публикуемая карта магматических формаций может служить основой для анализа эндогенной металлогении, связанной с теми или иными формациями, и соответствующего направления поисков на эндогенные полезные ископаемые. Более подробно эта проблема рассмотрена в специальной статье В.И. Коваленко, напечатанной в настоящей книге.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Монгольского Алтая. Масштаб 1:500 000. М.: ГУГК, 1978. Составители: Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Гаврилова С. П., Девяткин Е. В. и др.
2. Геологическая карта МНР. Масштаб 1:1 500 000 под редакцией Н. А. Маринова, Н. С. Зайцева, Р. А. Хасина. М.: ГУКГ, 1971.

3. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 14). М.: Наука, 1975.
4. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралева В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
5. *Кепежинская В. В., Павленко А. С., Филиппов Л. В.* Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
6. *Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П.* Геохимические типы мезозойских гранитоидов Монголии и их металлогения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975.
7. *Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С.* и др. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
8. *Коваленко В. И., Кузьмин В. И., Зоненшайн Л. П.* и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис) (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 5). М.: Наука, 1971.
9. *Коваль П. В., Цыпуков Ю. П.* Мезозойские интрузивные ассоциации Хэнтэйского поднятия (МНР). — Докл. АН СССР, 1977, 236, № 6.
10. *Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
11. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
12. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 11). М.: Наука, 1975.
13. *Моссаковский А. А., Томуртоого О.* Верхний палеозой Монголии (стратиграфия, структура, формации) (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 15). М.: Наука, 1976.
14. Петрография. М.: Изд-во МГУ, 1976.
15. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000 под редакцией А. Л. Яншина и Н. С. Зайцева. М.: ГУГК, 1978.
16. *Тихонов В. И.* Разломы Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
17. *Яшина Р. М.* Щелочные формации сводово-глыбовой области и их металлогеническая специфика. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975.

МАГМАТИЗМ И ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛИИ¹

Магматические горные породы занимают громадные площади на территории МНР, поэтому решение ни одной крупной геологической проблемы здесь невозможно без разработки достаточно обоснованных петрогенетических схем. Магматизм Монголии и в особенности его вещественная специфика и закономерности распределения в пространстве и времени во многом определяют эндогенную металлогению страны. В связи с составлением первой прогнозно-металлогенической карты Монгольской Народной Республики становится понятной важность изучения магматизма для территории МНР. Значение петрологического, геохимического и металлогенического анализов магматических проявлений МНР далеко выходит за региональные рамки, представляя первостепенный интерес для территории СССР и для петрологии и геохимии в целом.

Территория Монголии является одним из типичных примеров континентальных складчатых поясов, развивающихся длительное время. Значение исследований магматизма этой территории определяется как особенностями ее геологического строения, так и некоторыми преимуществами организации здесь комплексных геологических работ. Уникальность геологического строения территории МНР заключается в следующем.

1. В пределах Монголии представляется возможным изучение роли магматизма в становлении и эволюции континентальной литосферы в полном разрезе между двумя крупными древними платформами: Сибирской — с севера и Китайской — с юга. Здесь в наиболее полном виде возможно решение вопросов о том, что представляло собой пространство между древними континентальными блоками в течение всего фанерозоя, какова роль в нем океанической коры, каков механизм становления и эволюции современной континентальной литосферы в этом пространстве. Уникальность территории МНР выражается не только в полноте геологических явлений, характеризующих наращивание континентальной коры между древними платформами, но и в поразительно широком временном диапазоне этого процесса (от рифея до мезозоя и даже кайнозоя). Такого региона на территории СССР нет.

2. Территория Монгольской Народной Республики занимает ключевую позицию в огромном Центрально-Азиатском складчатом и металлогеническом мегапоясе. Именно на территории МНР сочленяются крупнейшие магматические и рудные пояса СССР (из Рудного и Горного Алтая, из Тянь-Шаня, из Тувы и Восточного Саяна, из Забайкалья и Приамурья). Только знание геологического строения, истории развития и магматизма всего Центрально-Азиатского мегапояса дает возможность понять и объективно осмыслить геологию, магматизм и полезные ископаемые отдельных его частей и в первую очередь южных территорий сибирской части СССР. Анализ общего строения Центрально-Азиатского мегапояса затруднен из-за недостаточности, а иногда и полного отсутствия необходимых сведений по МНР, поэтому дальнейшие исследования этого пояса на территории МНР будут способствовать познанию геологии и магматизма всего мегапояса, в том числе сопредельной территории СССР. Изучение магматизма юга Сибири СССР привело к необходимости его исследования на территории МНР, что способствовало открытию ряда месторождений в этой стране. Все это, несомненно, будет стимулировать дальнейшие исследования в СССР с открытием и здесь новых месторождений.

¹ Настоящая статья подготовлена по результатам изучения магматических пород и связанных с ними эндогенных месторождений Монголии, полученным многочисленными исследователями и в первую очередь сотрудниками Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР за последние 10 лет.

3. Территория Монголии — арена уникального по разнообразию состава, возраста и форм проявления магматизма. Это положение подробно рассмотрено ниже.

На территории МНР проводятся комплексные геологические исследования, сочетающие в себе, в рамках Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, работы геологов, тектонистов, петрологов, геохимиков, геофизиков, специалистов по рудным месторождениям. В этих условиях появляется возможность весьма широкого и всестороннего анализа поставленных проблем с проработкой их с самых разных позиций. Такой комплексный подход очень важен для петрологии, которая, используя знания в смежных дисциплинах — геологии, геотектонике, геохимии, геофизике, учении о месторождении полезных ископаемых, обогащается и становится на действительно фундаментальную основу.

Задача предлагаемой статьи — дать общий обзор магматических пород на территории МНР с анализом их вещественной специфики, пространственного и временного распределения, а также их потенциальной рудоносности.

С самых первых шагов изучения геологии МНР (Обручев, Куплетский, Усов и др.) большое, если не решающее значение в геологической истории страны придавалось магматической деятельности. И.П. Рачковский [31] в 20–30-е годы нашего столетия связывал различные типы тектонических структур МНР с эволюционирующим глубинным магматическим очагом. Близки к этой идее были и американские геологи, работавшие в 1922–1930 гг. в Монголии [41]. Они считали, что на территории МНР имеется единый “большой монгольский батолит”, являющийся фундаментом всех структур, разнообразие которых обусловлено его многократной дифференциацией и омоложением. Особенно интенсивные геологические исследования в Монголии начали проводиться с 50-х годов и продолжаются до настоящего времени силами Министерства геологии СССР, Министерства геологии и горнорудной промышленности МНР, НИЛЗарубежгеологии, Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР и геологических организаций стран СЭВ. Они позволили составить карты: геологическую (три издания) [6, 7, 8], тектоническую [36], карту мезозойской и кайнозойской тектоники и магматизма [14], выпустить трехтомную монографию “Геология Монгольской Народной Республики” [9], 28 томов трудов Советско-Монгольской геологической экспедиции (1970–1977), ряд обобщающих монографий по петрологии и геохимии магматических пород [10, 16, 17, 24, 29]. Все эти данные мы попытались учесть в данной статье.

Одной из характерных черт магматизма Монголии является исключительно большое разнообразие магматических пород: плутонические породы от ультраосновных до ультракислых; очень редкие калиевые и натриевые щелочные породы недосыщенные, насыщенные и пересыщенные кремнеземом, а также карбонатиты; новые породы — онгониты. Возраст различных магматических пород колеблется от докембрия до четвертичных. По глубине формирования имеются разновидности, характерные для верхней мантии (включения гранатовых и шпинелевых лерцолитов) и близповерхностные (разнообразные вулканиты) со всеми промежуточными по глубинности фациями (абиссальные, мезоабиссальные, гипабиссальные). Это разнообразие магматических пород, несомненно, является благоприятным признаком потенциальной рудоносности территории МНР.

Изучение широкого спектра составов и разновидностей магматических пород привело к необходимости разработки их рациональной классификации. Естественно, что в зависимости от решаемых задач классификации магматических пород должны быть разными. А.С. Павленко, Л.В. Филиппов и А.П. Орлова [35] интрузивные породы МНР расчленили на петролого-тектонические формации на основании следующих признаков: 1) вещественный состав (петрографический и геохимический), 2) место в последовательном эволюционном ряду интрузивных пород в каждом тектоническом этапе; 3) приуроченность к определенным тектоническим структурам. Выделенные ими пять петролого-тектонических формаций (габбро-диорит-плагιοгранитная, габбро-монзонит-банатитовая, гранодиоритовая, гранит-щелочногранитоидная, адамеллит-граносиенит-порфирировая) положены в основу расчленения палеозойских интрузивных пород на тектонической карте МНР масшта-

ба 1 : 1 500 000. Более детально изученные мезозойские интрузивные породы МНР расчленены на карте мезозойской тектоники на пять геохимических типов массивов: габбро-диоритовый, гранодиорит-гранитный, стандартных гранитов, литий-фтористых гранитов и пород повышенной щелочности [20, 26]. Главный принцип этой классификации — вещественный состав пород каждого массива (средний состав или интервал колебаний составов данного массива) и связь определенного типа эндогенного оруденения с каждым из геохимических типов или их ассоциаций.

Р.А. Хасин разработал общую классификацию магматических пород МНР на основе классического формационного анализа [9]. Его классификация близка к известной общей классификации магматических формаций Ю.А. Кузнецова [22] с разделением последних на три класса: собственно геосинклинальные, орогенные и устойчивых областей.

На близких принципах к классификации Р.А. Хасина основана формационная классификация палеозойских интрузивных пород Западной и Северной Монголии, предложенная Р.М. Яшиной и С.П. Гавриловой [10]. Характерным отличием является весьма детальное расчленение формаций щелочных пород.

Все упомянутые классификации в настоящее время используются при изучении магматических пород. Однако при разработке легенды к карте магматических формаций (см. карту), являющейся основой к металлогенической карте, было решено классификацию магматических пород МНР строить на принципе вещественного состава магматических формаций. Это было вызвано необходимостью отразить на карте магматических формаций в первую очередь их вещественные признаки, которые имеют наибольшее значение для эндогенной металлогении МНР. При этом считалось, что тектоническое положение магматических формаций более объективно определяется при совместном анализе тектонической карты и карты магматических формаций МНР. В связи с этим непосредственно в легенде карты магматических формаций тектоническое положение последних не определялось. Корреляция независимо показанных на тектонической карте конкретных обобщенных структурно-формационных комплексов, отражающих определенные стадии геологического развития различных регионов МНР и конкретных магматических формаций, изображенных на карте магматических формаций, должна более объективно оценить пространственные связи магматизма и тектонических структур на территории МНР. Кроме того, в разработанной легенде к формационной карте более подробно, чем в упоминавшихся выше классификациях, расчленены магматические формации, имеющие наибольший металлогенический интерес, в частности, формаций щелочных пород и лейкогранитов.

Схематическая карта магматических формаций МНР построена на изложенных выше принципах (см. карту).

Наиболее крупными подразделениями в классификации магматических пород являются классы формаций: интрузивный и эффузивный. В каждом классе выделены несколько рядов магматических формаций, разделяющиеся по степени щелочности, а в рядах — группы формаций (по степени кремнекислотности — основности). Группы формаций, включающие конкретные формации, разделяются по возрасту.

Отдельно вне возраста выделены гипербазиты и связанные с ними габброиды, входящие в состав офиолитовых комплексов.

Класс формаций интрузивных пород включает серии известково-щелочных (нормальные и повышенной щелочности) и щелочных пород. Среди нормальных известково-щелочных пород выделены группы формаций: а) габброидная (габбро-диабазовая, габбро-плагиогранитовая, габбро-диоритовая и габбровая); б) гранодиоритовая (габбро-диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиоритовая, тоналит-гранодиоритовая); в) гранитовая (гранодиорит-гранитовая, гранитовая); г) лейкогранитовая (гранит-лейкогранитовая и лейкогранитовая литий-фтористая).

Известково-щелочные породы повышенной щелочности подразделяются на следующие группы формаций: а) лейкогранитовая (гранит-лейкогранитовая, местами

с граносиенитами и щелочными гранитами; граносиенит-гранитовая); б) граносиенитовая; в) монцонитоидная (габбро-монцонит-граносиенитовая, монцонит-граносиенитовая, габбро-сиенитовая).

В серии щелочных пород выделены формации: а) щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов; б) сиенитовая с фельдшпатоидами (сиенит-нефелинсиенитовая; псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов); в) щелочногранитовая.

В классе формаций эффузивных пород выделены следующие серии.

1. Породы преимущественно толетитовой серии (формация толетитовых базальтов местами совместно с щелочно-оливиновыми базальтами).

2. Породы известково-щелочной серии (нормальные и повышенной щелочности). Среди нормальных известково-щелочных вулканитов выделены следующие группы формаций: а) базальтовая, андезит-базальтовая и андезитовая (преимущественно морские и континентальные); б) андезит-дацитовая, андезит-дацит-липаритовая и липаритовая (преимущественно морские и континентальные); в) дацит-липаритовая и липаритовая. Известково-щелочные вулканиты повышенной щелочности включают: а) базальт-трахибазальт-трахиандезитовую формацию; б) андезит-липарит-трахилипаритовую формацию; в) липарит-трахилипаритовую формацию.

3. Серия щелочных вулканических пород с формациями: а) калиевых щелочных и фельдшпатоидных пород с карбонатитами; б) трахиандезит-трахилипарит-трахитовую; в) щелочных платобазальтов (натриевых и калиевых).

4. Серия контрастных вулканитов с базальт-липаритовой и трахибазальт-трахилипаритовой формациями.

Не останавливаясь на детальной петрографической, петрохимической и геохимической характеристиках перечисленных выше магматических формаций, которые известны по опубликованным материалам, приведем некоторые данные о металлогенической специфике этих формаций. Предварительно подчеркнем, что если по интрузивным породам данные, необходимые для металлогенического анализа, имеются (к сожалению, распределенные весьма неравномерно для разновозрастных пород), то аналогичных данных для вулканических пород значительно меньше, а по ряду формаций они практически отсутствуют. По-видимому, для прогноза оруденения на территории МНР можно было бы использовать корреляционные связи между конкретными формациями магматических пород и конкретными месторождениями. Необходимо также учитывать потенциальную металлоносность развитых на территории МНР магматических формаций, выявленную в других регионах мира. Это позволит прогнозировать новые для Монголии типы месторождений. Следуя этим путем, исследованиями экспедиции удалось установить, что территория Восточной Монголии является новой провинцией редкометального оруденения, которое до этого не было известно здесь (редкие земли, ниобий, тантал, цирконий, литий, цезий и др.). Редкометальное оруденение было прогнозировано и обнаружено на основе выявления здесь широкого развития щелочных гранитов и других щелочных пород, а также литий-фтористых гранитов [18, 24].

Металлогения ультраосновных пород офиолитовой ассоциации освещена в специальной статье настоящей книги¹, в связи с чем их характеристику мы опустим.

Из других групп формаций металлогеническая характеристика может быть дана для следующих.

Для группы габброидных интрузивных формаций нормальной известково-щелочной серии, особенно в сочетании с более молодыми лейкогранитами преимущественно натриевого характера, на территории МНР известны коренные месторождения золота (кварцево-жильного и березитового типа) [20, 26]. Однако указанная связь, по-видимому, носит парагенетический, а не генетический характер, в связи с чем ее реализация зависит от многих факторов, в том числе и не магматогенных.

С формациями гранодиоритового состава нормальной известково-щелочной серии связь эндогенных полезных ископаемых в пределах МНР пока проблематична,

¹ См. статью Л.П. Зоненшайн, О. Томуртоого "Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии".

хотя к некоторым из массивов рассматриваемых пород в Восточном Забайкалье приурочены месторождения золота, молибдена и полиметаллов, а также мелкие рудопроявления вольфрама и олова (кыринский комплекс).

Большое разнообразие видов полезных ископаемых (лиитофильного геохимического профиля) генетически связано с нормальными известково-щелочными лейкогранитовыми формациями. При этом с массивами литий-фтористых лейкогранитов ассоциируют месторождения тантала (обычно с литием, иногда с бериллием, цезием и либо с вольфрамом, либо с оловом, либо с молибденом) типа редкометалльных гранитов, олова цвиттерового типа и проявления редкоземельной минерализации во флюорит-полевошпатовых метасоматитах [16, 18, 26]. Характерна комплексность оруденения данного типа месторождений.

С лейкогранитами стандартного геохимического типа связаны многочисленные кварцево-жильные вольфрамовые, оловянные, молибденовые месторождения, иногда прожилково-штокерковые и апогранитные грейзеновые, а также месторождения тантала (иногда с бериллием, литием и цезием) [24, 26].

С известково-щелочными интрузивными породами повышенной щелочности эндогенное оруденение изучено в меньшей степени. Считается, что с породами монцитонитовых формаций (банатитами по А.С. Павленко и др. [29]) связано медно-молибденовое оруденение типа эрдэнэтского и цаган-субургинского. Однако это оруденение носит характер от низко- до среднетемпературного, а установление генетической связи такого типа оруденения с магматическими породами до сих пор дискуссионно. Заметим, что формирование медно-молибденовых руд этого типа часто сопровождается золоторудной минерализацией (Эрдэнтуин-Обо, Цаган-Субурга) [4].

С щелочными интрузивными породами в первую очередь связано редкометалльное оруденение (TR, Nb, Zr) нередко в комплексе с глиноземистым и калиевым сырьем, апатитом, целестином, флюоритом, баритом и, возможно, с магнетитом. При этом глиноземистое сырье в виде нефелиновых пород относится к формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов [10]. С сиенит-нефелинсиенитовой формацией связаны пегматитовые и метасоматические редкометалльные (TR, Nb, Zr) проявления [10], а с формацией псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов — редкоземельные карбонатиты, редкоземельные апатитовые породы, целестин, барит, флюорит и, возможно, калиевое сырье [2, 18, 19, 22]. Многие разновидности лейкократовых трахитов являются керамическим сырьем высокого качества. С массивами щелочногранитовой формации развиты редкометалльные щелочные (агпайтовые) граниты, несущие концентрированное редкоземельно-цирконий-ниобиевое оруденение, иногда с литием и торием [16, 18, 24].

Выделить конкретные виды эндогенных месторождений в формациях вулканических и субвулканических пород труднее, чем в интрузивных. В некоторых случаях это связано с недостаточной изученностью потенциальной рудоносности эффузивных пород, в других случаях это обусловлено наличием единых вулкано-плутонических ассоциаций, в которых не всегда легко выделить металлогеническую роль интрузивной и эффузивной их составляющих. Это касается медно-молибденовых месторождений, а также карбонатитов с TR, для проявлений которых характерны интрузивные и вулканические породы.

С вулканическими породами толеитового состава, имеющими океаническую природу, бывают связаны стратиформные и вкрапленные колчеданные и полиметаллические месторождения (например, на о-ве Кипр). Аналогичные вулканы известны в МНР в Южно-Монгольской и Озерной зонах (см. карту магматических формаций и объяснительную записку), в которых уже выявляются первые рудопроявления указанного типа.

С известково-щелочными вулканиками ассоциируют месторождения вкрапленных медных, медно-молибденовых, реже — медно-полиметаллических руд и золота.

С липаритовыми формациями некоторых регионов связаны месторождения типа вторичных кварцитов, флюорита, олова, редких щелочей, полиметаллов, а с контррастными вулканическими формациями — месторождения олова риолитового типа, бертрандитовых туфов (типа кайнозойской провинции западных штатов США), зо-

лота и серебра. В частности, верхнеюрско-нижнемеловые вулканиты базальт-андезит-липаритовой формации в пределах мезозойских впадин МНР (особенно на северо-востоке страны) считаются перспективными на золотое оруденение эпitherмальной золото-халцедоновой формации [3].

Наконец, отметим, что в связи с кайнозойскими щелочными платобазальтами (калиевой и натриевой линий) устанавливаются проявления полудрагоценных и поделочных камней (пироп, хризолит, лунный камень). В миндалекаменных вулканитах различного состава (например, позднемезозойских) широко распространены разнообразные агаты, нередко с друзами аметистов.

На территории МНР преобладающим развитием среди интрузивных пород пользуются гранодиориты и граниты, а среди эффузивных пород — известково-щелочные вулканиты. Породы остальных магматических формаций распространены значительно уже. Однако эта общая картина суммируется из весьма неравномерного распределения магматических пород как по территории МНР, так и во временном диапазоне магматической деятельности (от протерозоя до четвертичного периода).

В целом, как и в тектоническом плане [35], по распределению магматических формаций территория МНР отчетливо разделяется на Северный (существенно каледонский) и Южный (существенно герцинский) мегаблоки. В Северном мегаблоке значительно шире, чем в Южном, представлены гранитоидные формации, что, очевидно, обусловлено наличием в Северном мегаблоке более древней и мощной континентальной коры. Вулканиты известково-щелочной серии пользуются примерно одинаковым распространением в обоих мегаблоках, хотя формационный состав вулканитов в Северном мегаблоке более пестрый, чем в Южном. Главный тектонический шов Монголии, фиксирующий распространение герцинских эвгеосинклинальных формаций в Южном мегаблоке и разделяющий каледонскую и герцинскую области, четко трассируется также линейным распределением площадей выходов полей офиолитовой ассоциации, в частности вулканитов толентовой серии.

В крайней северной части Северного мегаблока Монголии, в области ранней каледонской консолидации, практически отсутствуют вулканогенные формации и весьма ограничено распространены гранитоидные формации. Здесь развиты только специфические интрузивные формации: габбро-гипербазитовая; щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов; сиенит-нефелинсиенитовая [10]. В то же время гранитоидные формации Северного мегаблока тяготеют к центральным его частям и представлены формациями повышенной основности (тарбагатайский, хангайский и другие комплексы) или повышенной щелочности (нумургинский и шараусгольский комплексы).

К северной части Южного мегаблока тяготеет субширотный Южно-Гобийский пояс щелочных пород с редкометальным оруденением, открытый экспедицией [26]. Щелочные породы Южно-Гобийского пояса представлены интрузивными массивами щелочно-гранитной формации, формации псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов, а также полями калиевых щелочных вулканитов с приповерхностными карбонатитами.

Карта магматических формаций иллюстрирует отличие в магматизме западной и восточной части страны. В последней значительно большим распространением пользуются формации лейкогранитов (в том числе литий-фтористых лейкогранитов) известково-щелочной серии, в то время как на западе они редки, а широко распространены гранодиорит-гранитные формации и формации лейкогранитов повышенной щелочности.

Анализ причин различия магматической деятельности в отдельных регионах МНР можно вести по двум главным направлениям: 1) изучение эволюции магматизма во времени (вертикальные ряды) и корреляции ее с основными этапами развития геосинклинальных структур; при этом выделяются магматические и металлогенические эпохи; 2) изучение эволюции относительно одновременных магматических серий в пространстве (латеральные ряды) и корреляции ее с качественно различными, но близкоодновременными тектоническими структурами с выявлением магматической и металлогенической зональности (эвгеосинклинальные зоны, зоны терригенных геосинклиналей, зоны тектоно-магматической активизации

устойчивых областей). Для обоих направлений в региональных исследованиях магматизма первостепенное значение приобретает определение возраста магматических формаций. Несмотря на колоссальный объем новых данных по абсолютной геохронологии (в первую очередь по калий-аргоновому методу), полученных преимущественно в результате работ экспедиции [10, 14, 26, 29], недостаток в возрастных определениях все еще ощущается. Проблема усложняется тем, что для относительно молодых (например, мезозойских) магматических образований калий-аргоновые возраста достаточно надежны, в то время как для более древних пород надежность их уменьшается с удревнением возраста. В частности, А.С. Павленко и другие [29] отмечают массовое омоложение калий-аргоновых возрастов для раннепалеозойских гранитоидов Западной Монголии. К сожалению, пока единичными оказываются более надежные рубидий-стронциевые и изотопно-свинцовые определения возраста магматических пород [3, 30, 32, 33]. Прямые геологические данные о возрасте остаются пока наиболее надежными, но экстраполяция этих данных (также немногочисленных) на громадные территории приводит к большой неопределенности возрастного положения многих магматических комплексов. Это следует иметь в виду при анализе как вертикальных, так и латеральных рядов магматических формаций.

В настоящее время для территории МНР выделяются следующие главные эпохи магматической деятельности.

1. Поздний Pt (1600—800 млн. лет калий-аргоновым, рубидий-стронциевым и уран-свинцовым методами), в течение которого как в Северном, так и в Южном мегаблоках формировались гранитоиды мигматит-гранитоидной формации (по основным и средним эффузивам) иногда со спилит-диабазовым и спилит-кератофировым вулканизмом.

2. Конец R—Є — раннекаледонский этап: V—Є₁ — формирование эвгеосинклинальных прогибов с офиолитовым магматизмом и толеитовым вулканизмом, типичным примером которого является Озерная зона в Северо-Монгольской системе и образование батолитовых (по размерам) тел гранитоидов гранодиорит-гранитной формации в поднятиях (Восточная Монголия); во второй половине Є₁ — главная складчатость в преобладающей части Северного мегаблока и массовое внедрение интрузивных пород гранодиоритовой и гранитовой формаций (тохтогеншильский, керуленский, модоухдукский и другие комплексы), которые Р.А. Хасин относит к раннеорогенной формации [9]. К этому времени относится главный этап формирования гранитного слоя на преобладающей территории Северного мегаблока.

3. O₁—S — каледонский тектогенез с завершающим внедрением гранитоидов гранодиорит-гранитной формации (кобдинский комплекс) и с завершением формирования гранитного слоя на всей территории Северного мегаблока вплоть до девона проявлен в Монголо-Алтайской зоне.

4. S—C₁ — образование герцинских офиолитовых комплексов Южно-Монгольской зоны со складчатостью и интенсивным гранитообразованием (гобиалтайский, мататский комплексы) и формированием вулканитов известково-щелочной серии в D и в C₁. На всей территории Северного мегаблока в девоне отмечается тектоно-магматическая активизация с интенсивным наземным вулканизмом (известково-щелочная серия нормальной и повышенной щелочности), с внедрением гипабиссальных гранодиорит-гранитных интрузий тесского комплекса и лейкогранитов повышенной щелочности (цаган-ундурский комплекс). В самой северной части Северного мегаблока в девоне, по данным Р.М. Яшиной [10], сформировались породы формации щелочных габбро, ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов.

5. C₂₋₃—P — формирование позднепалеозойской эвгеосинклинальной Солонкерской (Внутренне-Монгольской) зоны с офиолитовыми комплексами, вулканитами толеитовой серии, которое завершилось складчатостью и внедрением относительно ранних габброидов, а затем гранитоидов гранодиорит-гранитной формации. По данным В.В. Ярмолюка [40], вдоль северной границы Внутренне-Монгольского эвгеосинклинального прогиба формируется краевой вулканический пояс, захватывающий практически всю Южно-Монгольскую зону. Для него характерны ранняя груп-

па формаций (базальтовая и андезит-базальтовая) и поздняя (контрастная базальт-дацит-липаритовая). Этот процесс в Северном мегаблоке и Южно-Монгольской зоне сопровождался активизацией с образованием более ранних интрузий гранодиорит-гранитной формации (тарбагатайский, хангайский, цэнхиргольский комплексы) и более поздних лейкогранитов повышенной щелочности (шараугольский, интертинский, ульзагольский комплексы) и щелочных гранитов (ханбогдинского типа). В это же время формировались многочисленные поля вулканитов, щелочность которых повышается, по А.А. Моссаковскому и Томуртоо [27], от толеитовых формаций вблизи Солонкерской зоны через известково-щелочные до трахибазальтовых в Селенгинском поясе (в последнем, по данным Р.М. Яшиной [10], отмечены и типично щелочные пермские комендитовые серии). В период между C_1 и C_2 , по мнению Р.М. Яшиной, произошло образование щелочных пород сиенит-нефелинсиенитовой формации в Северном мегаблоке. К концу верхнего палеозоя полностью стираются различия в магматизме Северного и Южного мегаблоков; в последнем окончательно формируется гранитная кора.

6. $T-J_{1-2}$ (возможно, с верхами P_2 в некоторых районах) — ранняя стадия интенсивной тектоно-магматической активизации (или ревивации, по М.С. Нагибиной [28]), охватившая восточную окраину Азии и восточную половину МНР. В это время формируются хэнтэйские батолиты гранодиорит-гранитной формации с мелкими телами габброидов, многочисленные интрузии лейкогранитов нормальной известково-щелочной серии (стандартного и литий-фтористого геохимического типов), тела лейкогранитов повышенной щелочности известково-щелочной серии (бороундурский комплекс), породы габбро-монзонитовой и щелочно-гранитовой формаций, а также пока единственный известный массив псевдолейцитовых сиенитов. Вулканиты этого типа относятся к известково-щелочной серии нормальной и повышенной щелочности. В это время начинает проявляться принципиальное отличие территории Восточной Монголии (с широким проявлением магматических пород) от Западной Монголии, амагматичной в раннем мезозое.

7. J_3-K_1 — поздняя стадия мезозойской активизации. Магматизм этого периода отличается от раннемезозойского отсутствием батолитовых интрузий гранодиорит-гранитной формации, широким распространением вулcano-плутонических комплексов, наличием базальтов повышенной щелочности, контрастных формаций, а также калиевых щелочных пород с карбонатами, открытых в последние годы экспедицией.

8. KZ — платобазальты (по В.В. Кележинскас и др. [15]) калиевые в субмеридиональной полосе к югу от оз. Хубсугул, натриевые — на плато Дериганга (гавайиты), низкощелочные толеитовые — в районе Халхин-Гола). Вулканиты этого периода содержат огромное количество глубинных (в том числе мантийных) ксенолитов, результаты изучения которых [1, 16] дают возможность судить о составе фундамента и о строении низов земной коры и верхней мантии в пределах территории МНР.

Уже при описании эволюции магматизма во времени можно подметить определенную латеральную (тектоно-магматическую) зональность распределения магматических формаций в различных структурно-формационных зонах МНР, а следовательно, и определенную синхронность различных тектонических и магматических событий в этих различных зонах. Впервые наиболее четкая и полная латеральная зональность для территории МНР была выявлена работами экспедиции для мезозоя [12, 21]. В дальнейшем Л.П. Зоненшайном, М.И. Кузьминым и В.П. Моралевым [11] были проведены реконструкции тектоно-магматической зональности Центрально-Азиатского пояса для главнейших этапов геологической истории. О латеральной зональности Монголо-Охотского пояса писала М.С. Нагибина [28].

Следует подчеркнуть, что к настоящему времени имеется уже достаточное количество примеров реконструкции латеральной зональности для различных периодов территории МНР (PZ_{1-2} , PZ_3 , MZ) [9, 10, 18, 23, 27].

Намечается несколько типов латеральной зональности, которые различаются набором и последовательностью расположения зон магматитов. Л.П. Зоненшайн и другие [11] рассматривают их с точки зрения предполагаемых геодинамических

обстановок, применяя при этом теперь широко известную теорию тектоники плит. Р.А. Хасин и С.П. Гаврилова при анализе этой зональности фактически рассматривают во многих случаях те же варианты зональностей, но анализируют их отдельно для каждого этапа геосинклинального процесса: 1) собственно геосинклинального, 2) раннеорогенного, 3) позднеорогенного, 4) активизации. Не вдаваясь в сущность построений различных авторов, отметим некоторые типы латеральной зональности, характеризующиеся своим вещественным профилем магматизма и соответственно металлогенической спецификой, проявленные на территории МНР.

В первую очередь укажем на наличие латеральной зональности базитового вещественного и халько- и сидерофильного металлогенического профилей, когда офиолитовую серию, в том числе спилит-диабазовую формацию эвгеосинклиналей, сменяют нормальные известково-щелочные базальт-андезитовые серии зон поднятий. Л.П. Зоненшайн называет такую зональность островодужной, Р.А. Хасин — собственно геосинклинальной. Этот тип зональности проявлен в Южно-Монгольской (O_2-S) и, по-видимому, озерной ($V-E_1$) зонах. Как уже отмечалось, в пространственной близости с породами, проявленными в этом типе зональности, можно ожидать открытий колчеданных и полиметаллических месторождений. К сожалению, эти районы МНР изучены пока еще слабо.

В других типах латеральной зональности на периферии тектоно-магматических ареалов среди базальт-андезитовых серий проявляются вулканиты и монцониоидные интрузивные породы повышенной щелочности (типа шошонитовых), перспективные на медно-молибденовые (Эрдэнтуин-Обо, Цаган-Субурга) и медно-полиметаллические руды. Такими зонами на территории МНР являются Орхон-Селенгинский пояс (PZ_3-MZ_1) и раннекаменноугольные вулканиты Южной Монголии.

Широко распространены на территории МНР образовавшиеся в разные эпохи латеральные тектоно-магматические ареалы¹ сиалического профиля, которые Л.П. Зоненшайн относит к андийскому или монголо-охотскому типам, а Р.А. Хасин — к позднеорогенным или активизационным.

В Восточной Монголии выявлены два таких ареала: ранне- и позднемезозойский, связанные с ранней и поздней стадиями развития структур активизации. В каждом из них по мере движения с востока на запад вглубь континента обнаруживается смена следующих магматических формаций и металлогенической специфики: 1) гранит-гранодиоритовая с золотом и молибденом, 2) монцониоидная с полиметаллами, оловянно-полиметаллическими проявлениями, 3) лейкогранитная с редкометальными гранитоидами, с оловом и вольфрамом, 4) щелочных гранитов и других щелочных пород с редкими землями, цирконием, ниобием, стронцием, апатитом, флюоритом. На основе этой зональности предложена новая схема мезозойской металлогении МНР [20, 26]. Судя по данным С.П. Гавриловой, аналогичный ареал позднепалеозойского магматизма намечается в Монгольском Алтае с проявлением лейкогранитов типа калбинского комплекса [5]. По-видимому, выявление латеральных тектоно-магматических ареалов различного возраста является важнейшей задачей дальнейшего изучения магматизма и металлогении МНР.

Как уже отмечалось, разновозрастные гранитоидные формации являются определяющими в интрузивном магматизме МНР и ее металлогении. Причину такого широкого развития гранитоидов в МНР можно понять с позиции масштабов проявления того или иного типа латеральной тектоно-магматической зональности в разные эпохи. Гранитоиды гранодиорит-гранитного состава формируются в первую очередь в пределах ареалов латеральной зональности, образующихся на границе континентальных и океанических (эвгеосинклинальных) блоков или, по мнению некоторых исследователей, на границах крупнейших прогибов и поднятий (последние — с континентальной корой). Именно такая обстановка характерна практически для всей палеозойской геологической истории территории МНР, с чем, по-видимому, и связано здесь грандиозное гранитообразование.

Лейкогранитные формации с их металлогенической спецификой образуются в латеральных ареалах монголо-охотского или андийского типов [12]. Подобная

¹ Площади распространения магматических пород и тектонических структур данного возраста.

обстановка возникла на востоке Азии и в восточной части МНР только в мезозое после замыкания позднепалеозойского Палеотетиса под воздействием тихоокеанского орогенеза, который многие исследователи параллелизуют с распадом Гондваны. Для этого типа ареалов огромную магмогенерирующую роль играли крупнейшие субширотные и широтные линейaments (глубинные разломы) типа Монголо-Охотского и Яньшанского, вдоль которых отдельные зоны магматизма, в частности зона распыленного магматизма с лейкогранитами, проникали глубоко в Азиатский континент. В домезозойской геологической истории МНР такой специфический по составу и металлогении магматизм не проявился. Этому способствовала развитая континентальная кора на территории МНР в мезозое. Отсюда становится понятным известное отличие металлогении Восточной и Западной Монголии, обусловленное вещественной спецификой мезозойского магматизма.

Все сказанное позволяет сделать один важный вывод в отношении характера магматизма МНР: интегральные вещественные и металлогенические особенности магматизма рассматриваемой территории определяются сочетанием и масштабами проявлений различных тектоно-магматических ареалов, геохимический и металлогенический профиль каждого из которых обусловлены геодинамическим режимом образования ареалов.

Выявление количественного геохимического профиля каждого из латеральных ареалов — еще одна из общих проблем изучения магматизма МНР. Такую задачу для интрузивных пород пока удалось решить только для мезозойских ареалов [38, 39]. Для этого вещественная характеристика мезозойских интрузий была доведена до предельно ограниченного числа составов, характеризующих мезозойские интрузии в целом (с учетом площадей их выходов) и по каждому геохимическому типу (табл. 1). Такие данные позволяют сопоставлять рудоносные и "пустые" интрузии непосредственно по их химическому составу с учетом всех статистических параметров распределения.

По-видимому, на основании усредненных данных можно наиболее объективно решать и вопрос о направленной эволюции магматизма во времени. В частности, средний состав позднемезозойских гранитоидов ближе к лейкогранитам, чем средний состав раннемезозойских (табл. 2). Отсюда потенциальная рудоносность первых на литофильные элементы выше, чем вторых. Это объясняется смещением в позднемезозойском ареале наиболее основных формаций гранитоидов к востоку, за пределы территории МНР.

Широкое распространение позднемезозойских вулканоплутонических комплексов с интрузиями лейкогранитов известково-щелочной серии нормальной и повышенной щелочности, контрастных вулканических формаций, а также закономерное положение этих магматических пород в позднемезозойском (тектоно-магматическом) ареале позволили высказать идею о сходстве этой провинции с кайнозойской провинцией запада США, характеризующейся сочетанием месторождений флюорита, урана, бериллия и редких щелочных металлов [23, 24]. Ближайшие исследования покажут, насколько верна эта идея.

В этой краткой сводной статье невозможно было охватить все проблемы магматизма МНР и ее металлогении. Так, мы опустили роль разломов в размещении магматических пород и рудной минерализации. Ясно, что роль их велика, но конкретное ее освещение — специальная задача.

Первая карта магматических формаций МНР должна служить основой для составления прогнозно-металлогенической карты. Для этого необходимо решение следующих конкретных задач: 1) изучить магматизм и рудоносность важнейших структурно-магматических узлов, которые пока не охвачены систематическими петрологическими и геохимическими исследованиями; 2) продолжать детальное исследование важных в петрологическом и металлогеническом отношении магматических формаций; 3) исследовать практически не изученные и плохо изученные магматические формации.

В качестве примеров структурно-магматических узлов, имеющих важное значение для понимания магматизма Монголии, могут быть приведены следующие три, хотя их, конечно, больше.

Таблица 1

Средневзвешенные содержания некоторых петрогенных окислов (в вес.%) в мезозойских интрузивных породах различных геохимических типов [40]

Геохимический тип массивов	Цикл	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Габбро-диоритовый	MZ ₁	53,88	15,85	7,82	2,88	1,48
Гранодиорит-гранитный	MZ ₁	68,73	15,68	2,03	4,26	3,76
	MZ ₂	68,81	14,84	2,34	4,03	3,72
Стандартных гранитов	MZ ₁	73,13	13,66	1,08	3,70	4,38
	MZ ₂	73,08	13,74	1,17	3,70	4,35
Литий-фтористых гранитов	MZ ₁	74,91	12,78	9,59	4,12	4,47
	MZ ₂	74,53	13,68	0,64	4,01	4,28
Щелочных гранитов и других пород повышенной щелочности	MZ ₁	73,20	12,62	0,58	4,46	5,22
	MZ ₂	73,74	12,81	0,57	3,80	5,09
Среднее для всего мезозоя	MZ ₁ + MZ ₂	69,86	14,43	1,54	4,03	4,14

Таблица 2

Распространенность геохимических типов мезозойских интрузий в МНР [39]

Геохимический тип массивов	MZ ₁		MZ ₂		MZ ₁₊₂		Минерализация
	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%	
Габбро-диоритовый	1,05	2,5	0,19	2,6	1,24	2,6	Au
Гранодиорит-гранитный	12,51	30,4	1,59	21,9	14,1	29,1	Au, Sn, W
Стандартных гранитов	19,30	46,9	4,55	62,8	23,85	49,3	Sn, W, Ta, Be, Mo, Li
Литий-фтористых гранитов	2,96	7,2	0,70	9,7	3,66	7,6	Ta, Sn, W, Be, Li, Rb
Щелочных гранитов и других пород повышенной щелочности	5,33	13,0	0,22	3,0	5,55	11,4	Tr, Zr, Nb, Th, Be
Всего	41,15	100,0	7,25	100,0	48,8	100,0	

Хангайский узел, являющийся одним из регионов, концентрирующих, как уже говорилось, гранитоиды, в том числе батолитообразные массивы. В этом узле сочетаются каледонские, герцинские и мезозойские (?) гранитоиды, но возрастное расчленение гранитоидов затруднено в связи с близостью их состава и проявлением процессов омоложения древних гранитов под воздействием молодых. Широко распространены кайнозойские калиевые щелочные базальты, представляющие специальный петрологический и геохимический интерес. Здесь возможно изучение этих редких и недостаточно исследованных пород в прекрасных и полных обнажениях и в виде наиболее близких к первичным магмам кайнотипных разновидностей.

Ханбогдинско-Мандахский узел, в пределах которого концентрируются магматические породы каледонского, герцинского, верхнепалеозойского и мезозойского возраста. Интерес к этому узлу определяется не только недостаточной изученностью формационного состава и возраста его магматических пород, но и проявлением здесь специфических по составу и важных в отношении рудоносности щелочных редкометаллических гранитов, комендитов, трахитов, псевдолейцитовых сиенитов с карбонатитами разных возрастных генераций, а также медно-молибденовых месторождений и рудопроявлений.

Мушугайский узел с разновозрастными вулканитами, в том числе с очень редкими эффузивами типа меланефелинитов, фтористых липаритов (типа онгонитоподобных стекол) и др.

Среди еще слабо изученных магматических формаций необходимо в первую очередь отметить разнообразие вулканогенные формации. Изучение их вещественного состава с привлечением геохимических методов, закономерностей пространственного и временного распределения, сопоставления с эффузивными формациями в структурах, развивающихся в настоящее время (в океанах и на континентах), корреляция с интрузивными формациями, потенциальной рудоносности — одна из важнейших конкретных задач изучения магматизма МНР.

Наконец, отметим, что такие формации, как формации лейкогранитов, контрастные формации, формации нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, псевдолейцитовых сиенитов, калиевых щелочных пород с карбонатитами и другие представляются особенно важными в металлогеническом отношении и требуются специальные и детальные их исследования. Важной задачей таких исследований является определение источников вещества, слагающего породы и связанные с ними руды.

Выводы

1. Произошел резкий количественный и качественный скачок в наших знаниях о магматизме МНР (в первую очередь в вещественном составе и возрасте пород). На современном уровне знаний магматизма МНР делаются попытки решать такие общие теоретические проблемы, как установление типа коры (океанического или континентального), строение верхней мантии и низов коры, строение палеоокеанической коры, механизм и геохимические аспекты превращения океанической коры в континентальную и многие другие. Одним из главных итогов десятилетнего изучения магматизма МНР является составление карты магматических формаций страны (см. карту).

2. Установлены типы латеральной зональности тектоно-магматических ареалов, отличающиеся по вещественному и металлогеническому профилю и геодинамическому режиму формирования. Решение проблемы их пространственного распределения и взаимного сочетания на территории МНР — важнейший шаг в понимании генезиса магматических пород, связей тектоники, магматизма и металлогении на территории МНР и сопредельных регионов, в возможности прогноза новых типов оруденения.

3. Специальное петрологическое, геохимическое и металлогеническое изучение мезозойских интрузивных пород привело к выявлению новой Восточно-Монгольской провинции редкометальной минерализации, к разработке новой схемы мезозойской металлогении МНР, к обнаружению новых типов рудных проявлений, к выработке общей петрогенетической схемы мезозойского магматизма МНР, в частности магматической модели формирования редкометальных гранитоидов.

4. На территории МНР выявлены новые типы пород (онгониты) и минералов (армстронгит), открыты приповерхностные калиевые щелочные комплексы с карбонатитами, показано широкое распространение редкометальных щелочных гранитоидов и их эффузивных аналогов комендитов (Южно-Гобийский и Селенгинский пояса), открыты новые проявления вольфрама, золота, тантала, ртути, редких земель, апатита, целестина, флюорита и других полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др. Ксенолиты пироповых перцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
2. Баскина В.А., Волчанская И.К. Новый тип редкоземельного оруденения в Южной Монголии, связанный с щелочными вулканитами. — Докл. АН СССР, 1976, 228, № 3.
3. Благодравов В.А., Яковлев Б.А. Золотоносные формации Монголии. — В кн.: Труды III конференции НИЛЗарубежгеологии Министерства геологии СССР. М., 1977.
4. Благодравов В.А., Зайцев Н.С., Лхвсурен Б. и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры.

- ры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
5. *Гаврилова С.П.* Латеральная изменчивость гранитоидного магматизма в палеозоидах Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии МНР. М.: Наука, 1977.
 6. Геологическая карта МНР масштаба 1:2 500 000 под редакцией В.А. Обручева и Н.А. Маринова. М.: ГУГК, 1957.
 7. Геологическая карта МНР масштаба 1:1 500 000 под редакцией Н.А. Маринова и Р.А. Хасина. М.: ГУГК, 1966.
 8. Геологическая карта МНР масштаба 1:1 500 000 под редакцией Н.А. Маринова, Н.С. Зайцева, Р.А. Хасина. М.: ГУГК, 1971.
 9. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, Т.1—2, 1973, Т.3, 1977.
 10. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 14). М.: Наука, 1975.
 11. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моряев В.Н.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
 12. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И.* и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. — Геотектоника, 1973, № 5.
 13. *Иванова Г.Ф.* Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 15). М.: Наука, 1976.
 14. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000 под редакцией А.А. Яншина и М.С. Нагибиной. М.: ГУГК, 1978.
 15. *Кележинская В.В., Павленко А.С., Филипов Л.В.* Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 16. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометаллических гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
 17. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгоиты - субвулканические аналоги редкометаллических литий-фористых гранитов (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 15). М.: Наука, 1976.
 18. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В.* Восточная Монголия — новая провинция редкометаллической минерализации. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 19. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н.* Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР (первая находка). — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 8.
 20. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Коваль П.В., Цылуков Ю.П.* Геохимические типы мезозойских гранитоидов Монголии и их металлогения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975.
 21. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль П.В.* Зональность ареала мезозойских и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. М.: Наука, 1975.
 22. *Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В.* и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатного комплекса из пустыни Гоби (МНР). — Геохимия, 1977, № 9.
 23. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С.* и др. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 24. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П.* и др. Редкометаллические гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис) (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 5). М.: Наука, 1971.
 25. *Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
 26. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монгольской Народной Республики (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 11). М.: Наука, 1975.
 27. *Моссаковский А.А., Томуртоого О.* Верхний палеозой Монголии (стратиграфия, структура, формации). (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 16). М.: Наука, 1977.
 28. *Нагибина М.С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 29. *Павленко А.С., Филипов Л.В., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974.
 30. *Плюснин Г.С., Сандимирова Г.П., Смирнов В.Н.* и др. Сравнительное изучение рубидий-стронциевого и калий-аргонового возраста гранитоидов Забайкалья и Монголии. — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии (Тез. докл.). Иркутск, 1977.
 31. *Рачковский И.П.* Краткий очерк о результатах работ геологического отряда экспедиции АН СССР и научно-исследовательской комиссии МНР в 1931 г. — Тр. Монгольской комиссии АН СССР, 1932, вып. 6.
 32. *Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И.* Первичное отношение Sr^{87}/Sr^{86} и рубидий-стронциевый возраст редкометаллических гранитоидов МНР. — Докл. АН СССР, 1977, 233, № 1.
 33. *Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Пахольченко Ю.А.* и др. Рубидий-стронциевый возраст щелочных гранитов Монголии (на примере массива Хан-Богдо). — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии (Тез. докл.). Иркутск, 1977.
 34. *Смирнов В.Н., Коваль П.В., Цылуков Ю.П.* и др. Калий-аргоновый возраст гранитоидных ассоциаций Хэнтзя (МНР). — Докл. АН СССР, 1977, 232, № 1.

35. Тектоника Монгольской Народной Республики (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 9). М.: Наука, 1974.
36. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики масштаба 1:1 500 000 под редакцией А.Л. Яншина и Н.С. Зайцева. М.: ГУГК, 1978.
37. Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И. Позднемезозойские вулканиты Монголии и связанные с ними габиссальные интрузии (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 24). М.: Наука, 1978.
38. Якимов В.М., Горегляд А.В. Распространенность интрузий различных геохимических типов в МНР. — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977.
39. Якимов В.М., Коваленко В.И., Коваль П.В. и др. Средние химические составы интрузивных пород различных геохимических типов (мезозой МНР). — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977.
40. Ярмолюк В.В. Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития (Тр. Совмест. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 23). М.: Наука, 1978.
41. Berkij Ch. P., Morris Fr. K. Geology of Mongolia. — Central Asiatic Expedition. Vol. 2, 3. New York, 1927.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ И СЕЙСМОГЕОЛОГИИ МОНГОЛИИ

Принадлежность территории Монголии к Высокой Азии и именно к той ее части, которая примыкает с юга к Южно-Сибирскому горному поясу и составляет переходную зону от бессточных пустынь и полупустынь к сибирским горно-таежным ландшафтам, четко указывает ее место в неотектонической структуре Евразии. Действительно, горное ограждение на севере, переход в пустынные впадины Гоби на юге и юго-западе, отсутствие внешнего стока на большей половине территории — все это зримый результат неоген-четвертичной активизации тектонических движений, ясно и порой непосредственно запечатленных в рельефе Монголии.

Территория МНР входит целиком в область обширного сложно дифференцированного внутриконтинентального поднятия земной коры, рамки которого выходят далеко за пределы государственной границы республики и связывают ее территорию, с одной стороны, с высокой Центральной Азией в целом, а с другой — с Южно-Сибирским горным поясом. С последним горы Северной, Центральной и Западной Монголии образуют орографическое и неотектоническое целое. Генетически, если иметь в виду энергетическую основу горообразования, оно, по-видимому, гомогенно. Об этом, в частности, свидетельствуют новейшие геофизические данные (см. ниже). Известно, что воздымание рассматриваемой области продолжалось без значительных перерывов, хотя и в неустойчивом ритме и режиме, в течение всего неогена и плейстоцена. Возможно, его начало относится к позднему олигоцену. Несомненно и современное поднятие, в частности, Прихубсугульских хребтов, Хангая, Монгольского и Гобийского Алтая, как на это указывают, например, деформации при сильных землетрясениях [3,21,23]. К сожалению, количественные данные о современных медленных движениях здесь пока отсутствуют.

Наиболее общей формой новейших деформаций являются пологие складкоподобные изгибы (вздутия) разного радиуса кривизны, осложненные зонами активизированных разломов. Поднятия сопровождаются локальными, но интенсивными и крупноамплитудными нисходящими движениями с образованием межгорных и внутригорных впадин. В целом, новейшая структура территории Монголии формируется в результате сложного сочетания разрывных и изгибовых деформаций докайнозойского фундамента в ходе неоген-четвертичного горообразования. При этом с начала новейшего орогенного этапа все более увеличивалась роль блоковых движений по зонам новейших разломов.

История формирования новейших структур находит отражение в позднекайнозойском цикле седиментации, который был оторван от мезозойского во времени и пространстве для всей Северной и Западной Монголии. Региональный перерыв в осадконакоплении охватывает на этой территории верхний мел — палеоген — этап платформенного развития, в течение которого на севере формировалась поверхность выравнивания, а на юге — платформенный чехол. В этом смысле для верхнего мела — палеогена можно говорить о единой для всей территории Монголии полигенной поверхности выравнивания, послужившей на неотектонической стадии также и структурной поверхностью.

Все высокогорные районы Монголии прошли в основном две стадии новейшего орогенеза разной длительности и интенсивности [3,6,8]. Первая стадия (верхний олигоцен — нижний плиоцен) отличалась общим умеренным поднятием (порядка 500—700 м) и сравнительной вялостью горообразовательного (неотектонического) процесса с изгибанием исходной поверхности выравнивания и преимущественным ее прогибанием в рифтовой зоне Прихубсугуль, Озерной и Заалтай-

ской (Джунгарской) *депрессии областей. Ей свойственны маломощные молассоидные формации, характеризующие относительно спокойный тектонический режим и слабо контрастные палеогеоморфологические ландшафты.

Вторая стадия (средний плиоцен – плейстоцен), в течение которой образовались более грубообломочные и мощные молассоиды, характеризуется напряженным тектоническим режимом и интенсивным горообразованием. По зонам крупных морфоконтролирующих разломов происходит пространственная дифференциация новейших структур, преобладают разрывные формы дислокаций (взбросы, взбросо-сдвиги, надвиги), в целом определяющие блоковый тип деформации исходной поверхности выравнивания. В формировании морфоструктуры Монголии и ее неотектонических контрастов эта стадия является главной: именно в этот период сложился во всех основных чертах и даже в большинстве своих структурных деталей современный рельеф Монголии.

Общий структурный наклон топографической поверхности Монголии к юго-востоку и востоку, осложненный субширотными и субмеридиональными орографическими волнами (характерными, кстати, для всей Северной Азии) с наклоном крыльев, составляющим единицы и доли градусов, на фоне всей Центральной Азии представляет лишь частное явление, так как на подступах к Тото-Шаню и далее к востоку за пределами МНР этот наклон сменяется на обратный. Субмеридиональные орографические волны (тектонические в своей первооснове), названные В.П. Солоненко редуцированными структурами погружения и поднятия [3,21], выражены более отчетливо, нежели субширотные, и кажутся наложенными на последние.

Если сочетание субмеридиональных и субширотных тектоно-орографических направлений в Монголии – прямой отголосок предшествующего геологического развития [13], в котором в отдельные периоды преобладала или широтная (варисциды, позднее мезозриды), или меридиональная (ранние мезозоиды) зональность, то не менее отчетлив унаследованный от еще более древних и древнейших времен грубо симметричный план расположения современных как возрожденных, так и новообразованных линейных тектонических и орографических форм по обе стороны от “критического” 105 меридиана. Этот план нельзя считать вполне новообразованным или наложенным. Его корни уходят в палеозой и, возможно, в допалеозой. Распределение элементов неотектоники [25 и др.] в главном подобно симметричному рисунку геологической структуры Иркутского амфитеатра, сложившемуся еще в начале позднего докембрия.

Если неоструктурный план Монголии в целом имеет отчетливо выраженные черты зеркальной симметрии, то на севере (Хан-Хухэй-Болнайская и Приселенгинская зоны) и на юге (хребты Заалтайской Гоби, восточные отроги Гобийского Тянь-Шаня) в эту общую схему вносятся существенные элементы диссимметрии. Она сказывается также в более мощном и контрастном развитии и большей дифференциации в западной части Монголии новейших поднятий и погружений. Нет оснований считать, что восточная и западная части орографической системы МНР существенно разновозрастны. Поэтому следует думать, что неравномерность (диссимметрия) в развитии восточной и западной частей Монгольской неотектонической структуры также унаследована от геологического прошлого (каледонид и варисцид). Учитывая эти данные, можно предположить, что новейший динамический процесс, создавший морфоструктурный план Монголии, был симметричным, устойчиво направленным.

Существует предположение, что западное и восточное крылья общей грубо симметричной сетки разломов различного возраста, как и неоструктуры Монголии в целом, стыкаются по линии грандиозного меридионального разлома, образуя подобие торцового сочленения друг с другом [25]. Такая гипотеза не лишена правдоподобия. Отсутствие раздвиговых структур, которые должны были возникнуть на трассе предполагаемого разлома при наличии господствующего на неотектоническом этапе меридионального (также унаследованного) стресса, не находит себе объяснения.

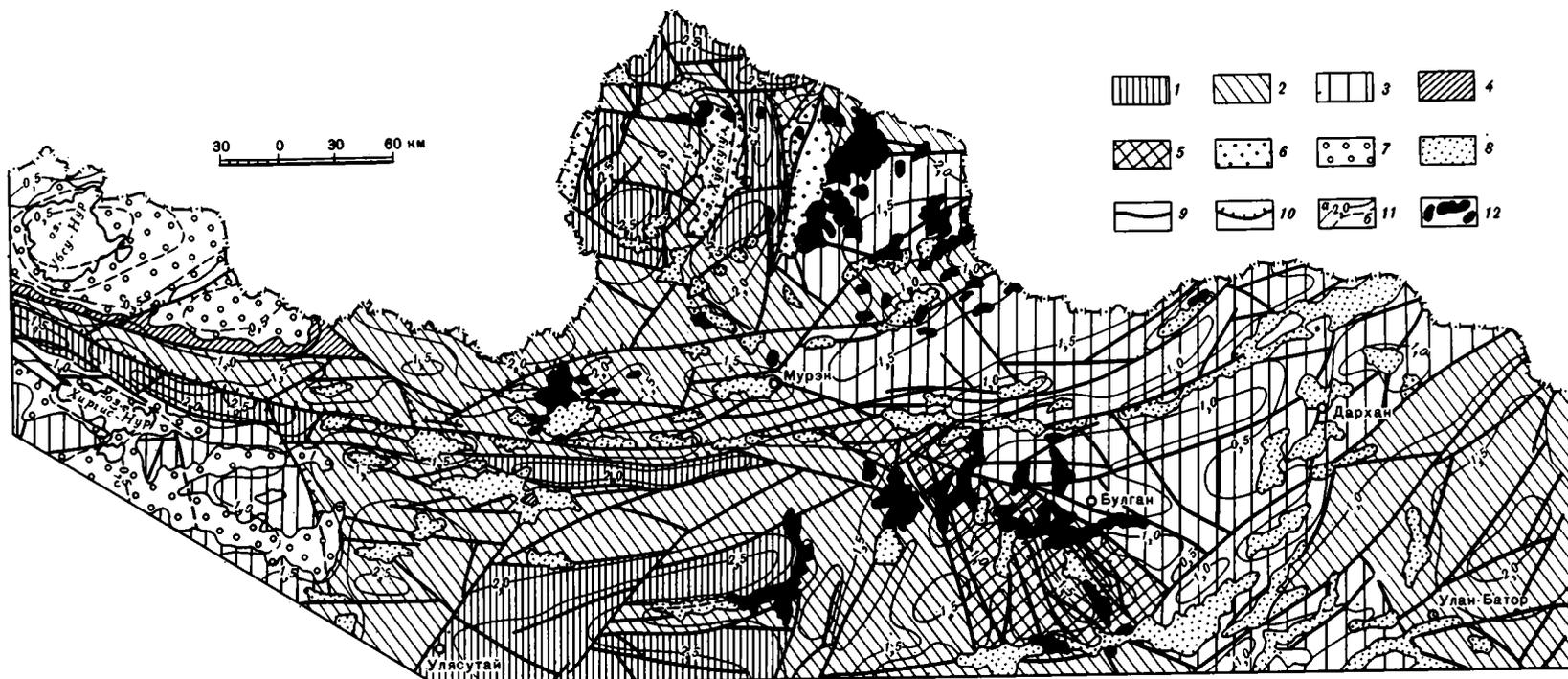
Субмеридиональный стресс получил, в частности, отражение в новейших и современных горизонтальных (сдвиговых) смещениях по зонам протяженных сейсмо-

тектонических линеаментов, подобных Хангайскому, Долиноозерскому, Южно-Монгольскому, Предалтайскому, Кобдинскому и многим другим крупным разломам. В подавляющем большинстве случаев (за исключением рифтовой зоны Прихубсугуля) активными являются нагорные крылья (положительные морфоструктуры), при этом по субширотным разрывным системам, как правило, отмечаются левосторонние сдвиговые смещения, а по субмеридиональным — правосторонние. Амплитуды сдвигов по таким разломам за новейший этап активизации значительны (сотни метров, а, возможно несколько километров). При одноактных сейсмогенных подвижках сдвиговые перемещения вдоль них составляют несколько метров (максимальные — 6—8 м). Это свидетельствует о том, что роль сдвиговой составляющей в развитии морфоструктуры сейсмоактивных районов МНР существенна, и субгоризонтальные (сдвиговые) перемещения наряду с вертикальными имеют морфоконтролирующее значение. Яркие примеры, подтверждающие это положение, представляют многие сейсмодислокации, возникшие при сильнейших землетрясениях Монголии — Хангайских (1905 г.), Монголо-Алтайском (1931 г.), Гоби-Алтайском (1957 г.), Могодском (1967 г.), а также ряд крупных палеосейсмодислокаций Хангая, Прихубсугуля, Монгольского и Гобийского Алтая.

Можно предполагать, что общий характер тектонических движений по главным разрывным системам Монголии мало изменялся в мезо-кайнозое и особенно в новейший этап активизации. Многие данные (геологоструктурные, тектонофизические, сейсмогеологические, механизм очагов землетрясений) свидетельствуют о том, что как в предкайнозойское время, так и в новейший и современный этапы активизации формирование гигантской структурной дуги Монгольского и Гобийского Алтая, а также Хангай-Хэнтэйской горной страны идет в условиях сжатия. Вывод о подобной унаследованности вытекает, в частности, из анализа структурных диаграмм, построенных на основе массовых замеров трещиноватости в зонах ряда крупных разломов Западной и Центральной Монголии и пространственного расположения сдвиговых и надвиговых структур. Этот анализ показывает, что в предкайнозойское время формирование разрывных структур, как и главных морфоструктурных элементов Монголии, идет в условиях сжатия, причем положение нормальных осей сжатия субгоризонтальное, а растяжения — субвертикальное. Преимущественное направление главных сжимающих напряжений (простираение оси сжатия) в Монголо-Алтайском и Гоби-Алтайском поднятиях варьирует от северо-запад— 330° до северо-восток— 30° , в Хангае — субмеридиональное и север-северо-восточное.

Для анализа морфоструктуры территории Монголии важное значение имеет карта сглаженного рельефа (рис. 1, см. вкл.), которая может быть названа картой морфоструктуры. Сглаживание выполнено за счет устранения деталей рельефа, как правило, экзогенного происхождения. Такая карта построена для всей территории МНР в масштабе 1:1 500 000 на базе среднemasштабных топокарт с проведением изогипс через 250 м. При сопоставлении ее с картами разломов, денудационных поверхностей и данными о мощностях осадков в крупных депрессиях она характеризует суммарную деформацию исходной донеогеновой поверхности выравнивания, отражая общую картину эндогенной деформации земной поверхности. Выделение в таком сглаженном рельефе новейших структурных форм ставит задачу их классификации, которая при современной изученности территории МНР решается пока лишь в самом общем виде.

Так, в пределах Монголии могут быть выделены следующие главные типы новейших структур: а) деформированные в широтном и субширотном направлении гобийские равнины с их внутренними локальными блоками поднятия; б) линейные и изометричные пьедестальные горы (Гобийский и Монгольский Алтай, хребты Заалтайской Гоби, Хан-Хухэй) с их бэлями, форбергами и интербергами — этими интереснейшими своеобразными формами неотектоники Монголии [3,24,28]; в) крупные блоковые и блоково-сводовые сооружения, какими являются, например, остовы Хангая, Хэнтэй и хребты Приселенгинья; г) крупные межгорные впадины, структурно и морфологически обычно асимметричные, с односторонним или двусторонним рамповым типом ограничений (Убсунурская, Хиргиснурская, Барун-Хурайская, Долина озер); д) межгорные рифтовые впадины (Хубсугульская, Дар-



Р и с. 2. Карта основных неоструктур Северной Монголии. Составил С.Д. Хилько

1–5 – положительные морфоструктуры: 1 – участки максимального поднятия (свыше 2000 м), характеризующиеся высокими значениями градиента скорости вертикальных неотектонических движений (преимущественно блоковых), 2 – участки умеренного воздымания (1500–2000 м), характеризующиеся средними значениями градиента скорости вертикальных неотектонических движений (преимущественно сводово-блоковых), 3 – участки слабого поднятия (менее 1000 м) или относительно стабильные с низкими значениями градиента скорости неотектонических движений, 4 – активно воздымающиеся прибортовые части впадин и отдельные блоки внутри впадин, 5 – участки резкой перестройки морфоструктурного плана; 6–8 – отрицательные морфоструктуры: 6 – рифтовые впадины байкальского типа, 7 – крупные межгорные впадины гобийского (озерного типа), 8 – прочие внутригорные впадины; 9–10 – разрывные нарушения: 9 – региональные и локальные морфоконтролирующие разломы с преимущественным развитием до голоцена, 10 – участки разломов с постголоценовым сейсмогенным обновлением; 11 – изолинии (в км) суммарных деформаций донеогеновой поверхности за неотектонический этап активизации (*a* – в областях поднятий, *b* – предположительно в крупных впадинах); 12 – кайнозойские базальты

хатская, Бусингольская); е) межгорные и внутригорные долины-грабены, приразломные, межразломные и надразломные (Предалтайские грабены, высокоподнятые впадины Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая и Шишхидского нагорья). Эти типы неоструктур высшего таксономического ранга вместе с расчленяющими и отделяющими их друг от друга разломами, в разной степени выраженными в рельефе, включают в себя все разнообразие форм новейшей тектоники Монголии.

Структурное развитие крупных поднятий и впадин шло во всех случаях по линии усложнения их краевых зон и внутреннего поля морфоструктурами более высокого порядка. В условиях внутрикорового растяжения (Прихубсугулье) среди последних широко развиты впадины-сателлиты и приразломные впадины в краевых частях поднятий, отражающие влияние рифтового поля напряжений и дальнейшее разрастание рифтовых структур. В случае гобийских (или алтайских) структур, развивающихся в обстановке сжатия, важную роль играют тектонические формы, осложняющие структуру базей (пьедесталов) и свидетельствующие о дистальном и латеральном росте поднятий вследствие развития интербергов, в первом случае, и форбергов — во втором.

Поскольку в области развития пьедестальных гор (Гобийский и Монгольский Алтай, Заалтайская Гоби) мы находим названные и другие неоструктурные формы в разных стадиях развития — от едва заметных до очень крупных и ясно оформленных, то в зависимости от времени заложения, морфометрических параметров и геоморфологического выражения они могут быть представлены в виде определенного эволюционного ряда, на одном фланге которого стоят зарождающиеся формы, а на другом — более зрелые. Подобные ряды могут быть намечены среди депрессий хубсугульского (рифтового) и гобийского типов, а также в положительных морфоструктурах, где наиболее полным представляется эволюционный ряд поднятий алтайского типа [8,20,28,29]. Естественно, что систематика таких новейших тектонических форм, их классификация должны основываться на историко-геологическом принципе и требуют детализации исследований. В качестве примеров, иллюстрирующих разнообразие неотектонических элементов на территории Монголии и их сложные сочетания, приведем схематические карты новейшей тектоники Северной (рис. 2, см. вкл.) и Западной (рис. 3, см. вкл.) Монголии.

В новейшей тектонике и сейсмогеологии Монголии важную роль играют выраженные в рельефе и осуществляющие морфоструктурный контроль активизированные разломы. Именно эти шовные зоны, разграничивающие новейшие структуры, разные по типу, темпу и направленности движений, должны быть признаны главными сейсмотектоническими линейными элементами. Роль таких разрывных нарушений отчетливо видна, например, на приведенных схемах новейшей тектоники.

Среди разломов, новообразованных или возрожденных в течение неотектонического этапа, выделяются практически все известные морфологические и генетические их типы. В обобщающем виде они составляют две большие группы разрывных структур, обусловленные общими закономерностями морфоструктурного развития территории МНР. В первой, характеризующейся в целом растяжением и интенсивными нисходящими движениями блоков на фоне общего воздымания, преобладают сбросы и реже взбросы; горизонтальные движения практически отсутствуют. При этом, если они и происходят, то обычно по зонам поперечных (по отношению к простиранию рифтогенных структур) локальных разломов (Дархатская система, Шишхидский, Хорогольский и другие разломы). Во второй группе, отличающейся условиями сжатия и преобладанием "гобийского" механизма горообразования, обычны взбросы, сдвиги, взбросо-сдвиги и надвиги. При этом близгоризонтальный (сдвиговый) компонент имеет место как в относительно древних, так и новейших смещениях, вплоть до современных сейсмогенных. Примеров здесь много, практически во всех горных областях Монголии, но особенно яркими и впечатляющими являются деформации, возникшие при сильнейших землетрясениях Монголии [3] (рис. 4 и 5).

Лучше изученная в настоящее время северная часть Монголии (к северу от Хангайского разлома), несмотря на господство в этой области близгоризонтального сжатия в очагах землетрясений, обладает совершенно иным планом и типом нео-



Р и с. 4. Участок главной взбросо-сдвиговой трещины, возникшей при Хангайском землетрясении 23/VII 1905 г. Фото С.Д. Хилько

тектоники. Здесь преобладают меридиональные структурные формы, примыкающие к западному флангу Байкальской рифтовой зоны — громадной внутриконтинентальной деформации растяжения. Историко-генетическое и структурно-морфологическое единство последней на всем ее протяжении не подлежит сомнению. Поэтому и монгольская часть рифтовой зоны (Прихубсугулье) могла развиваться лишь в условиях растяжения. Современные данные о господствующем сжатии [18] в очагах землетрясений на западном фланге Байкальской рифтовой зоны (включая ее терминальные монгольские звенья) могут быть истолкованы как следствие сравнительно позднего (верхний плейстоцен — голоцен) надвигания центрально-азиатского поля напряжений (сжатие) на байкальское (растяжение). Последние данные по сейсмологии Прибайкалья не исключают также предположения о взаимодействии в Северной Монголии обоих названных полей тектонических напряжений в земной коре. Блочные движения (вертикальные и горизонтальные) под воздействием этих главных полей напряжений обуславливают и принципиальные различия в типах морфоструктур разрывных нарушений, сейсмодислокаций и проявлениях современной сейсмичности.



Р и с. 5. Характерный вбросо-сдвиговой участок палеосейсмодислокации Ар-Хутэл (общая протяженность 215 км) в Монгольском Алтае. Фото С.Д. Хилько

Наиболее специфическими и выразительными формами новейшей тектоники Монголии следует считать пьедестальные хребты и горные массивы с их тенденцией к расширению за счет близлежащих депрессий (гобийский или алтайский тип горообразования), с одной стороны, и рифтовые горы и впадины (байкальский тип горообразования) — с другой.

Если проанализировать геоморфологические данные о достигнутой к современной эпохе стадии горообразовательных движений на территории Монголии, то по совокупности признаков наиболее зрелыми следует считать такие горные системы, как Хангай (включая Хан-Хухэй, Болнай, Сангилен), Хэнтэй, Монгольский Алтай. К ранней стадии необходимо отнести хребты Гобийского Алтая, Заалтайской Гоби, Гобийского Тянь-Шаня, "рифтовые" горы Прихубсугуля, а к наиболее ранней, едва начавшейся стадии, — центральный пенеплен Монголии, Юго-Восточную Гоби и Восточно-Гобийскую равнину.

Наложенный характер рифтового процесса в неоструктуре Северной Монголии не вызывает сомнения.

По поводу южной границы рифтовой зоны нет единого мнения. Наиболее очевидно, что рифтовые неоструктуры (в своем морфологическом выражении) не распространяются в Монголии южнее Северо-Хангайского линейного элемента и соответствующей ему широтной депрессии [18,23,27,29]. Тем не менее рифтовые процессы как бы "просвечивают" в полосе, соответствующей поперечному Орхонскому разлому (между Хангайской и Орхон-Селенгинской неотектоническими зонами), что находит отражение в проявлениях новейшего базальтового вулканизма и резко повышенной сейсмичности. Существует также мнение, что меридиональные структуры растяжения проникают вглубь Монголии, южнее зоны Северо-Хангайского разлома, примером чего является Могодская рифтовая впадина [7,8,16].

Вопрос о причинах локализации рифтовых форм неотектоники только в Северной Монголии может быть решен при рассмотрении общей проблемы локализации Байкальской рифтовой зоны в глубине континента, на стыке Сибирской платфор-

мы и Центрально-Азиатского орогенического пояса. Ниже мы вернемся к этому вопросу.

Переходим к сейсмогеологическим явлениям, для изучения которых территория Монголии представляет исключительный интерес и благоприятные условия. Достаточно сказать, что современная сейсмичность ставит этот регион, по-видимому, на первое место среди континентальных сейсмических областей мира. Только в XX в., начиная с 1902 г., здесь произошло более 70 сильных землетрясений интенсивностью свыше 7–8 баллов ($M > 5$). Среди них 10 землетрясений силой 10 баллов и более ($M \geq 7$) сопровождалось значительными деформациями земной поверхности, а такие сейсмические катастрофы, как бывшие в 1905, 1931, 1957 гг., вызвали поверхностное вскрытие разломов на сотни километров по их простираю (3,19,21,23). Судя по теперь уже многочисленным (более 30) выявленным на территории Монголии палеосейсмодислокациям, а также летописным данным, подобные и даже более грандиозные события происходили в исторически недавнем прошлом.

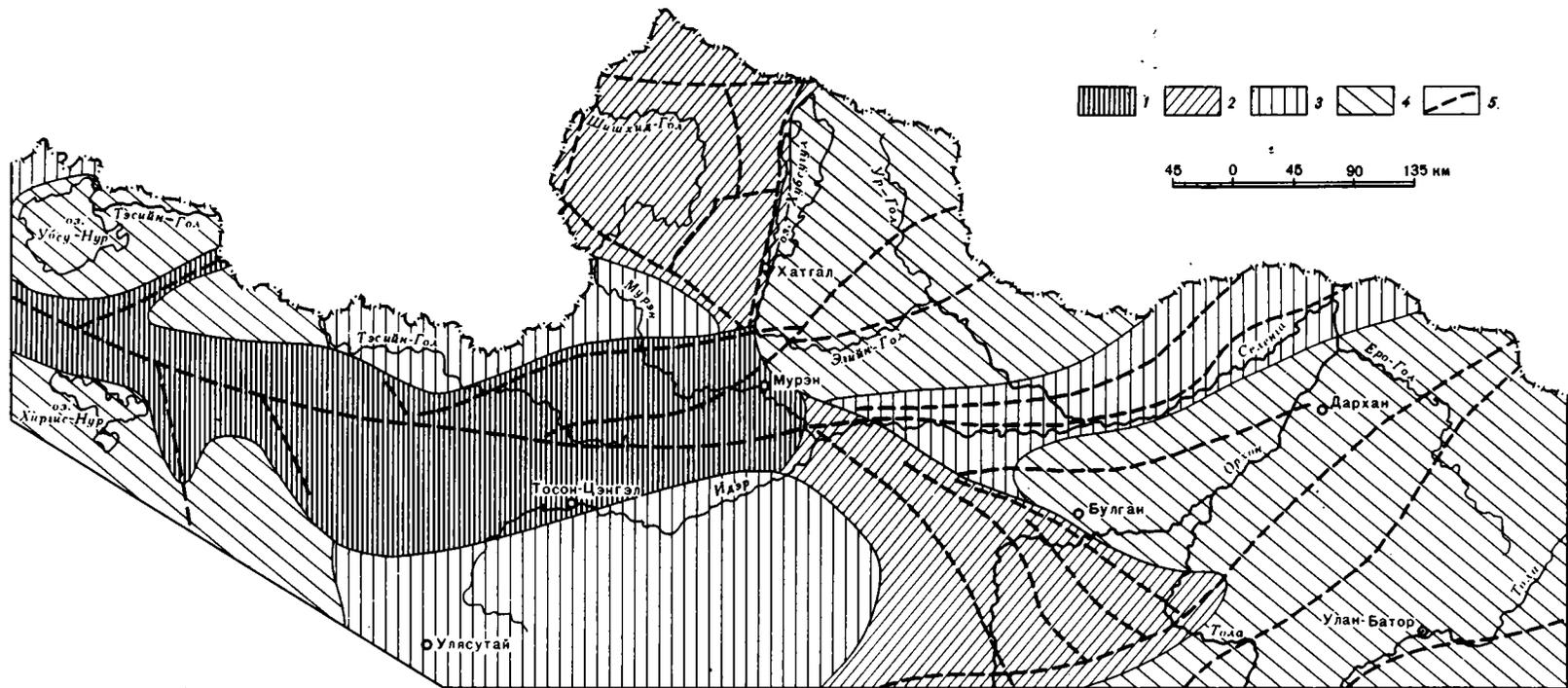
На вопрос — почему территория Монголии столь высокосейсмична, точно ответить еще нельзя. Однако предварительные соображения могут быть высказаны уже сейчас на основании некоторых немногочисленных, но многозначительных фактов. Любое геологическое явление, как известно, может быть понято лишь в том случае, если выявлены исторические условия его возникновения и развития. Сейсмический уровень и сейсмический режим Монголии в рамках Центрально-Азиатского сейсмического пояса складывались также исторически, их предыстория — тектонический, а затем неотектонический режимы прошлого.

Таким образом, сеймотектоника — одна из сторон тектоники, и с актуалистических позиций мы должны признать, что первая подготовительная стадия этапа активизации (миоцен—нижний плиоцен) отличалась в Монголии относительно низким, а вторая, главная стадия — относительно высоким уровнем сейсмичности. Современная эпоха — текущий итог неотектонических событий незавершенной второй стадии и, следовательно, ее сейсмичность в целом должна быть высокой. Вместе с тем необратимость общего направления геологического развития не означает его однообразия, однозначности. Даже в пределах плейстоцена, не говоря уже о всем неотектоническом этапе, несомненно имели место спады и подъемы сейсмической активности, изменения сейсмического режима. Поэтому современный сейсмический уровень возможно экстраполировать, по-видимому, только на голоцен.

В соответствии со сказанным, а также морфологической и динамической диссимметрией неоструктуры Монголии наиболее сейсмически активна западная часть (от 105 меридиана) Монголии. Здесь же размещены наиболее грандиозные, подвижные и контрастные неотектонические сооружения.

По комплексу сейсмогеологических признаков в пределах МНР могут быть выделены следующие высокосейсмичные зоны: Прихубсугульская, Северо-Хангайская (Хан-Хухэй — Болнайская), Монголо-Алтайская и Гоби-Алтайская. Повышенной сейсмической активностью в слабо подвижной восточной половине МНР отличаются Орхон-Селенгинская, Хэнтэйская зоны и ряд небольших по площади блоков (Дэлгэр-Хангай, Бурэн-Хан, Дариганга и ряд других). Естественно, что при детализации такие крупные регионы могут быть разделены на зоны с различным сейсмическим потенциалом. В качестве примера приведем схемы возможных очаговых зон максимальных землетрясений Северной (рис. 6) и Западной (рис. 7) Монголии.

Большая часть Восточной и Юго-Восточной Монголии должна быть отнесена по сейсмогеологическим признакам и геолого-тектоническим критериям к сейсмически умеренной и даже слабо активной. Редкие более сильные толчки могут иметь место и здесь, повторяемость таких событий невелика. История показывает, что сильные землетрясения могут происходить в области с практически неуловимыми проявлениями новейшей тектоники. Такие геологически активные, но слабо контрастные в неотектоническом плане районы, как, например, Дариганга, Тото-Шань, Юго-Восточная Гоби, ни в коем случае не могут быть признаны вообще асейсмичными.



Р и с. 6. Схема зон вероятных максимальных землетрясений Северной Монголии. Составил С.Д. Хилько
 1–4 – зоны вероятного возникновения максимальных землетрясений с магнитудой (M) в очаге: 1 – более $7\frac{3}{4}$, 2 – до $7\frac{3}{4}$, 3 – до $6\frac{1}{2}$, 4 – до $5\frac{1}{2}$; 5 –
 зоны повышенной сейсмической опасности, соответствующие главным активизированным разломам

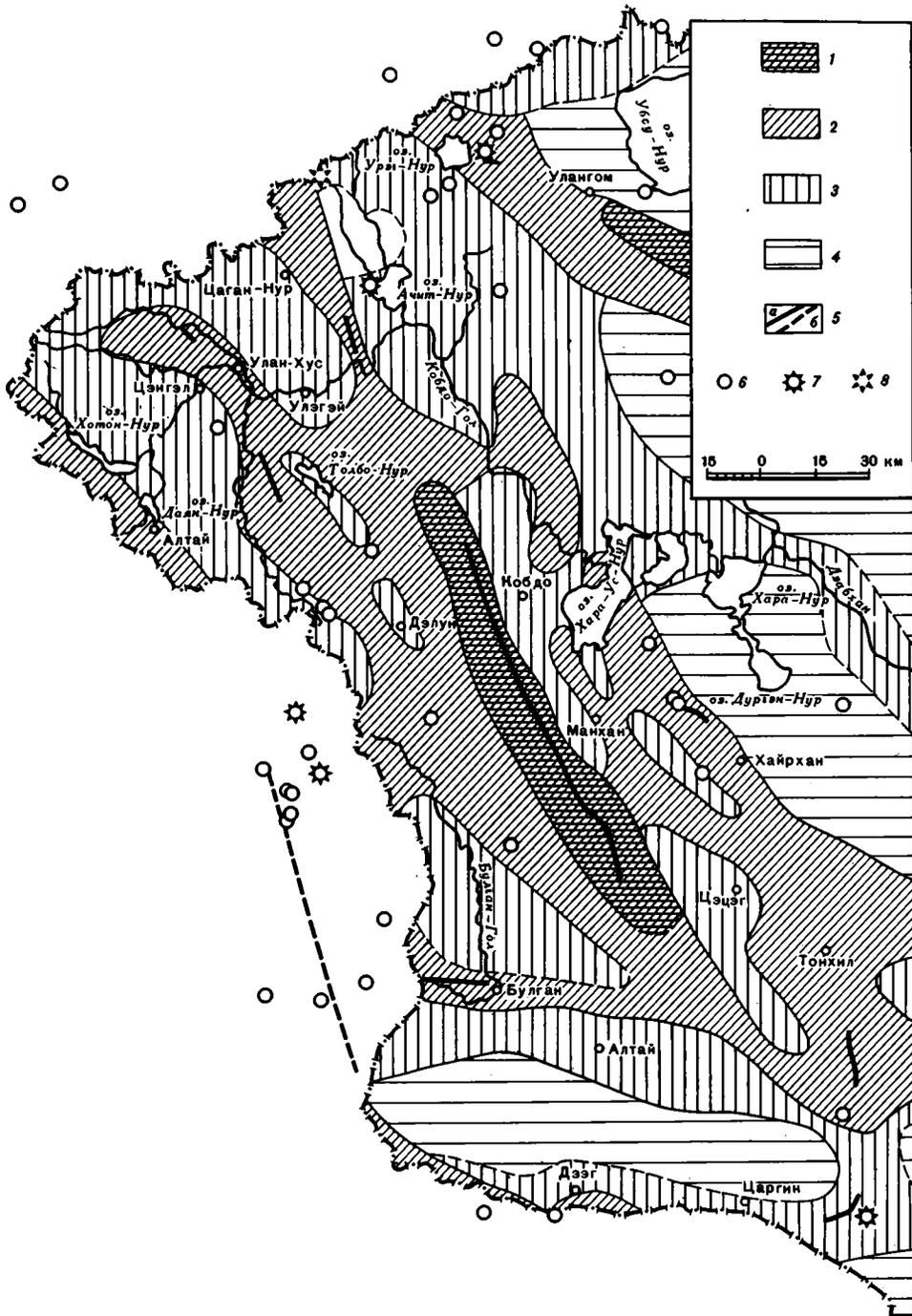
В настоящее время принято считать, что снятие коровых напряжений происходит или в результате нарушения сплошности земной коры (образование разломов), или при смещении по ранее образованному разлому. Земная кора в Монголии характеризуется интенсивной раздробленностью, разбита густой сетью разрывных нарушений различного возраста и генетических типов [3,11,13,25,29], поэтому логично предположить, что большинство сильных землетрясений здесь связано с подвижками по уже существующим разломам. При этом такая стабильная унаследованность движений по разломам больше характерна для той части территории Монголии, которая испытывает сжимающие напряжения. В рифтовой же зоне (Прихубсугулье), находящейся в условиях растяжения, наряду с подобным сейсмогенным "возрождением" разломов большую роль играют новообразованные разрывы.

Примеры всех сильных землетрясений МНР, сопровождавшихся разрывообразованием, показывают, что они связаны с блоковыми перемещениями земной коры, в связи с чем наиболее сейсмически опасными должны считаться шовные тектонические зоны, разделяющие активные блоки. Именно к таким зонам приурочены и все известные на территории Монголии палеосейсмодислокации — плейстоценовые зоны исторически недавних сильных землетрясений. Степень сейсмической опасности, сейсмический потенциал таких участков зависит, по-видимому, от того, какого типа морфоструктуры они контролируют. В связи с этим единые протяженные линейменты (системы разломов) в зависимости от неотектонической и сейсмогеологической ситуации могут иметь различный уровень сейсмической активности и вероятной максимальной интенсивности землетрясений, например, Северо-Хангайский, Предалтайский, Долиноозерский и другие сеймотектонические линейменты.

Распределение высокоактивных эпицентральных полей и линейных плейстоценовых зон сильнейших землетрясений XX в. в Северной, Западной и Южной Монголии в сопоставлении с эпицентрными зонами "доисторических" землетрясений, выявленных по палеосейсмодислокациям, показывает, что они как бы окружают центральное наиболее приподнятое ядро нагорья Хангай со всех сторон. В свете этих данных массивное Хангайское поднятие представляет собой своеобразный остров относительного сейсмического затишья в современном эпицентральном поле. Тем не менее в сеймотектоническом отношении оно может быть дифференцировано на ряд участков, среди которых повышенной сейсмоактивностью отличаются Баянхонгорская, Дзавханская и Эгийндабанская зоны глубинных разломов. Как в центральной части Хангая, так и по его периферии выявлены палеосейсмогенные структуры, свидетельствующие о происходивших здесь сильных землетрясениях, да и летописные данные говорят о том, что в недалеком прошлом Хангай был ареной бурных сейсмических событий [3,19].

При изучении Советско-Монгольской геологической экспедицией (СМГЭ) сеймотектоники Монголии применялись и продолжают применяться разнообразные методические приемы. Данные сейсмической службы МНР, которая действует в тесном контакте с Прибайкальской и Алтае-Саянской сейсмическими сетями, все более проясняют картину современного сейсмического режима, плотность и структуру эпицентрального поля. Накапливаются материалы наблюдений, открываются новые сейсмические станции. Составлены первые карты эпицентров землетрясений, сейсмической активности высокосейсмичных территорий МНР, предварительные схемы сейсмического районирования. Однако предстоит еще многое сделать для приведения монгольской сейсмической службы к существующим нормам и параметрам Прибайкальской и Алтае-Саянской сетей. С этой целью в составе СМГЭ начал работу сейсмический отряд, основной задачей которого является интерпретация инструментальных сейсмологических данных всех трех сейсмических сетей.

Таким образом, ведется большая подготовительная работа к составлению новой более научно обоснованной и более детальной карты сейсмического районирования МНР, столь необходимой для проектирования и строительства новых народнохозяйственных объектов. Особую и весьма важную роль в этой подготовке играют сейсмогеологические исследования, проводимые советскими и монгольскими учеными. Мировой опыт показывает, что прогноз землетрясений может быть



Р и с. 7. Схема зон вероятных максимальных землетрясений Западной Монголии. Составили Р.А. Курушин и С.Д. Хилько

1-4 - зоны вероятного возникновения максимальных землетрясений с магнитудой (M) в очаге: 1 - до 5 1/2, 2 - до 6 3/4, 3 - до 7 3/4, 4 - более 7 3/4; 5 - палеосейсмодислокации и сейсмодислокации (а - исторические землетрясения, б - предположительная трасса сейсмодислокаций, возникших при землетрясении 10/VIII 1931 г.); 6-8 - эпицентры сильных землетрясений: 6 - $5 \leq M < 6 3/4$, 7 - $M \geq 6 3/4$, 8 - по макросейсмическим данным

осуществлен лишь при использовании полного комплекса геологических, геоморфологических, историко-статистических и геофизических методов. Основной методический принцип применяемых в настоящее время сейсмогеологических исследований в МНР может быть выражен формулой связи: геологическая структура — морфоструктура (т.е. характер, степень выражения в рельефе и активность неотектонической деформации) — землетрясение. Это, несомненно, многообещающий принцип, и он уже принес некоторые плоды. В частности, с учетом такого методического подхода изучены крупные высокосейсмичные территории Северной и Западной Монголии, а в 1977 г. проведены полевые исследования в Центральной и Южной Монголии. Иначе говоря, собранный большой фактический материал практически по всем высокосейсмичным зонам МНР даст в ближайшее время возможность приступить к обобщениям по новейшей тектонике и сейсмичности территории МНР с составлением соответствующих карт в масштабе 1:1 500 000.

Вслед за Прибайкальской и другими сейсмоактивными зонами СССР на территории МНР был применен и проверен палеосейсмогеологический метод или прием оценки потенциальной сейсмичности неоструктур [27,9,22]. Он был разработан в начале 60-х годов в значительной мере на материале монгольских и прибайкальских землетрясений (Гоби-Алтайское, 1957; Муйское, 1958 и др.). Этот метод или прием, введенный в практику сейсмогеологических исследований в СССР, МНР и ряде других стран (США, Югославии, Иране и др.), отличается простотой и надежностью оценки потенциальной сейсмической опасности. Тем не менее необходимы поиски новых методических подходов к оценке современного сейсмического уровня и выделению сейсмогенных зон, необходимо дальнейшее тесное сращивание сейсмической и специальной сейсмогеологической службы при исследованиях на территории МНР. Практика показывает, что в условиях Монголии наилучший результат в сейсмогеологических исследованиях достигается при комплексном применении сеймотектонического метода, разработанного в Средней Азии [4,5], и названного выше палеосейсмогеологического метода.

В последнее время все большее значение приобретает изучение механизмов очагов землетрясений и их сопоставление с поверхностными сейсмогенными дислокациями (и палеосейсмодислокациями), изученными геолого-геоморфологическими методами. На территории МНР есть ряд классических районов, где такое сопоставление уже проведено (18 землетрясений) или его можно провести: Могодское, Бусингольское, Цэцэрлэгское, Цаган-Шибетинское эпицентральных полей, плейстоценовые зоны Гоби-Алтайского (1957 г.), Баян-Цаганского (1958 г.), Тахишарского (1974 г.) и ряда других землетрясений. Подобные исследования в МНР находятся в начальной стадии, поэтому для того, чтобы они развивались, необходимо прежде всего привести в соответствие друг с другом инструментальные материалы сейсмических сетей Монголии, Прибайкалья и Алтае-Саянской зоны. Необходимо расширение инструментальных исследований напряженного состояния земной коры в высокосейсмичных районах МНР с использованием существующих в настоящее время прогрессивных методик.

Выше указывалось, что территория Монголии должна рассматриваться как громадный естественный полигон для изучения землетрясений инструментальными и сейсмогеологическими методами. Такое изучение практически еще только начато, но оно начато с помощью всего комплекса существующих методов, и нет сомнений в том, что на базе геоморфологических, геологических, инструментальных, историко-статистических исследований при одновременном расширении и переоборудовании сети сейсмических станций в недалеком будущем будет осуществлено на современном уровне сейсмическое районирование МНР. Научные основы такого районирования в настоящее время создаются, а опыт подобных исследований в пограничных районах СССР (Прибайкалье, Алтае-Саянская зона) безусловно окажет существенную помощь.

Возвращаясь к проблеме связи современных тектонических движений с неотектоникой Монголии, подчеркнем особую важность открытия под всей Монголо-Сибирской горной системой громадной низкоскоростной неоднородности верхней

мантии [1,17]. Это открытие проливает дополнительный свет на связь глубинных процессов с поверхностными явлениями, в первую очередь, с неотектоникой и сейсмичностью северной окраины Внутренней Азии. Выяснено, что нижняя граница аномальной мантии на юго-западе достигает глубин 700 км и более и воздымается к северо-востоку до 400 км. Верхняя граница под Байкальской рифтовой зоной приближена к самой подошве земной коры и постепенно погружается к юго-западу. Проекция области низкоскоростной мантии на горизонтальную поверхность обнаруживает грубо симметричное строение относительно того же 105 меридиана, что, с одной стороны, находится в соответствии с симметрией геоморфологических и неоструктурных элементов Прибайкалья и Монголии и тем самым в какой-то мере объясняет их возникновение, а с другой — ставит вопрос более широкого плана — об исторической и причинно-следственной связи обоих феноменов: аномальной мантии и поверхностной неоструктуры земной коры в этом регионе. А.Л. Яншин и другие [30] допускают длительное существование крупных вертикальных изгибов литосферы, своего рода структурных ловушек, в которые эпизодически или периодически может проникать разуплотненное мантийное вещество. Существует ли такая ловушка в рассматриваемой области? Если да, то аномальную мантию и ее "вынужденный" контур можно рассматривать как новообразование. Именно так считают Ю.А. Зорин [10] и В.А. Рогожина [17]. Во всяком случае, подъем верхней границы аномальной мантии до поверхности Мохо под Байкальской рифтовой зоной говорит о близкой связи обоих явлений.

Как бы ни расценивать эти факты, приходится считаться с тем, что грубо симметричный план расположения структурных и неоструктурных элементов южной части Восточной Сибири и Монголии унаследован с глубокой геологической древности (возможно, с конца раннего или начала позднего докембрия, как об этом свидетельствует строение Иркутского амфитеатра и его складчатого обрамления), а отсюда следует вывод о громадной устойчивости глубинной физической основы Восточной Азии в геологических масштабах времени. Такое заключение влечет за собой некоторые ассоциации, отдаленно связанные, с одной стороны, со старинной гипотезой "древнего темени Азии", а с другой — ставит значительные трудности на пути согласования фактов с позиций тектоники плит.

Как указывалось В.А. Рогожиной и Ю.А. Зориним, громадная по объему и площади своей проекции низкоскоростная неоднородность верхней мантии сама по себе не может быть вполне однородной. Поэтому ее дальнейшее изучение при накоплении сейсмологических данных послужит ключом к будущей расшифровке как региональных, так, возможно, и локальных особенностей нео- и сейсмотектоники на территории Монголии и Прибайкалья.

Близгоризонтальное сжатие, господствующее в очагах центральноазиатских, в том числе и монгольских землетрясений, составляя динамическую основу современной тектоники этой области, было свойственно, судя по структурным формам неогенового и плейстоценового возраста, также и всему неотектоническому этапу. Сжатие и движение масс при общем стрессе и частных надвигах с юга на север отмечены А.А. Моссаковским и О.Томуртоого [14,26] для орогенных прогибов верхнего палеозоя и реннего мезозоя Монголии (Орхон-Селенгинский прогиб). В этом смысле новейшую и современную динамическую обстановку можно считать унаследованной. Однако в Байкальской рифтовой зоне современное силовое поле характеризуется близгоризонтальным расширением, что согласуется с развитием здесь раздвиговых рифтовых структур.

Все эти данные, если не забывать об упомянутой низкоскоростной аномалии в мантии, трудно увязать друг с другом. Вместе с тем нет недостатка в попытке объяснить главные особенности неоструктуры и сейсмотектоники Монголо-Байкальского региона. Так, П.С. Воронов видел причину симметричного распределения морфоструктурных элементов Прибайкалья, а также образования самой Байкальской рифтовой зоны в полюсобежном (с севера на юг) движении Сибирской платформы [2]. П. Молнар и другие [31] усматривают в сближении Евразийской и Индостанской литосферных плит причину неотектонической и сейсмической актив-

ности Центральной Азии. Ю.А. Зорин [10] видит в резко несимметричной форме низкоскоростной неоднородности верхней мантии под Монголо-Сибирской горной системой свидетельство горизонтального смещения всей литосферной плиты (включающей и Сибирскую платформу) на северо-восток. Как известно, существуют предположения о начавшемся на неотектоническом этапе расколе Азии путем образования Байкальской рифтовой зоны, представляемой в виде эмбриона будущего океана. Все эти гипотезы имеют прямое отношение к пониманию неотектоники и закономерностей проявления современных сейсотектонических процессов на территории Монголии. На данной стадии изучения проблемы трудно отдать предпочтение любой из них. Авторы не видят оснований для гипотезы раскола Азии, начавшегося в кайнозое, угрожающего также раскалыванием Северной Монголии, куда внедрен юго-западный фланг Байкальского рифта. Более достоверными кажутся идеи П. Молнара и других, основанные главным образом на анализе механизма очагов центрально-азиатских землетрясений и сейсмогенно обновленных разломов. Представляется, что дальнейшие сейсмологические и сейсмогеологические исследования в Монголии и на сопредельных территориях — один из наиболее надежных путей решения этих сложных вопросов.

В настоящее время, благодаря широкому развитию геологической службы МНР и исследовательских работ в рамках СМГЭ, накоплены и обобщаются обширные материалы по геологии, тектонике, глубинному строению, новейшей тектонике, геоморфологии, инженерной геологии. Монгольские сейсмологи в тесном контакте с советскими учеными и специалистами прилагают усилия для развития сейсмологической службы своей страны, а существующая сеть сейсмостанций МНР, Прибайкалья и Алтае-Саянской зоны дает важную информацию о землетрясениях в пределах "живой и беспокойной" Монголии. Проводимые нео- и сейсотектонические исследования дают богатый материал для познания эволюции новейших структур и выяснения геолого-тектонических условий проявления землетрясений. Все это, естественно, с необходимым продолжением, расширением и детализацией исследований позволит провести всестороннее изучение сейсмогеологических связей и обоснованное комплексное сейсмическое районирование территории Монгольской Народной Республики. Первостепенное значение эта проблема имеет для территории Северной Монголии, где необходимость проведения тщательного сейсмогеологического обоснования районов крупного промышленного строительства очевидна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бугаевский Г.Н., Нерсесов И.Л., Рогожина В.А. Горизонтальные неоднородности верхней мантии в Центральной Азии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 6.
2. Воронов П.С. О проблеме структуры Арктического бассейна и глобальных сдвиговых зонах Земли. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1964, № 18.
3. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
4. Губин И.Е. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсмрайонирования. — Геотектоника, 1974, № 6.
5. Губин И.Е. О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. — В кн.: Сейсотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976.
6. Девяткин Е.В. Геология кайнозоя Западной Монголии. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
7. Девяткин Е.В. Структуры и формационные комплексы этапа кайнозойской активизации. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
8. Девяткин Е.В., Николаева Т.В. Структуры новейшего этапа активизации Монголии (неоген — антропоген). — В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975.
9. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966.
10. Зорин Ю.А. Основные черты строения и физического состояния глубоких недр рифтовой зоны и механизм рифтогенеза. — В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск.: Наука, 1977.
11. Кожевников А.В., Дэмбэрэлдорж С., Болд Я. Новейшая тектоника Хангай-Хэнтийской горной страны (МНР). — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973.
12. Кожевников А.В., Сэвин В.Е., Уфлянд А.К. История развития Хангайского нагорья в мезозое и кайнозое. — В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1970.
13. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (Тр. Совмест. Сов.

- Монг. геол. эксп., вып. 11). М.: Наука, 1975.
14. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры: Автореф., докт. дис., 1973.
 15. *Назгибина М.С.* Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. — Геотектоника, 1970, № 5.
 16. *Погребиский М.И., Хайме Н.М., Чернышев С.Н.* Разрывная тектоника междуречья Орхона и Селенги. — Докл. АН СССР, 1974, 219, № 3.
 17. *Рогожина В.А.* Область пониженной скорости сейсмических волн в верхней мантии. — В кн.: Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977.
 18. Сейсмодатектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968.
 19. Сейсмическое районирование Улан-Батора. М.: Наука, 1971.
 20. *Селиванов Е.И.* Неотектоника и геоморфология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1972.
 21. *Солоненко В.П.* О некоторых особенностях землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны. — Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 10.
 22. *Солоненко В.П.* Палеосейсмогеология. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 9.
 23. *Солоненко В.П., Курушин Р.А., Павлов О.В.* и др. Современные катастрофические движения земной коры в Монголо-Байкальской сейсмической области. — В кн.: Проблемы современных движений земной коры. М.: Наука, 1969.
 24. *Тимофеев Д.А.* Пьедестальные горы — начальная стадия развития возрожденных гор. — В кн.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе: Илим, 1973.
 25. *Тихонов В.И.* Разломы. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974.
 26. *Томуртоогоо О.* Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии). — Геотектоника, 1972, № 3.
 27. *Флоренсов Н.А.* О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. — Геология и геофизика, 1960, № 1.
 28. *Флоренсов Н.А.* К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. — Геотектоника, 1965, № 4.
 29. *Хилько С.Д.* Отражение байкальского рифтогенеза в морфоструктуре и сейсмодатектонике Северной Монголии. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М., 1977.
 30. *Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — Докл. АН СССР, 1977, 234, № 5.
 31. *Molnar P., Tapponier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. — Science, 1975, 189, p. 419–426.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В МОНГОЛИИ

Вулканическая деятельность геологического прошлого привлекает всеобщее внимание по многим причинам. Хорошо известно, что наиболее строгие данные о составе глубинных земных оболочек даже для современной обстановки можно получить только изучая продукты вулканических извержений, выброшенные на поверхность земли из ее недр. Не случайно именно вулканы называли "окнами", позволяющими заглянуть внутрь нашей планеты. Для отдельных геологических эпох вулканогенные образования различных структурных ярусов — едва ли не главный источник информации о составе глубинных оболочек земного шара и об их изменчивости во времени.

Вулканическая деятельность минувших геологических эпох сопровождалась активным рудогенезом, поэтому вулканогенные образования являются прекрасным индикатором зон, перспективных для поисков месторождений полезных ископаемых. Огромно влияние вулканизма и на процесс образования осадков в древних бассейнах седиментации. Под влиянием выноса в эти бассейны колоссальных масс ювенильного и глубинного материала, связанного с вулканической деятельностью, возникают месторождения бокситов, фосфоритов и других осадочных руд.

Таковы главные причины, по которым исследования древнего вулканизма или палеовулканологические исследования становятся в настоящее время одним из ведущих методов изучения и в области геологической теории, и в практике прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых не только магматического и гидротермального, но и осадочного происхождения.

Древний вулканизм на территории Монголии исключительно выразителен. Он типичен для всех этапов ее геологического развития и охватил здесь огромные площади. Более трети поверхности Монголии занято продуктами деятельности древних вулканов, в том числе и наиболее древних, докембрийских и раннепалеозойских, возрастом 500 млн. лет и более, и самых молодых, кайнозойских, угасших совсем недавно, почти на глазах человека. Общие размеры площади, скрытой под чехлом вулканогенных пород, составляют в МНР свыше 0,5 млн. км², что вполне сравнимо с территорией такого крупного государства, как Франция.

Хотя роль древнего вулканизма в геологическом строении МНР очевидна, но еще далеко не все области распространения вулканогенных пород и не все возрастные группы этих пород показаны на геологических картах различных, в том числе сравнительно крупных, масштабов. Отсюда возникает первая задача изучения древнего вулканизма — составление различных карт, не только выявляющих общее размещение древних вулканических областей на территории МНР, но позволяющих проводить также разного рода реконструкции, способствующие правильному прогнозированию поисков месторождений полезных ископаемых. Сейчас мы еще далеки от решения этой задачи, так как геологическое картирование территории Монголии проведено преимущественно в мелком масштабе, при котором составление специализированных обобщающих карт затруднено малой изученностью в стратиграфическом и формационном плане тех разрезов, которые вскрывают вулканогенные породы.

Так возникает следующая, вторая, не менее ответственная задача — стратиграфического и формационного изучения типовых разрезов древних вулканических областей различного возраста. Решение этой задачи тесно связано с тщательным изучением, с одной стороны, палеонтологических остатков, с другой — минерального состава вулканогенных пород и их петрохимии. Наряду с этим появляется необходимость в выяснении характерных ассоциаций этих пород и их парагенезов с различными осадочными комплексами. При палеовулканоло-

гических исследованиях, проводимых в настоящее время Советско-Монгольской геологической экспедицией, эта вторая задача решается для различных возрастных уровней, в частности для среднего и верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. К сожалению, наиболее древние вулканические области еще сравнительно слабо исследованы, но их изучение крайне важно в связи с проблемой поисков бокситового, фосфатного и других видов сырья.

Среди других задач, которые могут быть предложены в связи с исследованием древнего вулканизма Монголии — это выяснение пространственного расположения, состава и строения корневых зон древних вулканов. В прошлом через такие зоны к поверхности земли мигрировали из земных недр ювенильные растворы и на своем пути они оставляли на разных уровнях различные, в том числе промышленные, скопления рудных масс. Знание подобных зон особенно необходимо для строгого прогнозирования поисков месторождений полезных ископаемых.

В решении рассмотренных палеовулканологических задач исследователями Советско-Монгольской геологической экспедиции, к числу которых принадлежат З. Дашдава, В.В. Кепежинская, Д. Оролмаа, А.Я. Салтыковский, О. Томуртоо, Д.И. Фрих-Хар, А.И. Анатольева и другие, достигнуты известные успехи. Тем не менее следует отметить известные трудности при разворачивании палеовулканологических работ, связанные с практически полным отсутствием исследований соответствующего направления в период времени, предшествующий началу работ экспедиции. Если по стратиграфии и тектонике, а также по интрузивным комплексам Монголии имелись разнообразные работы, в том числе обобщающие сводки, то по древнему вулканизму этой территории они практически отсутствовали. Исключения представляли лишь беглые упоминания в очерках стратиграфии о приуроченности тех или иных эффузивных толщ к различным стратиграфическим подразделениям, а также очень кратко изложение сведений о молодых базальтах.

Общие представления о древнем вулканизме Монголии складываются сейчас преимущественно на основе сопоставлений с теми материалами, которые имеются по территории смежных частей СССР или получены в результате стратиграфических и тектонических исследований, проведенных в МНР. В подобных представлениях важную роль играют известные данные о том, что геологические структуры Монголии размещаются на продолжении тех зон, изученных в СССР, которые подходят с северо-востока к границам МНР или располагаются на территории СССР и непосредственно с ней граничат. В связи с этим можно попытаться показать значение некоторых общих представлений на примере краткого обзора главнейших вулканических областей Монголии.

Известно, что с северо-востока от границ СССР на юго-запад следует система складчатых мезозойских структур своеобразных как в тектоническом отношении, так и по особенностям свойственного им древнего вулканизма. Мезозойские структуры этой полосы резко наложены на герцинский фундамент и обильно насыщены вулканогенными образованиями и мезозойскими гранитоидными интрузиями. Эта широкая полоса, около 300 км в поперечнике, прослеживается вглубь Монголии на расстояние 800 км и более, достигая на западе 105° в.д. Огромный интерес к мезозойскому вулканизму рассматриваемой полосы определяется характерными чертами оруденения, свойственными Восточному Забайкалью, мезозойские структуры которого продолжают в юго-западном направлении на территорию Монголии и создают благоприятный фон для поисков редкометальных, флюоритовых и других месторождений, в том числе и цветных металлов. Естественно, что изучению этой полосы или зоны, которую можно назвать Восточно-Монгольской мезозойской вулканической областью, было уделено большое внимание. В течение ряда лет сотрудники Советско-Монгольской геологической экспедиции проводили изучение тектоники и гранитоидного магматизма и попутно мезозойского вулканизма. Даже при таких, а не специализированных палеовулканологических исследованиях, были достигнуты определенные успехи, которые могут быть отражены в следующих кратко сформулированных выводах.

1. Вулканическая деятельность в мезозое в пределах рассматриваемой области началась в континентальных условиях в триасе, лишь местами несколько раньше, и продолжалась далее в течение юрского и мелового периодов, по-видимому, без существенных перерывов.

2. Разрезы мезозойских вулканогенных толщ исключительно многообразны и представлены основными (диабазы, базальты), средними (андезиты, андезитовые порфириты) и кислыми (дациты, липариты) породами и разнообразными по составу туфами. Вследствие крайней изменчивости вулканогенных образований в фациальном отношении создание общей стратиграфической схемы, опирающейся на данные о вариациях состава вулканогенных образований в вертикальном разрезе, оказалось невозможным. В связи с этим предполагались лишь некоторые самые общие соображения о возможных изменениях состава продуктов вулканических извержений с течением времени, но такие соображения, к сожалению, пока не подтверждены точными стратиграфическими построениями, основанными на палеонтологических данных.

3. Между вулканогенными породами и гранитоидными интрузиями, несущими редкометальное и другого типа оруденение, имеются тесные пространственные и хронологические связи. Намечаются общие возможности для отнесения этих интрузий к корневым зонам мезозойских вулканов. Поэтому возникла необходимость в постановке работ, направленных на изучение вулканических морфоструктур с целью выявления возможного прогнозирования месторождений и направления поисковых работ на некоторых наиболее благоприятных объектах.

Нельзя не отметить, что отсутствие прочной стратиграфической базы для корреляции континентальных толщ на востоке Монголии создает большие трудности в изучении мезозойского вулканизма в рассматриваемой области. Необходимо более полно изучить типичные формационные черты мезозойских вулканических образований и произвести детальное районирование этой вулканической области по особенностям проявления древнего вулканизма.

Другая обширная область мезозойского вулканизма тяготеет к северной окраине Монголии и следует от г. Сухэ-Батора на северо-востоке, где эта полоса граничит с территорией СССР, в юго-западном направлении вдоль р. Селенги. К западу она прослеживается на значительном протяжении вплоть до р. Тэсийн-Гол (98° в.д.) и, по-видимому, в фрагментах еще далее в том же направлении. Эта вулканическая область на территории МНР протяженностью свыше 500 км резко расширяется в районе Булгана, где от нее ответвляется в юго-восточном направлении сравнительно широкая полоса, следующая оси расположенного здесь крупного прогиба; эта полоса, которая может быть названа Северо-Монгольской мезозойской вулканической областью, трассирует крупную тектоническую зону разломов, совпадающую на территории СССР с Хилло-Чикойской системой впадин.

От Восточно-Монгольской мезозойской вулканической области она отделена обширной территорией, следующей от Даурского хребта в Центральном Забайкалье по направлению к Хангайскому нагорью через Улан-Батор и вдоль хр. Хэнтэй. В пределах этой территории проявления мезозойской вулканической деятельности почти совершенно отсутствуют.

В Северо-Монгольской области активная вулканическая деятельность началась в конце пермского периода и продолжалась без существенных перерывов в триасе и юре. Таким образом, по сравнению с Восточно-Монгольской вулканической областью мезозойский вулканизм здесь несколько более древний, до меловой; он начался в дотриасовый и закончился к меловому периоду.

В Советско-Монгольской экспедиции палеовулканологические исследования были первоначально организованы именно в Северо-Монгольской области, где можно было увязать их с стратиграфическими и тектоническими работами, которые проводились одновременно. Полученные в результате этих работ выводы могут быть сформулированы следующим образом.

1. Вулканическая деятельность на территории Северо-Монгольской области существенно отличается от синхронной вулканической деятельности Восточно-

Монгольской области, изученной на примере Предхэнтэйского прогиба. Четко выражены отличия в составе пород и особенно их петрохимических особенностях. Северная область отличается субщелочным характером при калиевой специализации, Восточная (для Предхэнтэйского прогиба) — обычным щелочным составом.

2. Типична сильная фациальная изменчивость вулканогенных толщ, наблюдаемая как в пределах очень крупных, так и небольших структур. При различных геологических обобщениях необходимо учитывать скользящий характер литологических границ в разрезах, сложенных вулканогенными породами. Поэтому их петрографические особенности не могут быть приняты в качестве эталона для стратиграфических корреляций.

3. В Северной области выявлен своеобразный тип вулканических образований, представленный серией пластовых тел липаритового состава, позволивший выделить В.В. Кепежинскас новый тип кислого вулканизма — ареальный, относящийся к концу периода вулканической активности. К этому типу вулканических образований тяготеют повышенные фоновые содержания золота, что заставляет обратить особое внимание на этот тип образований в практических поисковых целях.

4. Северная вулканическая область, расположенная на юго-западном продолжении металлогенической зоны, включающей на территории СССР месторождения молибдена, является также перспективной на молибден. Кроме того, в этой зоне следует иметь ввиду возможную связь вулканической деятельности с редкометальным оруденением.

Третья вулканическая область, представляющая существенный интерес для палеовулканологических исследований, располагается на юго-восточном продолжении складчатых структур Горного и Рудного Алтая на западе Монголии. Эта область охватывает обширную и весьма протяженную территорию, на которой широко распространены, судя по имеющимся в настоящее время данным, среднепалеозойские, преимущественно девонские вулканогенные толщи, хотя в ее пределах имеются и более древние вулканогенные образования — силурийские, ордовикские и кембрийские. По господству среднепалеозойских вулканогенных пород эту область можно назвать Западной среднепалеозойской вулканической областью. Общее протяжение ее огромно и достигает примерно 1000 км при наибольшей ширине около 250 км. В юго-восточном направлении вулканическая область клиновидно замыкается, по-видимому, в районе Богдо-Ула.

Западная среднепалеозойская вулканическая область изучена очень слабо. Северо-западная ее часть смыкается с горноалтайскими среднепалеозойскими вулканическими полями и подобно последним отличается преимущественным распространением вулканогенно-красноцветных формаций андезит-липаритового состава. Однако изученная часть этой области, расположенная в системе хребтов Монгольского Алтая между Богдо-Ула на юго-востоке и Бэгэр на северо-западе, как выяснилось, имеет существенно иные черты строения.

Во-первых, оказалось, что горная гряда, следующая через вершины Хара-Аргалант-Ула и Улан-Аргалантын-Ула, в пределах которой на геологической карте масштаба 1 : 1 500 000, изданной в 1966 г., показаны девонские вулканогенные толщи, сложена лишь обрывками пачек преимущественно зеленокаменных пород неопределенного возраста, залегающих в кровле крупной гранитной интрузии, сопровождаемой серией интрузивных пород пестрого возраста (до габбро включительно).

Во-вторых, выявились существенные отличия среднепалеозойских ассоциаций вулканогенных пород и их парагенезов в Западной вулканической области по сравнению с тем, что известно в Горном и Рудном Алтае. Исследования, направленные на строгое определение этих отличий, продолжают.

В-третьих, стало очевидным, что эталоном для распознавания особенностей среднепалеозойского и карбонового вулканизма в юго-восточной части Монгольского Алтая могут служить лишь те вулканогенные породы, которые подчинены синхронным осадочным сериям. Исследование характерных черт среднепалеозойского вул-

канизма — важная задача не только в теоретическом плане, но также и в связи с возможными прогнозами на ряд полезных ископаемых. Принципиальная неоднородность вулканической области определяет специфику оруденения, сопутствующего вулканогенным породам различных ее участков. Вследствие этого дальнейшего развития работ соответствующего направления в Западно-Монгольской среднепалеозойской вулканической области совершенно необходимо.

От северо-западных границ Монголии распространяются также обширные поля кембрийских и рифейских вулканогенных пород, с которыми в Сибири давно и многократно предпринимают попытки выявить месторождения фосфоритов и бокситов. Северная часть МНР с ее Хубсугульским фосфоритоносным бассейном оказалась исключительным по своему значению объектом, который широко известен, поэтому нет необходимости здесь повторяться.

Успехи, достигнутые в изучении фосфоритов Хубсугула, не должны заслонять перспектив изучения наиболее древних вулканических полей Западной и Северной Монголии, где помимо отдаленных кремнистых формаций, сопровождаемых фосфоритами, имеются и другие типы собственно вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, изучение которых необходимо для практических прогнозов по другим видам минерального сырья.

Поля кембрийских и рифейских вулканогенных пород обширны, но пока очень мало изучены, поэтому выдвигать какие-либо рекомендации практического характера еще затруднительно, хотя не исключены возможные перспективы нахождения здесь колчеданных и гематитовых руд.

На юге Монголии обособляется еще одна обширная вулканическая область, не связанная непосредственно с вулканическими полями, известными на территории СССР. Она мало изучена. Даже первое знакомство с этой областью позволяет обратить на нее особое внимание как на область, заслуживающую самого тщательного изучения с точки зрения практических задач развития поисковых работ на территории МНР. Эта область, которую удобно назвать Южно-Монгольской верхнепалеозойской вулканической областью, дугообразно опоясывает на юге территорию МНР полосой шириной 250 км и более и протяженностью свыше 1500 км.

Южно-Монгольская вулканическая область гетерогенна, однако для нее типично сравнительно широкое распространение карбоновых и пермских вулканогенных пород, представленных преимущественно липаритами, дацитами и андезитами. Эти породы принадлежат к липарит-андезитовым формациям континентального типа, которые сопровождаются преимущественно сероцветными и частично красноцветными терригенными комплексами. Эти формации по возрасту и составу сходны с верхнепалеозойскими андезит-липаритовыми формациями Казахстана. Часть Южной вулканической области, изученная в районе Ноена, как выяснилось, весьма близка к казахстанским верхнепалеозойским вулканическим полям, в частности тем, которые распространены на южном склоне Джунгарского Алатау и сопровождаются вторичными кварцитами, в том числе и рудоносными. В Южно-Монгольской вулканической области также обнаружены зоны вторичного окварцевания, сходные с казахстанскими. В связи с этим одной из возможных задач дальнейшего изучения древнего вулканизма в целях прогнозирования выдвигается исследование вулканогенных образований, и в первую очередь вторичных кварцитов Южно-Монгольского вулканического пояса. В настоящее время вторичные кварциты тщательно изучаются, но уже сейчас очевидно, что Южно-Монгольская вулканическая область выгодно отличается от других аналогичных областей Монголии развитием в ее пределах вторичных кварцитов, являющихся продуктами деятельности древних фумарольно-сульфатарных полей, рудоносность которых вполне вероятна, судя по результатам исследования аналогичных полей в Казахстане.

Прежде чем закончить настоящее сообщение и сформулировать некоторые наиболее существенные положения, которые могут быть представлены на его основе, следует очень кратко затронуть проблему молодых базальтов Монголии. Базальтовые поля, принадлежащие ряду типичных нестратифицированных вулканогенных формаций, сосредоточены преимущественно в восточной части Монголии (к восто-

ку от 98° в.д.), где они распространены на всем протяжении от крайнего юга (Дариганга) до крайнего севера (Прихубсугулье) страны. В этой восточной части Монголии базальтовые поля тяготеют к зоне северо-западного простираения, пересекающей все структурные области МНР почти поперек.

Схематично можно выделить три главные кайнозойские вулканические области, занятые базальтами: 1) Северо-Западная (Хангайское нагорье, Прихубсугулье); 2) Юго-Западная (Монгольский и Гобийский Алтай) и 3) Юго-Восточная (Дариганга). Исследование базальтовых полей показало (В.В. Кепежинская, З. Дашдаваа), что во всех трех областях базальты относятся к типичным представителям щелочной оливин-базальтовой серии, хотя в различных областях они имеют специфические отличия. На северо-западе базальты принадлежат ряду высокоглиноземных калиевых серий оливиновых базальтов. На юго-западе наблюдается характерная дифференцированная серия щелочных базальтоидов, промежуточных между калиевыми и натриевыми сериями. На юго-востоке типичны недифференцированные магнезиальные и слабо насыщенные кремнеземом базальты натриевого ряда. Эта серия отличается большим своеобразием не только в Монголии, но и в пределах всей Центральной Азии.

Не вдаваясь в детали, следует отметить два вывода, которые могут быть приведены в отношении базальтов Монголии.

1. Распространение их не подчинено закономерностям размещения разновозрастных геологических структур. Базальтовые поля наложены на древние структуры, поэтому на примере Монголии, как и в Центральной Азии, наглядно видно, что связывать образование базальтов с заключительными этапами развития разновозрастных структур (по схеме Г. Штилле) невозможно. Их появление обязано процессу, имеющему глобальное значение.

2. Изменчивость состава базальтовых полей в различных вулканических областях прямо указывает на латеральную изменчивость верхней мантии земли, за счет которой питались кайнозойские вулканы Монголии.

Приведенный краткий обзор главнейших вулканических областей Монголии, затронутых исследованиями Советско-Монгольской экспедиции в палеовулканологическом плане, конечно, очень схематичен. В нем не рассмотрена роль и значение тех вулканических образований, которые в пределах той или иной вулканической области относятся к более древним этапам развития вулканизма, чем возраст самой рассматриваемой области, т.е. не освещен вопрос о роли и значении тех остатков древних вулканогенных образований, которые как бы просвечивают в поле развития более молодой вулканической области и на которые наложены типичные для этой области более молодые вулканогенные комплексы. Главная цель настоящего сообщения состоит в том, чтобы ознакомить с основными результатами, полученными при проведении палеовулканологических исследований, и обратить внимание на стоящие перед этими исследованиями задачи.

Подведем некоторые общие итоги.

В теоретических построениях, затрагивающих проблему древнего вулканизма Монголии, важно отметить следующее.

1. Древний вулканизм на территории МНР дает необычайно яркие примеры эпигенетического развития, которые особенно наглядно устанавливаются для последних 200 млн. лет, т.е. более, чем трети фанерозоя. Наложенный, а не унаследованный, вулканизм мезозойской эры особенно типичен для Восточной вулканической области и не менее выразителен для аналогичных кайнозойских областей. Таким образом, к вулканизму этого времени совершенно не приложимы стандартные представления о так называемом субсеквентном или о финальном вулканизме Штиллеанского канона. Причины, вызывающие проявления подобного эпигенетического типа вулканизма, несомненно выходят за рамки истории развития конкретной тектонической области определенного возраста и, следовательно, относятся к явлениям глобального характера.

Для палеозойского периода геологического развития определить формы развития вулканизма — наложенные или унаследованные — пока еще трудно из-за относительно слабой изученности вулканизма, отвечающего этим периодам.

2. Петрохимические вариации продуктов вулканической деятельности позволяют утверждать, что глубинные зоны, питавшие в прошлом древние вулканы, т.е. те зоны, которые располагаются на глубинах свыше 60 км и относятся к верхней мантии земли, в течение мезозоя и кайнозоя обнаруживали ярко выраженную латеральную изменчивость. Вследствие этого северные районы устойчиво в течение мезозоя и кайнозоя отличались относительно высоким содержанием калия; для южных районов более характерна натриевая специализация.

3. Пространственное размещение мезозойских вулканических областей и особенности свойственного им состава типовых ассоциаций вулканогенных пород подтверждают устанавливаемую на основании общих данных металлогеническую специализацию северных и южных районов. На севере мезозойский вулканизм сопровождается медно-молибденовой и золотой минерализацией, на юге — преимущественно редкометальной и флюоритовой. Редкометальное оруденение также вероятно на севере, но, по-видимому, оно будет отличаться некоторыми особенностями состава по сравнению с юго-восточными районами (Восточно-Монгольская вулканическая область).

4. В плане практического приложения данных изучения древнего вулканизма необходимо особое внимание обратить на Южную верхнепалеозойскую вулканическую область, в пределах которой обнаружены вторичные кварциты, сходные с казахстанскими, что выдвигает эту область в число регионов, в пределах которых необходимо проведение поисково-ревизионных работ.

5. В свете выдвинутых в начале сообщения общих задач, стоящих перед исследованием древнего вулканизма в Монголии, особо важными являются следующие: а) составление формационных карт различных вулканических областей, в первую очередь мезозойских и кайнозойских как лучше изученных; б) дальнейшее исследование возможностей палеонтологического обоснования возраста вулканогенных образований, а также изучение вещественного состава вулканогенных пород; в) развертывание работ, направленных на детальное изучение верхнепалеозойского вулканизма в южных областях, в частности исследования фумарольно-сульфатной деятельности, сопровождавшей древний вулканизм.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С МЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИЕЙ

Обобщения обширных материалов по геологии рудных месторождений и других полезных ископаемых Монголии, выполненные в последние годы, раскрывают многие особенности их образования и некоторые закономерности размещения на территории этой страны. В этом отношении особенное значение имеет недавно опубликованная книга "Геология Монгольской Народной Республики", т. III, посвященная полезным ископаемым [4]. Весьма ценной является обобщающая работа Ю.А. Борзаковского, В.Н. Выдрина, Н.А. Маринова и других [2] по металлогении Монгольской Народной Республики. Тем не менее эти работы не дают еще достаточно полного анализа особенностей геологического развития и металлогении Монголии, так как, с одной стороны, не учитывают новых данных по геологии и металлогении соседних территорий СССР, особенно юга Сибири, а с другой — в них не использованы в нужной мере материалы исследований экспедиций Академии наук СССР, в том числе Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Как отметил А.Д. Щеглов [14], создание капитального обобщения по металлогении МНР должно быть следующим этапом познания закономерностей размещения месторождений на территории этой страны.

В связи с этим назрела необходимость рассмотреть некоторые вопросы металлогении Монголии с учетом современных представлений о металлогении смежных складчатых областей юга Сибири и новых данных, полученных в результате исследований, проведенных в последние годы. В этом плане представляют определенный интерес исследования сотрудников Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР А.П. Берзиной, А.С. Борисенко, В.И. Васильева, В.А. Кузнецова, А.А. Оболенского, В.Г. Петрова, В.И. Сотникова, Ю.Г. Щербакова и сотрудников АН МНР — А. Маргая, Г. Сандуйжава и А. Тэгшила под общим научным руководством академика В.А. Кузнецова, выполненные по линии Советско-Монгольской геологической экспедиции.

Особенности металлогении докембрия и раннего кембрия

Проблема металлогении докембрия привлекает в последние годы особенное внимание в связи с тем, что именно в древнейших докембрийских толщах ряда платформенных и древних складчатых областей размещаются крупнейшие и гигантские месторождения различных типов, в том числе стратиформные месторождения железных, медных, свинцово-цинковых, урановых и других руд, золота и многих других полезных ископаемых. На юге Сибири, в архейских толщах Алданского щита, известны крупные месторождения железных руд, апатита, слюды, стратиформные месторождения магнетитовых кварцитов Чаро-Токкинского района. В протерозойских и раннекембрийских толщах Сибирской платформы и обрамляющих ее байкалидах и ранних каледонидах размещаются стратиформные месторождения медных руд Удокана, свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических руд Бурятии, Тувы и других районов, месторождения железных руд Алтае-Саянской области, среди которых, кроме ранее известных месторождений скарново-магнетитовой рудной формации метасоматического типа, выделяются железорудные месторождения вулканогенно-осадочного типа, связанные с раннекембрийским вулканизмом и синхронным с ним оруденением. Следует отметить, что в ряде районов в близких по стратиграфическому положению кембрийских толщах раз-

мещаются месторождения марганцевых руд (хр. Арга, Усинское месторождение в Кузнецком Алатау).

Представляется важным отметить следующее существенное обстоятельство, не привлекавшее до сих пор особого внимания. В ряде районов развития осадочных и вулканогенно-осадочных железных руд, связанных с древними докембрийскими и раннекембрийскими толщами, отмечается наличие или признаки высокоглиноземистых пород, а в некоторых случаях — типичных бокситов.

Так, в пределах массива Сангилен в юго-восточной части Тувы, примыкающей к Северной Монголии, в составе выделяемой там мугурской свиты кристаллических сланцев докембрия, в которую входят горизонты магнетитовых кварцитов Мугурского месторождения, автором в 1945 г. выделялись пачки слюдястых кварцитов и силлиманит-андалузитовых гнейсов, а позднее В.А. Вахрушевым и Б.Н. Лапиным в мугурских магнетитовых кварцитах было установлено высокое содержание корунда [3]. Это свидетельствует о том, что в позднем докембрии в этом районе существовали условия, благоприятствующие накоплению осадков с повышенным содержанием глинозема.

Как известно, месторождения высокоглиноземистого сырья в виде силлиманитовых сланцев известны в Восточном Саяне в пределах Иркутской области (Китойское месторождение) и восточнее — в Бурятской АССР (Кяхтинское месторождение).

Наконец, представляют определенный интерес сведения о металлогении докембрийских и раннекембрийских толщ Амурской области и Хабаровского края. В Малохинганском районе в толще нижнего кембрия размещается железорудный горизонт с стратифицированными пластами железистых кварцитов, причем в низах горизонта местами залегают марганцевые руды. В Зее-Селемджинском железорудном районе Амурской области в вулканогенно-осадочной метаморфизованной толще нижнего кембрия располагается известное Гаринское железорудное месторождение пластового типа, руды которого рассматриваются как комплексное сырье на железо и алюминий в связи с высоким содержанием глинозема. В рудном поле месторождения установлены пласты железистых бокситов.

На территории Монголии, особенно в пределах байкальских и раннекаледонских складчато-глыбовых структур северных районов, древние протерозойские, позднедокембрийские и раннекембрийские толщи пользуются значительным распространением. Во многих случаях они сопровождаются проявлениями железорудного и марганцевого оруденения. В метаморфических толщах верхнепротерозойского складчатого фундамента каледонид содержатся кремнисто-железные руды железисто-кварцевой рудной формации. Они представлены полосчатыми железистыми кварцитами кварц-гематитового и кварц-гематит-магнетитового состава, которые относятся к метаморфизованным эксгальционно-осадочным, или хемогенно-осадочным залежам. Рудовмещающими являются кварцит-сланцево-карбонатные толщи верхнего протерозоя. Месторождения этого типа выявлены в ряде районов (например, месторождение Тамир-Гол в Восточно-Хангайской железорудной зоне).

В геосинклинальных вулканогенно-осадочных толщах позднего докембрия — нижнего кембрия тех же северных районов Монголии известны многочисленные проявления яшмо-кварцевой рудной формации с гематит-магнетитовыми, магнетитовыми и марганцевыми пластовыми залежами. Отмечается закономерный фациальный переход железных руд в марганцевые. Руды имеют первично-осадочное или эффузивно-осадочное происхождение. В формировании яшмо-кварцитов допускается влияние подводной поствулканической деятельности. Рудопроявления этого типа и возраста многочисленны в Хангай-Хэнтэйской металлогенической области. С кремнисто-карбонатными толщами позднего докембрия — нижнего кембрия Прихубсугульского прогиба связаны метаморфизованные осадочные марганцевые руды месторождения Сайхан-Гол и ряда рудопроявлений. Следует отметить, что в толщах верхнерифейско-кембрийского возраста того же прогиба размещаются месторождения фосфоритов известнякового Хубсугульского фосфоритоносного бассейна [4].

Таким образом, для металлогении докембрия и раннего кембрия Монголии весьма характерно широкое и довольно интенсивное проявление железоруднения вулканогенно-осадочного и, по-видимому, хемогенно-осадочного типов, принадлежащее к железо-кварцевой и яшмо-кварцевой формациям; с осадками позднего докембрия — раннего кембрия связано также марганцевое руденение и образование фосфоритов. Наконец, важно отметить наличие в Северной Монголии высокоглиноземистых пород этого возраста. Наиболее интересно проявление силлиманитовых сланцев и гнейсов в районе ж.д. станции Сухэ-Батор. По данным М.И. Горина и С.П. Красильникова, оно представляет собою пласт силлиманитовых сланцев мощностью 2—4 м в составе высокометаморфизованной толщи венд-нижекембрийских вулканогенно-осадочных отложений [4].

Учитывая эти данные, можно предположить, что на территории Монголии в подобных по формационному типу и стратиграфическому положению, но не испытывавших глубокого метаморфизма толщах могут быть обнаружены бокситы, возможно, достаточно высокого качества, пригодные как сырье для алюминиевой промышленности.

Обнаруженные группой сотрудников экспедиции, возглавляемой Г.В. Пинусом¹, высококачественные диаспоровые бокситы, залегающие в виде прослоев в метаморфизованной толще докембрия в хр. Ихэ-Дарив-Нуру на западе Монголии, заслуживают самого серьезного внимания. Необходимо изучить условия залегания, состав и генезис этих бокситов, а также положение их в стратиграфическом разрезе и в итоге разработать поисковые критерии на бокситы такого типа не только для территории Монголии, но и для соседних областей юга Сибири.

О медно-молибденовой рудной формации Монголии

Как известно, среди месторождений медных руд выделяется в качестве особого генетического или формационного типа группа так называемых медно-порфировых месторождений, к которому относятся многие крупнейшие медные месторождения мира. Характерной особенностью месторождений этого типа является тесная связь их с рудоносными порфировыми массивами. В рудах многих месторождений этого типа обычно присутствует молибден, причем иногда в значительном количестве.

Обобщение обширных материалов по геологии и генезису месторождений этого типа в Сибири, Казахстане, Средней Азии и в Закавказье, а затем и в пределах МНР, выполненное В.И. Сотниковым, А.П. Берзиной и другими [11], позволило объединить ряд месторождений медных и молибденовых руд в единую медно-молибденовую рудную формацию с возможным подразделением ее на молибденовую, медно-молибденовую и существенно медную субформации. В эту формацию входит группа месторождений прожилково-вкрапленных руд, обладающих устойчивым составом главных рудных и жильных минералов (пирит, халькопирит, молибденит, в отдельных случаях — борнит, энаргит, халькозин, кварц, калиевый полевой шпат) и характеризующихся интенсивным проявлением гидротермальных изменений вмещающих пород (от ранней калишпатизации к процессам кислотного выщелачивания — окварцеванию, аргиллизации), развивающихся в тесной связи со становлением относительно малоглубинного комплекса магматических пород обычно порфирового типа. Месторождения этого формационного типа отличаются широким развитием на них прерудных взрывных брекчий. Месторождения чаще располагаются в орогенных прогибах или областях тектоно-магматической активизации и связаны с формациями субвулканических гранитоидов среднего и кислого состава относительно повышенной щелочности, сопровождающихся дайками сложного состава. Они представляют собой штокверки нередко крупного масштаба.

Исследования В.И. Сотникова, А.П. Берзиной, Г. Сандуйжава при участии Н.Ф. Вологодина и А.А. Проскурякова, проведенные в плане формационного анализа в 1970—1977 гг., показали, что многочисленные проявления медного руденения Монголии относятся в основном к следующим рудным формациям: медно-молиб-

¹ Сообщение Г.В. Пинуса на совещании в г. Улан-Баторе 30/IX — 1/X. 1977 г.

денной (медно-порфировой), медноколчеданной, медистых песчаников, скарново-медной и формации самородной меди в эффузивах. Ведущее значение для Монголии имеет медно-молибденовая рудная формация, к которой относятся известные месторождения Эрдэнтуин-Обо в Орхон-Селенгинской металлогенической зоне и Цаган-Субургинское месторождение в Южно-Гобийской складчатой системе. Проведенными исследованиями установлено, что эти месторождения и ряд других рудопроявлений того же формационного типа обнаруживают парагенетическую связь с позднегерцинскими вулкано-плутоническими комплексами. В рудных полях месторождений Эрдэнтуин-Обо и Цаган-Субурга обнаружены предрудные взрывные брекчии. Детальное изучение взрывных брекчий Цаган-Субурги установило наличие в их составе ряда характерных для подобных пород минералов, в том числе циркона, апатита, мартита, иногда — турмалина и сульфидов, в числе которых отмечались единичные зерна киновари. По данным термобарометрических исследований новообразованного апатита брекчий и частично других минералов высказано предположение об относительно низкотемпературных условиях поздних стадий их образования.

Месторождения медно-молибденовой рудной формации характеризуются интенсивным проявлением метасоматических процессов, вызывающих формирование различного рода метасоматитов. Наиболее типичными являются процессы калишпатизации и более поздней аргиллизации. Рудообразующий процесс в целом отличается полиасцендентным развитием с неоднократным проявлением ранней щелочной, затем кислотной и поздней щелочной стадий и, как следствие, многократным образованием соответствующих метасоматитов и рудных минеральных парагенезисов.

Комплекс проведенных исследований показал, что перспективы практического освоения месторождения Цаган-Субурга и примыкающих к нему однотипных рудопроявлений могут быть более значительными, чем считалось ранее.

В свете этих исследований территория МНР в целом представляется перспективной провинцией медно-молибденовых руд. На севере Монголии выделяется протяженный Северо-Монгольский медно-молибденовый рудный пояс, частично совпадающий с Орхон-Селенгинской структурной и металлогенической зоной. В его пределах находится месторождение Эрдэнтуин-Обо. К западу пояс прослеживается до Нарин-Булакского рудопроявления (сомон Тэлмэн), где намечается рудный узел на сочленении субширотных и субмеридиональных структур и где проявилось пространственно сопряженное медноколчеданное и медно-молибденовое (медно-порфировое) оруденение. Рудный пояс продолжается на восток до границы СССР и на территории Забайкалья.

На юге расположен Южно-Монгольский рудный пояс, включающий кроме Цаган-Субургинского рудного узла Дэлгэрэхскую группу рудопроявлений и Манлайский рудный узел (Хармактай, Уха-Худук, Дучин-Хурал). Потенциально рудоносной площадью может являться экзоконтактовая зона южной части Южно-Мантхского интрузивного массива.

Вероятно, перспективной на медно-молибденовое оруденение является Баян-Хонгорская тектоническая зона, где пока известны единичные медно-порфировые рудопроявления (Сайрин-Ула, Замын-Худук и др.), но возможно обнаружение новых и более значительных рудных объектов.

Нами установлено, что ряд проявлений медно-молибденового оруденения отличается повышенной золотоносностью, что свойственно некоторым месторождениям медно-молибденовой рудной формации вообще и, следовательно, увеличивает ее экономическое значение.

О золотоносности территории Монголии

На территории Монголии известны коренные и россыпные месторождения золота и большое число мелких рудопроявлений. Все они принадлежат к кварц-жильному типу золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Анализ геологической обстановки позволял предполагать возможность обнаружения на территории Мон-

голии месторождений и других типов – золото-сульфидной, золото-скарновой и эпитермальной формации балецкого типа [4].

Наши исследования (Ю.Г. Щербатов, А. Тэгшил, В.Г. Петров), начатые в плане геохимического и формационного анализа в 1976 г., подтвердили наличие на территории МНР проявлений золотого оруденения не только указанных типов, но и тех типов, которые привлекают в последнее время особенное внимание, в частности минерализованных (окварцованных, пиритизированных) зон в метаморфизованных и черносланцевых толщах докембрия и нижнего палеозоя. Кроме того, представляют большой интерес проявления золотоносности в зонах лиственитизации в ряде гипербазитовых поясов, например, в Манлайском поясе, а также установленная нами золотоносность ряда проявлений медно-молибденовой рудной формации.

О закономерностях размещения эпитермального оруденения, связанного с мезозойской активизацией

Анализ региональных закономерностей размещения на территории СССР эпитермального ртутного оруденения показал, что в Алтае-Саянской складчатой области и в Забайкалье, на юге Сибири, локализуется ряд месторождений ртути и большое количество рудопроявлений, в связи с чем эти области выделены в качестве ртутных провинций [5, 6, 9].

Для локализации ртутного оруденения в этих провинциях ведущее значение имеют зоны региональных разломов, разрывных структур крупного масштаба и длительного развития, иногда сопровождающиеся поясами офиолитов с гипербазитовыми массивами и в некоторых случаях с полями даек диабазов и основных пород повышенной щелочности, производных самостоятельных малых интрузий. Такие региональные разломы, прослеживающиеся на многие сотни километров, по-видимому, проникают в верхнюю мантию Земли и относятся к категории глубинных разломов. Рудоконтролирующими структурами являются зоны краевых разломов, отделяющие байкалиды Алтае-Саянской области от каледонид и каледониды от герцинид, причем наиболее существенное значение имеют зоны разломов, испытавшие позднепалеозойскую и мезозойскую тектоно-магматическую активизацию. Геологический возраст ртутного оруденения в Забайкалье довольно уверенно определяется как мезозойский (нижний мел). Оно обнаруживает парагенетическую связь с близкими по генезису и возрасту месторождениями флюорита, сурьмяными рудопроявлениями, низкотемпературной золотой минерализацией балецкого типа и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой минерализацией.

В Алтае-Саянской рудной провинции возраст ртутного оруденения определяется в пределах позднего палеозоя – середины мезозоя. Намечается парагенетическая связь ртутного оруденения с эпитермальной свинцово-цинковой и флюоритовой минерализацией, а также с близкими по генетическому типу арсенидным и сульфоарсенидным медно-никель-кобальтовым и барит-флюорит-сидеритовым оруденением, достаточно широко проявленным в Туве и в Горном Алтае и также связанным с проявлениями мезозойской активизации каледонид и герцинид этих районов [6, 10].

В Алтае-Саянской провинции ртутное и сопутствующее ему эпитермальное оруденение контролируется Кузнецким, Ташелгино-Кондомским и Курайским, а также Салаирским и Саяно-Тувинским разломами, слагающими в целом обширный Кузнецко-Алтайский ртутный пояс, прослеживающийся на территории СССР на протяжении около 1000 км и продолжающийся на юго-восток на смежную территорию Западной Монголии. Прямыми структурными продолжениями этого пояса на территории МНР служат Кобдинский, Цаган-Шибетинский и Толбонурский разломы.

В пределах Забайкальской провинции рудоконтролирующими структурами являются Шилка-Ингодинский и Урулюнгуевский (Ононский) разломы – составные звенья Монголо-Охотского тектонического и ртутного пояса. Структурными продолжениями этих разломов на территории МНР служат Баянгольский, Ерогольский, Ононский (Эрендабанский) и Южно-Хэнтэйский разломы.

Проявления однотипной минерализации в Монголии, в Казахстане и структурах Тянь-Шаня позволили автору выдвинуть и развить понятие о существовании трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса, соответствующего положению одноименного палеозойского складчатого пояса [6].

Известно, что подавляющее большинство ртутных месторождений мира размещается в двух металлогенических поясах глобального масштаба: Средиземноморском (Альпийско-Гималайском) и Тихоокеанском. Возраст ртутного оруденения в этих поясах — альпийский и мезозойский.

Ртутные провинции Казахстана, юга Сибири и Монголии не входят ни в Средиземноморский, ни в Тихоокеанский рудные пояса. Вместе с тем они занимают определенное положение в Центрально-Азиатском палеозойском складчатом поясе, размещаясь или в позднеорогенных структурах герцинид, или в каледонидах и герцинидах, испытавших мезозойскую активизацию и наложенное мезозойское оруденение.

Нашими работами (В.А. Кузнецов, А.А. Оболенский, В.И. Васильев, А.С. Борисенко, А. Маргай), проведенными в 1970–1975 гг., установлена общность региональных разломов Монголии с рудоконтролирующими разломами Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья. В ряде районов Монголии открыты рудопроявления ртути и новые шлиховые ореолы киновари. Это, в совокупности с имевшимися ранее данными, позволяет рассматривать Монголию как новую самостоятельную ртутную область — составную часть Центрально-Азиатского ртутного пояса.

В западной части Монголии в качестве структур, контролирующих ртутное оруденение, как указывалось выше, являются Цаган-Шибетинский, Кобдинский и Толбонурский региональные разломы. Дальнейшим продолжением Кобдинского и Толбонурского разломов в Гобийском Алтае, по-видимому, является Ихэ-Богдинский разлом. Все они занимают близкую геологическую позицию — это системы краевых разломов, отделяющих каледониды севера от герцинид юга Монголии.

В структурах монгольской части Кузнецко-Алтайского ртутного пояса пока не известны коренные месторождения ртути, но обнаружен ряд шлиховых ореолов киновари и геохимических аномалий (первичных ореолов). Они установлены в зонах Толбонурского, Кобдинского, Цаган-Шибетинского, Ихэ-Богдинского и Манлайского разломов, причем есть основания предполагать наличие в этих районах более концентрированного оруденения.

В соседних районах Горного Алтая и Тувы известны месторождения и многочисленные рудопроявления, представленные ртутной формацией — листовитовым, карбонатно-киноварным, кварц-диксит-киноварным, кварц-барит-киноварным и другими минеральными типами. Как отмечалось, устанавливается некоторая связь этих рудопроявлений с флюоритовым, свинцово-цинковым, а также с арсенидным и сульфо-арсенидным медно-никель-кобальтовым и барит-флюорит-сидеритовым оруденением, которое по геологической позиции и данным абсолютной геохронологии обнаруживает связь с проявлениями мезозойской активизации каледонид и герцинид Тувы и Горного Алтая.

Особый интерес представляет мезозойское (посленижнеюрское) эпitherмальное оруденение в зоне Цаган-Шибетинского разлома в долине р. Карги (Харгиин-Гол), впадающей в озеро Урэг-Нур (Северо-Западная Монголия).

Оруденение в зоне этого разлома было обнаружено первоначально на территории Тувинской АССР (там разлом называется Шапшальским) и изучалось В.Д. Широкушкиным, В.Г. Тюлькиным, А.С. Митропольским и другими [10, 12]. Аналогичное оруденение обнаружено нами в зоне разлома на северном берегу оз. Урэг-Нур в участке ручья Мерген-Булак.

Оруденение локализуется в зоне разлома, имеющего характер глыбового надвига, висячее крыло которого сложено метаморфизованной эффузивно-осадочной толщей предположительно кембрийского возраста и пестроцветной вулканогенной толщей ордовика (или девона), а лежащее крыло — угленосной толщей песчаников нижней юры. Оруденение представлено кварц-карбонатными и карбонатно-баритовыми жилами в юрских песчаниках. В жилах присутствуют блеклая руда (теннантит), халькопирит, галенит, пирит. Химическими и спектральными анали-

зами установлены медь, мышьяк, кобальт, висмут, свинец, сурьма, ртуть. По минеральному составу руд и набору элементов это рудопроявление сходно с арсенидными и сульфидно-арсенидными месторождениями соседних районов Тувы и вместе с тем оно имеет некоторое сходство с блеклорудно-киноварными рудопроявлениями того же района.

Весьма интересно, что в двух шлихах из делювия, взятых на склоне непосредственно под зоной минерализации, нами были обнаружены единичные зерна киновари.

Мезозойское эпитермальное оруденение в зоне Цаган-Шибетинского (Шапшальского) разлома в Северо-Западной Монголии и смежных районах Тувы представляет большой интерес и важное значение для познания металлогении не только этих районов, но и более обширных территорий Монголии и Алтае-Саянской области. Во-первых, здесь имеется твердое доказательство проявлений мезозойской (посленижнеюрской) эндогенной минерализации, связанной с мезозойской активизацией зон глубинных разломов в каледонидах и герцинидах Алтае-Саянской области и Северо-Западной Монголии. Получены новые убедительные данные, подтверждающие мезозойский возраст ртутного оруденения этих районов. Кроме того, имеются определенные доказательства о близком возрасте и наличии парагенетической связи арсенидного и сульфидно-арсенидного медно-никель-кобальтового, а также барит-флюорит-сидеритового оруденения Тувы и Горного Алтая с сурьмяно-ртутным и ртутным оруденением тех же районов. Наконец, эти данные свидетельствуют о том, что эпитермальная минерализация, связанная с мезозойской тектоно-магматической активизацией, проявилась не только в Восточной Монголии, примыкающей к Забайкалью, но и в Западной Монголии. Это, очевидно, должно внести значительные поправки в существующие представления о металлогенической зональности Монголии.

Исследования показали, что в северные и северо-восточные районы Монголии, продолжаются из Забайкалья рудоконтролирующие разломы Монголо-Охотского рудного пояса. Шилкинский и Чикой-Ингодинский разломы прослеживаются на территории МНР в виде Баянгольского, Тамиргольского и Ерогольского разломов, к которым тяготеет ряд шлиховых ореолов киновари. Эти разломы образуют северо-западное обрамление Орхон-Селенгинского герцинского прогиба среди каледонских структур Северной Монголии. При проверке шлиховых ореолов киновари в бассейне р. Хара-Гол в зоне Ерогольского разлома в 1975 г. была обнаружена ртутная минерализация в коренном залегании на участках горы Тунхил и на левобережье р. Балжа. Минерализация локализуется в зонах дробления в кварцитах и полях гидротермальной аргиллизации в песчаниках; она представлена в основном вкрапленностью киновари, реже блеклой рудой, пиритом и сфалеритом.

Юго-восточное ограничение Орхон-Селенгинского прогиба образовано системой Ононского, Южно-Хэнтэйского и Ульдзинского разломов. К ним приурочены наиболее значительные по масштабам шлиховые ореолы киновари в бассейнах рек Ульдза, Дучин-Гол, Ималхуйн-Гол и других и коренное рудопроявление в участке Далай-Ама-Гол, описанное В.А. Благонравовым [1]. Нами обнаружено новое рудопроявление Харцату в бассейне р. Дучин-Гол.

Участок этого рудопроявления сложен песчано-сланцевой толщей триаса, среди которой прослеживается субширотная зона дробления, сопровождающаяся окварцеванием, аргиллизацией и пиритизацией пород. В делювиальных шлихах из этой зоны постоянно присутствует киноварь от десятков знаков до весовых количеств. В одном из шурфов встречены обломки аргиллизированных песчаников с густой вкрапленностью киновари, кроме того присутствуют антимонит, метациннабарит, пирит и сфалерит. Этот участок, несомненно, заслуживает постановки поисковых и оценочных работ.

Большой интерес представляет находка киноварно-полиметаллических руд на флюоритовом месторождении Идэрмэг, расположенном в рудном узле Бэрхэ в зоне Северо-Керуленского разлома. Флюоритовое месторождение Идэрмэг представляет собою минерализованную зону дробления в нижнепалеозойских гранитах,

к которой приурочена кварц-флюоритовая жила, прослеженная на 140 м при мощности 1—3 м. На глубину рудное тело вскрыто штольнями [4].

Ртутная минерализация в виде мелких вкрапленников киновари и массивных скоплений киноварно-полиметаллической руды была обнаружена В.И. Васильевым, А.А. Оболенским и А.С. Борисенко (1975 г.) сначала в отвале штольни 3, а затем — в головном забое, в кровле и северо-восточной стенке северо-западного штрека. Зона вскрыта штреком по простиранию на 40 м. Сульфидная минерализация локализуется в зальбандах кварц-флюоритовой жилы, причем концентрируется в участках, где рудовмещающая зона дробления пересекает дайки диабазов. Установлено, что сульфидная минерализация предшествует флюоритовой. Среди сульфидов В.И. Васильевым обнаружены сульфид меди и ртути (вероятно, новый минерал), киноварь, ртутьсодержащий сфалерит, тетраэдрит, пирит, марказит, халькопирит, борнит, а также ассоциирующие с ними флюорит, кварц, халцедон, диксит. Основная масса флюорита и кварца появляется позднее сульфидной минерализации. Намечается три стадии минерализации: 1) предрудная, сопровождающаяся окварцеванием и аргиллизацией пород; 2) кварц-полисульфидная; 3) флюоритовая.

В зоне гипергенеза обнаружены самородная ртуть, своеобразные и редкие соединения ртути и серебра, близкие к мошелландсбергиту, ассоциирующие с церусситом, а также халькозин, ковеллин, гидроокислы железа и марганца, ярозит и др. [7].

Находка ртутной и сопровождающей ее эпитермальной сульфидной минерализации на флюоритовом месторождении Идэрмэг в зоне Северо-Керуленского разлома имеет важное теоретическое и практическое значение. Она убедительно подтверждает высказывавшееся ранее предположение о парагенетической связи и возрастной близости эпитермальной флюоритовой и ртутной минерализации как в Восточной Монголии, так и в соседнем Забайкалье. Теперь можно более уверенно говорить о послееюрском (нижнемеловом) возрасте ртутной минерализации этих регионов и о том, что ртутная рудная формация действительно входит в генетический ряд эпитермальных рудных формаций этого региона: флюоритовая, ртутная, сурьмяная, ртутно-сурьмяно-вольфрамовая, эпитермальная золоторудная (золото-серебряная), которые, по данным А.Д. Шеглова [13], следует связывать с поздней стадией мезозойской тектоно-магматической активизации палеозойских структур Забайкалья.

Отсюда может следовать общий важный для металлогении Монголии вывод о том, что закономерности размещения ртутного оруденения имеют более общее значение для всей группы эпитермальных рудных формаций, связанных с процессами поздних стадий мезозойской тектоно-магматической активизации.

Практическим следствием этого вывода может быть переоценка потенциальной рудоносности некоторых зон разломов, в которых были обнаружены признаки минерализации, предположительно связанные с мезозойской активизацией. В частности, сейчас есть достаточно оснований считать, что Северо-Керуленская зона разломов и одноименный флюоритоносный пояс могут быть структурой, перспективной на ртутное оруденение. Некоторые зоны разломов с обнаруженными в них проявлениями ртутной минерализации, вероятно, следует считать перспективными на новые месторождения флюорита и, возможно, другие проявления эпитермального оруденения.

Кроме проявлений эпитермальной минерализации мезозойского возраста, в зонах разломов были известны и вновь обнаружены нашими исследованиями проявления ртутной минерализации на юге Монголии в зонах Манлайского и Солонкерского разломов. Наибольший интерес, по-видимому, имеет зона Солонкерского разлома, в пределах которой нами (А.А. Оболенским, А. Маргаем, В.И. Васильевым, А.С. Борисенко) в 1971 г. было открыто коренное проявление ртути Ханги-Обо.

Хангиобинское рудопроявление расположено на южном склоне хр. Тото-Шань среди вулканогенно-терригенных отложений верхней перми. Минерализация приурочена к зоне дробления, прослеженной на протяжении около 2,5 км. Породы в

зами установлены медь, мышьяк, кобальт, висмут, свинец, сурьма, ртуть. По минеральному составу руд и набору элементов это рудопроявление сходно с арсенидными и сульфидно-арсенидными месторождениями соседних районов Тувы и вместе с тем оно имеет некоторое сходство с блеклорудно-киноварными рудопроявлениями того же района.

Весьма интересно, что в двух шлихах из делювия, взятых на склоне непосредственно под зоной минерализации, нами были обнаружены единичные зерна киновари.

Мезозойское эпитермальное оруденение в зоне Цаган-Шибетинского (Шапшальского) разлома в Северо-Западной Монголии и смежных районах Тувы представляет большой интерес и важное значение для познания металлогении не только этих районов, но и более обширных территорий Монголии и Алтае-Саянской области. Во-первых, здесь имеется твердое доказательство проявлений мезозойской (послеплинеюрской) эндогенной минерализации, связанной с мезозойской активизацией зон глубинных разломов в каледонидах и герцинидах Алтае-Саянской области и Северо-Западной Монголии. Получены новые убедительные данные, подтверждающие мезозойский возраст ртутного оруденения этих районов. Кроме того, имеются определенные доказательства о близком возрасте и наличии парагенетической связи арсенидного и сульфидно-арсенидного медно-никель-кобальтового, а также барит-флюорит-сидеритового оруденения Тувы и Горного Алтая с сурьмяно-ртутным и ртутным оруденением тех же районов. Наконец, эти данные свидетельствуют о том, что эпитермальная минерализация, связанная с мезозойской тектоно-магматической активизацией, проявилась не только в Восточной Монголии, примыкающей к Забайкалью, но и в Западной Монголии. Это, очевидно, должно внести значительные поправки в существующие представления о металлогенической зональности Монголии.

Исследования показали, что в северные и северо-восточные районы Монголии, продолжают из Забайкалья рудоконтролирующие разломы Монголо-Охотского рудного пояса. Шилкинский и Чикой-Ингодинский разломы прослеживаются на территории МНР в виде Баянгольского, Тамиргольского и Ерогольского разломов, к которым тяготеет ряд шлиховых ореолов киновари. Эти разломы образуют северо-западное обрамление Орхон-Селенгинского герцинского прогиба среди каледонских структур Северной Монголии. При проверке шлиховых ореолов киновари в бассейне р. Хара-Гол в зоне Ерогольского разлома в 1975 г. была обнаружена ртутная минерализация в коренном залегании на участках горы Тунхил и на левобережье р. Балжа. Минерализация локализуется в зонах дробления в кварцитах и полях гидротермальной аргиллизации в песчаниках; она представлена в основном вкрапленностью киновари, реже блеклой рудой, пиритом и сфалеритом.

Юго-восточное ограничение Орхон-Селенгинского прогиба образовано системой Ононского, Южно-Хэнтэйского и Ульдзинского разломов. К ним приурочены наиболее значительные по масштабам шлиховые ореолы киновари в бассейнах рек Ульдза, Дучин-Гол, Ималхуин-Гол и других и коренное рудопроявление в участке Далай-Ама-Гол, описанное В.А. Благоднаровым [1]. Нами обнаружено новое рудопроявление Харцату в бассейне р. Дучин-Гол.

Участок этого рудопроявления сложен песчано-сланцевой толщей триаса, среди которой прослеживается субширотная зона дробления, сопровождающаяся окварцеванием, аргиллизацией и пиритизацией пород. В делювиальных шлихах из этой зоны постоянно присутствует киноварь от десятков знаков до весовых количеств. В одном из шурфов встречены обломки аргиллизированных песчаников с густой вкрапленностью киновари, кроме того присутствуют антимонит, метациннабарит, пирит и сфалерит. Этот участок, несомненно, заслуживает постановки поисковых и оценочных работ.

Большой интерес представляет находка киноварно-полиметаллических руд на флюоритовом месторождении Идэрмэг, расположенном в рудном узле Бэрхэ в зоне Северо-Керуленского разлома. Флюоритовое месторождение Идэрмэг представляет собою минерализованную зону дробления в нижнепалеозойских гранитах,

к которой приурочена кварц-флюоритовая жила, прослеженная на 140 м при мощности 1—3 м. На глубину рудное тело вскрыто штольнями [4].

Ртутная минерализация в виде мелких вкрапленников киновари и массивных скоплений киноварно-полиметаллической руды была обнаружена В.И. Васильевым, А.А. Оболенским и А.С. Борисенко (1975 г.) сначала в отвале штольни 3, а затем — в головном забое, в кровле и северо-восточной стенке северо-западного штрека. Зона вскрыта штреком по простиранию на 40 м. Сульфидная минерализация локализуется в зальбандах кварц-флюоритовой жилы, причем концентрируется в участках, где рудовмещающая зона дробления пересекает дайки диабазов. Установлено, что сульфидная минерализация предшествует флюоритовой. Среди сульфидов В.И. Васильевым обнаружены сульфид меди и ртути (вероятно, новый минерал), киноварь, ртутьсодержащий сфалерит, тетраэдрит, пирит, марказит, халькопирит, борнит, а также ассоциирующие с ними флюорит, кварц, халцедон, диксит. Основная масса флюорита и кварца появляется позднее сульфидной минерализации. Намечается три стадии минерализации: 1) предрудная, сопровождающаяся окварцеванием и аргиллизацией пород; 2) кварц-полисульфидная; 3) флюоритовая.

В зоне гипергенеза обнаружены самородная ртуть, своеобразные и редкие соединения ртути и серебра, близкие к мошелландсбергиту, ассоциирующие с церусситом, а также халькозин, ковеллин, гидроокислы железа и марганца, ярозит и др. [7].

Находка ртутной и сопровождающей ее эпитермальной сульфидной минерализации на флюоритовом месторождении Идэрмэг в зоне Северо-Керуленского разлома имеет важное теоретическое и практическое значение. Она убедительно подтверждает высказывавшееся ранее предположение о парагенетической связи и возрастной близости эпитермальной флюоритовой и ртутной минерализации как в Восточной Монголии, так и в соседнем Забайкалье. Теперь можно более уверенно говорить о послееюрском (нижнемеловом) возрасте ртутной минерализации этих регионов и о том, что ртутная рудная формация действительно входит в генетический ряд эпитермальных рудных формаций этого региона: флюоритовая, ртутная, сурьмяная, ртутно-сурьмяно-вольфрамовая, эпитермальная золоторудная (золото-серебряная), которые, по данным А.Д. Шеглова [13], следует связывать с поздней стадией мезозойской тектоно-магматической активизации палеозойских структур Забайкалья.

Отсюда может следовать общий важный для металлогении Монголии вывод о том, что закономерности размещения ртутного оруденения имеют более общее значение для всей группы эпитермальных рудных формаций, связанных с процессами поздних стадий мезозойской тектоно-магматической активизации.

Практическим следствием этого вывода может быть переоценка потенциальной рудоносности некоторых зон разломов, в которых были обнаружены признаки минерализации, предположительно связанные с мезозойской активизацией. В частности, сейчас есть достаточно оснований считать, что Северо-Керуленская зона разломов и одноименный флюоритоносный пояс могут быть структурой, перспективной на ртутное оруденение. Некоторые зоны разломов с обнаруженными в них проявлениями ртутной минерализации, вероятно, следует считать перспективными на новые месторождения флюорита и, возможно, другие проявления эпитермального оруденения.

Кроме проявлений эпитермальной минерализации мезозойского возраста, в зонах разломов были известны и вновь обнаружены нашими исследованиями проявления ртутной минерализации на юге Монголии в зонах Манлайского и Солонкерского разломов. Наибольший интерес, по-видимому, имеет зона Солонкерского разлома, в пределах которой нами (А.А. Оболенским, А. Маргаем, В.И. Васильевым, А.С. Борисенко) в 1971 г. было открыто коренное проявление ртути Ханги-Обо.

Хангиобинское рудопроявление расположено на южном склоне хр. Тото-Шань среди вулканогенно-терригенных отложений верхней перми. Минерализация приурочена к зоне дробления, прослеженной на протяжении около 2,5 км. Породы в

этой зоне рассланцованы, брекчированы, подверглись окварцеванию и карбонатизации. Киноварь установлена в ряде коренных выходов в пределах зоны дробления на протяжении более 1 км. Содержание ртути в образцах минерализованных пород составляет 0,02–0,21%. По текстурным особенностям различаются прожилковые и вкрапленные руды. Главным рудным минералом является киноварь, сопутствующими — миллерит, полидимит, пирит и бравоит. Нерудные минералы представлены кристаллическим и халцедоновидным кварцем, железистым доломитом и анкеритом. Рудопоявление относится к магнезиально-карбонатно-киноварному (лиственитовому) минеральному типу ртутной рудной формации [8].

Как видно, Солонкерская (Южно-Тотошаньская) зона также может рассматриваться как ртутная зона. По геологической позиции она существенно отличается от описанных выше, располагаясь в герцинской геосинклинально-складчатой зоне. Однако оруденение в ней по минеральному составу и типу сходно с другими ртутными рудопоявлениями Монголии и, вероятно, одновозрастно с последними, т.е. также мезозойское. Оно может быть связано с позднеорогенными стадиями развития герцинид юга Центрально-Азиатского складчатого пояса, или с мезозойскими подновлениями его структур. Солонкерскую (Южно-Тотошаньскую) зону можно считать восточным продолжением тех региональных субширотных разломов, которые участвуют в строении Восточного и Южного Тянь-Шаня [6].

Некоторые выводы

1. Металлогения древних докембрийских и раннепалеозойских толщ, слагающих байкалиды и ранние каледониды (салаириды) севера Монголии, сходна с металлогенией байкалид и салаирид юга Сибири. Она отличается фемическим профилем. Наиболее характерны концентрации железа, марганца, алюминия, фосфора в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах. Особенное внимание привлекают концентрации глинозема и возможность обнаружения в этих древних толщах геосинклинальных бокситов. Для этих же толщ и раннепалеозойских интрузивных комплексов свойственны концентрации железа, золота, хрома.

2. Для большей части территории Монголии, сложенной герцинскими складчатыми зонами и герцинскими прогибами на каледонском основании, а также герцинидами и каледонидами, испытавшими мезозойскую тектоно-магматическую активизацию, характерна металлогения сиалического профиля, представленная главным образом цветными и редкими металлами и флюоритом. Наиболее характерны концентрации вольфрама, олова, меди и молибдена, свинца и цинка, редких элементов, золота и флюорита. Особенно важное значение для металлогенической характеристики Монголии имеют месторождения и рудопоявления медно-молибденовой рудной формации, представленной месторождениями Эрденуин-Обо и Цаган-Субурга. Намечаются главные закономерности размещения этой формации, локализация ее в основном в пределах двух субширотных поясов, соответствующих положению позднеорогенных герцинских прогибов с проявлениями позднегерцинских вулcano-плутонических гранитоидных комплексов.

Не менее важное значение для металлогении Монголии имеет редкометальное и редкоземельное оруденение, связанное с щелочными гранитоидами ранней стадии мезозойской активизации. Как выясняется, более разнообразны, нежели считалось ранее, проявления золотой минерализации. Особенное внимание привлекают проявления на территории Монголии эпитермального оруденения балецкого типа, оруденение в зонах разломов и минерализации сухоложского типа, а также золотоносность руд медно-молибденовой рудной формации.

3. Обнаружение киноварной и полисульфидной минерализации в флюоритовом месторождении в рудном узле Бэрхэ доказывает, что многие закономерности размещения эпитермального ртутного оруденения являются вместе с тем закономерностями размещения более широкой группы эпитермальных месторождений Монголии и примыкающих областей юга Сибири, связанных с поздней стадией мезозойской тектоно-магматической активизации.

Открытие явно мезозойской (посленижнеюрской) эпитермальной существенно арсенидной минерализации в районе оз. Урэг-Нур в Северо-Западной Монголии и новые подтверждения мезозойского возраста арсенидно-медно-кобальтовой, барит-флюоритово-сидеритовой и ртутной минерализации в соседних районах Тувы и Горного Алтая доказывают, что эпитермальная минерализация, связанная с поздними стадиями мезозойской активизации, проявилась практически на всей территории Монголии, включая ее западные окраины. Это должно внести определенные коррективы в существующие представления о металлогенической зональности Монголии и расширяет общие перспективы обнаружения новых месторождений полезных ископаемых, связанных с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией палеозойских структур.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Благодаряев В. А., Каленов А. Д., Шабаловский А. Е.* Проявления киноварной минерализации в Монголии и перспективы обнаружения коренных месторождений ртути. — В кн.: Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971.
2. *Борзаковский Ю. А., Выдрин В. Н., Маринов Н. А.* и др. Очерк металлогении Монгольской Народной Республики. — В кн.: Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971.
3. *Вахрушев В. А., Щербакоева З. В.* Корунд-шпинелевые породы из нагорья Сангилен в Юго-Восточной Туве. — Геол. и геофиз., 1961, № 4.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977.
5. *Кузнецов В. А.* Ртутные провинции СССР. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 1.
6. *Кузнецов В. А.* Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975.
7. *Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И., Борисенко А. С.* Монголия — новая ртутная область. — Геол. и геофиз., 1977, № 5.
8. *Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Борисенко А. С.* и др. Первое рудопроявление ртути в Монгольской Народной Республике. — Геол. и геофиз., 1973, № 6.
9. Металлогения ртути. М.: Недра, 1976.
10. *Митропольский А. С., Кулик Н. А.* Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975.
11. *Сотников В. И., Берзина А. П., Никитина Е. А.* и др. Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных территорий). Новосибирск: Наука, 1977.
12. *Широкушкин В. Д., Тюлькин В. Г.* О посленижнеюрской гидротермальной деятельности на юго-западе Тувы. — Материалы по геологии Тувинской АССР, 1971, вып. 11.
13. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968.
14. *Щеглов А. Д.* Нужный и важный труд по геологии Центральной Азии. — Сов. геология, 1977, № 10.

ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКОГО И ПЕРМСКОГО ОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДА МОНГОЛИИ

Для Центрально-Азиатского складчатого пояса характерны две эпохи палеозойской орогенной активизации складчатых структур — девонская и позднекаменноугольно-пермская. В это время происходила структурная перестройка территории с возникновением нового типа структур, среди которых А. А. Моссаковский [16] выделяет орогенные поднятия и прогибы, наложенные и унаследованные. Орогенный магматизм в поднятиях проявлялся в основном в интрузивной форме при слабом развитии вулканизма и преимущественно кислом составе его продуктов, а в прогибах — в вулканической форме при ведущей роли пород основного и среднего состава среди вулканических серий и ограниченном масштабе проявления интрузивных образований. Девонский орогенез в структурах Монголии и Алтае-Саянской области был синхронным герцинскому Зайсанско-Южномонгольскому эвгеосинклинальному поясу, который в виде гигантской дуги окаймлял с юга древние складчатые сооружения, а позднепалеозойский определялся существованием субширотного океанического бассейна Палеотетиса, на севере которого располагались позднепалеозойские — раннемезозойские эв- и миогеосинклинальные зоны Внутреннемонгольского геосинклинального пояса [9, 16].

Девонский магматизм

Особенности девонского магматизма определяются пространственным положением его продуктов в пределах орогенной области и структурной позицией. В пространственном отношении территорию среднепалеозойского орогена можно подразделить на три области — внутреннюю, центральную и внешнюю. Во внутренней области, расположенной по периферии эвгеосинклинального прогиба, на разновозрастном складчатом основании развивались наложенные мио- и моногеосинклинальные прогибы с терригенным выполнением, а также мульды и грабены, сложенные наземными и морскими вулканогенно-молассовыми толщами. Центральная область состоит из крупных орогенных поднятий и прогибов. С юга на север здесь выделяются Восточнотувинно-Северомонгольское поднятие, Тувинский прогиб, Западно-Саянское поднятие, Минусинские прогибы. Внешняя область, включающая Прихубсугулье и Восточный Саян, представляет собой крупное поднятие, сложенное в основном докембрийскими образованиями и осложненное на северо-западе Агульским грабеном, являющимся продолжением Рыбинской впадины. Территория запада Монголии включает структуры южной части внутренней и центральной области орогена. Для сопоставления магматизма в пределах всего поперечника орогенной области соответствующие данные для орогенных поднятий и прогибов востока Алтае-Саянской области приведены в таблице.

Ниже кратко рассмотрены особенности вулканизма и гранитоидного магматизма Монгольского Алтая, Северной Монголии и прилегающей части Восточной Тувы.

Юго-западная и центральная часть каледонид Монгольского Алтая, ограниченная на востоке Кобдинским разломом, и Хангайский прогиб с его обрамлением соответствуют внутренней области орогена. Остальные структуры этой территории входят в крупное Восточнотувинно-Северомонгольское поднятие, которое объединяет каледониды востока Монгольского Алтая, ранние каледониды Озерной зоны и Северной Монголии, доверхнерифейские структуры Северной Монголии и Восточной Тувы. В раннедевонское время оно расчленялось на ряд более частных структур. Так, вдоль северной части Цаган-Шибетинского разлома, разделяющего

структуры Монгольского Алтая и Озерной зоны, прослеживается Бургасутинский прогиб, соединявшийся с Тувинским прогибом.

Вулканизм рассматриваемой территории разнообразен. На западе Монголии выделяются четыре ареала его проявления: юго-восток и центр Монгольского Алтая; север Монгольского Алтая и прилегающая часть Котловины больших озер (оба ареала разделены районами развития терригенной молассы); обрамление Хангайского прогиба; зона Хангайских разломов. Вулканизм первого ареала изучен недостаточно; здесь известны базальт-андезитовые, базальт-андезит-липаритовые и липаритовые серии. Во втором ареале различаются вулканогенные серии, слагающие крупные приразломные структуры, а также небольшие мульды и грабены. Бургасутинский прогиб выполнен в основном контрастной серией, основные члены которой представлены щелочными оливиновыми базальтами и андезит-базальтами при подчиненной роли андезитов, кислые — кали-натриевыми липаритами; верхние части серии состоят из покровов, туфов и экструзивных тел калиевых липаритов и трахилипаритов. Урюкнурский грабен, тяготеющий к зоне Байримского глубинного разлома, выполнен дифференцированной низкотитанистой базальтовой серией, в которой участвуют толеитовые, высокоглиноземистые базальты и трахиандезито-базальты. Однако в большинстве наложенных структур преобладают липариты и трахилипариты. Эти структуры сложены моноритмичными (Буянтуинская мульда), двуритмичными (Ачитунурская мульда) и полиритмичными (западный борт Делюно-Юстыдского прогиба) сериями, в которых каждый ритм начинается базальтами или андезитами, а затем сменяется липаритами и трахилипаритами. Основные породы имеют состав щелочных и высокоглиноземистых базальтов. Липариты и трахилипариты принадлежат низкоглиноземистой калиевой серии. Содержание в них K_2O в среднем составляет 5,9–6,88%, Na_2O —0,46–2,16, Al_2O_3 — 11,17–11,97, SiO_2 — 73,39–75,62%. В отдельных породах и особенно в экструзивных телах количество K_2O достигает 8–9,2% при крайне низком содержании Na_2O —0,14–0,53%.

В северном обрамлении Хангайского прогиба нижедевонские вулканогенные образования, перекрытые морскими терригенными отложениями середины нижнего девона, расчленены на две свиты: нижнюю — вулканогенно-осадочную, среди эффузивов которой преимущественно распространены базальты и андезиты при подчиненной роли липаритов, и верхнюю — дацит-липаритовую. Липариты этого района отличаются от пород Монгольского Алтая преобладанием среди щелочей натрия ($Na_2O = 4,62$, $K_2O = 2,92\%$). В северо-восточном обрамлении этого прогиба известны, кроме того, калиевые липариты [4]. В зоне Хангайских разломов крупные поля вулканитов в настоящее время начали детально изучаться с выделением среди них венд-кембрийских, девонских и пермских образований. Судя по весьма незначительному количеству опубликованных данных [4], здесь распространены андезит-дацит-липаритовые кали-натриевые серии нормальной щелочности с подчиненной ролью основных пород. Липариты содержат $Na_2O = 3,50\%$, $K_2O = 3,89\%$.

На северо-востоке Восточной Тувы небольшие мульды сложены преимущественно трахилипаритами и липаритами с небольшой долей трахидацитов. В трахилипаритах количество Na_2O в среднем составляет 5,27%, K_2O — 2,87%, в липаритах соответственно 3,84 и 3,31% [10].

В целом от Монгольского Алтая до Восточной Тувы общая щелочность кислых вулканогенных пород варьирует весьма незначительно при резкой изменчивости соотношений калия и натрия (см. таблицу). Калиевые липариты типичны для Монгольского Алтая, существенно натриевые — для северного обрамления Хангайского прогиба, кали-натриевые с преобладанием натрия над калием — для Восточной Тувы.

Гранитоиды, формировавшиеся в основном после завершения вулканической деятельности, более однообразны, причем особенности их состава не зависят от характера вулканизма, а в большей мере определяются пространственным положением в пределах среднепалеозойского орогена и его структур.

В центральной части Монгольского Алтая, ограниченной на востоке Делюно-Юстыдским прогибом, расположены крупные гранитные массивы, площадь кото-

Геолого-геохимические особенности девонских гранитоидов

Ассоциация интрузивных пород	Структура	Догранитные вулканогенные серии	Последовательность формирования пород	K ₂ O + Na ₂ O; K ₂ O / Na ₂ O		Абсолютный возраст, млн. лет
				Кислые эффузивы	Гранитоиды	
			Орогенные поднятия			
Гранитовая	Монгольско-Алтайское		1. Биотитовые граниты 2. Двуслюдяные граниты*	Нет данных То же	7,93; 1,45	365–350
Гранит-лейкогранитовая с граносиенитами	Восточнотувинско-Северомонгольское		1. Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты	А. 7,73; 4,48	A ₁ * 7,59; 1,08 A ₂ 8,36; 1,36	А. 374–342
	А. Монгольский Алтай	Базальт- и андезит-липаритовая с преобладанием кислых пород; дацит-липарит-трахилипаритовая	2. Лейкограниты с фациями граносиенитов	Б. 7,54–7,19; 0,63–1,1	Б ₁ 7,92; 1,27 Б ₂ 8,43; 1,12	Б. 347–311
	Б. Северная Монголия		3. Лейкограниты*	В. Липариты 7,15; 0,76; трахилипариты 8,14; 0,54	В ₁ 7,98; 1,07 В ₂ 8,61; 1,02	В. 432–333
	В. Восточная Тува					
	Западно-Саянское	Базальт-андезит-липаритовая	1. Биотитовые граниты, лейкограниты 2. Микрограниты*	7,66; 1,8	Граниты 7,61; 0,88; лейкограниты 7,68; 1,2	374–325
Сиенит-граносиенит-гранитовая с щелочными гранитами	Восточно-Саянское	Трахилипариты	1. Граниты, граносиениты, сиениты, щелочные граниты	8,90; 1,09	Граносиениты 8,98; 0,99; сиениты 10,22; 1,33; щелочные граниты 9,31; 0,92; граниты 8,98; 1,0	
			2. Микроклиновые граниты, сиениты			

Орогенные прогибы

Лейкогранитовая	Юго-восточное обрамление Кузнецкого прогиба	Андезит-дацит-липаритовая	1. Микрограниты, гранит-порфиры 2. Лейкограниты, гранит-порфиры	7,11; 0,95	8,02; 1,19	—
Лейкогранитовая с граносиенитами	Амыл-Кандатский прогиб	Базальт-андезит-липаритовая	1. Сиенит-диориты, монцониты 2. Лейкократовые гранофиры, граносиениты	—	—	—
Аляскит-граносиенитовая	Карахольский грабен Восточной Тувы	Трахидацит-трахилипаритовая	1. Граносиениты 2. Аляскиты	—	—	—
Граносиенит-аляскитовая с кварцевыми сиенитами	Агульский грабен Восточного Саяна	Трахиандезит-трахит-трахилипаритовая	—	Трахилипариты 8,62; 1,34; трахиты 9,50; 0,81	Граносиениты 8,91; 0,64; лейкограниты 8,16; 1,09 Граносиениты 8,51; 0,69; аляскиты 8,74; 1,10	370—340
Граносиенитовая с щелочными гранитами	Восточное обрамление Южно-Минусинской впадины	Трахит-липарит-андезит-базальтовая	—	—	Граносиениты 9,62; 0,75; щелочные граниты 8,48; 1,02	—

* Фаза дополнительных интрузий.

** $A_1, A_2, B_1, B_2, B_1, B_2$ — щелочность гранитоидов 1-ой и 2-ой фаз соответствующих регионов.

В таблице использованы материалы следующих авторов: по Монгольскому Алтаю — С.П. Гавриловой [6]; по Северной Монголии — В.А. Павлова [6]; по Восточной Туве — Я.Д. Шенкмана [27]; по Западному Саяну — Д.М. Орлова [18]; по Восточному Саяну — И.В. Гордиенко [5]; по юго-восточному обрамлению Кузнецкого прогиба, Минусинским впадинам и Агульскому грабену Восточного Саяна — В.И. Богникова и др. [21]; по Карахольскому грабену — А.Е. Телешева и др. [24].

рых составляет 750–5000 км². Они локализованы в горст-антиклиналях и сложены крупно- и гигантопорфировидными биотитовыми и турмалин-биотитовыми гранитами, содержащими порфировидные выделения микроклина размером от 3–5 до 7–10 см. Фациальные разновидности представлены гнейсовидными гранитами и гранитами гранит-порфировой структуры. Отмечаются небольшие поздние тела двуслюдяных гранитов. Вмещающие породы превращены в массивные и сланцевые роговики, редко наблюдаются мигматизированные кристаллические сланцы. В юго-западном направлении по мере приближения к эвгеосинклинальной зоне гранитные массивы сменяются мелкими телами гранодиоритов [2].

В пределах Восточнотувинско-Северомонгольского поднятия распространены дифференцированные гранит-лейкогранитовые массивы, содержащие в незначительном количестве граносиениты, реже – кварцевые сиениты и щелочные граниты. Они сконцентрированы главным образом в двух поясах – Северо-Монгольском и Восточно-Тувинском.

Северо-Монгольский субширотный пояс протяженностью 1100 км и шириной порядка 200 км в пределах территории МНР далее продолжается в Западное Забайкалье, приобретает северо-восточную ориентировку. Он контролируется субширотной системой разломов, из которых наиболее крупным является Хангайский. В Северной Монголии это пояс имеет строение, близкое к симметричному. Здесь зона Хангайских разломов разграничивает расположенную севернее область устойчивых поднятий, сложенных преимущественно докембрийскими толщами, и южную более мобильную область ранних каледонид с многочисленными выступами доверхнерифейского основания. В осевой части пояса расположены девонские грабены и мульды и небольшие гранитные тела; по обе стороны от нее размещены более крупные гранитные массивы, причем наиболее крупные – на севере, где площадь их достигает нескольких тысяч квадратных километров. Они контролируются разломами северо-западного, северо-восточного и меридионального простирания, опояривающими и сопряженными с широтными, а также поверхностью несогласия между породами докембрийского фундамента и нижнепалеозойскими толщами [6]. По периферии пояса развиты более мелкие массивы на юге – гранитового, на севере – лейкогранитового и граносиенит-гранитового состава. От Северо-Монгольского пояса гранит-лейкогранитовые массивы отходят на юг в виде двух субмеридиональных ветвей протяженностью 400 и 200 км по разломам восточного фаса Монгольского Алтая и вдоль широкой меридиональной зоны на Западном Хангае.

Восточно-Тувинский гранитный пояс приурочен к зонам разломов, осложняющим границу доверхнерифейских и раннекаледонских структур, и состоит из двух ветвей субширотного и меридионального направления; протяженность каждой из них составляет 200–250 км, ширина – 70–100 км.

Гранитные массивы обоих поясов представляют собой различные по величине (от 5 до 4000 км²) крутопадающие трещинные тела, штоки и пологие пластовые залежи. Нижние горизонты крупных массивов сложены крупнозернистыми крупнопорфировидными амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранитами следующего состава (в %): *Кв* 25–35, *Ол* 20–35, *Кпш* 25–40, *Бу* 5–8, *Амф* 0–6 с эндоконтактовыми фациями адамеллитов; верхние – лейкократовыми и аляскитовыми гранитами состава: *Кв* 25–45, *Ол* 10–30, *Кпш* 30–60, *Бу* 0–4, *Амф* 0–2 различной зернистости с фациями граносиенитов, кварцевых сиенитов и реже щелочных гранитов. Лейкограниты в эндоконтактах и апикальных частях тел переходят в мелкозернистые и гранит-порфировые разновидности. Эти две группы пород на Монгольском Алтае связаны фациально-фазовыми взаимоотношениями, а в Северной Монголии и в субширотной ветви Восточно-Тувинского пояса слагают последовательные фазы внедрения, причем лейкограниты II фазы в виде пологих залежей перекрывают граниты I фазы [6,26]. Поздняя III фаза представлена мелкими телами и жилами микрогранитов, гранит-аплитов, гранофигов, редко штоками и жилами микроклин-альбитовых амазонитсодержащих гранитов. Небольшие приразломные тела и штоки сложены либо сравнительно однородными существенно калишпатовыми гранитами биотитовыми, амфибол-биотитовыми или лейкократовыми, либо являются полифациальными. Количественная роль субщелочных гранитов,

граносиенитов и кварцевых сиенитов увеличивается в массивах меридиональной ветви Восточно-Тувинского пояса [26].

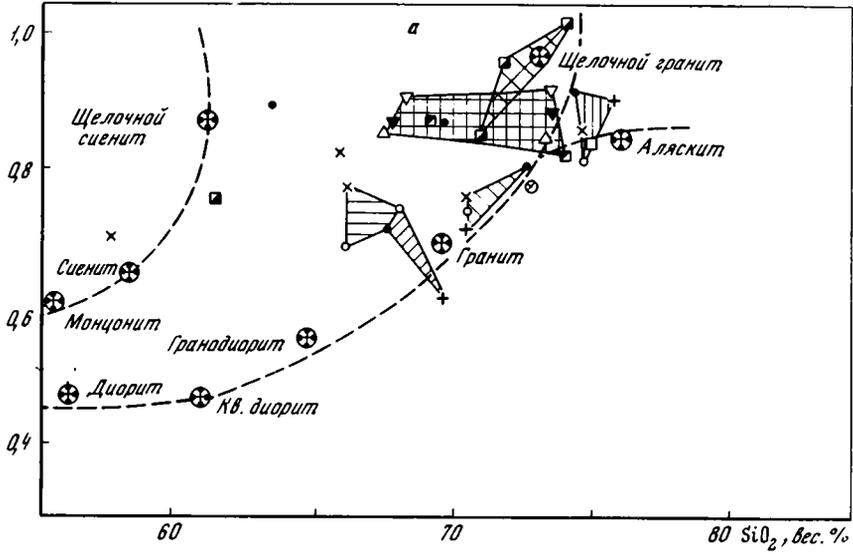
В целом для Восточнотувинно-Северомонгольского поднятия характерна приуроченность гранитоидного магматизма к зонам крупных разломов, особенно тех, которые разграничивают доверхнерифейские и раннекаледонские структуры. Северо-Монгольский трансструктурный гранитоидный пояс захватывает своим западным флангом и каледониды Монгольского Алтая. Отмечается увеличение щелочности гранитоидных ассоциаций и фазовости гранитоидных массивов в северо-восточном направлении от Монгольского Алтая к Восточной Туве. Для всего ареала типична несоразмерность масштабов проявления девонских вулканитов и гранитоидов — гранитоидные массивы слагают огромные площади, вулканиты развиты локально. При этом состав гранитоидов не обнаруживает прямой зависимости от состава вулканогенных образований.

Сравнение гранитоидных массивов различных орогенных поднятий показывает (см. таблицу), что от внутренней области орогена к внешней происходит последовательная смена мезоабиссальных гранодиоритовых массивов слабо дифференцированными гранитовыми, затем гипабиссальными дифференцированными гранит-лейкогранитовыми массивами Восточнотувинно-Северомонгольского и Западно-Саянского поднятий, причем в первом относительное количество граносиенитов, кварцевых сиенитов и щелочных гранитов увеличивается в северо-восточном направлении, а во втором эти разновидности пород появляются в массивах на восток-северо-восточном фланге поднятия. Отмеченная тенденция усиливается далее в массивах Окинского района Восточного Саяна, где распространены сиенит-граносиенит-щелочногранит-гранитные массивы [5].

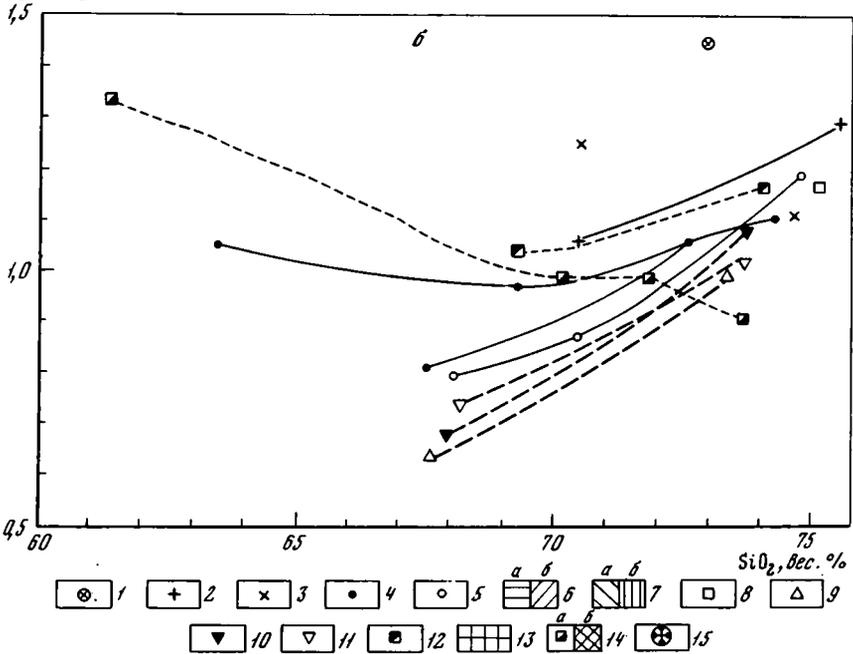
Гранитоидные массивы орогенных прогибов в отличие от массивов орогенных поднятий имеют небольшие размеры (20–30; 300–400 до 600 км²) и не обнаруживают столь отчетливой связи с региональными разломами, образуя мелкие штоки и пластообразные тела, тяготеющие к границе комплекса основания с перекрывающими девонскими вулканогенными отложениями; иногда на бортах прогибов они приурочены к кольцеобразным структурам. Характерна преемственность состава интрузивных пород от предшествующих вулканогенных серий. С кислыми вулканитами нормальной щелочности ассоциируют лейкогранитовые массивы, с трахилипаритами — граносиенит-лейкогранитовые и существенно граносиенитовые [21]. Местами присутствует небольшое количество ранних монцититоидов. В то же время латеральная изменчивость интрузивного магматизма сходна с установленной для орогенных поднятий. Лейкогранитовые интрузии юго-восточного обрамления Кузнецкого прогиба (внутренняя область орогена) в восточном направлении сменяются граносиенит-лейкогранитовыми, в которых количественные соотношения лейкогранитов, аляскитов и граносиенитов определяются типом строения прогибов и составом вулканогенных толщ. Граносиенитовые тела с незначительной ролью субщелочных и щелочных гранитов типичны для восточного обрамления Южно-Минусинской впадины, аляскит-граносиенитовые — для Карахольского грабена Восточной Тувы, граносиенит-алаяскит-лейкогранитовые — для Агульского грабена Восточного Саяна (см. таблицу).

Ассоциации гранитоидных пород орогенных поднятий и прогибов, а также различных областей среднепалеозойского орогена отличаются по химическому составу. На диаграмме щелочной модуль — кремнезем отчетливо обособливаются составы и поля составов следующих групп пород: гранитовой центральной части Монгольского Алтая и лейкогранитовой юго-восточного обрамления Кузнецкого прогиба, характерных для внутренней области орогена; гранит-лейкогранитовой орогенных поднятий его центральной области; более щелочной и менее кремнекислой граносиенитовой и граносиенит-лейкогранитовой прогибов и грабенов, сложенных вулканогенными толщами повышенной щелочности, и наиболее высокощелочной сиенит-граносиенит-гранитовой Окинского района Восточно-Саянского поднятия, которая по своему положению на диаграмме ближе к гранитоидным ассоциациям, связанным с вулканогенными толщами повышенной щелочности, нежели к гранитоидам орогенных поднятий (рис. 1,а). Поскольку перечисленные группы разли-

$K + Na / Al$



K_2O / Na_2O



Р и с. 1. Петрохимические диаграммы средних составов девонских гранитоидов (а — по К.Б. Зарянову, б — $K_2O/Na_2O - SiO_2$)

Ассоциации гранитоидных пород: 1 — гранитовая, Монгольский Алтай; 2–7 — гранит-лейкогранитовая с граносиенитами: 2 — Монгольский Алтай, восточная часть, 3 — Северная Монголия, 4 — Восточная Тува, 5 — Западный Саян, 6 — поля составов гранитоидов повышенной основности (а — монцонитоидов, б — адамеллитов), 7 — поля состава гранитов (а — нормальных, б — лейкогранитов повышенной щелочности); 8 — лейкогранитовая, юго-восточное обрамление Кузнецкого прогиба; 9–13 — граносиенит-лейкогранитовая: 9 — Амыл-Кандатский прогиб, 10 — Карахольский грабен, Восточная Тува, 11 — восточное обрамление Южно-Минусинской впадины, 12 — Агульский грабен Восточного Саяна, 13 — поле составов; 14 — сиенит-граносиенит-щелочногранит-гранитовая, Окинский район Восточного Саяна (а — средние составы пород, б — поле составов); 15 — составы пород по Р. Дэли.

чаются парагенезисом пород, структурным положением и химическим составом, они представляют собой различные гранитоидные формации. Наиболее распространенная на территории Монголии, а также на всей площади Тувино-Саянского сектора девонского орогена гранит-лейкогранитовая формация состоит из двух главных типов пород — гранитов нормальной и лейкогранитов повышенной щелочности, близких по составу на востоке Монгольского Алтая и в Северной Монголии и обладающих повышенной щелочностью в Восточной Туве. Наименее щелочными являются породы этой формации в Западном Саяне.

Из краткого обзора девонского орогенного магматизма следует, что в направлении от внутренней области орогена к внешней происходит увеличение общей щелочности пород как вулканических серий, так и гранитоидных ассоциаций (см. таблицу). Для вулканогенных образований эта тенденция подробно рассмотрена А.А. Моссаковским [16], который подчеркивает параллельное увеличение содержания калия в породах. Однако распределение калия в интрузивных и эффузивных ассоциациях пород подчинено более сложным закономерностям.

Сравнивая отношение $K_2O : Na_2O$ в различных интрузивных образованиях, можно видеть, что относительно низкокалиевыми оказываются существенно граносиенитовые и граносиенит-лейкогранитовые ассоциации пород орогенных прогибов и грабен за исключением Агульского (см. рис. 1,б). Более калиевыми являются породы орогенных поднятий. При этом породы гранит-лейкогранитовой формации Монгольского Алтая являются более калиевыми по сравнению не только с западно-саянскими, но также и по сравнению с породами той же формации Восточной Тувы. Аномально высококалиевыми оказываются породы гранитовой формации Монгольского Алтая, наиболее близко расположенные к герцинской эвгеосинклинальной области. Промежуточное положение по величине $K_2O : Na_2O$ занимают интрузивные породы Окинского района Восточного Саяна.

Сопоставление средних содержаний K_2O в кислых эффузивах различных структур показывает, что минимальные его количества (2,92—3%) свойственны породам северного обрамления Хангайского моногеосинклинального прогиба и северо-востока Минусинских впадин [1]. Последние имеют признаки рифтогенных структур и расположены в области пониженных значений отрицательного гравитационного поля и малой (8—10 км) мощности "надбазальтовой" части земной коры [15]. От Минусинских впадин калиевая щелочность вулканитов увеличивается в восточном и более значительно, но постепенно, в юго-западном направлении. Трахилипариты Восточного Саяна содержат 4,64—4,94% K_2O [5,21]. По данным И.И. Абрамовича и В.В. Груза [1], содержание K_2O в кислых вулканитах на северо-востоке Западного Саяна и в юго-восточном обрамлении Кузнецкого прогиба составляет 3,5%, на юго-западе Западного Саяна и на северо-востоке Горного Алтая увеличивается до 4%. Дальнейшее нарастание калиевой щелочности липаритов и трахилипаритов до 6,32% происходит на севере Монгольского Алтая. Таким образом, наиболее калиевыми по абсолютному его содержанию в кислых эффузивах и по относительному в гранитах являются девонские магматические породы Монгольского Алтая, ближе всего расположенные к синхронным эвгеосинклинальным структурам. Монгольский Алтай приурочен к глубокому региональному минимуму силы тяжести, который интерпретируется как наличие здесь мощного (20—25 км) "гранитного" слоя земной коры [22]. Можно предположить, что высокая степень разуплотнения глубинного субстрата этой структуры и пластичность его в условиях господствующего сжатия способствовали длительному существованию промежуточных магматических очагов, предельно насыщавшихся калием ювенильных флюидов.

Из сопоставления калиевой щелочности вулканических и плутонических образований отдельных регионов следует, что в крупных поднятиях составы вулканических и плутонических серий автономны, причем граниты могут быть как менее калиевыми (Монгольский Алтай), так и более калиевыми (Северная Монголия) относительно предшествующих кислых вулканитов. В крупных прогибах и грабенах проявлены вулcano-плутонические серии, где состав плутонических пород более тесно коррелируется с составом вулканогенных образований.

Пермский орогенный магматизм отличается от девонского несоизмеримо меньшим масштабом развития гранитоидов и широким распространением в Монголии вулканогенных образований. К этому времени на всей территории Монголии были сформированы структуры с гранитно-метаморфическим слоем земной коры. Только на крайнем юго-востоке страны существовала позднепалеозойско-раннемезозойская геосинклинальная область Внутренней Монголии.

В южной и центральной областях орогена в это время развивались специфические орогенные структуры — сводовые и кордильерные поднятия и вулканические пояса [4]. В поперечном сечении орогена с юга на север выделяются следующие структуры, влияющие на размещение и состав магматических образований: Южно-Монгольский вулканический пояс, пространственно совпадающий с Южно-Монгольскими герцинидами и расположенными южнее их более древними складчатыми сооружениями; Гобиалтайско-Сухэбаторская зона кордильерных поднятий; Хангай-Хэнтэйской сводовое поднятие и обрамляющие его с юга и севера соответственно Центрально-Монгольский и Селенгинский вулканические пояса, наложенные на докембрийское и раннекаледонское основание; расположенные западнее сводовые поднятия Монгольского и Горного Алтая и, наконец, внешняя Саяно-Северомонгольская область древних устойчивых поднятий, примыкающая к Сибирской платформе (рис. 2, см. вкл.). В сводовых поднятиях ведущим является гранитоидный магматизм, в области древних устойчивых поднятий — щелочногранитовый, в вулканических поясах — разнообразные вулканические и вулканоплутонические ассоциации пород. Эти структуры обладают и различным глубинным строением. Сводовым поднятиям присущи глубокие региональные минимумы силы тяжести и повышенная мощность “гранитного” слоя земной коры; Центрально-Монгольский вулканический пояс приурочен к гравитационной ступени со средней мощностью “гранитного” слоя; Селенгинский вулканический пояс характеризуется относительным региональным максимумом силы тяжести и сокращенной мощностью “гранитного” слоя, которая уменьшается в восток-северо-восточном направлении [22].

Вулканизм рассматриваемого времени сосредоточен главным образом в вулканических поясах. В Южно-Монгольском поясе, развивавшемся с среднего, а местами с нижнего карбона, на нижнюю пермь и низы верхней перми приходится завершающая фаза вулканизма; Центрально-Монгольский пояс формировался в основном в нижней, а Селенгинский — в нижней и верхней перми [8]. Западной границей распространения вулканогенных образований в центральной области орогена служит Дзэбханский глубинный разлом; на юге они прослеживаются до юго-востока Барунхурайской котловины и далее с перерывами продолжают на территорию СССР (Калба). В пределах Хангайского сводового поднятия установлены две небольшие наложенные структуры с вулканогенным выполнением. В центре его расположена Тамиргольская мульда, нижние горизонты которой сложены липарит-андезитовой толщей нижней перми [4]; на севере — Тарятский грабен, где автором и Д. Оролом выявлены осадочно-вулканогенные отложения верхней перми, вулканогенная часть которых в нижней свите представлена породами кислого, в верхней — основного состава.

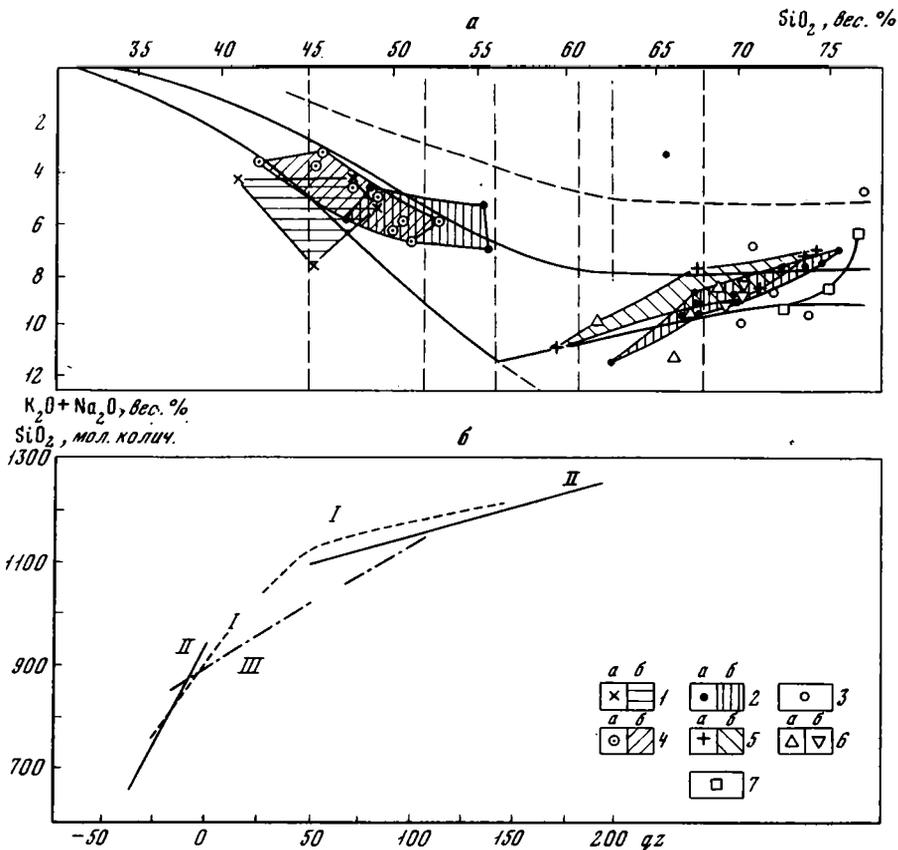
Наиболее длительной и сложной историей позднепалеозойского магматизма характеризуется Южно-Монгольский вулканический пояс, в котором сочетаются события, связанные с эпигеосинклинальной стадией развития герцинид и присущие пермскому орогену. Этот пояс сложен каменноугольными существенно натриевыми андезит-базальтовыми, андезитовыми и дацит-липаритовыми сериями [4, 16]. На поздних стадиях его развития появляются трахилипаритовые, контрастные и смешанные базальт-андезит-липаритовые серии, нередко обладающие повышенной щелочностью, в том числе калиевой, а на завершающих, по наблюдениям В.И. Коваленко и В.В. Ярмолюка, — комендиты [4, 8, 12].

Центрально-Монгольский вулканический пояс имеет в плане дугообразную, выпуклую в южном направлении, форму; протяженность его на территории МНР 1500 км. Он состоит из ряда крупных впадин, мульд и серии более мелких структур.

тур. Самая крупная Северо-Гобийская впадина расположена в дугообразном изгибе пояса, где сочленяются его северо-восточная и северо-западная ветви, окаймляющие с юга соответственно Хэнтэйское и Хангайское сводовые поднятия. Вулканические породы северо-восточной ветви, включая Северо-Гобийскую впадину, описаны А.А. Моссаковским [16] к щелочноземельной высокоглиноземистой андезит-липаритовой формации. По данным В.В. Кебезинского [11], в породах, слагающих эту впадину, натрий обычно преобладает над калием. В восточной части пояса присутствуют также трахиандезиты и трахилипариты [4]. Северо-западная ветвь пояса сложена вулканогенными образованиями повышенной щелочности. Хантайширский прогиб, расположенный на его западном фланге (см. рис. 2), слагают три свиты. Нижняя свита сложена грубообломочной молассой, в верхах которой присутствуют покровы щелочных базальтов и их туфы. Средняя свита фациально изменчива. В северо-западной части прогиба она представлена андезито-базальтами и трахиандезито-базальтами с редкими телами и покровами трахилипаритов; на юго-востоке она имеет липарит-трахилипаритовый состав с подчиненным количеством трахибазальтов и андезито-базальтов, причем среди кислых вулканитов и секущих их экструзивных тел присутствуют кали-натриевые, калиевые и реже натриевые разновидности; характерны игнимбриты. Верхняя свита состоит из трахибазальтов, их туфов и прослоев туффов. Все свиты пересечены дайками трахитов, трахилипаритов и липаритов. Верхняя часть средней и низы верхней свиты имеют нижнепермский возраст. В целом вулканогенные образования Хантайширского прогиба составляют двуритмичную контрастную серию, основные члены которой количественно преобладают и имеют щелочнобазальтовый (ранние) и трахибазальтовый (поздние) состав, а кислые — трахит-трахилипарит-липаритовый состав, весьма близкий для пород средней свиты и поздних даек (рис. 3а). Расположенная восточнее на крыле Хангайского свода, Буцаганская мульда состоит из ряда изометричных и линейных вулканотектонических структур и сложена породами более кислого состава. Нижнепермские вулканиты ее северо-западной части сходны с породами средней толщи Хантайширского прогиба.

Селенгинский вулканический пояс, протяженность которого на территории МНР составляет 850 км, расположен между Хангай-Хэнтэйским сводовым поднятием и Саяно-Северомонгольской областью древних устойчивых поднятий. Западный его отрезок приурочен к широтной зоне Хангайских разломов, восточный имеет восток-северо-восточное простирание. Самая крупная структура данного пояса — Орхон-Селенгинский прогиб. Слагающие этот прогиб толщи расчленены А.А. Моссаковским и О. Томуртоого [16] на четыре свиты: 1) трахибазальт-трахиандезитовую, P_1 ; 2) трахилипаритовую, P_1 ; 3) осадочно-вулканогенную, $P_1^2 - P_2^1$; 4) базальт-трахибазальтовую, $P_2^2 - T_1$. Орхон-Селенгинский прогиб по составу и последовательности формирования толщ сходен с Хантайширским прогибом Центрально-Монгольского вулканического пояса, отличаясь от него присутствием осадочно-вулканогенной свиты и более молодым возрастом верхней трахибазальтовой свиты. Сходство трахилипарит-трахибазальтовых серий Орхон-Селенгинского и Хантайширского прогибов хорошо видно на gz — диаграмме (рис. 3б), предложенной Ю.М. Шейнманном [26]. Обе серии по скорости насыщения кремнекислотой по мере увеличения ее содержания в породах основного и среднего состава обнаруживают оливин-базальтовую тенденцию дифференциации; коэффициент K в них составляет соответственно 17 и 14. В отличие от них андезит-липаритовая серия Северо-Гобийской впадины обладает толеитовой тенденцией ($K = 40$).

В Селенгинском поясе сравнительно хорошо изучена продольная изменчивость вулканизма. На северо-востоке его, по данным А.Я. Салтыковского и Д. Оролмы, распространены верхнепермские и несогласно залегающие на них пермо-триасовые вулканогенные толщи. Первые имеют существенно липаритовый состав и нормальную щелочность; в нижних частях разреза присутствуют андезиты и базальты, в верхних — трахиандезиты и трахиандезито-базальты. Пермо-триасовая толща представлена трахибазальтами и трахиандезитами. Западнее Орхон-Селенгинского прогиба пока известны только верхнепермские эффузивы, слагающие небольшие изолированные вулканотектонические структуры, мульды и грабены. Вблизи Орхон-



Р и с. 3. Петрохимические диаграммы составов: а – вулканогенных и интрузивных пород Хантайширского прогиба и Буцаганской мульды, б – вулканических серий (I – Орхон-Селенгинского, II – Хантайширского прогибов, III – Северо-Гобийской впадины)

1–5 – вулканогенные толщи Хантайширского прогиба: 1 – нижняя толща, 2 – средняя толща, 3 – эструзивные тела в средней толще, 4 – верхняя толща, 5 – поздние дайки (1, 2, 4, 5: а – составы пород, б – поле составов); 6 – сиениты и граносиениты (а – Хантайширского, б – Буцаганского прогибов); 7 – средние составы пород гранит-лейкогранитовых массивов Хангайского сводового поднятия

Селенгинского прогиба они сложены пестрыми по составу толщами, в которых участвуют андезиты, базальты и липариты, а на западном фланге пояса нижние части разреза сложены базальтами, более высокие – липаритами и их туфами [4]. Наряду с этим существуют структуры, сложенные кислыми вулканитами повышенной щелочности и щелочными липаритами, трахилипаритами и комендитами [6].

В результате работ многих исследователей установлены основные тенденции изменчивости пермского вулканизма, которые заключаются в том, что в направлении с юга на север возраст вулканогенных толщ становится более молодым, а состав их более основным и щелочным [4,16]. При этом большинство пермских вулканогенных ассоциаций обладает повышенной щелочностью. Сопоставление продольной изменчивости вулканизма в пределах Селенгинского и Центрально-Монгольского поясов позволяет выявить тенденцию увеличения общей щелочности пород в направлении к их западным флангам. Ассоциации нормальной в сочетании с породами повышенной щелочности свойственны крайнему северо-востоку Селенгинского пояса, а также большей части Центрально-Монгольского пояса, включая Северо-Гобийскую впадину. Трахилипарит-трихибазальтовые серии характерны для центральной части Селенгинского (Орхон-Селенгинский прогиб) и западного фланга Центрально-Монгольского пояса (Хантайширский прогиб). И, наконец, на

западе Селенгинского пояса появляются щелочные кислые эффузивы, неизвестные пока в Центрально-Монгольском.

Гранитоиды пермского времени по характерным ассоциациям пород можно подразделить на следующие три группы: 1) гранит-лейкогранитовая сводовых поднятий; 2) граносиенит-гранитовая и граносиенитовая вулканических поясов; 3) щелочногранитовая, массивы которой размещены в зонах крупных региональных разломов и частично в пределах вулканических поясов (см. рис. 2).

Гранит-лейкогранитовые массивы приурочены к Хангайскому и Алтайскому сводовым поднятиям и в небольшом количестве встречаются в Гобиалтайской зоне поднятий. В этих структурах им предшествовали эпигеосинклинальные герцинские адамеллит-гранитовые и гранодиорит-гранитовые интрузивы, возраст которых принято считать позднекаменноугольным или позднекаменноугольно-раннепермским [4].¹

Хангайское сводовое поднятие формировалось на месте одноименного герцинского терригенного синклинария и древних структур его рамы. В перми оно имело форму полукольца — его относительно опущенная центральная часть окаймлялась дугообразной системой поднятий, обращенной выпуклой стороной на северо-запад [14]. Гранит-лейкогранитовые массивы (шараусгольский комплекс) сконцентрированы в пределах этой системы поднятий, образуя в плане полукольцо диаметром около 250 км (см. рис. 2). В то же время они занимают периферию ареала предшествующих гранодиорит-гранитовых интрузивов хангайского комплекса, охватывающего синклиний и структуры его обрамления. Размер гранит-лейкогранитовых массивов колеблется от 50—200 до 1200—1600 км². Мелкие массивы имеют форму штоков и крутопадающих трещинных тел, крупные представляют собой пологозалегающие тела. Массивы сложены довольно однообразными крупно- и среднезернистыми богатыми кварцем двуполевошпатовыми гранитами, в которых биотит составляет 2—5%; подчиненную роль играют существенно калишпатовые граниты, иногда амфибол-биотитовые. Вскрытые в отдельных участках глубокие горизонты массивов сложены грубозернистыми и крупнопорфировидными биотитовыми гранитами. Граниты апикальных зон массивов нередко имеют мелкозернистую и гранит-порфировую структуру. В эндоконтактах тел изредка встречаются граносиениты [25]. В составе некоторых массивов присутствуют поздние мелкие штоки и жилы мелкозернистых гранитов. Жильные породы представлены пегматитами дифференцированными и слабо дифференцированными, биотитовыми и двуслюдяными гранит-пегматитами, аплитами и микрогранитами; встречаются кварцевые жилы с проявлениями шеелита [4] и зоны флюоритизации.

Алтайское поднятие состоит из частных крупных сводов — на севере Горно-Алтайского [19] и расположенного южнее Монгольско-Алтайского, которое далее к юго-востоку сменяется линейным субширотным поднятием кордильерного типа. На западе Монгольско-Алтайского поднятия гранитные массивы, площадью от 40 до 1000 км², сконцентрированы в разломах оперения Иртышско-Булганского глубинного разлома, вдоль которого (на некотором удалении от него) они прослеживаются в виде полосы шириной 60—70 км. На востоке этого поднятия мелкие штокообразные и трещинные гранитные тела размещены в виде цепочки вдоль Кобдинского субмеридионального разлома (см. рис. 2). В западной полосе массивы образуют пластообразные залежи, штоки и крутопадающие тела. Их главная фаза представлена грубозернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами, дополнительная — лейкогранитами двуслюдяными, микроклиновыми и альбит-микроклиновыми [13]. С гранитами ассоциируют редкометальные и безрудные пегматиты крупного пегматитового пояса Монгольского Алтая, образуя с ними единую интрузивную серию [3]. В Кобдинской зоне мелкие массивы на глубоких горизонтах состоят из крупнозернистых порфировидных и крупнопорфировидных биотитовых гранитов, а их апикальные части сложены почти горизонтально расслоенными

¹ Гранодиорит-гранитовые массивы Хангая (хангайский комплекс) по новейшим данным имеют верхнепермский возраст. Севернее г. Арвай-Хэрэ К. Л. Волочковичем, Д. Орломой и автором обнаружен активный контакт таких гранитоидов с отложениями верхней перми. В настоящем сообщении особенности эпигеосинклинальных гранитоидов не рассматриваются.

ми средне- и мелкозернистыми аляскитами и лейкогранитами. Гранит-лейкогранитовые массивы Кобдинской зоны сопровождаются вольфрамовой и молибденовой минерализацией кварцево-жильного и грейзенового типа. Аналогичная минерализация известна и в более западных пограничных районах Монголии.

Граносиенит-гранитовые и граносиенитовые ассоциации весьма разнообразны по количественному соотношению пород граносиенитовой и гранитовой группы, по их сочетанию в пространстве и во времени, последовательности формирования и по их месту в истории пермского магматизма. Среди них выделяются монофациальные собственно граносиенитовые и собственно гранитовые образования, полифациальные граносиенит-гранитовые ассоциации, многофазные комплексы и, наконец, последовательно формирующиеся габбро (или монцонит)-граносиенит-гранитные серии. Они могут проявляться на заключительных этапах развития вулканических поясов (Центрально-Монгольский) либо создавать не одно поколение интрузий (Южно-Монгольский и, возможно, Селенгинский пояса). Формировались они не синхронно в различных вулканических поясах, омолаживаясь к северу, подобно вулканическим сериям, комагматами которых они являются. В качестве примера изменчивости этих образований кратко рассмотрим плутонические породы Центрально-Монгольского вулканического пояса, становление которых происходило, по-видимому, в начале верхней перми [4]:

Сиенит-граносиенитовые интрузивы типичны для Хантайширского прогиба. Подобно самому прогибу они тяготеют к разломам северо-западного направления. Наиболее крупный массив площадью 250 км² сложен амфибол-биотитовыми двуполевошпатовыми крупнозернистыми граносиенитами с фациями и жильными телами моношпатовых граносиенитов и кварцевых сиенитов; в небольшом количестве встречаются монцониты. С этим массивом связаны явления мигматизации трахибазальтов верхней свиты.

В Буцаганской мульде, расположенной на крыле Хангайского поднятия, развиты граносиенитовые, граносиенит-гранитовые и габбро-граносиенит-гранитовые ассоциации. На западе структуры размещены мелкие (10–90 км²) изометричные и линзовидные штоки, а также кольцевидные тела граносиенитов, размещение которых контролируется более крупными кольцевыми структурами. В ряде массивов наблюдаются постепенные переходы от крупнозернистых граносиенитов глубоких эрозионных срезов через средне- и мелкозернистые разновидности к граносиенит-порфирами и интрузивным трахилипаритам, развитым в приконтактных частях тел, апофизах и на высоких гипсометрических уровнях рельефа. Граносиениты иногда сопровождаются небольшими телами мелкозернистых лейкократовых гранитов поздней фазы. Те и другие являются двуполевошпатовыми породами с подчиненным содержанием плагиоклаза.

На востоке Буцаганской мульды вблизи Баянхонгорской зоны разломов интрузивы имеют более сложную историю формирования и иной состав. Их ранняя фаза представлена габброидами, вторая — существенно плагиоклазовыми граносиенитами, третья, по объему резко преобладающая, — биотитовыми адамеллитами, богатыми кварцем. Эти интрузивы образуют межформационные тела, тяготеющие к границе докембрийского основания мульды с пермскими вулканогенными толщами.

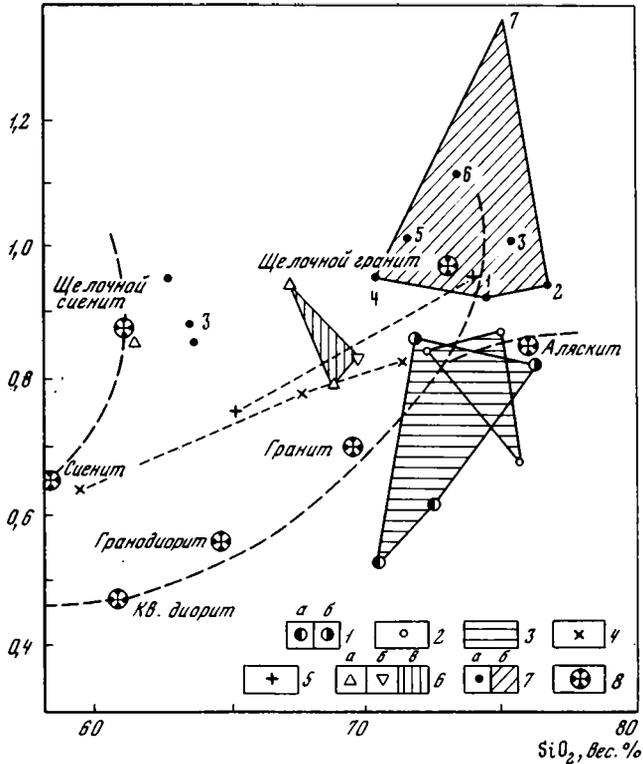
Для Северо-Гобийской впадины характерны сравнительно крупные (до 1000–2000 км²) многофазные интрузивы, объединенные в мандалгобийскую серию [4]. Их ранняя фаза, сохранившаяся в виде останцов и ксенолитов, представлена габбро-диоритами, сиенито-диоритами и монцонитами; вторая — мезократовыми биотит-роговообманковыми и биотитовыми существенно калишпатовыми гранитами, адамеллитами, монцонитами и граносиенитами, связанными взаимопереходами; третья — биотитовыми и лейкократовыми кремнекислыми гранитами, местами переходящими в граносиениты; четвертая — кремнекислыми лейкогранитами. По масштабам распространения преобладают породы второй и третьей фазы. Возраст пород мандалгобийской серии определяется прорыванием ими нижнепермской вулканогенной толщи и наличием гальки подобных пород в верхнепермской конгломерато-песчаниковой толще.

На востоке Центрально-Монгольского пояса пермские гранитоиды выделены В.А. Благодеровым в ульдзагольский комплекс [4]. Они слагают мелкие, средние и сравнительно крупные тела, площадью до 800–1300 км², приуроченные к зонам разломов. Установлены три последовательные фазы их внедрения: ранняя — габбро-диориты, тоналиты; главная — биотитовые и лейкократовые существенно калишпатовые граниты; поздняя — субщелочные биотитовые лейкограниты, граносиениты, гранит- и сиенит-порфиры. Они прорывают андезит-липаритовые и дацит-липаритовые толщи нижней и низов верхней перми и перекрыты верхнепермскими терригенными отложениями.

Сопоставление пермских гранитоидов различных секторов Центрально-Монгольского пояса показывает их закономерную латеральную изменчивость. Здесь в направлении с востока на запад выявляется следующее: 1) сокращение объема интрузивных масс; 2) снижение кремнекислотности и повышение щелочности породных ассоциаций со сменой существенно гранитовых ассоциаций (ульдзагольский комплекс) монзонит-граносиенит-гранитовыми (мандалгобийская серия), затем граносиенитовыми с незначительной долей лейкогранитов (запад Буцаганской мульды) и, наконец, сиенит-граносиенитовыми (Хантайширский прогиб); 3) изменение направленности дифференциационного ряда от гранит-граносиенитового на востоке до граносиенит-гранитового на западе. Латеральная изменчивость плутонических пород соподчинена с латеральной изменчивостью вулканических серий. Гранитные ассоциации с подчиненной ролью монзонитов и граносиенитов характерны для северо-восточной ветви и центральной части вулканического пояса с андезит-липаритовым вулканизмом нормальной и повышенной щелочности; граносиенитовые — для структур с ведущим трахилипаритовым вулканизмом; сиенит-граносиенитовые — для западного фланга пояса с трахилипарит-трахибазальтовой вулканической серией. Изложенное выше свидетельствует о комагматичности вулканических и плутонических образований.

Сходство вулканических и плутонических пород выявляется и при сравнении их химических составов. Так, например, в Северо-Гобийской впадине различные по составу вулканические и плутонические породы характеризуются преобладанием натрия над калием, в первых $K_2O : Na_2O$ составляет 0,41–0,76, во вторых — 0,62–0,88. Весьма близкий состав кислых эффузивов средней толщи, поздних даек и граносиенитов Хантайширского прогиба и Буцаганской мульды иллюстрирует диаграмма сумма щелочей — кремнезем (см. рис. 3а). Эти породы сходны и по содержанию ряда других петрогенных элементов, например, TiO_2 (в вулканических — 0,36–0,51%, в интрузивных — 0,32–0,47%), однако они существенно различаются по количеству Ca_2O (в вулканических — 0,52–1,15%, в интрузивных — 2,06–2,86%). Среди кислых вулканитов и граносиенитов присутствуют натриевые, калиевые и кали-натриевые разновидности, причем последние заметно преобладают. На приведенной диаграмме видно последовательное увеличение кремнекислотности и некоторое снижение щелочности интрузивных пород от кварц-сиенит-граносиенитовых Хантайширского прогиба к граносиенитовым Буцаганского прогиба и затем к гранит-лейкогранитовым Хангайского поднятия, причем средние составы последних расположены за пределами полей составов вулканических и интрузивных пород прогибов.

Щелочные граниты, иногда ассоциирующие с щелочными сиенитами и граносиенитами, размещены в зонах глубинных и крупных региональных разломов в различных структурах позднепалеозойского орогена в его южной, центральной и северной частях (см. рис. 2). Исключением являются сводовые поднятия с гранит-лейкогранитовым магматизмом и крупные орогенные впадины, для которых щелочные граниты не характерны. Однако максимальная концентрация щелочногранитовых интрузий типична для Саяно-Северомонгольской области древних устойчивых поднятий, где они размещены главным образом в зонах разломов, разграничивающих доверхнерифейские и раннекаледонские складчатые сооружения, причем массивы в основном локализованы в древних структурах. В меньшем количестве массивы щелочных гранитов и сиенитов проявлены по обе стороны Монгольско-Алтайского поднятия — восточнее его, на пересечении Цаган-Шибетинского разло-

$K+Na/Al$ 

Р и с. 4. Петрохимическая диаграмма состава пермских гранитоидов (по К.Б. Зарянову)

Ассоциации гранитоидных пород: 1-3 – гранит-лейкогранитовая: 1 – Монгольский Алтай (а – западная часть [2], б – восточная часть), 2 – Хангай [4, 25], 3 – поле составов; 4-5 – граносиенит-лейкогранитовая: 4 – Северо-Гобийская впадина [4], 5 – Южно-Монгольский вулканический пояс, западная часть; 6 – граносиенитовая (а – Хантайширский прогиб, б – Буцаганский прогиб, в – поле составов); 7 – щелочногранитовая (а – средние составы пород, б – поле составов): 1 – Юго-Восточная Тува, 2 – Барунхурайская котловина, 3 – зона Хангайских разломов [6], 4 – Сейбинская группа массивов, Восточный Саян [7], 5 – Цаган-Шибетинский разлом, 6 – группа массивов Аксуг-Казырского междуречья, Восточный Саян [7, 19], 7 – Ханбогдинский массив [12]; 8 – средние составы пород по Р. Дэли

ма с поперечными разломами, и южнее, на сочленении субширотных и меридиональных разрывных нарушений.

Щелочные граниты известны и в вулканических поясах. Массивы щелочных гранитов, преимущественно моношпатовых, нередко в ассоциации с комендитами присутствуют в различных участках Южно-Монгольского вулканического пояса: на востоке его – Хан-Богдинский и другие массивы [12], в центре в пределах Ноёносомонской впадины (данные В.В. Ярмолюка) и на западе в Сомон-Хайрханской ветви пояса (данные автора и В.В. Ярмолюка). Западнее вулканического пояса двуполовошпатовые щелочные граниты известны на севере Барунхурайской котловины. В большинстве из перечисленных участков они имеют интрузивные контакты с более ранними сиенитами, граносиенитами, лейкогранитами и субщелочными гранитами. Серия небольших тел щелочных гранитов и сиенитов размещается на западном фланге Селенгинского пояса в пределах Хангайской зоны разломов, где, по данным Р.М. Яшиной и В.А. Павлова, они ассоциируют с трахипаритами и комендитами [6]. В Южно-Монгольском поясе комендиты и щелочные граниты являются продуктом длительной эволюции магматизма, в ходе которой последовательно сменяются вулканические и интрузивные образования нормальной, повышенной щелочности и щелочные; в Селенгинском поясе и вне вулканических

поясов щелочные граниты представляют собой продукт первично ощелоченной магмы.

На диаграмме щелочной модуль – кремнезем наглядно выражено разобщение полей составов гранит-лейкогранитовых ассоциаций сводовых поднятий, граносиенит-гранитовых и граносиенитовых ассоциаций вулканогенных структур, а также щелочногранитовых (рис. 4). Гранит-лейкогранитовые ассоциации сводовых поднятий отличаются от интрузивных пород вулканических поясов в основном повышенной кремнекислотностью и несколько пониженной щелочностью. В граносиенит-лейкогранитовой и граносиенитовой ассоциациях щелочность, как отмечалось выше, в значительной мере зависит от состава вулканогенных толщ. Среди щелочных гранитов выделяются две группы. К первой группе принадлежат высокоагпаитовые TR–Zr щелочные граниты с цирконосиликатами (ханбогдинский тип), которые вместе с комендитами являются результатом длительной эволюции вулканического и плутонического магматизма. Вторая группа включает умеренно агпаитовые щелочные граниты ($K + Na / Al \sim 1$) с Zr-Nb-Ta минерализацией, сформированные из первичных кремнекислых щелочных расплавов.

Сравнение пермских гранитоидов различных областей позднепалеозойского орогена показывает, что изменчивость их парагенетических ассоциаций и щелочности пород в большей мере определяется конкретными орогенными структурами, чем поперечной зональностью по отношению к геосинклинальной области Внутренней Монголии. Так, граносиенит-лейкогранитовые массивы Южно-Монгольского вулканического пояса являются более щелочными по сравнению с расположенными севернее гранит-лейкогранитовыми массивами Монгольско-Алтайского и Хангайского поднятий, а также Северо-Гобийской впадины Центрально-Монгольского вулканического пояса (см. рис. 4). Однотипные граносиениты развиты в разломных зонах Южно-Монгольского вулканического пояса в Гобийском Тянь-Шане и Заалтайской Гоби, в прогибах западного фланга Центрально-Монгольского пояса и в Орхон-Селенгинском. Щелочные граниты расположены как во внутренней, так и во внешней области орогена, причем изменчивость их химического состава не зависит от пространственного положения в пределах позднепалеозойского орогена. Однако во внешней его части, прилегающей к Сибирской платформе, размещены исключительно щелочногранитовые и отсутствуют менее щелочные ассоциации гранитоидных пород. В этом регионе отмечается увеличение степени дифференцированности щелочногранитовых образований, а также увеличение содержания в них редкоземельных элементов-примесей.

Заключение

В пределах средне- и позднепалеозойской орогенной области выделяются три группы гранитоидных ассоциаций, приуроченных к различным типам структур: 1) гранит-лейкогранитовая, свойственная орогенным поднятиям, обладающим повышенной мощностью гранитного слоя; 2) граносиенит-гранитовая и граносиенитовая, приуроченные к вулканическим поясам и орогенным впадинам, частично или полностью сложенным вулканогенными сериями повышенной щелочности; эти структуры характеризуются сокращенной мощностью гранитного слоя, гравитационными ступенями или относительными гравитационными максимумами и знакопеременным магнитным полем; 3) щелочногранитовая, развитая в зонах глубинных разломов, тяготеет к границам блоков с разнонаправленной тенденцией движения и к вулканическим поясам.

Породы всех перечисленных ассоциаций являются интрузивными магматическими образованиями, кристаллизация которых происходила в условиях умеренных и малых глубин, причем глубинность их снижается от гранитоидных массивов орогенных поднятий к массивам орогенных прогибов и вулканических поясов. Характерна приуроченность гранитоидного магматизма, особенно девонского и щелочногранитового, к зонам длительно живущих разломов, представляющих собой области повышенной магмопроницаемости; отмечается также связь с кольцевидными структурами, причем роль последних как магмоконтролирующего фактора воз-

растает от девона к перми. Отсутствует зависимость состава плутонических образований от состава вмещающих пород. Это свидетельствует о том, что специфика гранитоидного магматизма определялась в первую очередь составом ювенильного материала. В то же время существует определенная взаимосвязь состава вулканических и плутонических образований, причем от вулканических поясов и орогенных прогибов к поднятиям степень корреляции состава этих образований заметно снижается. В вулканических поясах, прогибах и на их бортах развиты вулканоплутонические серии, в которых состав и количественные соотношения кислых интрузивных пород в значительной мере определяются составом вулканитов. В крупных поднятиях состав гранитов может быть независим или ограниченно зависим от состава кислых вулканитов.

Отличия девонского и пермского магматизма определяются спецификой палеотектонической обстановки соответствующих эпох. Для пермской эпохи характерна существенная кратонизация земной коры и четкая обособленность сводовых и кордильерных поднятий, прогибов, вулканических поясов и областей стабильных поднятий; девонская эпоха отличалась большей пластичностью структур в южной части орогенной области и их раздробленностью на всей территории. Результатом явилось значительное распространение вулканогенных образований в грабенах и мульдах девонских орогенных поднятий, что не свойственно пермским структурам, и несоизмеримо большие масштабы девонского гранитоидного магматизма по сравнению с пермским. Девонский период характеризуется преобладанием гранитоидного магматизма над вулканогенным за исключением севера орогенной области; в пермском периоде отмечается соразмерность масштабов проявления вулканизма и плутонического магматизма. Для девонского гранитоидного магматизма типично почти одноактное его проявление и некоторое омоложение возраста от внешней к внутренней области орогена, для пермского — существование разновозрастных гранитоидных серий и омоложение возраста вулканических и плутонических образований в направлении к внешней области орогена. Преобладающие на территории девонского орогена гранит-лейкогранитовые ассоциации обычно сопровождаются небольшим количеством кварцевых сиенитов, граносиенитов и щелочных гранитов. В пермскую эпоху происходит отчетливое разобщение гранит-лейкогранитовых, граносиенит-лейкогранитовых и граносиенитовых, а также щелочногранитовых ассоциаций в пространстве и во времени за исключением гранитоидных массивов Южно-Монгольского вулканического пояса, которые по характерным парагенезисам пород близки к девонским гранитоидам центральной области орогена, отличаясь более существенной ролью кварцевых сиенитов, граносиенитов и субщелочных гранитов. Однако щелочные граниты и здесь четко обособлены. Наряду с этим от девонской эпохи к пермской нарастает редкометально-редкоземельная специализация гранитоидов. В девонских гранитоидах она проявлена как геохимическая и усиливается во внешней области орогена; пермские гранит-лейкогранитовые образования имеют редкометальную, щелочногранитовые — редкометально-редкоземельную специализацию, причем в связи с теми и другими известны значительные концентрации полезных компонентов.

Различно и сложно выражена латеральная изменчивость девонского и пермского магматизма. Для девонской эпохи характерно увеличение общей щелочности вулканических и плутонических образований от внутренней к внешней области орогена при более сложном поведении калиевой щелочности, которая в сечении Хангай — Восточный Саян так же, как общая щелочность, увеличивается, а в сечении Монгольский Алтай — Минусинские впадины уменьшается. Аномально высококалийевыми являются магматические породы Монгольско-Алтайского ареала по абсолютному содержанию калия в кислых эффузивах и относительному — в гранитоидах. Для пермской эпохи поперечная латеральная зональность устанавливается только для вулканогенных образований, если рассматривать не только пермский, но и каменноугольный вулканизм юга орогенной области. В таком случае можно констатировать увеличение общей щелочности вулканических серий к периферии ареала вулканизма как в северном, так и в западном направлении. Для плутонических образований такая изменчивость отмечается, но представляет собой

явление более высокого порядка. В целом же размещение плутонических образований различной кремнекислотности и щелочности определяется типом орогенных структур. Однако некоторые черты генеральной латеральной изменчивости выражены в концентрации щелочногранитовых интрузий во внешней области орогена.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л.: Недра, 1972.
2. *Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н.* Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964.
3. *Гаврилова С. П., Леонтьев А. Н.* Структурная позиция и зональность пегматитового пояса Монгольского Алтая. — В кн.: Зональность пегматитовых поясов, полей и месторождений. М., 1976.
4. Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. М.: Недра, 1973.
5. *Гордиенко И. В.* Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ: Бурятск. кн. изд-во, 1969.
6. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 14). М.: Наука, 1975.
7. *Данилин Е. Л.* О генезисе щелочных рибекитовых гранитов юга Красноярского края. — В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1971.
8. *Дуранте М. В.* Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 19). М.: Наука, 1976.
9. *Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его применение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972.
10. *Капустин Ю. Л.* Серлигхемский кислый вулкан — новый тип проявления палеозойского магматизма в Северо-Восточной Туве. — Геол. и геофиз., 1976, № 7.
11. *Кепежинкас В. В., Лучицкий И. В.* Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 8). М.: Наука, 1974.
12. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
13. *Леонтьев А. Н.* Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969.
14. Металлогенический анализ в области активизации (на примере Забайкалья). М.: Наука, 1977.
15. *Моисевко Ф. С.* Некоторые результаты и проблемы геолого-геофизического изучения земной коры южного горного обрамления Сибири. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969.
16. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975.
17. *Нечеева И. А.* Щелочно-гранитный магматизм и его формации. М.: Наука, 1976.
18. *Орлов Д. М.* Краткий очерк магматизма Западного Саяна. — В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области. — Тр. ВСЕГЕИ, Нов. серия, 1961, 58.
19. *Пятов О. И.* Средне-верхнепалеозойский магматизм центральной части Восточного Саяна и связанная с ним рудная минерализация. — В кн.: Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Т. 2. Алма-Ата, 1976.
20. *Рыжкова В. М., Соловьев В. В.* Карта морфоструктур центрального типа территории СССР м-ба 1:10000000. Л.: ВСЕГЕИ, 1975.
21. Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974.
22. *Степанов П. П., Волхонин В. С.* Современная структура и глубинное строение Монголии по геофизическим данным. — Сов. геология, 1969, № 5.
23. Тектоника Монгольской Народной Республики (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 9). М.: Наука, 1974.
24. *Телешев А. Е., Поляков Г. В., Балыкин П. А.* Дерзигский плутон — типичный представитель среднепалеозойского граносиенит-гранитового комплекса Восточной Тувы. — Геол. и геофиз. 1976, № 12.
25. *Федорова М. Е.* Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 21). М.: Наука, 1977.
26. *Шейнманн Ю. М.* Новые данные о базальтах океана и значение их для общей геологии. — Сов. геология, 1965, № 8.
27. *Шенкман Я. Д.* Гранитоидные комплексы Восточной Тувы. М.: Недра, 1979.

**ВЕРХНЕПАЛЕЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ
И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ**

Верхнепалеозойский магматизм проявлен крайне неравномерно в пределах раннекаледонских складчатых систем Северной Монголии, где он происходил в континентальных условиях и имел внегеосинклинальный характер. Об этом свидетельствует широкий ареал развития пермского наземного вулканизма, который был связан с формированием новообразованных структурных элементов, наложенных на древний консолидированный фундамент. К числу таких элементов относятся: крупные сводовые поднятия (например, Хангайское), активизированные глубинные разломы, приуроченные к ним впадины и прогибы, а также протяженные вулканические пояса, примером которых является Селенгино-Витимский [18]. В состав последнего входит Орхон-Селенгинский орогенный прогиб — одна из крупнейших верхнепалеозойско-мезозойских вулканогенных структур Северной Монголии.

Многолетние работы Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР позволили организовать планомерное изучение верхнепалеозойского магматизма. В первый период пятилетних работ (1968—1972 гг.) А.А. Моссаковским и О. Томуртоого [14, 15] произведено сравнительное структурно-геологическое исследование наиболее типичных верхнепалеозойских вулканогенных впадин и прогибов Северной, Южной и Восточной Монголии; составлены их геологические и тектонические карты; разработана стратиграфия пермских эффузивных отложений и обосновано их подразделение на конкретные разновозрастные свиты.

Детальное петрографо-петрохимическое изучение опорных стратиграфических разрезов позднепалеозойско-раннемезозойских эффузивных толщ Орхон-Селенгинского прогиба было выполнено В.В. Кепежинским и И.В. Лучицким [7, 8], которые впервые определили принадлежность пермских вулканитов к контрастной базальт-липаритовой ассоциации с повышенной калиевой щелочностью. Данные материалы были дополнены А.Я. Салтыковским и Д. Оролмаа [18, 19] по юго-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба, где ими установлена позднепермская базальт-андезит-дацит-липаритовая серия пород нормального щелочноземельного состава. Синхронные с ней субвулканические интрузивные образования отличаются повышенной натриевой щелочностью. Таким образом, к концу пятилетних работ сотрудниками экспедиции достигнуты определенные успехи в познании верхнепалеозойского континентального вулканизма МНР. В то же время сопряженные с ним во времени интрузивные ассоциации пород Северной Монголии не были в должной мере охвачены исследованиями. Этот пробел восполнился во второй пятилетний период работ экспедиции, когда по решению научного руководства в 1974 г. авторами статьи было начато систематическое геолого-петрографическое и петрохимическое изучение вулканоплутонических и интрузивных ассоциаций пород, развитых как в пределах Орхон-Селенгинского прогиба, так и на обрамляющих его поднятиях. Необходимость постановки данных исследований определялась еще и тем, что после открытия месторождения Эрдэнтуин-Обо стала очевидной связь медно-молибденовой порфировой рудной формации с магматизмом, завершавшим формирование позднепалеозойских вулканогенных структур.

Работы авторов в период 1974—1976 гг. выполнялись в соответствии с общим планом палеовулканологических исследований на территории МНР, руководство которыми осуществлялось член-корреспондентом И.В. Лучицким. По мере обработки полевых и аналитических материалов результаты исследования верхнепалеозойского магматизма Северной Монголии публиковались в научных трудах экспедиции [11, 24] или в периодической печати Академии наук СССР [12, 13]. В нас-

толщей статье обобщены авторские и литературные материалы с целью выделения верхнепалеозойских вулканических и интрузивных ассоциаций пород, проявленных в различных структурных элементах Северной Монголии, уточнения ареалов их распространения, а также выявления характерных магматических серий, отражающих эволюцию континентального магматизма, особенности его вещественного состава и металлогении.

Об ареалах развития верхнепалеозойского магматизма в ранних каледонидах северной Монголии

В пределах Орхон-Селенгинского прогиба были выделены ряды пермских эффузивных формаций, при этом отмечалось, что существенное изменение их состава по латерали происходило в верхней перми [15]. Однако выполненные авторами сравнительное исследование пермских субвулканических и интрузивных образований как данного прогиба, так и обрамляющих поднятий в совокупности с новыми данными по их геологическому и радиологическому (калий-аргоновому) возрасту [6, 12, 24] позволяют внести определенные коррективы в существовавшие представления об ареалах развития пермского континентального магматизма и изменчивости его состава по латерали и во времени от нижней к верхней и поздней перми.

Произведенное в таблице сопоставление разновозрастных верхнепалеозойских эффузивных, субвулканических и интрузивных ассоциаций пород свидетельствует о том, что их формирование происходило главным образом в перми и лишь частично захватывало поздний карбон или ранний триас. В зависимости от магмоконтролирующих структурных элементов Северной Монголии существенно изменялся как состав, так и глубинный уровень формирования магматических ассоциаций. При этом от западной периферии пермской вулканической области, достигающей восточных отрогов Ханхухэйского поднятия (рис. 1), к ее центральной части и юго-восточной окраине происходило последовательное смещение ареалов развития нижнепермского, верхнепермского и позднепермского магматизма. Каждый из этих ареалов (западный — Хангайско-Селенгинский, центральный — Орхон-Селенгинский и юго-восточный — Орхон-Ерогольский) существенно отличается как по составу вулканогенных, так и интрузивных ассоциаций пород.

Хангайско-Селенгинский ареал нижнепермского магматизма. В его пределах наиболее ранняя (возможно C_3-P_1)¹ вулканическая деятельность была сосредоточена по периферии верхнепалеозойского Хангайского сводового поднятия (рис. 1). Здесь в междуречье Орхона и Селенги происходило излияние трахибазальт-трахиандезитовых лав (иногда с трахитами), которое сопровождалось извержением туфогенного материала. Вулканические породы залегают на рифейско-кембрийском складчатом фундаменте, подвергшемся нижнепалеозойской и девонской гранитизации, и образуют вулканические постройки щитового типа. Они отчетливо выражены в бассейне р. Хануй-Гол (район озера Шарга-Нур), на правом берегу р. Орхон (район сомона Абзог), на левом берегу р. Селенга (район сомона Их-Ула). В пределах трахибазальт-трахиандезитовой эффузивной толщи субвулканические интрузии встречаются редко и представлены межпластовыми телами крупнолейстовых андезитов. На отдельных участках распространены секущие дайкоподобные тела трахилипаритов и сиенит-порфиоров, представляющих собой, по-видимому, корни более молодых (P_1^2) вулканических толщ. Последние сложены главным образом кислыми эффузивами, в основании которых в ряде мест (бассейн р. Хануй-Гол, гора Харимтуин-Нуру, юго-западные отроги горы Хусутай-Обо, район сомона Их-Ула) авторами обнаружен межформационный горизонт туфоконгломератов мощностью 8—40 м. Эти тела содержат обломки и гальку подстилающих андезитов, а также более древних нижнепалеозойских диоритов и розовых девонских гранитов. Это позволяет предполагать наличие некоторого перерыва между трахибазальт-трахиандезитовым (P_1^1) и более поздним субщелочным и щелочным кремнекислым (P_1^2) вулканизмом.

¹ Обоснование геологического возраста пермских эффузивных толщ дано А.А. Моссакским и О. Томуртоого [12].

Геологическое время	Фаши магматических пород	Магмоконтролирующие		
		Хангайский свод	Древние раздробленные поднятия	
Нижняя пермь	Эффузивные	Липариты, дациты (мало)	Липариты, трахилипариты, трахиты, редко трахиандезиты	
	Субвулканические		Сиенит-порфиры, гранит-порфиры, комендиты	
	Интрузивные	Диориты, гранодиориты, адемиты, граниты (хангайский комплекс)	Щелочные граниты и сиениты	
Верхняя пермь	Эффузивные		Трахибазальты (мало)	
	Субвулканические			
	Интрузивные	Лейкократовые граниты и граносиениты (шараусгольский комплекс)	Субщелочные габбро	
Поздняя пермь – ранний триас	Эффузивные			
	Субвулканические			
	Интрузивные	Граносиениты (?)		

Нижнепермский щелочно-кремнекислый магматизм имел весьма широкий ареал распространения (см. рис. 1). Он значительно перекрывал область развития трахит-базальт-трахиандезитового наземного вулканизма; проявился в Орхон-Селенгинском прогибе; захватил зону Хангайских глубинных разломов и оперяющих их тектонических нарушений; наложился на древние Ханхухэйское, Дэлгэр-Мурэнское, Тэсингольское и Сонгинское поднятия; проникал в Идэрскую, Джидинскую и Тарято-Селенгинскую зоны ранних каледонид.

Наиболее интенсивный трахит-трахилипаритовый вулканизм происходил в западной части Орхон-Селенгинского прогиба, где накапливались мощные эффузивные толщи, сложенные преимущественно туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями, туфоллавами и игнимбритами. Они переслаиваются покровами липаритов, трахилипаритов и кварцевых трахитов. С ними иногда тесно ассоциируют щелочные (эгириносодержащие) трахиты и игнимбиты. Они обнаружены авторами в районах гор Хусутай-Обо и Хо-Улан-Ула, на левобережье р. Унтийн-Гол и в других местах.

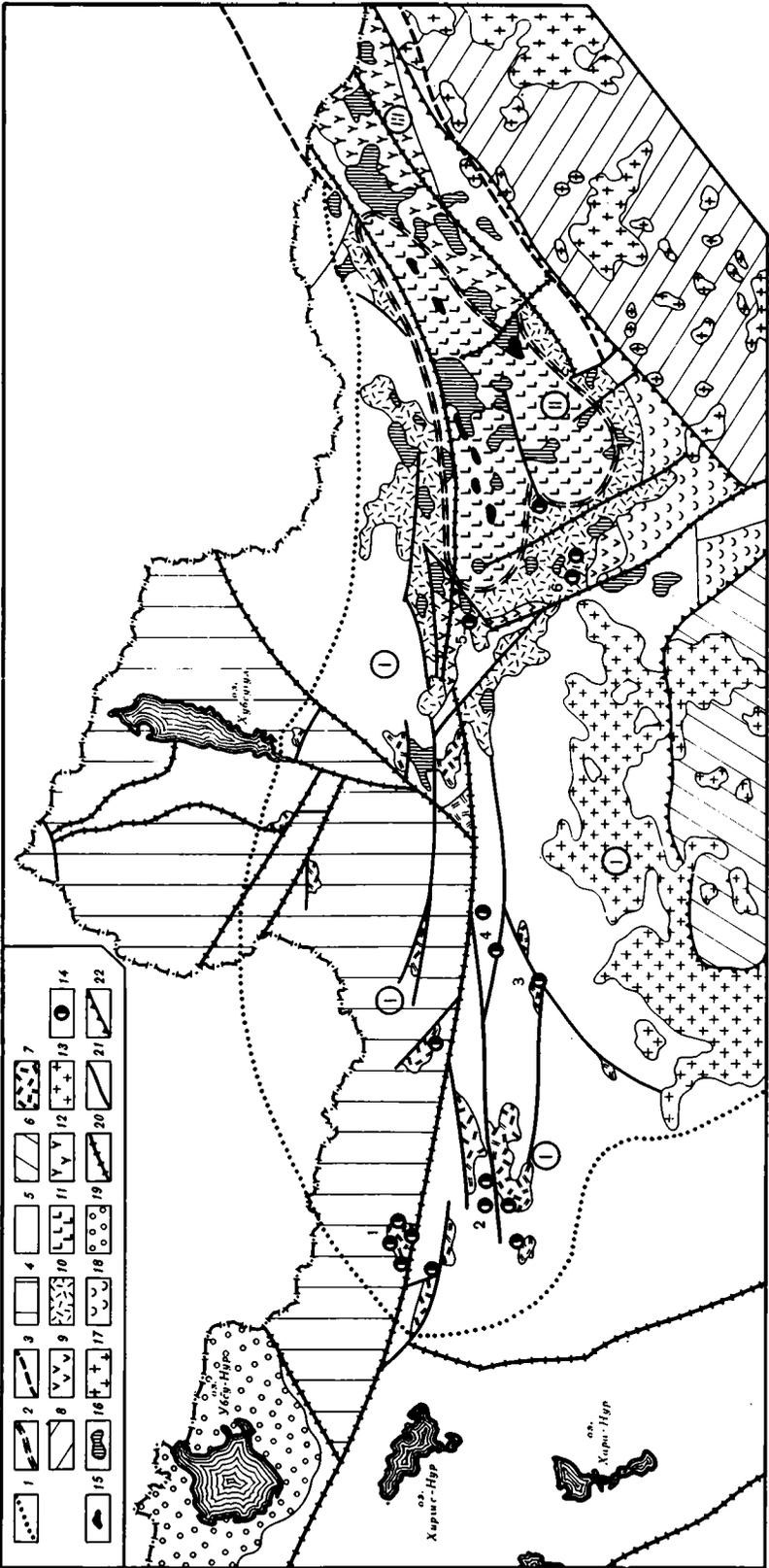
Нижнепермский щелочно-кремнекислый вулканизм, обладавший большой взрывной силой, о чем свидетельствуют значительное распространение игнимбитов и игнимбитоподобных туфолав, сопровождался внедрением многочисленных дайковых тел трахилипаритов, гранит-порфиров и кварцевых сиенит-порфиров. Помимо этого, происходило образование вулканокупольных структур, подобных горе Хо-Улан-Ула (левобережье р. Хануй-Гол). На крыльях этих структур развиты туфоллавы, туфобрекчии,

Орхон-Селенгинская вулканическая область			Хэнтэйский свод
Западная Хангайско-Селенгинская часть	Центральная Орхон-Селенгинская часть	Восточная Орхон-Ерогольская часть	
Трахибазальты, трахиандезиты и трахиты (P_1^1). Липариты, трахилипариты с трахитами (P_1^1)	Трахибазальты, трахиандезиты (P_1^1). Липариты, трахилипариты (P_1^2)		
Гранит-порфиры, сиенит-порфиры, комендиты	Гранит-порфиры, сиенит-порфиры		
Щелочные граниты и сиениты			
Базальты, трахибазальты с трахиандезитами и трахитами			
Долериты, микрогаббро			Лейкократовые граниты и граносиениты (?)
Субщелочные габбро, сиенит-диориты, сиениты			
		Андезиты, дациты и липариты с базальтами	
		Трахилипариты, гранит-порфиры, диорит-порфиры, габбро-диабазы	Граносиениты (?)
Граносиениты и граниты (гибридные диориты и гранодиориты)		Диориты, гранодиориты, граносиениты, граниты	

игнимбриты, трахилипариты и многочисленные субвулканические тела трахилипаритов, сиенит-порфиров и щелочных гранит-порфиров. В центральной части наблюдается интрузивный шток, сложенный щелочными сиенитами и гранитами, обогащенными альбитом и эгиринном.

За пределами Орхон-Селенгинского прогиба, на обрамляющих его древних поднятиях, нижнепермский магматизм имел распыленный характер и был связан с формированием многочисленных мелких приразломных структур: вулканогенных грабенов, мульд, депрессий, трещинных экструзивных тел и вулкано-плутонических построек, подобных Нумургинским. Для них типично тесное сочетание во времени липарит-трахилипаритовой ассоциации пород с субвулканическими гранит-порфирами, сиенит-порфирами, комендитами и гипабиссальными интрузиями щелочных сиенитов и гранитов. Это позволило в свое время В.А. Павлову и Р.И. Яшиной [6, 17] выделить в пределах ранних каледонид Северной Монголии пермскую вулкано-плутоническую ассоциацию пород липарит — трахилипарит — сиенит-порфир — щелочной гранит, абсолютный возраст которой определялся цифрами $288-266 \pm 10$ млн. лет (эффузивные породы) и $262-254 \pm 10$ млн. лет (интрузивные породы). Эти данные в целом отвечают нижнепермскому геологическому периоду.

В настоящее время в зоне субширотных Хангайских разломов и определяющих их тектонических нарушений известно более десятка интрузивных массивов щелочных гранитов и сиенитов, пространственно сопряженных со сходными по составу



- | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 |
| 22 | | | | | | |

Verg-Hipp

oa.
Kupur-Hipp

oa.
Kupur-Hipp

Р и с. 1. Ареалы распространения верхнепалеозойского магматизма в ранних каледонидах Северной Монголии

1—3 — ареалы: 1 — нижнепермский Хангайско-Селенгинский (I), 2 — верхнепермский Орхон-Селенгинский (II), 3 — позднепермский Орхон-Ерогольский (III); 4—5 — древние складчатые структуры: 4 — доверхнерифейские (байкальские), 5 — позднерифейско-кембрийские (ранние каледониды); 6—8 — новообразованные континентальные структуры: 6 — верхнепалеозойское Хангайское сводовое поднятие, 7 — пермские вулканогенные грабены, мульды и депрессии, 8 — позднепалеозойско-мезозойское Хэнтэйское сводовое поднятие; 9—12 — пермские вулканогенные породы: 9 — трахибазальты, трахиандезиты ($C_3-P_1^1$), 10 — тоахиты, трахипариты и комендиты (P_1^2), 11 — субщелочные базальты и андезито-базальты (P_2^2), 12 — нормальные андезиты, дациты, липариты с подчиненными базальтами; 13—16 — верхнепалеозойские интрузивные породы: 13 — нормальные гранитоиды (C_3-P_1 , P_{1-2}), 14 — щелочные граниты и сиениты (P_1^2), 15 — субщелочные габбро и сиениты (P_2^2), 16 — субщелочные кварцевые сиениты, граносиениты и лейкократовые граниты ($P_2 - T_1$) с гибридными сиенит-диоритами, гранодиоритами и адамеллитами; 17 — мезозойские гранитоидные породы Хэнтэйского сводового поднятия; 18 — мезозойские вулканогенно-осадочные отложения Орхонской впадины; 19 — кайнозойские отложения оз. Убсу-Нур; 20 — глубинные разломы фундамента; 21 — прочие разломы; 22 — границы внутренних частей сводовых поднятий. Массивы щелочных гранитов Хангайско-Селенгинского пояса (цифры на схеме¹): 1 — Тэсингольская группа, 2 — Нумургинская группа, 3 — Тасонцэнгэльская группа, 4 — Болнайская группа, 5 — Ихзульский, 6 — Хануйгольская группа, 7 — Унтыингольский

пермскими вулканидами (см. рис. 1). Эти массивы, площадью от 0,2 до 55 км², прослеживаются в виде прерывистой цепочки от Восточных отрогов хр. Хан-Хухэй (Тэсингольская группа) к району озер Ойгон-Нур и Тэлмин-Нур (Нумургинская группа) в бассейн р. Идэр (Тасонцэнгэльская группа) и далее в западную часть Орхон-Селенгинского прогиба (Хануйская группа) до ручья Унтыин-Гол. Таким образом, сейчас можно говорить о выделении на территории Северной Монголии верхнепалеозойского Хангайско-Селенгинского пояса щелочных сиенитов и гранитов. Особенностью этого пояса является его тесная взаимосвязь с трахит-трахипарит-комендитовым континентальным вулканизмом.

В пределах Хангайско-Селенгинского ареала интрузивное гранитообразование происходило наиболее активно на Хангайском сводовом поднятии, где, начиная с конца карбона и в течение всей перми, формировались крупные интрузивные массивы хангайского (C_3-P)¹ и шараусгольского (P)¹ комплексов. Они тяготеют главным образом к области разломного сочленения древних раннекаледонских и наложенных на них герцинских структур. Этот гранитоидный магматизм отличается нормальным щелочноземельным составом с преобладанием в ранних интрузивных массивах диоритов, гранодиоритов, адамеллитов и нормальных гранитов, а в поздних — лейкократовых гранитов. Подчиненное положение в массивах занимают субщелочные существенно калишлатовые граниты и граносиениты [5, 22]. Абсолютный возраст гранитоидов определяется цифрами 289—284 млн. лет (хангайский комплекс) и 260—254 млн. лет (шараусгольский комплекс). На Хангайском сводовом поднятии пермской континентальный вулканизм проявлен крайне слабо.

Орхонско-Селенгинский ареал верхнепермского магматизма (см. рис. 1). Как известно из многочисленных публикаций [1, 5, 7, 8, 14, 15], между эпохами нижне- и верхнепермского вулканизма существовал довольно длительный период накопления мощных (до 5 тыс. м) осадочно-вулканогенных толщ. Область их распространения резко сократилась по сравнению с ареалом развития нижнепермского щелочно-кремнекислого магматизма и охватывала главным образом внутреннюю наиболее прогнутую часть Орхон-Селенгинского прогиба. В верхних горизонтах свиты вулканомиктных пород (P_1-P_2) возрастает роль базальтового материала в туффитовых отложениях. Постепенно они сменяются верхнепермской эффузивной серией (P_2^2), в составе которой преобладают трахибазальты, содержащие прослойки трахиандезитов, туффитов, туфоалевролитов, агломератовых туфов или лавобрекчий базальтового состава с горизонтами яшмоидов и туфопесчаников. Эта вулканическая серия, мощность которой достигает 4 км, наиболее широко распространена в междуречье Селенги и Орхона, где с ней тесно сопряжены многочис-

¹ Обоснование геологического возраста в книге дано М.Е. Федоровой [21].

ленные силлоподобные интрузии долеритов, протягивающиеся вдоль р. Селенги на несколько километров при мощности отдельных тел, составляющей единицы и десятки метров. Подчиненное значение имеют секущие интрузии долеритов и штоки мелкозернистых габбро. Помимо этого, в толще верхнепермских вулканитов залегают небольшие интрузии габбро-сиенитового состава. Они тяготеют к пересечениям разрывных нарушений или к ослабленным участкам слоистости, особенно к контактам туфогенных прослоев, перекрытых плотными базальтовыми лавами. Габбро-сиенитовые массивы, согласно данным А.Т. Матреницкого [12], имеют позднепермский абсолютный возраст (252–242±8 млн. лет) и отличаются многофазным, нередко зональным строением. Они сложены гартонолит-авгитовыми габбро, содержащими гиперстен, титаномагнетит, поздний биотит и ортоклаз, а также сиенит-диоритами (монцонитами) и сиенитами. Все перечисленные породы секутся дайками порфиroidных граносиенитов и гранит-аплитов.

За пределами внутренней части Орхон-Селенгинского прогиба субщелочной базальтовый вулканизм и сопровождающий его габбро-сиенитовый интрузивный магматизм практически не проявлены. Только на восточной окраине хр. Хан-Хухэй в мелких пермских вулканогенных грабенах (Убур-Улинский) и мульдах (Баянгольская), расположенных в зоне глубинного Хангайского разлома, монгольские геологи Д.Тогтох, З. Гансүх и А. Батархуяк обнаружили верхнепермские трахибазальты и ассоциирующие с ними субщелочные габброидные интрузии с видимой сульфидной минерализацией.

Орхон-Ерогольский ареал позднепермского магматизма. Во второй половине перми значительно расширились границы развития наземного вулканизма (см. рис. 1). Он проявлялся не только в центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, но охватил также пограничные рифейско-кембрийские поднятия Северо-Восточной Монголии. Согласно данным А.Я. Салтыковского и Д. Оромаа [19], в междуречье Орхона – Еро-Гола – Чикоя широко развиты позднепермские пирокластические образования кислого состава, чередующиеся с лавами липаритов, дацитов, андезитов и прослоями осадочно-вулканогенных пород, представленных туфовыми песчаниками, алевролитами, местами туффитами и туфоконгломератами. В верхних горизонтах пирокластических пород появляются покровы андезито-базальтов и базальтов. Состав и строение эффузивных толщ значительно варьируют как по простиранию; так и по вертикали. Однако сохраняется неизменным присутствие в разрезах дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой серии пород, имеющих нормальный щелочноземельный или слабо выраженный субщелочной уклон химизма. Среди эффузивных пород широко распространены сходные с ними по составу субвулканические межпластовые тела и секущие дайки липаритов, ортофиоров, гранит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, диорит-порфиритов, габбро-диабазов и долеритов. Как предполагают А.А. Моссаковский, О. Томуртоого и А.Я. Салтыковский, позднепермская вулканическая область междуречья Орхона – Еро-Гола – Чикоя характеризуется неглубоким залеганием раннекаледонского складчатого фундамента (до 3 км) по сравнению с внутренней частью Орхон-Селенгинского прогиба (до 10 км), где наблюдается наиболее мощный и полный стратиграфический разрез пермских вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений.

Развитие пермского магматизма, как отмечалось ранее, завершается формированием многочисленных гипабиссальных трещинных интрузий субщелочного кварц-сиенит-граносиенит-гранитового состава. Область их распространения (см. рис. 1) перекрывает ареалы развития верхне- и позднепермского вулканизма, заходя на смежные с ними древние раздробленные поднятия. В Орхон-Селенгинском прогибе интрузивные массивы чаще всего тяготеют к выступам фундамента или к поперечным поднятиям (район месторождения Эрдэнтуин-Обо). Размещение массивов контролируется поствулканическими нарушениями и разломами, занимающими секущее положение по отношению к общему простиранию прогиба. В его западной части распространены главным образом мелкие трещинные интрузии порфиroidных кварцевых сиенитов и граносиенитов, сечением до нескольких десятков квадратных километров. Они залегают среди нижнепермских трахилипаритов или трахиандезитов, в зоне контакта с которыми наблюдаются гибридные фации сиенит-диоритов.

На выступах раннекаледонского фундамента (бассейн р. Хануй-Гол, района озера Урмэни-Нур и сомона Их-Ула) интрузии порфириовидных граносиенитов прорывают нижнепалеозойские диориты и девонские лейкократовые граниты. Последние в приконтактных зонах подверглись значительному изменению: калишпатизации, окварцеванию, а нередко и эпидотизации. Эти девонские граниты обычно включались предыдущими исследователями [16] в состав селенгинского интрузивного комплекса. Примером таких сложно построенных массивов является Урмэнинурский (левобережье р. Орхон, близ сомона Сайхан), большая часть которого сложена девонскими лейкократовыми гранитами, перекрытыми на отдельных участках пермскими вулканитами и прорванными более молодыми дайками или штоками граносиенитов.

В восточной половине Орхон-Селенгинского прогиба, в междуречьях Селенга – Бухайн-Гол, Хучжырийн-Гол – Могойн-Гол, Орхон – Тола, Орхон – Еро-Гол величина гранитоидных массивов возрастает. Их размеры в поперечном сечении превышают сотни квадратных километров, а иногда достигают 1000 км² (Цанхоловский и Цаганчулутинский массивы)¹. Крупные интрузивы (например, Бухайнгольский) прорывают верхнепермскую базальтовую толщу, вступая с ней в активное взаимодействие. Вследствие этого более широкое распространение в массивах получают эндоконтактные фации пород, представленные диоритами, сиенит-диоритами и гранодиоритами. Одновременно с этим в составе поздних интрузивных фаз возрастает роль лейкократовых гранитов и гранит-аплитов.

Геологический возраст этой интрузивной ассоциации пород определяется большинством исследователей как позднепермско-раннетриасовый, исходя из того, что граносиенит-гранитные интрузии пересекают все вулканогенные толщи перми, а на них залегают терригенная абзогская свита (Т₂₋₃). Имеющиеся в литературе определения абсолютного возраста данных пород колеблются от 260 до 243 млн. лет. Они отличаются от новых радиологических (калий-аргоновых) материалов А.Т. Матреницкого [12], которые расширяют этот отрезок времени от 256 до 226±7 млн. лет.

Итак, в конце перми вся Орхон-Селенгинская вулканическая область и особенно ее восточная часть, а также обрамляющие древние поднятия были охвачены субщелочным гранитоидным интрузивным магматизмом. Он имел отчетливый трещинный характер и более широкий ареал развития по сравнению с верхне- и позднепермским наземным вулканизмом. Это позволяет сделать вывод о том, что причиной интрузивного магматизма были поствулканические разломно-глыбовые движения, связанные с ростом и расширением позднепалеозойско-мезозойского Хэнтэйского сводового поднятия [20]. В его пределах гранитный магматизм начал проявляться в конце палеозоя и неоднократно возобновлялся в течение мезозоя [9]. Таким образом, перемещение ареалов распространения нижнепермского, верхнепермского и позднепермского магматизма из западной (Хангайско-Селенгинской) в центральную (Орхон-Селенгинскую) и восточную (Орхон-Ерогольскую) части вулканической области было связано с асинхронным развитием Хангайского (верхнепалеозойского) и Хэнтэйского (мезозойского) сводовых поднятий. Формирование этих континентальных структур происходило в период заложения и развития Монголо-Охотского подвижного пояса.

Верхнепалеозойские магматические серии Северной Монголии, их петрохимические и металлогенические особенности

Сравнительный петрохимический анализ пермских вулканогенных и интрузивных ассоциаций пород с выделением различных по составу магматических серий произведен авторами на основе новой классификационной диаграммы горных пород [2], разработанной членами номенклатурной комиссии Петрографического Комитета АН СССР. Эта диаграмма позволяет обобщить и систематизировать большой аналитический материал (около 200 химических анализов), который опубликован в разрозненных литературных источниках [4,6,7,14,16,19,22], в том числе и в статьях авторов [13,24,25].

¹ Данные Р.А. Хасина, Л.А. Благодравовой и Э.В. Михайлова [23].

Петрохимические диаграммы, определяющие относительную степень основности, кремнекислотности и щелочности пород (см. рис. 2–5), построены для различных периодов проявления верхнепалеозойского магматизма: нижнепермского, верхнепермского и позднепермско-раннетриасового. На них четко выделились шесть разнотипных магматических серий, существенно отличающихся как по общему химизму, так и по соотношению эффузивных, субвулканических и интрузивных пород: 1) преимущественно эффузивная трахибазальт-трахиандезитовая с трахитами ($C_3-P_1^1$); 2) вулканоплутоническая субщелочных и щелочных кремнекислых пород (P_1^2); 3) интрузивная нормальных гранитоидных образований (C_3-P_{1-2}); 4) вулканоплутоническая субщелочных базальтов, андезитов-базальтов, долеритов, габброидов и сиенитов (P_2); 5) вулканоплутоническая нормальных базальтов, андезитов, дацитов и липаритов ($P_2-T_1^?$); 6) интрузивная субщелочных кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов ($P_2^2-T_1$), которые завершают развитие пермского континентального магматизма. Каждая из этих серий характеризуется своими петрохимическими и металлогеническими особенностями.

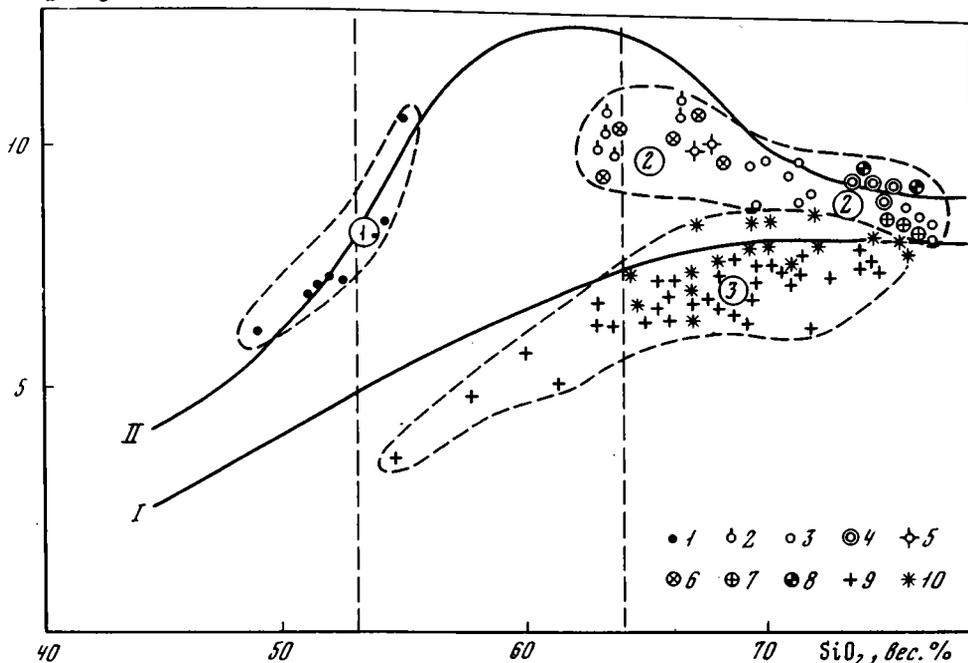
Эффузивная серия трахибазальтов–трахиандезитов (с трахитами), сформировавшаяся в ранней перми и фиксирующая начало развития верхнепалеозойского наземного вулканизма, занимает обособленное положение на петрохимической диаграмме (рис. 2, серия 1). Она характеризуется средней основностью (SiO_2 составляет 49–60%) и наиболее высокой общей щелочностью ($Na_2O + K_2O$), поэтому фигуративные точки трахибазальтов – трахиандезитов тяготеют к линии, разделяющей поля субщелочных и собственно щелочных (фельдшпатоидных) пород, а иногда заходят в пределы последнего поля. Для серии типична слабая дифференцированность, в ней преобладают базальты и андезиты при подчиненном развитии субщелочных трахитов. При этом в породах отношение K/Na колеблется от 0,65 до 0,40, что свидетельствует о калиево-натриевой специфике их химизма. Вещественный состав раннепермской трахибазальт-трахиандезитовой серии изучен недостаточно и пока характеризуется десятком химических анализов [5,14]. Цифровые данные по содержанию элементов-примесей приведены в опубликованной статье авторов [13,25], где для этой серии пород отмечаются повышенные содержания хрома (в 1,5–2,5 раза), кобальта, ванадия, меди (до 60 г/т), скандия (около 8 раз), а также галлия и бериллия по сравнению с кларками¹ данных элементов в средних породах земной коры.

Вулканоплутоническая серия субщелочных и щелочных кремнекислых пород, включающая трахиты, трахилипариты, комендиты, сиенит-порфиры и щелочные граниты, наиболее типична для нижнепермского континентального магматизма, наложенного на раннекаледонские складчатые системы Северной Монголии в пределах огромного Хангайско-Селенгинского ареала (см. рис. 1). Данная серия отличается высокой степенью раздифференцированности и представлена закономерным рядом эффузивных, субвулканических и интрузивных пород. Их фигуративные точки на петрохимической диаграмме (см. рис. 2, серия 2) группируются близ линии, разделяющей поля субщелочных и щелочных кремнекислых пород, содержащих натриевые темноцветные минералы (арфведсонит, эгириин и др.). Для серии в целом характерен общий высокий уровень содержания щелочей (8,2–12,6%) при существенном колебании кремнекислоты (63–76,6%), глинозема (11,2–18%) и ничтожном значении кальция, магния и закисного железа [13,25].

Как видно на петрохимической диаграмме, состав эффузивных пород изменяется от среднекислых субщелочных трахитов до ультракислых трахилипаритов и высокощелочных комендитов. Примерно ту же специфику химизма имеют субвулканические образования, представленные сиенит-порфирами, гранит-порфирами и дайками комендитов. Для гипабиссальных интрузий устанавливается последовательная дифференциация от субщелочных сиенитов к кварцевым сиенитам и щелочным гранитам. В этом направлении в породах возрастает значение кремнекислоты, снижается роль глинозема, но увеличивается содержание натрия и окисного железа, входящих в состав эгирина или щелочных амфиболов. В породах рассматриваемой

¹ Кларковые содержания элементов по А.П. Виноградову [3].

$(Na_2O + K_2O)$, вес. %



Р и с. 2. Петрохимическая диаграмма нижнепермских эффузивных субвулканических и интрузивных пород

Линии, разделяющие поля магматических пород: I — субщелочных и нормальных, II — субщелочных и щелочных; 1 — породы эффузивной серии трахибазальтов-трахиандезитов ($C_3-P_1^1$); 2-8 — породы вулкано-плутонической серии: 2 — трахиты, 3 — трахилипариты, 4 — комендиты, 5 — субвулканические сиенит-порфиры, 6 — сиениты и кварцевые сиениты, 7 — субщелочные лейкократовые граниты, 8 — щелочные эгириновые граниты; 9-10 — интрузивная серия нормальных гранитоидных пород: 9 — гранитоиды хангайского комплекса (C_3-P_1), 10 — нормальные и субщелочные граниты шараускольского комплекса (P_{1-2}). Цифры на графике: 1 — область эффузивной трахибазальт-трахиандезитовой серии; 2 — область вулкано-плутонической серии субщелочных и щелочных кремнекислых пород; 3 — область нормальных по составу гранитоидных пород Хангайского сводового поднятия

вулкано-плутонической серии наблюдается значительное изменение величины отношений K/Na от 2,0 (калиевые трахилипариты) до 0,30 (натриевые эгириновые трахиты и щелочные граниты).

Таким образом, по общим признакам химизма данная серия существенно отличается от раннепермской эффузивной серии трахибазальтов — трахиандезитов. Их сближает только высокий уровень содержания щелочей, достигающий максимального значения (11–12%) в андезитовых трахитах (см. рис. 2, серия 1) или в щелочных трахитах, сиенит-порфирах и сиенитах (см. рис. 2, серия 2). Перечисленные породы обнаруживают сходные геохимические особенности. Они по сравнению с трахилипаритами, комендитами и щелочными гранитами заметно обогащены магнием, железом, марганцем, ванадием, титаном, цинком и барием, но обеднены бериллием, оловом, литием, цирконием, ниобием и редкими землями, особенно иттрием [6]. Перечисленные акцессорные элементы накапливаются в поздних щелочно-кремнекислых интрузивных дифференциатах (щелочные граниты, дайки комендитов и эгириновых гранит-порфиров), в которых содержание Sn, Zr, Nb, Y, Ga превышает кларковый уровень в кислых породах земной коры. Редкометаллическая минерализация (циркон, ортит, пироксид, бастнезит, астрофиллит и другие) обнаружена в пегматоидных и альбитизированных эндоконтактных разностях щелочных гранитов Нумурского массива Северной Монголии. Вследствие этого следует ожидать появления рудных концентраций данных элементов в ареале развития вулкано-плутонической серии субщелочных и щелочных кремнекислых пород, а особенно в пределах

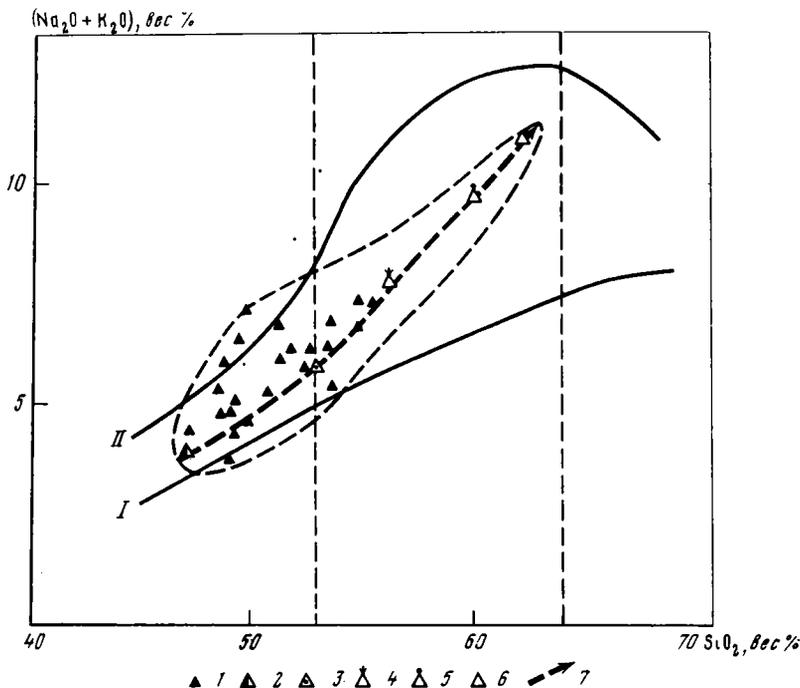
Хангайско-Селенгинского пояса щелочных гранитов (см. рис. 1). Редкометалльные рудопрооявления могут быть связаны с поздними (остаточными) дифференциатами щелочногранитных интрузивных расплавов (пегматиты, гидротермалиты) или с сопровождающими их щелочными экзоконтактовыми метасоматитами. Подобные рудопрооявления известны на юге Монголии [9], где они приурочены к крупным массивам (более 1000 км²) щелочных гранитов (Ханбогдинский), сопряженных во времени с пермской вулканогенной толщей трахибазальт-трахилипаритового состава, содержащей комендиты. Исходя из всего изложенного, можно сделать вывод о том, что важнейшей металлогенической особенностью пермской вулканоплутонической серии субщелочных и щелочных кремнекислых пород является обычное присутствие в ее составе таких поздних дифференциатов, как редкометалльные щелочные граниты.

Интрузивная серия гранитоидных пород нормального щелочноземельного состава пространственно не связана с вулканидами и проявлена, как отмечалось ранее, на эпигерцинском Хангайском сводовом поднятии, а также в зоне его разломного сочленения с древними складчатыми системами Северной Монголии. Становление гранитоидных массивов происходило длительное время (около 45 млн. лет), начиная с конца карбона и в течение перми. На петрохимической диаграмме (см. рис. 2, серия 3) фигуративные точки гранитоидов сосредоточены в поле нормальных средних и кремнекислых пород. Только поздние интрузивные дифференциаты лейкогранитового или граносиенитового состава тяготеют к линии, отделяющей поле субщелочных магматических образований. От этой линии значительно удалены ранние габбро-диориты, диориты и гранодиориты, в которых содержание SiO₂ составляет 51,5–63%, а суммарное количество щелочей не превышает 5–6%. Близ субщелочной линии группируются гранодиориты и граниты, содержащие 7,5–8,5% щелочей при изменении кремнекислотности 66–76%. Максимальная щелочность (до 9,2%) наблюдается в эндоконтактных граносиенитах и кварцевых сиенитах наиболее поздних интрузивных фаз.

Величина отношения K / Na колеблется в гранитоидах среднего состава от 0,5 до 1,2; в нормальных гранитах — от 0,8 до 1,5; в лейкократовых гранитах и граносиенитах возрастает роль калия, поэтому отношение K / Na = 1,0–2,0. Характерно, что в последовательной серии пород диорит — гранодиорит — нормальный гранит — лейкогранит происходит закономерное увеличение содержания кремнекислоты и щелочей, особенно калия, при сравнительно постоянном значении глинозема (12–16%). Это позволяет высказать предположение о том, что среди поздних (остаточных) интрузивных дифференциатов должны присутствовать калиевые высокоглиноземистые лейкократовые граниты (алясциты), содержащие обычно ниобиево-танталовую минерализацию [10].

Однако геохимия пород рассматриваемой позднепалеозойской гранитоидной серии изучена крайне слабо. При недостатке цифровых аналитических данных в литературе [5, 16, 22] сложилось представление о том, что эти гранитоиды характеризуются узким спектром элементов-примесей и низким (нижекларковым) уровнем их содержания. М.Е. Федорова [22], изучавшая данную серию пород, пришла к заключению, что позднепалеозойские гранитоиды малоперспективны нахождение генетически связанных с ними полезных ископаемых. Авторы считают, что это заключение сделано преждевременно, так как до сих пор никем не осуществлялось систематическое петрографо-геохимическое и металлогеническое исследование позднепалеозойских гранитоидов эпигерцинского Хангайского сводового поднятия.

Вулканоплутоническая серия субщелочных базальтов — андезитобазальтов — долеритов — габброидов и сиенитов отражает специфику верхнепалеозойского магматизма, проявленного во внутренней части орогенного прогиба и связанного с системами глубинных разломов (Селенгинский, Хануйгольский, Бухайнгольский, Орхонский и другие). Как видно на петрохимической диаграмме (рис. 3), вулканические члены серии представлены преимущественно базальтами и долеритами, состав которых варьирует по кремнекислотности (48–55%) и щелочности (3,66–7,2%), вследствие чего их фигуративные точки распределяются между линиями, ограничивающими поля нормальных и субщелочных магматических пород. Базальты характеризуются также повышенной гли-



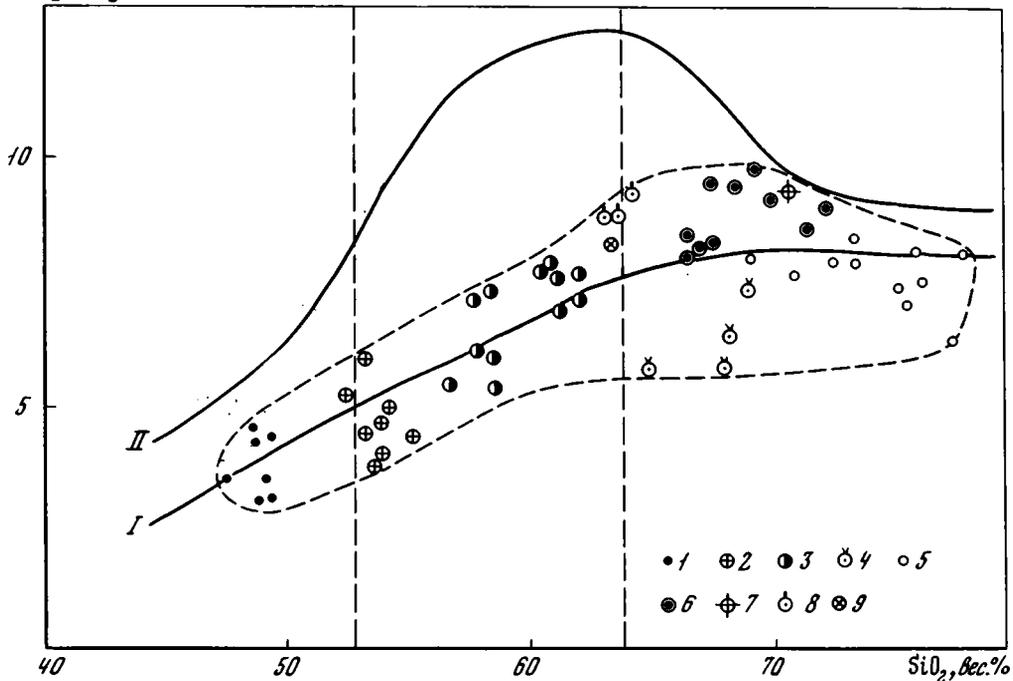
Р и с. 3. Петрохимическая диаграмма верхнепермской вулcano-плутонической серии пород
 Линии, разделяющие поля магматических пород: I — субщелочных и нормальных, II — субщелочных и щелочных; 1 — субщелочные базальты, андезит-базальты и долериты; 2 — гортонолит-авгитовые габбро; 3 — андезиновые габбро; 4 — сиенит-диориты; 5 — плагиоклазосодержащие сиениты (пертозиты); 6 — субщелочные амфибол-биотитовые сиениты; 7 — направленность интрузивного процесса в габбро-сиенитовых массивах

ноземистостью (Al_2O_3 —16—19,57%) и общей железистостью. Отношение K/Na составляет 0,19—0,41 и только в отдельных разновидностях пород (калиевые ортоклазовые базальты) достигает 1,29. Среди базальтов присутствуют трахиандезиты и реже встречаются прослои трахитов, обнаруженные в разрезе верхнепермской вулканогенной толщи бассейна р. Нарин-Тулбури-Гол.

Плутонические члены серии обнаруживают более высокую степень дифференциации и представлены закономерным рядом субщелочных пород: гортонолит-авгитовое габбро → андезиновое лейкогаббро → сиенит-диорит → сиенит (см. рис. 4, серия 5). От ранних интрузивных образований к поздним происходит увеличение содержания кремнекислоты (от 47,36 до 60,3%) и щелочей (от 3,61 до 9,50), уменьшается количество кальция, магния, но возрастает общая железистость пород и слабо изменяется содержание глинозема (15,5—18%). Отношение K/Na колеблется от 0,10 до 0,42; что свидетельствует о натриевой специфике химизма габбро-сиенитовой ассоциации пород.

Сравнительные данные по содержанию элементов примесей в эффузивных, субвулканических и интрузивных породах данной серии опубликованы в статьях авторов [13, 25]. Они свидетельствуют о том, что значения элементов группы железа (Ti, Mn, Co, Ni, Cr, V) в базальтах, долеритах и габброидах не превышают кларковый уровень в основных породах земной коры. Для них характерны повышенные содержания бериллия, свинца, бария, стронция, скандия и галлия. Что касается поздних интрузивных дифференциатов — сиенитов, то в них заметно снижается значение элементов группы железа, сохраняется примерно тот же уровень содержания бериллия, свинца, цинка, бария, скандия и галлия, но при этом возрастает количество циркония (в 2 раза) и редких земель. Однако в этих сиенитах, генетически связанных с габброидами и базальтами (P_2^2), содержание редких элементов (Be, Zr, Nb, Y) значительно ниже (в 2—5 раз) по сравнению с одноименными породами,

$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, вес. %



Р и с. 4. Петрохимическая диаграмма позднепалеозойской вулканоплутонической серии пород
Линии, разделяющие поля магматических пород: I — субщелочных и нормальных, II — субщелочных и щелочных; 1 — базальты; 2 — андезитобазальты; 3 — андезиты и трахиандезиты; 4 — андезитодациты и дациты; 5 — нормальные липариты; 6 — трахилипариты; 7 — субвулканические гранитпорфиры; 8 — кварцосодержащие трахиты; 9 — субвулканические кварцевые сиенитпорфиры

ассоциирующими со щелочными гранитами, комендитами и трахилипаритами (P_1^2).

Металлогенетические особенности субщелочной серии базальтов — долеритов — габброидов и сиенитов определяются такими элементами, как медь, титан и железо. Накопление двух последних рудных элементов происходит в ранних интрузивных дифференциатах серии в виде титаномагнетита, содержание которого в оруденелых габброидах некоторых массивов (НаринТулбуригольский) достигает 20—25%. Содержание меди в субщелочных базальтах и долеритах соответствует кларковому уровню в основных породах земной коры. Ее количество возрастает в интрузивных габброидах (в 2—4 раза) и сохраняется достаточно высоким (в 2—2,5 раза) в поздних интрузивных сиенитах. Самородная медь, медная зелень и вкрапленная сульфидная минерализация давно известны в породах данной магматической серии, но рудные ее концентрации и промышленные месторождения связаны с образованием вторичных кварцитов, наложенных на многофазные интрузивные массивы (ЭрдэнтуинОбо). Они прорывают все вулканогенные толщи перми и обычно сопровождаются дайковым комплексом порфировых пород [23].

Вулканоплутоническая серия нормальных и субщелочных пород развита по периферии Хэнтэйского сводового поднятия близ зоны Баянгольского глубинного разлома. Эта серия достаточно хорошо дифференцирована, поэтому ее эффузивные члены представлены породами базальтандезитдацитлипаритового состава (последние преобладают); субвулканические — габбродиабазы, диоритпорфиритами, ортофирами, гранитпорфирами и кварцевыми сиенитпорфирами; интрузивные — гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами, гранодиоритами и реже габброидами. Массивы интрузивных пород, относимые к селенгинскому комплексу, изучены слабее, чем вмещающие вулканогенные толщи, по которым в настоящее время опубликовано около 60 химических

анализов [19]. Они использованы для построения сравнительной петрохимической диаграммы (см. рис. 4), на которой четко выявилось, что эффузивные и субвулканические породы данной серии сосредоточены близ линии, разделяющей нормальные и субщелочные магматические образования. При этом для серии в целом характерен наиболее широкий диапазон изменения кремнекислотности (47,8–77,9%), глиноземистости (11,3–21,6%), щелочности (2,9–9,5%) и величины отношения K / Na (0,1–2,0). Большинство фигуративных точек базальтов и андезитов-базальтов находятся в поле нормальных пород. Для них типична натриевая специфика химизма ($K / Na = 0,1–0,4$). Их субщелочные разновидности отличаются только на 0,5–1,0% по суммарному содержанию щелочей. Фигуративные точки кремнекислых пород занимают более широкую область на петрохимической диаграмме (см. рис. 4), так как их общая щелочность составляет 5–9,2%, причем в нормальных дацитах и особенно липаритах возрастает роль калия (K / Na до 2,0), а в субщелочных трахилпаритах, ортофирах и кварцевых порфирах натрия явно преобладает над калием ($K / Na = 0,3–0,4$).

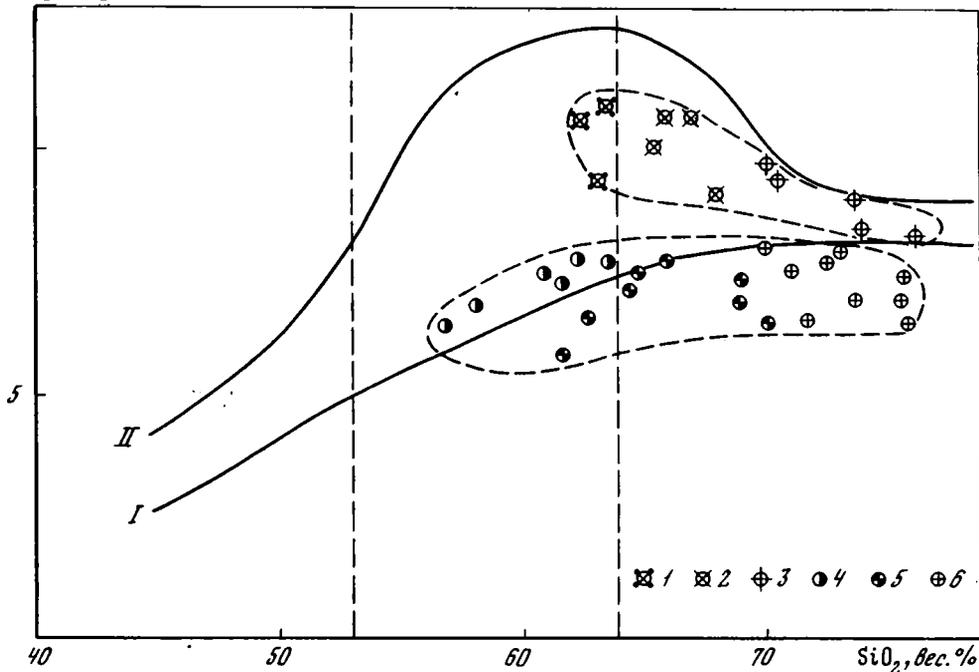
Геохимические особенности позднепермской вулканоплутонической серии междуречья Орхона – Еро-Гола – Чикоя не изучены, поэтому трудно судить о ее металлогенических особенностях. В настоящее время крайне необходимо специальное исследование элементов-примесей в породах данной серии как для решения петрогенетических, так и металлогенических задач, среди которых первоочередной является оценка уровня содержания меди в нормальных и субщелочных породах основного состава (базальты, долериты, габбро), а редких элементов и особенно молибдена – в кислых породах (ортофиры, кварцевые сиенит-порфиры и другие) с повышенной щелочностью.

Интрузивная серия субщелочных кварцевых сиенитов – граносиенитов – гранитов завершает развитие пермского континентального магматизма и имеет широкое распространение как в Орхон-Селенгинской вулканической области, так и на сопредельных с ней древних складчатых поднятиях Северной Монголии (см. рис. 1). Для крупных интрузивных массивов характерно образование эндоконтактных гибридных пород (диориты, сиенит-диориты, гранодиориты), возникших в результате активного взаимодействия интрузий с вмещающими породами и особенно с мощной базальтовой толщей верхней перми. В связи с этим на петрохимической диаграмме (рис. 5) выделяются два обособленных ряда точек. Один из них находится в поле субщелочных магматических образований и принадлежит первичным интрузивным породам данной серии: кварцевым сиенитам, граносиенитам, лейкогранитам и субщелочным гранит-аплитам. Кремнекислотность этих пород составляет 60,3–76,2%, а щелочность соответственно – 11–8,2% при довольно высоком и устойчивом содержании глинозема (14–18%). Только в остаточных интрузивных дифференциатах (гранит-аплиты) количество Al_2O_3 снижается до 11,8%. Величина отношения K / Na колеблется в узких пределах ($K / Na = 0,56–0,67$) и в общем соответствует соотношению данных элементов в кислых породах континентальной земной коры ($K / Na = 0,5–0,6$).

Гибридные магматические образования как контактные, так и интрузивные, дают другой ряд фигуративных точек (см. рис. 5), который располагается главным образом в поле нормальных по составу пород, содержащих 55–77% SiO_2 . Характерно, что субщелочной уклон химизма обнаруживают прежде всего средние гибридные породы (диориты, сиенит-диориты), а кремнекислые разновидности обеднены щелочами и обычно имеют состав нормальных гранитов. В гибридных образованиях, как и в первичных интрузивных породах, сохраняется высокий уровень содержания глинозема (14–18,2%), но значительно изменяется величина отношения K / Na : от 0,1–0,3 (гибридные средние породы) до 0,8–1,6 (гибридные нормальные граниты).

При сопоставлении петрохимических диаграмм нижнепермской вулканоплутонической серии субщелочных и щелочных кремнекислых пород (см. рис. 2, серия 2) с пермо-триасовой интрузивной серией кварцевых сиенитов – граносиенитов – лейкогранитов (см. рис. 5) устанавливаются как черты сходства, так и различия их химизма. Петрохимическая близость серий определяется одинаковыми

$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}), \text{век. \%}$



Р и с. 5. Петрохимическая диаграмма пермо-триасовой интрузивной серии пород

Линии, разделяющие поля магматических пород: I — субщелочных и нормальных, II — субщелочных и щелочных; 1–3 — породы интрузивной серии: 1 — кварцевые сиениты, 2 — граносиениты, 3 — субщелочные лейкократовые граниты и гранит-аплиты; 4–6 — гибридные образования: 4 — субщелочные диориты и сиенит-диориты (монзониты), 5 — нормальные диориты и гранодиориты, 6 — нормальные лейкократовые граниты

пределами изменения кремекислотности пород (62–76%) и общим повышенным содержанием щелочей по сравнению с нормальными породами. Однако в нижнепермской вулcano-плутонической серии степень обогащения щелочами и особенно натрием выше, поэтому среди эффузивных пород присутствуют эгириновые трахиты и комендиты, а поздние интрузивные дифференциаты имеют состав щелочных гранитов. Последние породы отсутствуют в пермо-триасовой серии кварцевых сиенитов — граносиенитов — лейкогранитов. Отличие этих пород состоит не только в более низкой натриевой щелочности, но также в общем высоком уровне содержания глинозема, магния и кальция, особенно в сиенитах и гибридных разновидностях пород.

Петрохимическое различие рассмотренных выше магматических серий устанавливается также по элементам-примесям [12,25]. Для интрузивных кварцевых сиенитов, граносиенитов и лейкократовых гранитов характерна низкая концентрация редких элементов. Уровень содержания бериллия, олова, циркония, ниобия и иттрия сопоставим с количественным значением этих элементов в субщелочных трахиандезитах, трахитах и сиенит-порфирах нижней перми. В то же время содержание марганца, ванадия, кобальта, никеля и скандия отвечает кларковому уровню в кислых породах земной коры. По сравнению с последними субщелочные кварцевые сиениты, граносиениты и лейкократовые граниты несколько обогащены медью и характеризуются весьма неравномерным распределением молибдена. Его содержания варьируют от нижекларковых до превышающих в 10 раз кларковый уровень в кислых породах земной коры. Геохимические особенности гибридных образований определяются заимствованием ряда элементов (Cu, Fe, Ti, и др.) из вмещающих верхнепермских основных пород в результате их частичной ассимиляции при становлении крупных гипабиссальных интрузивов субщелочного гранитоидного состава.

Заключение

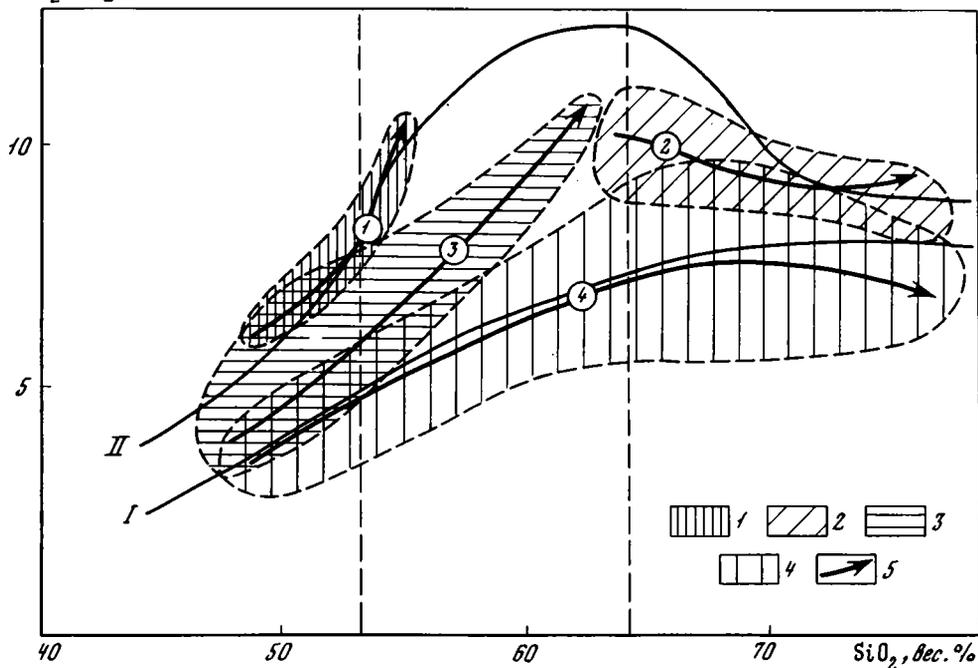
Исследование верхнепалеозойских вулканоплутонических и интрузивных серий позволяет выявить характерные черты эволюции континентального магматизма Северной Монголии и изменение его химизма в течение значительного отрезка геологического времени, охватывающего конец карбона, пермь и ранний триас. Верхнепалеозойский магматизм проявился на территории ранних каледонид, подвергшихся дроблению и переработке сначала в эпоху герцинского (среднепалеозойского) тектогенеза, а затем в период верхнепалеозойских разломно-глыбовых движений, вызванных заложением и развитием Монголо-Охотского подвижного пояса.

Намечается определенная временная и латеральная изменчивость магматизма, связанная с формированием верхнепалеозойских континентальных структур. В направлении от древних раздробленных поднятий Северной Монголии, где возникли многочисленные мелкие приразломные вулканогенные грабены, мульды, депрессии, трещинные экструзивные тела и вулканоплутонические постройки, к протяженному пермскому Орхон-Селенгинскому прогибу и обширным позднепалеозойским сводовым структурам (Хангайская и Хэнтэйская) происходит понижение общей щелочности вулканогенных серий. Это отчетливо видно на сводной петрохимической диаграмме (рис. 6), где поля нижнепермских и верхнепермских эффузивных пород смещаются от линии, отделяющей собственно щелочные (фельдшпатоидные) породы, в поле субщелочных пород и далее уходят за линию, ограничивающую нормальные щелочноземельные магматические образования. В этом направлении происходит последовательная смена наиболее щелочной вулканоплутонической серии трахитов — трахилипаритов — комендитов — сиенит-порфиоров и щелочных гранитов (Хангайско-Селенгинский ареал) на субщелочную серию базальтов — андезито-базальтов — долеритов — габброидов и сиенитов (Орхон-Селенгинский ареал), а затем на нормальную базальт-андезит-дацит-липаритовую (Орхон-Ерогольский ареал), проявленную только в северо-восточной части вулканической области, в пограничной зоне с Хэнтэйским сводовым поднятием. Как было показано в предыдущем разделе, ниже- и верхнепермская вулканоплутонические серии существенно отличаются по петрохимическим и металлогеническим особенностям. Серия трахитов — трахилипаритов — комендитов — щелочных гранитов характеризуется повышенным содержанием редких элементов, а серия субщелочных базальтов — долеритов — габброидов и сиенитов — железа, титана, и особенно меди.

Весьма интересно, что в течение перми закономерно изменяется состав базальтов и андезито-базальтов, проявленных в каждый период вулканической деятельности близ глубинных разломов (Хануйский, Селенгинский, Баянгольский). В нижней перми они наиболее щелочные ($K/Na = 0,40-0,65$), в верхней — субщелочные ($K/Na = 0,10-0,42$), а в поздней — нормальные ($K/Na = 0,10-0,40$). Пространственная разобщенность базальтов повышенной щелочности (северная периферия Хангайского свода) и нормальной щелочности (северо-западная периферия Хэнтэйского свода) позволяют сделать вывод о существовании в перми различных по составу и глубине генерации очагов базальтовых магм.

Вулканоплутоническая серия субщелочных и щелочных кремнекислых пород, наиболее широко распространенная на древних раздробленных поднятиях и нередко сопряженная в пространстве с предшествующими девонскими кислыми вулканами и гранитами [26], формировалась в пределах складчатых структур с мощной гранитно-метаморфической корой (более 45 км). Отчетливый щелочносалический ($SiO_2 + Al_2O_3 = 80-82\%$) профиль химизма данной серии и существенное ее отличие по элементам-примесям, среди которых преобладают литофильные [25], свидетельствуют о том, что ее развитие связано с магматическими очагами другого глубинного уровня. О нем позволяют судить наиболее ранние эффузивные (трахиты) и интрузивные (сиенит-порфиры, сиениты) члены серий, которые по химизму тяготеют к раннепермским трахиандезитам — трахитам и отличаются от щелочных гранитов низким уровнем содержания редких литофильных элементов при повышенном количестве в них титана, железа, магния и кальция. Такие петрогеохимические данные позволяют предполагать, что выплавление субщелочных салических магм (трахитовые, сиенитовые) происходило в пределах андезитового слоя земной коры.

$(Na_2O + K_2O)$, вес. %



Р и с. 6. Сводная петрохимическая диаграмма пермских вулканогенных серий Северной Монголии.

Линии, разделяющие поля магматических пород: I — субщелочных и нормальных, II — субщелочных и щелочных; 1—4 — области, занимаемые фигуративными точками пород разновозрастных вулканогенных серий: 1 — эффузивная трахибазальт-трахиандезитовая, 2 — вулканоплутоническая трахит-трахилипарит-командит-щелочногранитная, 3 — вулканоплутоническая субщелочных базальтов — андезитобазальтов — долеритов — габброидов — сиенитов, 4 — вулканоплутоническая нормальных и субщелочных базальтов — андезитов — дацитов — липаритов; 5 — линии направления дифференциации магматических расплавов

Пермский интрузивный магматизм, не сопряженный с формированием вулканогенных серий, имел отчетливо выраженный гранитоидный характер и был сосредоточен в пределах Хангайского сводового поднятия, а также в зоне его разломного сочленения с раннекаледонскими складчатыми структурами Северной Монголии. Гранитоидный магматизм развивался с конца карбона и в течение всей перми с образованием серии нормальных пород состава диорит — гранодиорит — адамеллит — гранит — лейкогранит. Этими породами сложены огромные многофазные батолитоподобные массивы, которые, как считает большинство исследователей, возникли при магматическом замещении гранитно-метаморфических пород древних складчатых систем Северной Монголии [6, 16, 22].

Энергетическим источником гранитообразования, как и верхнепалеозойского континентального вулканизма, были глубинные процессы, связанные с дифференциацией, плавлением и дегазацией вещества мантии. Значительная изменчивость химизма вулканогенных и интрузивных серий отражает неоднородность древней (эпикембрийской) земной коры, в условиях которой происходила эволюция глубинных базальтовых магм и генерация щелочносалических коровых расплавов как в пределах андезитового, так и гранитно-метаморфического слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л.: Недра, 1975.
2. Андреева Е. Д., Богатиков О. А., Бородавская М. Б. и др. Систематика магматических горных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11.
3. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
4. Гаврилова С. П. Латеральная изменчивость гранитоидного магматизма в палеозоидах

- Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
5. Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. М.: Недра, 1973.
 6. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии (Тр. Совместн. Совет.-Монг. геол. экспед., вып. 14). М.: Наука, 1975.
 7. *Кележинская В. В., Луцицкий И. В.* Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974.
 8. *Кележинская В. В., Луцицкий И. В.* Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.
 9. *Коваленко В. И.* Петрология и геохимия редкометальных гранитов. — Новосибирск: Наука, 1977.
 10. *Кузьмин М. В., Акелин А. А.* Генезис субщелочных гранитоидов и связанных с ними альбититов и закономерности распределения в них тантала и ниобия. М.: Наука, 1965.
 11. *Матреницкий А. Т.* Новые данные о пермских вулканоплутонических ассоциациях Орхон-Селенгинского прогиба Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 12. *Матреницкий А. Т.* Новые данные по абсолютному возрасту эффузивных и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба. — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии (Тез. докл.). Иркутск, 1977.
 13. *Матреницкий А. Т.* Габбро-сиенитовая и граносиенитовая ассоциации центральной части Орхон-Селенгинского прогиба Монголии (бассейн р. Нарин-Тулбури-Гол). — Геол. и геофиз., 1978, № 10.
 14. *Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 268.
 15. *Моссаковский А. А., О. Томуртоого.* Верхний палеозой Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 15). М.: Наука, 1976.
 16. *Павленко А. С., Филиппова Л. В., Орлова Л. П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974.
 17. *Павлов В. А., Яшина Р. М.* Новые данные о пермской вулканоплутонической ассоциации пород Северо-Западной Монголии. — В кн.: Авторефераты работ сотрудников ИГЕМ АН СССР, 1971 г. М., 1972.
 18. *Салтыковский А. Я.* Опыт составления палеовулканологической карты Селенгино-Витимского вулканического пояса. — В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций, Вулканизм докембрия, Петрозаводск, 1975.
 19. *Салтыковский А. А., Орлова Л. П.* Позднепалеозойский — мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977.
 20. *Томсон И. Н., Кравцов В. С.* Общие особенности развития сводовых поднятий, методы их изучения и их значение для металлогенического анализа. — В кн.: Металлогенический анализ в областях активизации. М.: Наука, 1977.
 21. *Филиппова И. Б.* Основные черты строения и развития Хангайского синклиория (Центральная Монголия). — Геотектоника, 1969, № 5.
 22. *Федорова М. Е.* Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского нагорья (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 21). М.: Наука, 1977.
 23. *Хасин Р. А., Благодряева Л. А., Михайлов Э. В.* Селенгинский интрузивный комплекс. — В кн.: Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1971.
 24. *Яшина Р. М.* Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 25. *Яшина Р. М., Матреницкий А. Т.* Петрохимические особенности вулканических и интрузивных пород западной части Орхон-Селенгинского прогиба Монголии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11.
 26. *Яшина Р. М., Матреницкий А. Т., Гарам Д.* О соотношении девонского и пермского орогенного магматизма в ранних каледонидах Северной Монголии. — Геол. и геофиз., 1978, № 10.
 27. *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, № 6.

К ВОПРОСУ О "СКВОЗНЫХ" ПОРОДАХ СИЕНИТОВОГО РЯДА В ИНТРУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЯХ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

На протяжении палеозоя Северная Монголия являлась областью интенсивного сиалического магматизма. Это прежде всего связано с тем, что с позднего кембрия, когда в рассматриваемом регионе осуществлялась консолидация характерных для него раннекаледонских структур, в его пределах сохранялась обстановка общего поднятия, которая, как подчеркивали Ю.А. Кузнецов и А.Л. Яншин [3], наиболее благоприятна для развития гранитоидного магматизма. Пути подъема сиалических расплавов служили глубинные разломы фундамента, возникновение и подновление которых было связано с орогенными движениями, проявлявшимися на фоне общего воздымания региона. Эти крупные дизъюнктивные нарушения, имеющие в Северной Монголии преимущественно субширотную ориентировку, в сочетании с сопряженными с ними разломами более высоких порядков оказывали существенное влияние на пространственное размещение разновозрастных интрузивов гранитоидных пород. Указанные разломы выступали как магмоконтролирующие структуры и в отношении щелочного магматизма, наиболее интенсивно проявившегося в девоне и перми [2]. Наибольшая плотность размещения интрузивов, в составе которых ведущая роль принадлежит гранитоидным породам щелочноземельного, субщелочного и щелочного рядов, фиксируется вдоль зоны Хангайских и сопряженных с ними разломов (Сумбэрский, Уджигинский и др.). Высокая насыщенность указанной территории гранитоидами послужила основанием Ф.К. Шипулину [6] выделить здесь Северо-Монгольский гранитоидный пояс. Пространственное сопряжение в пределах этого пояса гранитоидных и щелочных пород, относительно слабая их радиологическая изученность и фрагментарное развитие среди полей интрузивных пород надежно датированных стратифицированных толщ значительно затрудняет возрастное и формационное расчленение проявленных здесь плутонических образований. В связи с этим интрузивы Северной Монголии обычно подразделялись на ранне- и позднепалеозойские возрастные группы [1, 5]. При этом интрузивы раннепалеозойского возраста объединялись в габбро-диорит-плагиогранитную, а среднепалеозойские — в гранит-щелочногранитную формации [4]. Однако последующие геолого-петрографические исследования сотрудников Советско-Монгольской геологической экспедиции позволили провести более детальное формационное расчленение гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии [2]. В частности было установлено, что для палеозойского интрузивного магматизма характерно образование полихронных массивов, формировавшихся в течение нескольких этапов в зонах длительно развивавшихся разломов.

Подобные массивы нередко занимают большие площади (до нескольких тысяч квадратных километров) и представляют по существу поля сплошного развития палеозойских интрузивных пород, разделенные отдельными блоками вмещающих стратифицированных образований. В строении таких массивов или полей в разных сочетаниях могут принимать участие породы всех гранитоидных и щелочных интрузивных формаций палеозоя: диорит-гранодиоритовой, аляскит-гранитовой, щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов, сиенит — нефелин-сиенитовой, щелочных гранитов и сиенитов. Набор формаций для каждого конкретного массива или поля в общем случае определяется характером геолого-тектонического развития вмещающего его блока или структурно-формационной зоны. С этих позиций важное значение приобретает правильное определение формационной принадлежности всех разновидностей, слагающих подобные интрузивные поля пород, поскольку это в значительной степени способствует правильной расшифровке геологического развития и эволюции магматизма той или иной структурно-формационной зоны, что в конечном счете позволяет судить и о ее потенциальных металлогенических особенностях.

Однако формационное расчленение таких полихронных интрузивных массивов или полей в значительной степени осложняется тем, что слагающие их разновозрастные ассоциации пород (формации) нередко имеют в своем составе близкие петрографические типы пород. Поэтому одним из главных аспектов геолого-петрографического изучения интрузивных образований Северной Монголии, как и других сложно построенных складчатых областей, является выявление типоморфных особенностей геологического положения, петрографических особенностей и состава таких "сквозных" пород, встречающихся в составе нескольких интрузивных формаций региона.

В настоящей статье отражены некоторые результаты анализа специфических особенностей одной из разновидностей таких "сквозных" пород — сиенитов, которые после гранитов и гранодиоритов представляют наиболее распространенную группу интрузивных пород Северной Монголии.

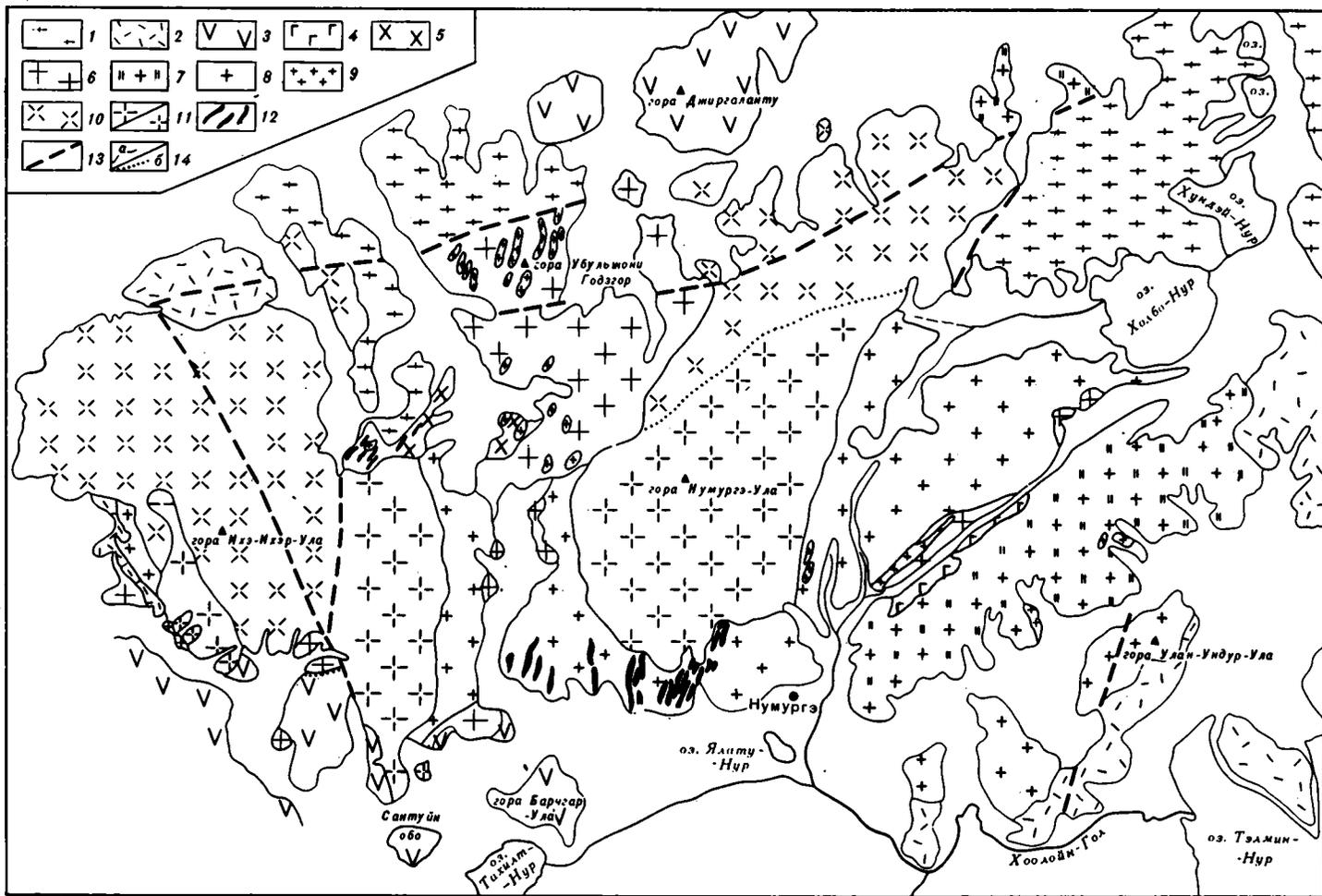
Как показали исследования авторов, выполненные совместно с Р.М. Яшиной, породы сиенитового состава отмечаются во всех палеозойских интрузивных формациях региона, исключая нижнепалеозойскую диорит-гранодиоритовую. Из них относительно изученными являются сиениты аляскит-гранитовой, сиенит-нефелин-сиенитовой формации и формации щелочных гранитов и сиенитов, которые и рассматриваются в статье. Породы сиенитового ряда в составе раннедевонской формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов представлены в основном нефелин-содержащими разновидностями и в количественном отношении подчинены другим разновидностям пород формации, в ассоциации с которыми они постоянно встречаются в Юго-Западном Прихубсугулье. Это позволяет достаточно уверенно отличать их от сиенитов других формаций, геолого-петрографическая характеристика которых приводится ниже.

В составе аляскит-гранитовой формации породы сиенитового ряда представлены своеобразными контактово-реакционными породами. Последние возникают в тех случаях, когда при становлении массивов формации возникает обстановка, создающая возможность взаимодействия гранитного расплава с вмещающими породами основного или карбонатного состава. Наиболее крупное поле таких контактово-реакционных пород сиенитового ряда откартировано в юго-восточной части Нумургинского массива (см. рисунок.). В этом участке массива пологое тело среднезернистых гранитов второй фазы перекрывает интрузив нижнепалеозойских габбро-диоритов. Присутствие подобных контактово-реакционных пород фиксировалось Р.М. Яшиной и авторами в составе эндоконтактных пород в Баянульском, Уджигинском, Эгийнольских, Эрхилнурских, Мурэнских и Хатгальских массивов, залегающих в карбонатных породах.

Характерной особенностью этих пород сиенитового ряда является крайняя невыдержанность их петрографического состава. Непосредственно в контакте с вмещающими породами в пределах полей их развития появляются разновидности, приближающиеся к сиенит-диоритам, которые по мере удаления от контакта сменяются полевомезокристаллическими чередующимися гранодиоритов, сиенитов, кварцевых сиенитов и граносиенитов. Среди указанных разновидностей пород, обычно достаточно обильно насыщенных в различной степени переработанными ксенолитами окружающими пород, местами сохраняются участки, близкие по составу и строению к лейкократовым среднезернистым гранитам.

В небольших по размеру массивах аляскит-гранитовой формации Хубсугульского прогиба смена подобных реакционных пород эндоконтакта гранитами, слагающими основной объем интрузивных тел, происходит более закономерно, что приводит к отчетливо зональному строению таких массивов. Однако во всех случаях переходы между различными по составу породами имеют фациальный характер.

Среди контактово-реакционных пород аляскит-гранитовой формации обычно преобладают неплотные нередко катаклазированные разновидности, легко поддающиеся выветриванию. В большинстве случаев они сложены сильно пелитизированным калий-натриевым полевым шпатом ($\approx 60\%$), кварцем ($\approx 20\%$), серицитизированным плагиоклазом, обычно с калишпатовой каймой ($\approx 15\%$) и примерно равными количествами эпидотизированного и хлоритизированного биотита и роговой обманки.



←

Схематическая геолого-петрографическая карта района Нумургинского массива

1 — гнейсы и двуслюдяные граниты протерозоя; 2—3 — вулканогенные породы: 2 — девонские 3 — пермские; 4 — породы габбро-диорит-плагиогранитной формации, PZ₁; 5 — породы диорит-гранодиоритовой формации; 6—9 — породы аляскит-гранитовой формации, PZ₂; 6 — крупнозернистые граниты I фазы, 7 — контактово-реакционные породы II фазы, 8 — среднезернистые граниты II фазы, 9 — мелкозернистые граниты III фазы; 10—11 — породы формации сиенитов и щелочных гранитов, PZ₃: 10 — сиениты I фазы, 11 — щелочные граниты (а — среднезернистые II фазы, б — мелкозернистые III фазы); 12 — дайки разного состава; 13 — разломы; 14 — контакты: а — достоверные, б — предполагаемые

Кварц нередко дает сростания с кали-натриевым полевым шпатом. Среди акцессориев преобладают сфен и ортит.

По мере увеличения количества плагиоклаза и цветных минералов и уменьшения калишпата и кварца, эти породы, сохраняя общие черты строения, переходят в более основные разновидности. Плагиоклаз при этом приобретает зональное строение. Центральные части его выделений нацело серицитизированы или соссорицитизированы, окружены менее измененной каймой плагиоклаза № 27—28. Внешняя оболочка таких зерен сложена кали-натриевым полевым шпатом.

Весьма своеобразным строением обладают контактно-реакционные породы, отвечающие по составу сиенитам и граносиенитам. Они состоят из идиоморфных выделений (размером 0,5—0,7 мм) измененного кали-натриевого полевого шпата, реже серицитизированного плагиоклаза, которые играют роль своеобразных "ядер", вокруг которых развиты оболочки микропегматитовых сростаний калишпата с кварцем, шириной до 3 мм. В участках сближения таких "ядер" обычно повышается содержание кварца, и порода приобретает состав граносиенитов.

Для этих пород характерно крайне низкое содержание цветных минералов, которые представлены мелкими игольчатыми выделениями обесцвеченного амфилола и чешуйками хлоритизированного биотита.

Вторичные изменения (пелитизация, аргиллизация, серицитизация, мусковитизация, калишпатизация и альбитизация) проявлены неравномерно. Интенсивность их, как правило, увеличивается вблизи разрывных нарушений и зон трещиноватости. Отмеченные выше непостоянство состава и строения, достаточно высокая измененность и ряд других петрографических признаков, связанных с особенностями генезиса пород сиенитового ряда аляскит-гранитовой формации, позволяют уверенно отличать их от близких по составу пород других формаций.

В составе сиенит-нефелин-сиенитовой формации породы сиенитового ряда представлены лейкократовыми кварцсодержащими амфибол-биотитовыми сиенитами. По данным Р.М. Яшиной [2], эти породы принимают участие в строении многочисленных интрузивов формации в Юго-Западном Прихубсугулье. Характерной особенностью таких массивов являются небольшие размеры, трещинный характер, контроль разрывными нарушениями, размещение по периферии гранитоидных поясов в пределах жесткой вмещающей рамы верхнерифейско-кембрийских сланцево-карбонатных пород и активное проявление при их становлении контактово-реакционных процессов. Последнее обстоятельство обусловило неоднородное строение массивов формации и появление в их эндоконтактных зонах реакционных фаций сиенито-диоритов и меланосиенитов. Неоднородность строения массивов усугубляется преобразованием слагающих их пород в ходе послемагматического метасоматоза.

Кварцсодержащие амфибол-биотитовые сиениты являются преобладающей разновидностью пород большей части массивов (Модисульский, Намуланульский, Ихэ-Эрцигульский и др.), где с ними ассоциируют менее развитые биотитовые кварцевые, пироксенсодержащие и щелочные сиениты.

Кварцсодержащие амфибол-биотитовые и биотитовые сиениты обладают однородной призматической текстурой и имеют от светлой-серой до ярко-розовой (в зонах проявления постмагматических преобразований) окраску.

Главным породообразующим минералом рассматриваемых пород сиенит-нефелин-сиенитовой формации является кали-натриевый полевой шпат с микропертитовой структурой. Он образует идиоморфные призматические выделения, количество которых составляет 70—90% объема породы.

Формация	Массив	Порода	SiO ₂	TiO ₂
Сиенит-нефелин-сиенитовая	Модисульский	Сиениты с кварцем и плагиоклазом	65,92	0,23
	Ихэ-Эрцигульский	То же	58,96	0,57
	То же	"	62,08	0,42
	"	"	64,06	0,15
	Среднее		62,41	0,34
	Хуху-Чулуульский	Сиениты амфибол-биотитовые с кварцем	65,00	0,21
	То же	То же	64,05	0,46
	"	"	66,44	0,14
	Среднее		65,15	0,27
	Нам-Уланульский	Сиениты с эгирином и кварцем	64,27	0,27
Щелочных гранитов и сиенитов	Нумургинский	Сиениты с кварцем	63,80	1,05
	Асхатуйнский	То же	63,30	0,90

Примечание. Анализы выполнены по материалам Р.М. Яшиной и авторов в центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР. Аналитики: Е.Л. Бородина, Л.П. Крутецкая, Е.М. Нактинас и Н.И. Степанова.

Плагиоклаз, присутствующий в количестве 5–7%, представлен слабо идиоморфными реликтовыми зернами олигоклаза, окруженными реакционной каймой ортоклаз-пертита и местами обладающими пятнистым антипертитовым строением. Из цветных минералов преобладает буро-зеленый гастингсит и пластинчатые кристаллы биотита, суммарное количество которых не превышает 10%. Аксессуарные минералы представлены апатитом и сфеном.

Отмеченные особенности строения основной массы пород сохраняют и другие разности сиенитов формации, но они приобретают некоторые специфические черты состава. В частности, в пироксеновых сиенитах наряду с биотитом и амфиболом появляется диопсид или диопсид-авгит и возрастает количество олигоклаза (10–20%), титано-магнетита (до 5%) и сфена (до 2%).

Щелочные разности сиенитов характеризуются присутствием рибекита, эгирина и арфведсонита, а также более разнообразным набором аксессуаров (сфен, апатит, магнетит, ортит, ильменорутит, астрофиллит и др.). В этих разностях сиенитов количество щелочных цветных минералов возрастает к контактам с нефелиновыми или карбонатными породами. Щелочные сиениты сиенит-нефелин-сиенитовой формации характеризуются невыдержанностью строения, обусловленной чередованием мозаичной, пойкилитовой и гранобластовой структур, что объясняется их автometасоматическим генезисом [4]. Это отличает их от типично магматических пород сиенитового ряда, представляющих ранние фазы массивов позднепалеозойских сиенитов и щелочных гранитов.

Небольшие по размерам интрузивы формации щелочных гранитов и сиенитов обнаруживают тесную связь с развитием позднепалеозойских вулканотектонических структур, локализованных в обрамлении девонских наложенных впадин в зонах влияния системы широтных Хангайских разломов. Наиболее широким развитием породы сиенитового ряда пользуются в пределах Болнайского, Тосонцэнгельского и особенно Нумургинского массивов. Наиболее полно они изучены

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+
17,81	1,64	1,04	0,07	0,98	1,90	4,80	4,92	0,12	0,72
19,35	3,07	4,14	0,15	0,57	2,20	6,28	3,94	0,21	0,66
18,41	1,01	2,86	0,11	0,29	1,88	5,92	5,91	0,13	0,36
17,84	0,98	2,60	0,12	0,49	1,41	6,06	5,98	0,16	0,10
18,45	1,67	2,71	0,11	0,38	1,85	5,76	4,18	0,15	0,48
17,49	1,61	0,69	0,17	0,39	0,24	6,56	6,44	0,06	0,54
17,25	1,73	1,10	0,10	0,85	0,54	6,01	6,54	0,10	0,53
16,60	1,35	0,00	0,06	0,32	0,06	5,82	8,00	0,10	0,40
17,11	1,56	0,60	0,11	0,52	0,28	6,13	6,10	0,08	0,49
17,77	1,82	0,96	0,12	0,50	0,82	7,07	5,86	0,13	0,30
15,06	2,72	1,96	0,14	1,30	1,81	4,51	5,89	0,12	0,53
15,51	3,68	1,65	0,10	1,69	2,49	4,91	4,53	0,14	0,89

авторами в пределах Нумургинского полихронного массива, где породами сиенитового ряда сложены два тела, расположенных в западной и северо-восточной частях массива (см. рисунок). Они интродуцируют нижне- и среднепалеозойские образования, включая гранитоидны аляскит-гранитовой формации, и, в свою очередь, прорваны щелочными гранитами поздних фаз формации сиенитов и щелочных гранитов.

Среди пород сиенитового ряда данной формации преобладают кварцевые сиениты, которые участками переходят в диопсид-гастингситовые, иногда с щелочным амфиболом и эгирином сиениты или граносиениты. Обычно они имеют светлую окраску розовато-серых тонов и лейкократовый облик. Для них характерно среднезернистое строение и слабая порфирированность за счет появления порфирированных выделений кали-натриевого полевого шпата размером 4–7 мм в поперечнике. Пертитизированный кали-натриевый полевой шпат является ведущим породообразующим минералом пород сиенитового ряда, составляя 65–80% их объема. В подчиненных количествах присутствуют кварц (7–15%), олигоклаз (до 15%) и темноцветные минералы, представленные бесцветным пироксеном, щелочным амфиболом, биотитом и реже эгирином. Из акцессорных минералов характерны апатит, циркон, довольно обычны магнетит и сфен.

В эндоконтактных частях тел породы сиенитового ряда несколько обогащаются кварцем и плагиоклазом, и в их составе появляется обычный амфибол. Плагиоклаз слагает здесь разрозненные порфирированные выделения размером 2,5–3 мм со слабо проявляющимся зональным строением, которое подчеркивается интенсивной серицитизацией центральных частей зерен плагиоклаза. Кварц резко ксеноморфен и выполняет промежутки между зернами полевых шпатов, слагающих основной каркас породы.

Наиболее характерными петрографическими признаками рассматриваемых пород формации сиенитов и щелочных гранитов являются развитие крупных выде-

лений пертитизированного калиевого полевого шпата с признаками двойникования и иногда с четко проявленной микроклиновой решеткой, а также преобладание среди цветных компонентов породы рибекита. Зерна последнего обычно имеют удлиненно-призматический габитус и иногда образуют сростания с биотитом. В краевых частях зерен рибекита местами наблюдаются слабо плеохроирующий травяно-зеленый эгирин и арфведсонит, но изредка эгирин встречается в виде самостоятельных зерен.

Одной из специфических черт рассматриваемых пород является развитие участков с графическим микропегматитовым строением, появляющихся на фоне общей гипидиоморфнозернистой структуры сиенитов.

Различия близких по облику пород сиенитового ряда сиенит-нефелин-сиенитовой формации и формации щелочных гранитов и сиенитов достаточно отчетливо выступают и при сравнении их химического состава (таблица). Так, при близкой суммарной щелочности пород сиенитового ряда этих формаций в сиенитах первой из них более отчетливо проявлена ведущая роль натрия, по сравнению с калием, и более высокие глиноземистость и кремнекислотность. Вместе с тем сиениты формации сиенитов и щелочных гранитов обладают более высокими содержаниями TiO_2 , Fe_2O_3 и MgO . Указанные различия химизма сравниваемых пород сиенитового ряда являются следствием их формационной принадлежности. Они отражают общую связь сиенитоидов сиенит-нефелин-сиенитовой формации с эвтектоидными сиенитовыми расплавами, а сиенитов формации щелочных гранитов и сиенитов — с расплавами, образовавшимися на уровнях генерации трахибазальтовых или трахиандезитовых магм при участии глубинных флюидов [2].

Таким образом, приведенные данные показывают, что безнефелиновые породы сиенитового ряда Северной Монголии, входящие в состав, соответственно аляскит-гранитовой, сиенит-нефелин-сиенитовой формаций и формации щелочных гранитов и сиенитов, обладают рядом специфических признаков — структурное положение полей развития, состав и некоторые петрографические особенности. Эти типоморфные геолого-петрографические черты пород сиенитового ряда в общем определяются спецификой генезиса и структурного положения включающей их формации. В связи с этим комплексное геолого-петрографическое изучение "сквозных" пород сиенитового ряда не только является основой их формационного расчленения, но и позволяет наметить некоторые индикаторные признаки включающей их формации. Наконец, правильная формационная идентификация подобных "сквозных" пород способствует рациональной ориентации поисковых работ в районе их развития, поскольку каждой палеозойской интрузивной формации свойственна определенная металлогеническая специализация.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966.
2. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975.
3. Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности гранитоидного магматизма. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
4. Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974.
5. Хасин Р. А. Основные черты эволюции магматизма Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971.
6. Шипулин Ф. К. Основные черты геологического строения Монголии. — Сов. геология, 1947, № 24.

**ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ
ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ**

Формирование верхнепалеозойского вулканического пояса завершило на территории Южной Монголии развитие герцинской складчатой системы. Пояс возник как краевая структура на границе материка Северной Евразии и океанического бассейна Палеотетиса.

Нижние горизонты вулканогенных образований этого пояса, датируемые нижним и низами среднего карбона, представлены сериями покровов базальтовых и андезитовых порфиритов. Они слагают мощный чехол в пределах вулканических полей районов Цохитуин-Хид, Улугей-Хид, сомонов Хан-Богдо и Баян-Обо и широко распространены между этими полями. В западной части вулканического пояса — в районе хребтов Тост и Ноён и в Заалтайской Гоби — порфиритовые толщи преобладают в нижних горизонтах разреза вулканогенных образований. Наряду с основными вулканиитами здесь наблюдаются и более кислые породы, слагающие крупные линзы и, вероятно, связанные с деятельностью изолированных вулканических аппаратов. В строении нижних горизонтов вулканогенного разреза участвуют также морские терригенные породы. С порфиритами они имеют фациальные переходы и на отдельных участках полностью вытесняют вулканиты из разреза. Вулканомиктовый состав терригенных пород и плохая окатанность их обломков указывают на местный источник материала и свидетельствуют о формировании осадков в мелководных морских бассейнах за счет разрушения вулканических островов, сложенных порфиритами.

Внутри порфиритовых толщ центры вулканических излияний не выявляются, составы пород выдержаны на значительных площадях, поэтому естественно предположить, что формирование вулканитов происходило преимущественно через продольные по отношению к вулканическому поясу трещинные каналы извержения. По совокупности геологических и петрографических характеристик эти толщи отвечают андезитовым формациям островных дуг и катазиатского вулканического пояса.

Порфиритовые толщи служат основанием для более молодых вулканогенных образований, для которых характерно чередование в разрезах субаэральных контрастных по составу пород и изменчивость состава вулканических продуктов по простиранию. Эти образования в западной части вулканического пояса участвуют в строении практически всех вулканических полей и имеют, по-видимому, региональное распространение. В центральных участках вулканического пояса они сосредоточены преимущественно в изолированных полях — Ханбогдинском, Ихешанхайском и Номгонском. В пределах каждого конкретного поля состав вулканитов и строение разрезов устойчивы, однако между отдельными полями наблюдаются существенные отличия. Вероятно, в этой части вулканического пояса формирование верхних толщ было связано деятельности пространственно разобценных вулканических центров.

Отмеченные различия в особенностях распространения в пределах пояса вулканогенных образований более молодых, чем порфириты, отражают продольную неоднородность пояса и позволяют разделить его на две части, граница между которыми может быть проведена примерно в районе г. Далан-Дзадгад. Эта граница совпадает с известными крупными тектоническими структурами Монголии — с южным продолжением субмеридиональной границы между мезозойскими структурами зон активизации и ревизации [1] и с зоной крупнейшего тектонического элемента Азиатского материка, выделенного Д.П. Резвым [2] под названием Велико-го геораздела Азии.

В верхних горизонтах разрезов, сформировавшихся в интервале средний карбон — нижняя пермь, вулканогенные образования представлены основными и кислыми породами, тогда как распространение промежуточных по составу разновидностей сравнительно ограничено и они встречаются не во всех вулканических ассоциациях. Петрографический состав пород свидетельствует о формировании вулканитов из перегретых расплавов и об их кристаллизации в поверхностных или близповерхностных условиях.

Основные и средние вулканиты обычно образуют лавовые покровы, реже встречаются в виде агломератов и туфов. Распределение этих пород в хребтах Ноён и Тост типично для вулканических построек центрального типа, выделяющихся в покровных образованиях в форме крупных лавовых линз. С центральными участками построек связаны жерловые образования: некки, агломераты и вулканические брекчии; на флангах вулканов появляются туфы и туфогенные породы, переслаивающиеся с редкими лавовыми покровами. Глубинные уровни корневых систем основных вулканитов представлены дайками, что указывает на трещинный контроль излияний, создавших вулканические центры.

Среди кислых вулканогенных образований преобладают вулканокластические породы — обычные и спекшиеся туфы и игнимбриты. Лавы менее характерны и обнаруживаются обычно в виде малопротяженных, быстро выклинивающихся экструзивных залежей. Кислые вулканиты образуют локальные скопления, сходные с так называемыми игнимбритовыми полями больших объемов [3], которые по комплексу геологических характеристик можно связать с вулканическими структурами обрушения типа кальдер и вулканических грабенов. Подобные структуры выявлены в хребтах Ноён и Тост, но, по-видимому, они играли большую роль и в строении хребта Их-Шанхай, и района сомона Хан-Богд, в которых кислые вулканиты обладают большой мощностью; за их пределами области распространения вулканической ассоциации не известны. Распределение вулканических построек, сложенных кислыми породами экструзивных куполов и соответствующих им корневых образований подчинено главным образом продольным по отношению к поясу линейным трещинным структурам.

Соотношения между породами различного состава, слагающими верхние горизонты разреза вулканического пояса, свидетельствуют об их близкоодновременном формировании. В покровном залегании они переслаиваются и не разделены поверхностями разрыва или несогласий. Однородные по составу вулканиты из разных горизонтов разреза, близкие между собой по петрохимическим и петрографическим особенностям, разделены пачками пород резко отличного состава. Такое сочетание в разрезах пород разного состава позволяет относить соответствующие толщи к контрастным формациям.

Корневые зоны, через которые происходило в прошлом питание вулканических аппаратов, представлены многочисленными субвулканическими и гипабиссальными интрузивными телами, указывающими не только на пути подъема расплавов к земной поверхности, но и на размещение промежуточных магматических камер. Эти интрузии разнообразны по форме и условиям залегания. Они нередко связаны взаимными переходами и образуют сложносопряженные системы интрузивных тел. Образующие их дайки обычно группируются в дайковые пояса. Количество и размеры даек уменьшаются к верхним горизонтам вмещающих толщ, и для каждой группы тел определенного состава устанавливается верхний предел их распространения в стратиграфическом разрезе. Этот критический уровень отвечает верхней границе вулканических толщ, близких по составу породам интрузии. Интрузии, следовательно, можно рассматривать в качестве выводящих зон для соответствующих вулканических аппаратов. На это, в частности, указывают и наблюдаемые переходы магматического вещества из каналов извержений (дайковых тел) в покровы.

Пластовые залежи размещаются в верхних частях интрузивного "древа" и связаны с дайками взаимными переходами. Реконструкция условий внедрения позволяет оценить глубины их формирования, равными десяткам и нескольким сотням метров.

Глубинным уровням интрузивных систем отвечают крупные гипабиссальные интрузивные массивы полнокристаллических пород. Эти массивы связаны с дайками непрерывными переходами и сосредоточены в пределах тех же магмовыводящих структур. В большинстве случаев соответствующие этим массивам интрузивные тела представлены хонолитами, в плане округлыми или вытянутыми вдоль крупных разломов. Такие интрузивные тела обладают плоской или слабо выпуклой куполообразной поверхностью верхнего контакта; они формировались на глубинах 2–3 км. Геологические соотношения между покровами, субвулканическими и гипабиссальными интрузиями указывают на то, что момент становления массивов лежит внутри хронологического интервала, совпадающего с временем образования вулканогенной ассоциации.

В пределах вулканических полей гипабиссальные интрузии приурочены к центральным участкам вулканических структур и сопровождаются кольцевыми дайками. Они появляются на заключительных стадиях вулканического процесса и широко известны в литературе как интрузии центрального типа, связанные с вулканической деятельностью. В Южно-Монгольской вулканической области подобные интрузии также возникли на заключительных фазах верхнепалеозойской вулканической деятельности и по времени становления соответствуют извержениям больших объемов кислых вулканитов. Объем интрузивных образований либо явно меньше объема вулканитов, либо сопоставим с ними. Таким образом, гипабиссальные интрузии являлись элементами системы взаимосвязанных интрузивных тел, выполняли роль периферического резервуара.

Отмеченные наиболее общие особенности строения верхнепалеозойских вулканических полей Южной Монголии дают возможность определить их во всем наборе взаимосвязанных разноглубинных образований как вулканогенные (порожденные вулканическим процессом) ассоциации.

Сравнительный анализ длительно развивавшихся (C_1-P_1) вулканогенных ассоциаций различных районов выявляет значительные различия между ними как в отношении строения разрезов, так и в части петрографического облика пород и особенностей их пространственного распределения. Наиболее наглядно это проявляется при сопоставлении вулканогенных ассоциаций центрального участка вулканического пояса — районов сомонов Хан-Богд и Номгон и хр. Их-Шанхай. Здесь ассоциации пород, свойственные тому или иному району, за его пределами не известны и характеризуются локальным распространением, связанным, по-видимому, с определенными вулканическими структурами. Ареал распространения покровных образований ограничивает и выходы связанных с ними многочисленных и разнообразных субвулканических интрузий. Поэтому подобные интрузии отсутствуют в выступах фундамента, обрамляющих поля вулканитов. Таким образом, устанавливается тесная пространственная зависимость в распределении покровных и интрузивных образований, свидетельствующая о приуроченности древних вулканических центров к сравнительно небольшим участкам, в которых в процессе развития вулканизма происходили относительные опускания фундамента. За пределами распространения рассматриваемых ассоциаций комплексы разнообразных по составу многочисленных субвулканических образований не известны. Это исключает возможность широкого распространения сходных ассоциаций и, следовательно, на территории центрального участка Южной Монголии формировались несколько изолированных вулканических ассоциаций подобного типа. Учитывая различия в строении разрезов и составе пород из отдельных ассоциаций, можно связать их образование с отдельными магматическими очагами, различавшимися динамикой эволюции магм. Этот вывод справедлив и в отношении западных участков вулканического пояса, где в строении разрезов устанавливаются значительные латеральные вариации и существуют такие же связи в распределении покровных и интрузивных образований.

Очаговая природа таких длительно развивавшихся сложно построенных вулканогенных ассоциаций позволяет определить механизм их образования. Эти ассоциации пространственно ограничены и ни одна из составных частей их разреза не может рассматриваться как имеющая региональное распространение. Вулканиты

ассоциаций связаны местом, временем и единой структурной позицией. Они развивались в участках вулканического пояса с устойчивой тенденцией к погружению. Это способствовало возникновению вулканических депрессионных структур, а также многочисленных пластовых и хонолитоподобных интрузивных тел. Вследствие этого в современной структуре вулканического пояса сложно построенные вулканогенные ассоциации приурочены к вулканотектоническим депрессиям, в пределах которых выходы фундамента практически не известны. Все это позволяет говорить о том, что рассмотренные сложно построенные ассоциации являются продуктом единого структурно-магматического процесса. Таким образом, изложенные данные приводят нас к представлению о генетическом единстве всех пород сложно построенных вулканогенных ассоциаций и к их формированию в особых участках земной поверхности с устойчивой тенденцией к прогибаниям над глубинными магматическими очагами.

Вулканогенные образования Южной Монголии относятся к известково-щелочным сериям изверженных пород. Для них свойственно постоянное преобладание Na над K. Лишь в наиболее поздних кислых вулканитах контрастных ассоциаций отмечается относительное накопление K вплоть до его преобладания над Na.

Металлогения вулканогенных образований Южной Монголии изучена пока слабо. В пределах вулканических полей известны рудопоявления меди и золота, крупные месторождения которых известны за пределами Монголии на продолжении вулканического пояса. Имеющиеся данные свидетельствуют о связи меди главным образом с порфиритовой формацией. Перспективные рудопоявления ее известны в районе Цаган-Субурги, Их-Шанхая, выявлены в восточной части Барун-Хурайской котловины. Повышенные содержания золота связаны с гидротермально-измененными породами и субвулканическими интрузиями контрастных формаций и установлены в районах хребтов Ноён и Тост, Их-Шанхай, Эдрэнгийн-Нуру и Адж-Богдо. Можно полагать, что перспективы обнаружения месторождений этих полезных ископаемых на территории Южно-Монгольского фрагмента верхнепалеозойского вулканического пояса Евразии достаточно обнадеживающие.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Нагибина М.С.* Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. — Геотектоника, 1970, № 6.
2. *Резвой Д.П.* О Великом георазделе Азиатско-го материка. — В кн.: Гималайский и адыпийский орогенез. М.: Наука, 1964.
3. *Смит Р.Л.* Потоки вулканического пепла. — В кн.: Проблемы палеовулканизма, М.: Ил, 1963.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АССОЦИАЦИИ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ И ГИПАБИССАЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ МОНГОЛИИ

Известно, что позднемезозойский магматизм Восточного Забайкалья и смежных территорий Восточной Монголии продуктивен в отношении редкометальных рудопроявлений, которые ранее обычно связывали с гранитоидами лейкогранит-аляскитовой формации. Лишь в последние годы редкометальные рудопроявления обнаружены и в ассоциации с вулканогенными образованиями того же возраста. Так, Г.А. Шатковым, Е.Н. Гуциным [10] и Л.И. Лебедевой [7] установлены высокие содержания цезия в кислых вулканических стеклах Забайкалья, а В.И. Коваленко и другими [4] – повышенные концентрации цезия в стекловатых поздне-мезозойских породах.

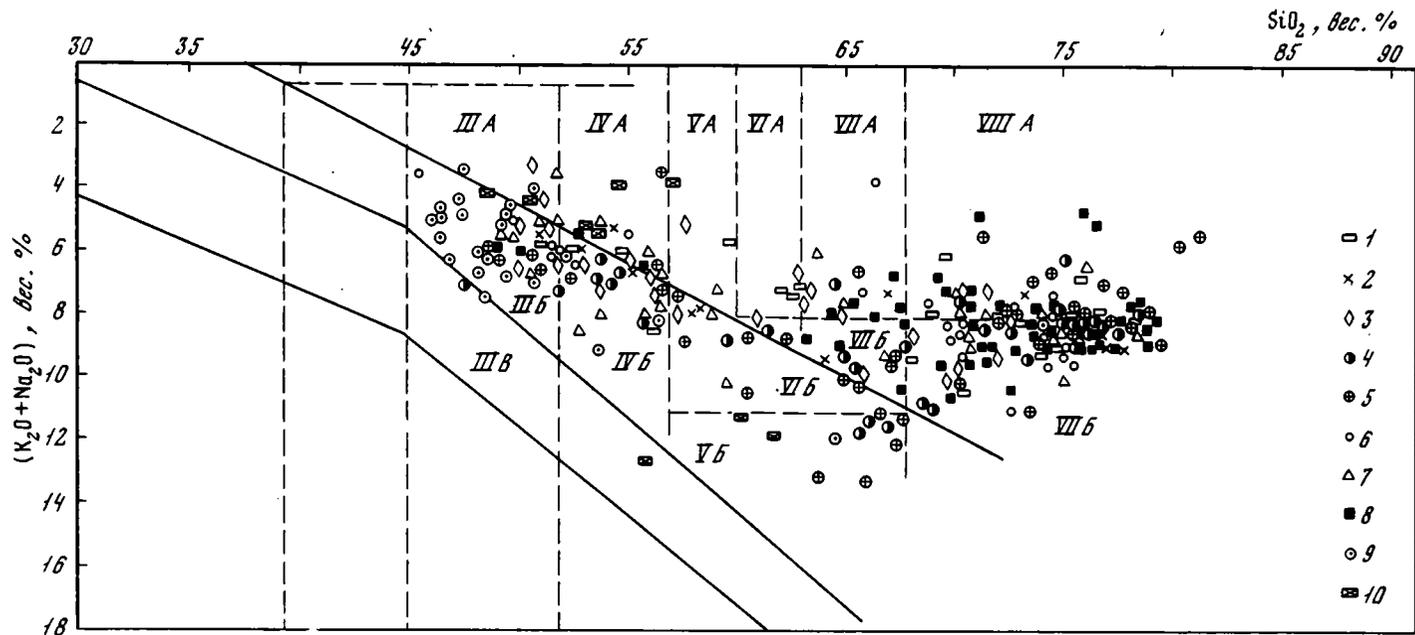
Проведенные нами исследования на территории Южной, Центральной и Восточной Монголии показали, что позднемезозойские магматические образования представляют единую ассоциацию, сложенную набором преимущественно основных пород, которым подчинены средние, кислые и щелочно-кислые породы. Породы ассоциации формировались в определенной последовательности при общей тенденции к раскислению магматических продуктов во времени.

Они образуют сложно построенную систему тел, в которой выделяются интрузивные залежи различной глубины становления и эффузивные образования. Широко распространены пластовые формы интрузивных тел, сопровождаемые субвертикальными инъекциями. Между разноглубинными залежами наблюдаются взаимопереходы. В соответствии с особенностями состава магматитов осуществляется их распределение в вертикальном разрезе – кислые по составу породы слагают преимущественно интрузивные тела, основные встречаются главным образом в виде эффузивов. Щелочные породы одинаково часто образуют интрузивные и эффузивные тела. Образую единые разрезы с основными, средними, реже кислыми эффузивами, щелочные породы, будучи связаны непрерывными переходами с кислыми интрузиями, подчеркивают взаимосвязь всей серии пород, возникших в различных фациальных условиях.

Указанные свойства ассоциации свидетельствуют о парагенетических соотношениях пород различного состава и фациальной принадлежности. Ассоциация возникла в результате единого тектоно-магматического импульса, в котором интрузивные процессы были тесно связаны с эффузивными. Вывод о существовании в Монголии единой сложно построенной позднемезозойской ассоциации вулканитов и гипабиссальных интрузивных пород приводит к заключению о возможной связи редкометальной минерализации не с какой-либо одной фацией, а со всей ассоциацией в целом.

Нами было проведено геохимическое изучение позднемезозойских вулканитов и ассоциирующих с ними гипабиссальных интрузий в ряде районов Восточной Монголии.

На рис. 1 видно, что фигуративные точки, отвечающие породам рассматриваемой ассоциации, группируются в полях, соответствующих породам нормальной щелочности (группа А): базальты и габброиды (III А), габбро-диориты и андезитобазальты (IV А), диориты и андезиты (V А), гранодиориты и дациты (V А), граниты и липариты (VIII А); в полях, типичных для щелочных бесфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности (группа Б): щелочные габброиды и базальты (III Б), монцониты и трахиандезит-базальты (IV Б), сиениты и трахиты (VII Б), щелочные граниты и пантеллериты (VIII Б).



Р и с. 1. Диаграмма химических составов позднемезозойских магматических пород

А – ряд щелочноземельных пород: III – габбро и базальты; IV – габбро-диориты, андезито-базальты и пироксениты; V – диориты и андезиты; VI – кварцевые диориты и андезито-дациты; VII – гранодиориты и дациты; VIII – граниты и липариты. Б – ряд щелочных бесфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности: III – щелочные габброиды и базальты; IV – монциты и трахиандезито-базальты; V – сиениты и трахиты; VI – щелочные сиениты и трахиты; VII – кварцевые сиениты и трахиты; VIII – щелочные граниты и пантеллериты. В – ряд щелочных пород, содержащих фельдшпатоиды наряду с полевыми шпатами: III – тералиты и тефриты. Районы: 1 – междуречье Ульдызы и Керулена, сомон Сэргэлэн; 2 – восточная излучина р. Керулен; 3 – западная излучина р. Керулен, пос. Бэрхэ; 4 – сомоны Мүнх-Хан, Түмэн-Цогт, рудник Борун-Цогт; 5 – сомоны Мандал, Дархан, Гал-Шара, Буянт; 6 – бассейн р. Онон, сомон Тадал; 7 – сомоны Тэвшин-Шире, Уль-Баян-Мүнх; 8 – сомоны Цаган-Дэлгэр, Ундур-Шил, Баян-Обо, рудник Их-Хайрхан; 9 – Гобийский Алтай; 10 – Улугей-Хид

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей в главных типах пород позднемезозойской магматической ассоциации (в г/т)

Порода		Be	Sn	Mo	Zr	Pb	Co	Cr	Ni	V	Zr	
Эффузивы основного состава	Базальты, андезитобазальты (15)	6,3	7,8	2,7	483	41,5	24,5	58,2	30	168	177	
	Трахибазальты (12)	5,4	5,1	2,1	410	33,7	27,8	93,5	47	110	53,3	
Кларки средних пород		0,4	1,5	1,4	130	8	45	200	160	200	130	
Эффузивы среднего, средне-кислого и субщелочного состава	Андезиты (12)	4	4,5	1,5	305	31	28	92,5	41	170	95	
	Трахиандезиты (11)	7,5	3	1	220	44	17	73	16,5	140	100	
	Андезито-дациты, дациты (10)	5,0	5,3	2,6	470	35,5	20,5	55	16	70	83	
Гипабиссальные породы среднего и субщелочного состава	Трахиты (10)	11,0	4,5	2,0	750	39	2,0	50,5	2,5	21	100	
	Габбросиениты (монциты) (6)	1,5	5,5	1,5	325	35	24,5	64,5	39	61,5	140	
	Сиениты (8)	8,2	4,6	3,0	443,2	42,2	9,2	39	18	63	100	
Кларки средних пород		1,8	—	0,9	250	15	10	50	55,3	100	72	
Породы кислого и щелочно-кислого состава	Эффузивы	Липариты	13,6	3,6	1,7	190	43,2	1,4	32	19	23,5	65
		Трахилипариты (14)	12,9	6,0	1,8	311,5	50,7	2,6	41	2,0	9,5	100
	Гипабиссальная фация	Граниты нормальной щелочности (16)	7,2	4,6	1,0	350,5	45,0	3,2	26,8	24,3	27,2	100
		Граниты повышенной щелочности (8)	7,5	4,0	1,0	285	37,5	3	5,1	5,4	5,2	75
Кларки кислых пород		5,5	3	1	200	40	5	25	8	40	60	
Чувствительность определений		0,3	3	1	20	4	3	5	5	5	30	

Примечание. Анализы выполнены в спектральной лаборатории Бронницкой геолого-геохимической партии (аналитики: В.А. Редькина, Ф.Б. Терехова, К.В. Колесникова) и в спектральной лаборатории ИМГРЭ (аналитики: Н.Г. Бодрягина, А.Д. Сальтина, Г.Е. Коровина, С.И. Неволлина). Кларки главных групп магматических горных пород взяты по А.П. Виноградову [1]. В скобках — число анализов.

Вне зависимости от кремнекислотности в полях, свойственных щелочным бесфельдшпатоидным породам и породам повышенной щелочности, располагается преобладающее число точек, соответствующих составу вулканитов Гобийского Алтая, бассейна р. Онон и района сомона Цаган-Дэлгэр (Баян-Обо, Ундэр-Шил и рудник Их-Хайрхан). Повышенная щелочность основных и средних пород свойственна в большой степени районам Гобийского Алтая, бассейна р. Онон и району пос. Бэрхэ; повышенная щелочность средних и кислых пород — районам сомонов Гал-Шара, Мандал, Дархан, Буянт, Мунх-Хан, Түмэн-Цогт и рудника Борэн-Цогт. В последних трех участках среди эффузивов широко распространены трахиандезит-базальты и кислые породы повышенной щелочности (пантеллериты, комендиты, трахилипариты). В интрузивной серии пород здесь преобладают сиениты.

Геохимическая характеристика пород ассоциации основана преимущественно на результатах количественного определения элементов.

В 137 пробах (по данным количественного спектрального анализа) было изучено распределение элементов-примесей, включающих как группу элементов, характерных для пород повышенной кислотности (Sn, Be, Zr и др.), так и группу элементов, типичную для основных пород (Co, Ni, V, Cr и др.). Кроме того, произ-

Таблица 2

Среднее содержание элементов-примесей по данным приближенно-количественного анализа (в %)

Элементы-примеси	Основные и средние породы	Кислые и щелочно-кислые породы			Кремнистые минералы
	Фация				
	эффузивная	гипабиссальная	субвулканическая	эффузивная	
Be	$3,79 \cdot 10^{-4}$	$4,26 \cdot 10^{-4}$	$9,09 \cdot 10^{-4}$	$6,27 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Sr	$5,93 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,92 \cdot 10^{-2}$	$3,21 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
Ba	$3,17 \cdot 10^{-3}$	$7,55 \cdot 10^{-2}$	$5,94 \cdot 10^{-2}$	$6,18 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
B	$5,586 \cdot 10^{-4}$	$1,174 \cdot 10^{-3}$	$1,876 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$1,29 \cdot 10^{-3}$
V	$1,55 \cdot 10^{-2}$	$5,33 \cdot 10^{-3}$	$2,22 \cdot 10^{-3}$	$5,24 \cdot 10^{-3}$	$4,76 \cdot 10^{-4}$
Co	$2,69 \cdot 10^{-3}$	$3,81 \cdot 10^{-2}$	$2,82 \cdot 10^{-4}$	$7,63 \cdot 10^{-4}$	$2,17 \cdot 10^{-4}$
Ni	$3,16 \cdot 10^{-3}$	$5,85 \cdot 10^{-4}$	$1,97 \cdot 10^{-4}$	$1,418 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$
Cr	$1,044 \cdot 10^{-2}$	$8,29 \cdot 10^{-4}$	$6,53 \cdot 10^{-4}$	$2,01 \cdot 10^{-3}$	$1,67 \cdot 10^{-5}$
Sc	$1,00 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$5,9 \cdot 10^{-5}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$2,29 \cdot 10^{-2}$
Nb	$1,83 \cdot 10^{-3}$	$3,11 \cdot 10^{-3}$	$4,26 \cdot 10^{-3}$	$8,9 \cdot 10^{-3}$	—
Zr	$2,96 \cdot 10^{-2}$	$2,33 \cdot 10^{-2}$	$2,48 \cdot 10^{-2}$	$3,54 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
La	$4,21 \cdot 10^{-3}$	$5,66 \cdot 10^{-3}$	$5,79 \cdot 10^{-3}$	$6,54 \cdot 10^{-3}$	—
Ce	$0,55 \cdot 10^{-1}$	$7,9 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$1,27 \cdot 10^{-2}$	—
Y	$3,17 \cdot 10^{-3}$	$5,92 \cdot 10^{-3}$	$7,94 \cdot 10^{-3}$	$6,36 \cdot 10^{-3}$	—
Yb	$3,41 \cdot 10^{-4}$	$5,29 \cdot 10^{-4}$	$7,58 \cdot 10^{-4}$	$6,18 \cdot 10^{-4}$	—
Ga	$2,31 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2,13 \cdot 10^{-3}$	$2,27 \cdot 10^{-3}$	$2,23 \cdot 10^{-4}$
Ge	$1,51 \cdot 10^{-4}$	$1,26 \cdot 10^{-4}$	$1,32 \cdot 10^{-4}$	$1,64 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Cu	$4,68 \cdot 10^{-3}$	$2,69 \cdot 10^{-3}$	$2,51 \cdot 10^{-3}$	$3,14 \cdot 10^{-3}$	$7,35 \cdot 10^{-4}$
Ag	$0,5 \cdot 10^{-5}$	$0,44 \cdot 10^{-5}$	$3,02 \cdot 10^{-5}$	$0,82 \cdot 10^{-5}$	$2,17 \cdot 10^{-5}$
Zn	$1,386 \cdot 10^{-2}$	$6,15 \cdot 10^{-3}$	$9,71 \cdot 10^{-3}$	$1,07 \cdot 10^{-2}$	$3,88 \cdot 10^{-3}$
Pb	$3,17 \cdot 10^{-3}$	$3,22 \cdot 10^{-3}$	$4,41 \cdot 10^{-3}$	$4,27 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$
Sn	$4,41 \cdot 10^{-4}$	$5,37 \cdot 10^{-4}$	$7,91 \cdot 10^{-4}$	$8,45 \cdot 10^{-4}$	$3,88 \cdot 10^{-4}$
W	$1,24 \cdot 10^{-4}$	$1,85 \cdot 10^{-4}$	$2,56 \cdot 10^{-4}$	$3,82 \cdot 10^{-4}$	—
Mo	$3,18 \cdot 10^{-4}$	$2,48 \cdot 10^{-4}$	$3,82 \cdot 10^{-4}$	$5,45 \cdot 10^{-4}$	$1,35 \cdot 10^{-4}$
Число анализов	28	27	34	11	17

Таблица 3

Среднее содержание фтора в позднемезозойских магматических породах Монголии (в%)

Район опробования	Основные и средние породы	Кислые и щелочно-кислые породы			
		эффузивы	приповерхностные фации	субвулканические фации	гипабиссальные фации
Бассейн р. Онон, сомон Тадал	0,028 (2)	—	0,173 (9)	0,053 (4)	0,079 (5)
Пос. Бэрхэ	—	—	0,050 (2)	0,020	0,026
Междуречье Ульдза и Керулен, сомон Сэргэлэн	0,15 (3)	0,116 (3)	—	—	—
Район сомона Дэлгэр	0,101 (6)	—	0,08 (16)	0,087 (11)	0,24 (6)
Сомон Гал-Шара	0,274 (5)	—	0,167 (6)	0,061 (5)	—
Южно-Керуленский район, сомоны Мунх-Хан, Түмэн-Цогт	0,178 (12)	—	0,03 (9)	0,065 (13)	0,22 (7)
Сомон Тэвшин-Шире	0,256 (8)	—	0,092 (4)	0,046	0,086
Восточная излучина р. Керулен	0,152 (8)	—	0,066 (2)	0,033 (2)	0,048 (4)

Примечание. В скобках — число анализов.

Таблица 4

Содержание Rb и Li в позднемезозойских магматических породах Монголии (в %)

Район опробования	Основные и средние породы		Кислые и щелочно-кислые породы	
	Rb	Li	Rb	Li
Пос. Бэрхэ	0,0073 (3)	0,0024 (3)	0,0151 (9)	0,0024 (3)
Междуречье Ульдзы и Керулена, сомон Сэргэлэн	0,0085 (3)	0,0029 (3)	0,01758 (5)	0,0039 (5)
Сомон Цаган-Дэлгэр	0,006 (6)	0,0027 (3)	0,021 (35)	0,00318 (3)
Сомон Гал-Шара	0,0029 (3)	0,0017 (3)	0,0163 (19)	0,0016 (19)
Южнокеруленский район, сомоны Мунх-Хан, Түмэн-Цогт	0,0123 (7)	0,0019 (7)	0,0276 (17)	0,0119 (17)
Сомон Тэвшин-Шире	0,007 (7)	0,0017 (7)	0,0122 (18)	0,00302 (18)
Восточная излучина р. Керулен	0,007 (4)	0,0020 (4)	0,015 (4)	0,0025 (4)
Район Улугей-Хид	0,0033 (2)	0,0015 (2)	0,0061 (2)	0,0027 (2)
Хребет Ихэ-Богдо	0,005 (2)	0,0015 (2)	0,012 (3)	0,0014 (3)

Примечание. В скобках — число анализов.

ведено определение фтора (160 анализов), рубидия (170 анализов) и лития (136 анализов), выполненных количественным спектральным методом (фтор) и методом фотометрии пламени (литий, рубидий). Результаты определений приведены в табл. 1—4 и нанесены на графики (рис. 2).

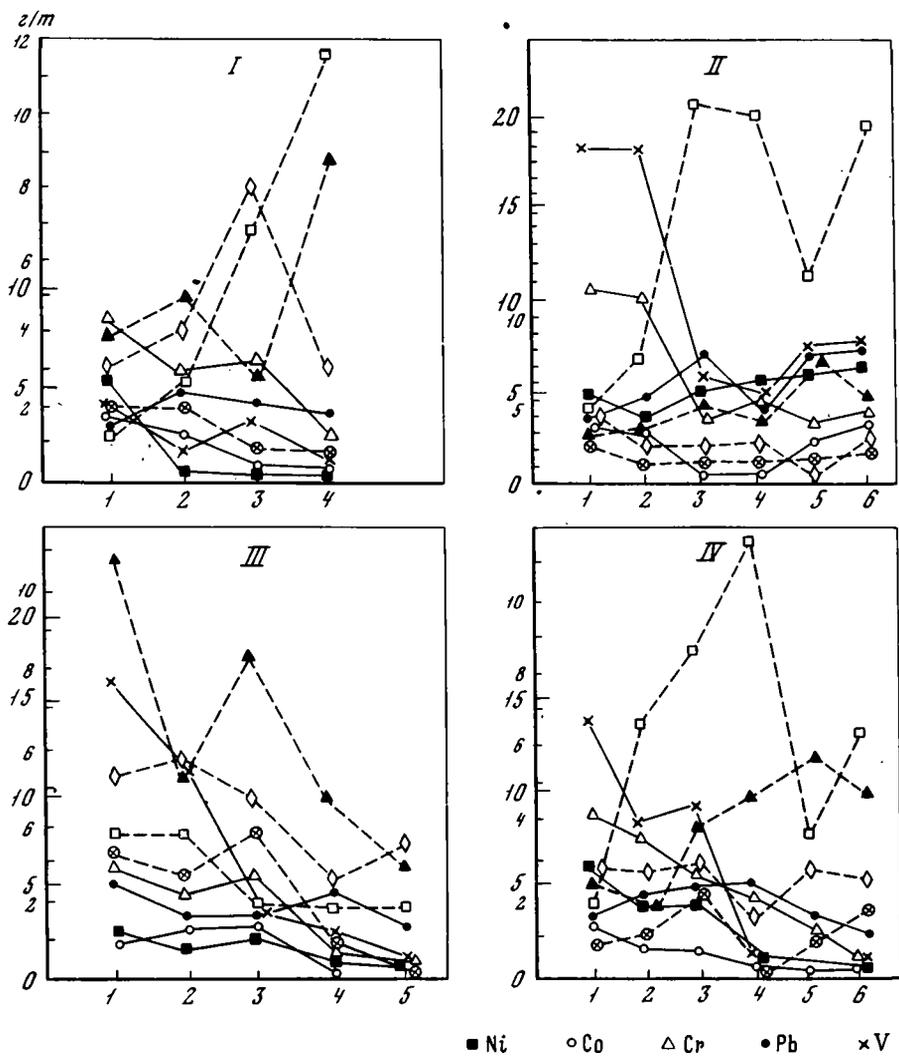
Сравнение средних содержаний элементов-примесей в главных типах пород ассоциации с соответствующими кларками изверженных пород по А.П. Виноградову [1] показывает, что основные породы ассоциации (базальты, андезито-базальты, трахибазальты) имеют кларковые и более низкие содержания ряда элементов, характерных для основных пород (Co, Cr, V, Ni), но более высокими содержаниями элементов литофильной группы (Sn, Be, Zr, W, Pb).

Отмечаются некоторые различия в содержаниях ряда элементов в основных породах нормальной и повышенной щелочности. Последние обеднены цинком, бериллием, молибденом по сравнению с породами нормальной щелочности.

Средние породы (андезиты, габбросиениты, трахиты и другие) характеризуются более низкими по сравнению с кларковыми содержаниями цинка, никеля, ванадия, а сиениты, кроме того и хрома. Более высокие содержания по сравнению с кларковыми имеют Be, Mo, Zr, а кобальт лишь в отдельных типах пород (андезито-дациты, габбросиениты).

Группа кислых пород отличается повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями всех элементов литофильной группы, а также свинца и более низкими содержаниями в большинстве типов пород Cr, Ni, V, Co. В отдельных районах отмечаются повышенные по отношению к кларковым содержания никеля и хрома в гранитах нормальной щелочности, липаритах и трахилипаритах.

Анализ графиков (см. рис. 2) показывает изменчивость содержаний некоторых элементов-примесей в породах различной кислотности. Особенно велики колебания в содержаниях ванадия, олова и бериллия. Однако вариации содержаний элементов во всех типах пород рассматриваемой ассоциации в изученных районах в большинстве случаев не выходят за пределы одного порядка значений. При этом комагматические эффузивные и интрузивные породы каждой группы кислотности характеризуются близкими содержаниями элементов-примесей, хотя имеются и некоторые отклонения. Как видно из табл. 2, эффузивной фации пород щелочно-кислой группы свойственны более высокие содержания бериллия, вольфрама, олова, молибдена, меди, циркония, чем аналогичным породам гипабиссальных и субвулканических фаций.



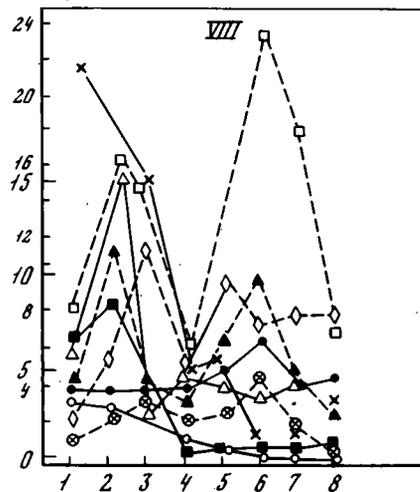
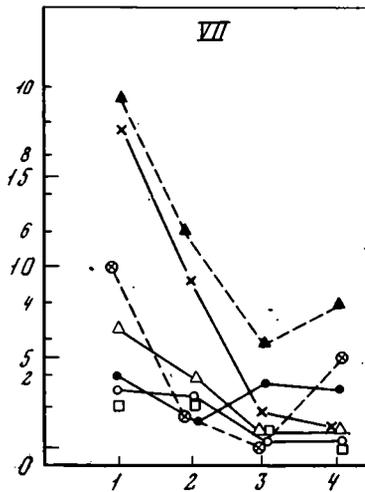
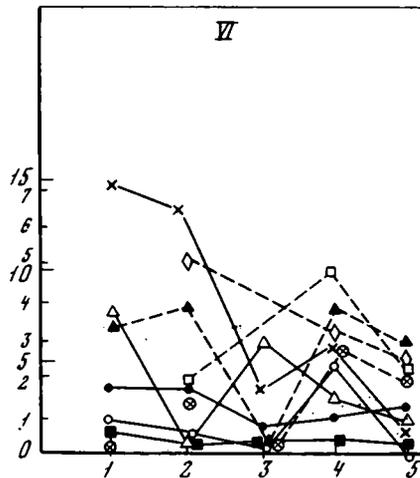
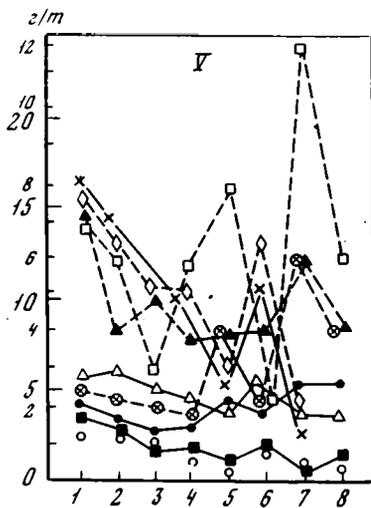
Р и с. 2. Изменчивость содержаний элементов-примесей в позднемезозойских магматических породах

I – район Гобийского Алтая: 1 – трахибазальты, 2 – габбро-сиениты, 3 – трахиты, 4 – трахилипариты; *II* – район восточной излучины р. Керулен: 1 – трахибазальты, 2 – трахиандезиты, 3 – трахилипариты, 4 – липариты, 5 – граниты, 6 – граниты повышенной щелочности; *III* – район пос. Бэрхэ: 1 – базальты, 2 – трахибазальты, 3 – андезито-базальты, 4 – трахилипариты, 5 – граниты повышенной щелочности; *IV* – район сомона Цаган-Дэлгэр: 1 – трахибазальты, 2 – дациты, 3 – сиениты, 4 – трахилипариты, 5 – граниты, 6 – аляскиты; *V* – район сомона Тэвшин-Шире:

На фоне общей тенденции снижения содержаний V, Cr, Ni, Co при повышении кислотности пород для отдельных районов в гранитах и липаритах отмечаются более высокие их содержания, чем в средних породах (районы сомонов Тэвшин-Шире, Уль-Баян и Гал-Шара).

Отметим также низкие содержания или полное отсутствие в большинстве проб всех типов неизмененных пород тантала, цезия и висмута, хотя А.А. Кременицкий и другие [6] в отобранных нами пробах кислых вулканических стекол установили повышенные содержания цезия.

Приведенные в табл. 2 средние содержания редких и рассеянных элементов позднемезозойских вулканитов и связанных с ними гипабиссальных интрузий по результатам приближенно-количественных анализов (117 проб) подтверждают на-



□ Be ⊙ Mo ◇ Zr ▲ Sn

1 – базальты и андезито-базальты, 2 – трахибазальты, 3 – андезиты, 4 – трахиандезиты, 5 – сиениты, 6 – трахиандезито-дациты, 7 – липариты, 8 – граниты; VI – район сомонов Гал-Шара, Буянт: 1 – базальты, 2 – сиениты, 3 – липариты, 4 – граниты, 5 – граниты повышенной щелочности; VII – район бассейна р. Онон, сомон Тадал: 1 – базальты, 2 – габбро-сиениты, 3 – трахиты, 4 – липариты; VIII – район сомонов Мунх-Хан, Түмэн-Цогт: 1 – базальты и андезито-базальты, 2 – трахибазальты, 3 – трахиты, 4 – дациты, 5 – сиениты, 6 – трахилипариты, 7 – липариты, 8 – граниты. Сплошным линиям соответствует мелкомасштабная шкала

личие более высоких содержаний элементов литофильной и щелочно-литофильной группы (W, Be, Zr, La, Ce, Y, Pb, Sn и др.) и более низких, чем кларковые содержания – Cr, Ni, Ba, Yb. Кроме того, устанавливается близкий порядок содержаний элементов редкоземельной (Zr, La, Ce, Y) и халькофильно-литофильной (Mo, Pb, Ge, Ga) групп элементов в породах различной кислотности.

Из табл. 3 видно, что позднемезозойские вулканиты и сопровождающие их гипабиссальные интрузивы отличаются повышенными по сравнению с кларковыми значениями фтора. Во флюоритоносных районах (Гал-Шара сомон, Южно-Керуленский) содержания фтора в основных и средних породах превышают таковые в кислых и щелочно-кислых породах, наиболее близких к рудам по времени образования. В районах, где флюоритоносность отсутствует (бассейн р. Онон, район

сомона Цаган-Дэлгэр, междуречье Ульдзы и Керулена), содержание фтора в основных и средних породах несколько снижается, а в кислых породах — увеличивается и достигает или даже превышает уровень соответствующих содержаний в основных и средних породах флюоритоносных районов. Содержания Rb и Li в породах рассматриваемой ассоциации близки к кларкам (см. табл. 4).

Обсуждение результатов

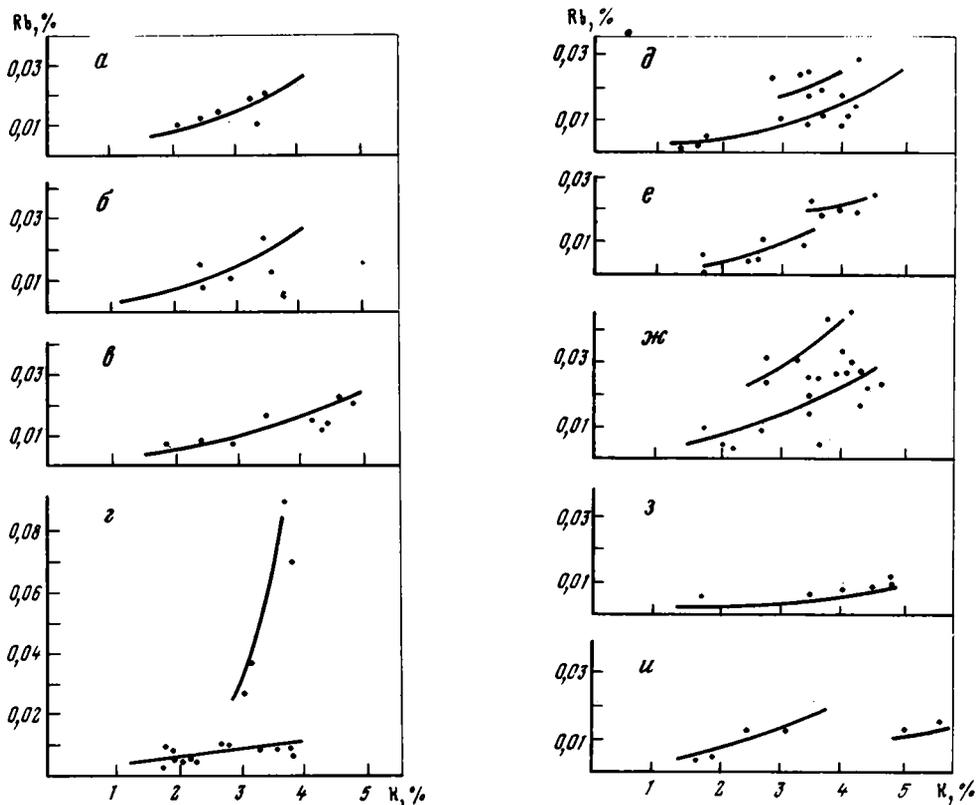
Приведенные данные позволяют высказать некоторые предположения. При обсуждении вопроса о возможном источнике магмы, необходимой для образования пород рассматриваемой ассоциации, должны быть учтены значительный объем сформировавшихся пород, петрохимическое и петрографическое подобие слагаемых ими комплексов на значительных территориях при преимущественно основном их составе. В соответствии с этим мы можем ожидать, что источник (или источники), генерирующий (генерирующие) ассоциацию, должен быть обширным и сопоставимым по площади с ареалом распространения ассоциации. Логично предположить, что подобный источник располагался на значительных глубинах в подкоровых областях. Этому предположению соответствуют и данные о составе ассоциации. Устойчивость его по площади и преобладание базальтоидных пород противоречат возможности формирования очага за счет пород коры, которая в изученном регионе характеризуется пестрым, но преимущественно кислым составом. В то же время, опираясь на геофизические данные, мы вправе ожидать, что с глубиной происходит увеличение основности субстрата, которая на определенном уровне может прийти в соответствие с составом ассоциации. Представление о глубинном генезисе магмы подтверждают и приведенные геохимические данные; подобные же соотношения редких элементов в породах различного состава приводит В.В. Герасимовский [2, 3] для мантийных образований Исландии. Так же как и для последней, в рассматриваемой ассоциации характерно постепенное снижение содержаний Cr, Ni, Co по мере понижения кислотности пород от базальтов и трахибазальтов к липаритам, трахилипаритам и гранитам, а также повышенные во всех типах пород содержания элементов литофильной группы — олова, бериллия, вольфрама, циркония, фтора и свинца.

В.И. Коваленко и другие [5], изучавшие с геохимических позиций гипабиссально-интрузивную фацию мезозойского (в том числе и позднемезозойского) магматизма, также пришли к выводу о, возможно, мантийном характере магматического источника для изученных ими образований.

Повышенные содержания элементов литофильной группы, установленные во всех типах пород позднемезозойской вулканогенной ассоциации, подчеркивают генетическое единство всех пород ассоциации, включая как основные и средние породы, так и породы кислой, щелочно-кислой групп.

Данные по содержанию K и Rb в породах позволяют подойти к выделению генетических серий. По результатам многих исследователей [9] K и Rb связаны корреляционной зависимостью и в магматическом процессе имеют тенденцию к накоплению в кислых дифференциатах. В ходе прогрессивной дифференциации кислой магмы происходит уменьшение отношения K/Rb, поскольку обладающий большим радиусом Rb в этом процессе в большей степени концентрируется в остаточной магме.

На диаграммах (рис. 3, а, б) соотношений Rb и K, построенных для девяти изученных районов развития позднемезозойских вулканитов, проведены вариационные кривые, которые показывают, что для территории сомонов Мунх-Хан, Гал-Шара и Цаган-Дэлгэр зависимость не выражается одной плавной кривой. Мы предполагаем для этих районов наличие по крайней мере двух генетических серий. В то же время основные вариационные кривые для большинства районов сходны, что скорее всего подтверждает принадлежность пород к единой ассоциации. Лишь для района Улугей-Хид и в меньшей мере для района Мунх-Хан наблюдается изменение формы кривой. В породах этих районов с увеличением содержания K не происходит заметного накопления Rb.



Р и с. 3. Соотношение К и Rb в позднемезозойских магматических породах различных районов Монголии

а — междуречье Ульдзы и Керулена, сомон Сэргэлэн; *б* — восточная излучина р. Керулен; *в* — пос. Бэрхэ; *г* — сомон Мунх-Хан; *д* — сомон Гал-Шара; *е* — сомон Тэбшин-Шире; *ж* — сомон Цаган-Дэлгэр; *з* — район Улугей-Хид; *и* — район хр. Ихэ-Богдо

Оценивая рудоносность ассоциации, рассмотрим прежде всего данные по традиционным для Монголии рудным компонентам F и W. Отмечено не только общее повышенное в сравнении с кларковыми содержание фтора в породах ассоциации, но и относительное обеднение фтором кислых и щелочно-кислых пород в районах с флюоритовыми рудопоявлениями. Как известно, эти породы, обычно завершающие формирование магматической ассоциации, наиболее близки по времени к образованию кварц-флюоритовых жил. Обеднение их фтором может быть объяснено как результат "высвобождения" его из кислой магмы, что подтверждается находками акцессорного флюорита в протолочках кислых пород и скоплениями его в миароловых пустотах тех же пород. Обособившийся в этом процессе фтор, как можно предполагать, затем накапливался и формировал кварц-флюоритовые жилы.

Содержания вольфрама в изученных породах, так же как и фтора, превышают кларковые, что свидетельствует, возможно, о генетической связи вольфрамового оруденения Монголии с позднемезозойским магматизмом. Это заключение находится в соответствии с представлениями С.С. Смирнова [8] и других исследователей о парагенетических соотношениях вольфрамитовых и флюоритовых руд Восточного Забайкалья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в изверженных горных породах земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7.
2. Герасимовский В.И., Лактионова Н.В., Коваленкер В.Г. Ванадий, хром, никель, кобальт и медь в эффузивных породах Исландии. — *Геохимия*, 1975, № 8.

3. *Герасимовский В.И., Сапронова Г.В., Савинова Е.Н.* Бериллий в эффузивных породах Исландии. — *Геохимия*, 1976, № 3.
4. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Черная Л.И.* О повышенных концентрациях цезия в кислых стеклах из МНР. — В кн.: Ежегодник 1970 (Ин-т геохимии СО АН СССР). Иркутск, 1971.
5. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С.* и др. Мезозойские интрузивные породы Монголии. — В кн.: Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975.
6. *Кременецкий А.А., Лебедева Л.И., Солодов Н.А.* Цезиеносность вулканогенных образований СССР. — *Геохими*, 1973, № 4.
7. *Лебедева Л.И.* Литий, рубидий, цезий в вулканических стеклах. — *Геохимия*, 1973, № 11.
8. *Смирнов С.С.* Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Л.: Госгеолтехиздат, 1944.
9. *Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974.
10. *Шатков Г.А., Гуцин Е.Н.* О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах. — *Геохимия*, 1969, № 12.

ОФИОЛИТЫ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МОНГОЛИИ

В последние годы выяснилось большое значение офиолитов складчатых областей в качестве остатков вещества океанической земной коры геологического прошлого [9, 11]. Это научное открытие дало мощный толчок в переосмысливании геологического материала, которое в настоящее время происходит во многих регионах Мира.

Офиолиты широко распространены в Монголии. Они развиты в Западном Прихубсугулье, в Джидинской, Озерной, Баянхонгорской, Керуленской, Южно-Монгольской и Солонкерской зонах. Кроме того, относительно небольшие выходы офиолитов известны в Монгольско-Алтайской зоне, а также в некоторых районах Восточной Монголии [1] (рис. 1).

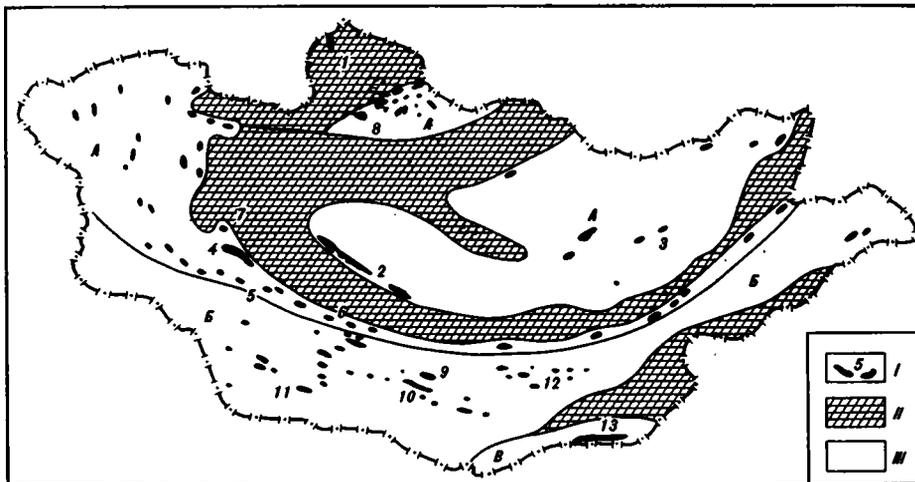
Наиболее древние рифейские офиолиты распространены в Западном Прихубсугулье, в Баянхонгорской и Керуленской зонах. В Западном Прихубсугулье к офиолитам, вероятно, относятся ультрабазиты, габброиды, а также толща метабазальтов и терригенные отложения зеленосланцевой окинской свиты рифейского возраста. Наиболее полно эта ассоциация выявлена в пределах известного Шишхидгольского гипербазитового массива [7], но структурное положение ее не совсем ясно.

В Баянхонгорской зоне, по новейшим данным О. Томуртогоо и Б. Жамбы, офиолитовый комплекс слагает крупный аллохтон северо-западного простирания, прослеживающийся с небольшими перерывами на расстояние 150 км и более от р. Туин-Гол — на юго-востоке до правобережья р. Байдрагин-Гол — на северо-западе. Ширина аллохтона небольшая — от нескольких до 10—12 км. В основании аллохтона залегает типичный серпентинитовый меланж с многочисленными глыбами и блоками пород офиолитового разреза, закатанными в сильно рассланцованную серпентинитовую массу. Внутренняя структура аллохтона довольно простая. Нижние тектонические пластины обычно сложены ультрабазитами, различными габброидами и тесно связанным с ними дайковым комплексом. В более верхних тектонических пластинах локализована толща основных подушечных лав (рис. 2). Ультрабазитовая часть офиолитового разреза, мощностью не более 200 м, сложена серпентинизированными гарцбургитами и дунитами при незначительной роли клинопироксенитов и верлитов в верхах.

Выше в разрезе обособляется прекрасно выраженный габбровый слой, мощность которого не менее 800—900 м. В его разрезе в бассейне р. Туин-Гол хорошо видно как меланократовые габбро, содержащие маломощные прослои клинопироксенитов, вверх постепенно сменяются лейкократовыми разностями, переходящими иногда в габбро-анортозиты. Здесь же в габброидах заметны типичная кумулятивная структура и полосчатая текстура.

Дайковый комплекс сложен целой серией даек разной генерации и имеет вид гигантской магматической брекчии, уходящей своими корнями в залегающие ниже габбровый и серпентинитовый слои. Однако по времени своего формирования в общем разрезе офиолитовой ассоциации он четко следует за габброидами, хотя вряд ли оторван от них сколь-нибудь значительным временным интервалом. Состав дайкового комплекса довольно однообразен и включает две генерации даек: микродолериты и габбродолериты (ранняя генерация), диабазы и плагиопорфириты (поздняя генерация). Мощность дайкового комплекса часто превышает 1000 м.

Толща основных лав, занимающая самое высокое положение в разрезе, довольно монотонна и образована диабазовыми лавами с хорошо выраженным подушечным строением. В низах толщи местами отмечаются маломощные горизонты вул-



Р и с. 1. Распространение офиолитов в Монголии

I — выходы офиолитов: 1 — Западное Прихубсугулье; 2 — Баянхонгорская зона; 3 — Керуленская зона; 4–7 — Озерная зона: 4 — хр. Хантай-Шири, 5 — гора Эрдэни-Ула, 6 — хр. Ихэ-Богдо, 7 — хр. Хасагт-Хайрхан; 8 — Джидинская зона; 9–12 — Южно-Монгольская зона: 9 — хр. Гурбан-Сайхан, 10 — хр. Дзолен, 11 — гора Шилин-Ула, 12 — район сомонов Манлай и Мандах; 13 — Солонкерская зона; II — выступы докембрийского основания; III — области развития континентальной коры девонского (А), верхнепалеозойского (Б) и раннемезозойского (В) возраста

канических брекчий с обломками пироксенитов, габброидов и даек ранней генерации. Мощность толщи до 2000 м.

Автохтоном для офиолитового комплекса Баянхонгорской зоны служат миогеосинклинальные карбонатно-сланцевые образования с вендско-нижнекембрийскими онколитами. Однако по всему южному обрамлению аллохтона существенно сланцевая толща верхней части миогеосинклинального разреза изобилует мелкими складчатыми покровами офиолитов и, возможно, является олистростромовой. Следовательно, офиолиты Баянхонгорской зоны формировались в довендское время и были перемещены сюда, очевидно, с севера.

Офиолиты Керуленской зоны представлены гипербазитами, спилитами и диабазами. Они находятся в аллохтонном залегании выше докембрийских известняков и сланцев. Отмечается серпентинитовый меланж.

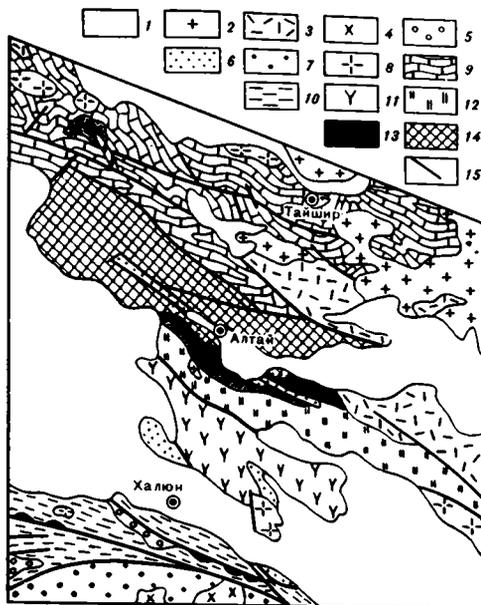
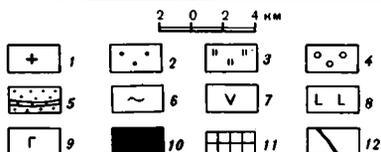
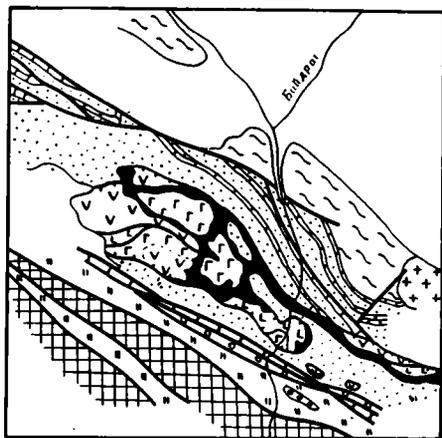
Следующую возрастную группу составляют вендские офиолиты Озерной и Джидинской зон.

В Озерной зоне офиолиты прослежены от хр. Ихэ-Богдо на юго-востоке до хр. Хан-Хухэй на северо-западе, но лучше всего изучены в хр. Хан-Тайшири, расположенном на срединном отрезке зоны (рис. 3).

Хантайширский офиолитовый комплекс прослеживается в виде ряда полого шарьированных на юг тектонических пластин, группирующихся в единую относительно неширокую (до 10–11 км) полосу северо-западной ориентировки [2]. Эта полоса граничит на севере с Гоби-Алтайским выступом докембрийских метаморфических пород, а на юге — с выходами вендско-нижнекембрийских карбонатно-вулканогенно-терригенных образований.

В основании офиолитового комплекса располагаются аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, испытавшие полифазную деформацию и характеризующиеся резким обеднением титана (0,9 г/т). Мощность этой части разреза около 5000 м.

Следующий член разреза представлен пироксенитами и габбро, связанными между собой незаметными переходами. Здесь обычно хорошо обособляются два слоя: пироксенитовый — внизу и габбровый — сверху. Пироксенитовый слой, мощность которого изменяется от 50 до 400 м, образован разнозернистыми двупироксенитовыми, реже оливиновыми и плагиоклазовыми пироксенитами, резко отличающи-



Р и с. 2. Схема геологического строения западной части Байанхонгорской зоны

1 — граниты; 2 — верхнепермские угленосные отложения; 3 — каменноугольные морские терригенные отложения; 4 — условно ордовикские континентальные вулканогенно-терригенные образования; 5 — вендско-нижнекембрийские карбонатно-сланцевые образования; 6 — верхнерифейские сланцевые образования; 7—10 — довендские офиолиты; 7 — толща основных подушечных лав, 8 — дайковый комплекс, 9 — габбровый слой, 10 — серпентинитовый слой; 11 — протерозойские метаморфические образования Байдаракского поднятия; 12 — разломы

Р и с. 3. Геологическая карта Озерной зоны в Тайширско-Халюномском пересечении

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — пермские граниты; 3 — нижнепермские эффузивы; 4 — каменноугольные гранитоиды; 5 — каменноугольные континентальные отложения; 6 — девонские красноцветные отложения; 7 — нижне-среднедевонские морские карбонатно-терригенные отложения; 8 — нижнепалеозойские гранитоиды; 9—13 — вендско-нижнекембрийские образования: 9 — вулканогенно-терригенно-карбонатные эпиконтинентальные образования, 10 — зеленые сланцы с оострострововыми горизонтами, 11 — карбонатно-терригенно-вулканогенные образования океанского типа, 12 — карбонатно-терригенные образования океанского типа, 13 — офиолитовый комплекс; 14 — протерозойские метаморфические образования и гранито-гнейсы Гоби-Алтайского выступа; 15 — разломы

мися от лежащих ниже гипербазитов как по незначительной степени деформации, так и по химическому составу, в частности сильно повышенными содержаниями SiO_2 — 51,39%, Al_2O_3 — 3,00 и CaO — 8,98%. Более мощный (до 1000 м) габбровый слой отличается от пироксенитового процентными соотношениями породобразующих минералов и соответствующих окислов, а также малым количеством титана (360—650 г/т).

В габбровом слое, особенно в его верхних частях, появляются многочисленные субпараллельные дайки диабазов, которые местами проникают и в пироксениты. От дайковой серии байанхонгорского офиолитового комплекса эти дайки отличаются параллельным расположением, сильной сближенностью при мощности от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров и в этом отношении намного приближаются к пластинчатой серии параллельных даек, описанной в Тродосском массиве на о-ве Кипр. В нижней части серии в междайковом пространстве располагаются сильно перетертые и катаклазированные породы габбрового состава, несколько обогащенные по сравнению с габбровым слоем SiO_2 — 55,69%, K_2O — 0,24%, а также Rb — 2,2 Sr — 64, Ba — 34 г/т. Дайки часто соприкасаются между собой, внедряясь друг в друга, и всегда сопровождаются зонами за-калки.

Вверх по разрезу горизонт параллельных даек через эруптивные брекчии постепенно сменяется монотонной толщей подушечных лав мощностью 1000–1500 м. Главное значение в толще принадлежит зеленокаменным спилитам и диабазам. По химическому составу эти лавы, как и диабазы дайковой серии относятся к низкокальциевым (среднее содержание K_2O — 0,12%) и низкотитанистым (среднее содержание TiO_2 —0,39%) кварцевым толеитам, а по концентрациям большинства элементов очень близки к океаническим толеитам.

Самым верхним членом хантайширского офиолитового комплекса служат терригенные отложения хантайширской свиты мощностью более 1500 м. В ней четко различаются две толщи, разделенные маломощным горизонтом базальных конгломератов. Нижняя толща мощностью не более 300 м согласно лежит на подушечных лавах и представлена пестрыми кремнистыми сланцами, в том числе и яшмами. В верхней толще преобладают темные глинистые сланцы, граувакки и гравелиты. Присутствие в ней горизонтов рифовых археоциатовых известняков позволило датировать верхнюю часть всего офиолитового разреза нижним кембрием и на этом основании условно отнести его более нижнюю часть к венду.

Несколько фрагментарный, но в целом близкий разрез офиолитов наблюдается на горе Эрдэнэ-Ула, где в одном субгоризонтально залегающем пакете тектонических пластин снизу вверх последовательно расположены апогарцбургитовые серпентиниты, лейкократовые соссюритовые габбро и диабазовые подушечные лавы (рис. 4).

Еще юго-восточнее, в хр. Ихэ-Богдо, в разрезе офиолитов присутствуют гипербазиты, габброиды с прослоями пироксенитов и дайками диабазов и зеленые сланцы, образующие здесь крупную лежащую складку с пологой наклоненной на север плоскостью.

Ультрабазиты, сходные с серпентинитовым слоем хантайширского офиолитового комплекса, установлены и к северу от Гоби-Алтайского выступа метаморфид в хр. Хасагт-Хайрхан. Они выходят здесь в крупном тектоническом окне и отделены от перекрывающих их вендско-нижнекембрийских типично эпиконтинентальных образований маломощной зоной серпентинитового меланжа.

Офиолиты Джидинской зоны включают перидотиты, спилиты, диабазы, черные кремни и кремнистые породы, слагающие многочисленные мелкие по площади выходы. Пространственно эта ассоциация совмещена с верхнерифейско-кембрийскими граувакковыми песчаниками и рифогенными известняками и, как считают А.В. Ильин и Г.А. Кудрявцев [5], находится в аллохтонном залегании.

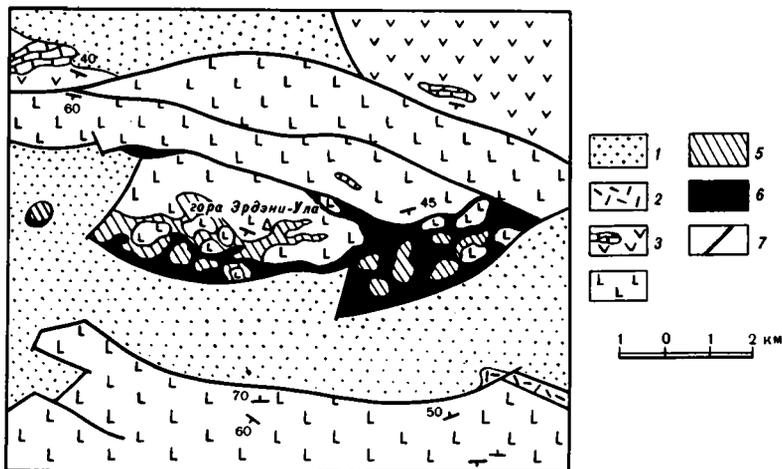
В Южно-Монгольской зоне офиолиты всюду имеют среднепалеозойский возраст. Основное развитие они получили в пределах срединного отрезка зоны, в хребтах Дзолен и Гурбансайхан [4, 12].

Преимущественным развитием там пользуется комплекс ранне-среднедевонских кремнисто-алевритовых накоплений, сложенный серыми, зелено-серыми кремнистыми алевролитами, мелкозернистыми граувакковыми песчаниками и разнообразными кремнистыми породами, которые обладают рядом характерных особенностей турбидитов.

На этом преобладающем кремнисто-алевролитовом фоне отчетливо выделяются три субширотные зоны меланжа: одна в хр. Дзолен и две в хр. Гурбан-Сайхан. Зоны меланжа шириной 5–15 км представляют собой гигантские тектонические брекчии, сцементированные развальцованными серпентинитовыми сланцами. Все три зоны меланжа построены примерно однотипно. Структурно они распадаются на три серии тектонических пластин, залегающих одна над другой.

Нижние тектонические пластины сложены, как правило, гипербазитами и габброидами.

Гипербазиты представлены либо серпентинитовым меланжем, либо целиковыми пластинами. Целиковые участки гипербазитов сложены в той или иной мере серпентинизированными гипербазитами: перидотитами, гарцбургитами, верлитами, иногда дунитами и лерцолитами; часто в них наблюдается расслоенность. В ряде мест видно, что гипербазиты постепенно вверх сменяются меланократовыми пироксеновыми габбро, альбитизированными и амфиболизированными. Для габбро приме-



Р и с. 4. Геологическая карта района горы Эрдэни-Ула

1 — юрско-меловые континентальные отложения; 2 — условно верхнеюрские кислые эффузивы; 3 — ниже-среднедевонские морские карбонатно-вулканогенные образования; 4–6 — вендско-нижнекембрийские офиолиты: 4 — толща основных подушечных лав и сланцев, 5 — габбро, 6 — серпентиниты и серпентинитовый меланж; 7 — разломы

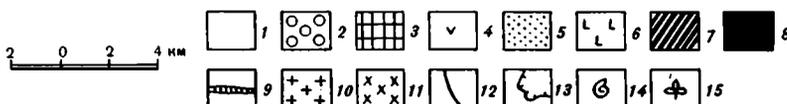
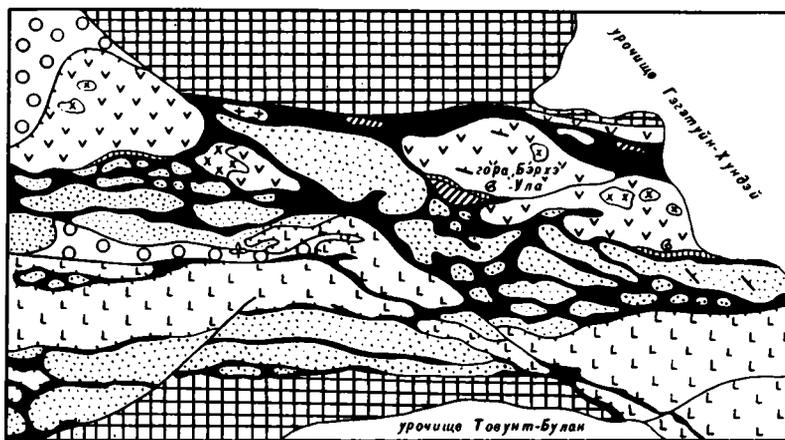
чательны такситовые структуры и большая неравновесность состава, что свидетельствует скорее об их метасоматическом происхождении.

Наиболее сложно построены средние тектонические пластины. В хр. Дзолен они состоят из карбонатно-терригенных и терригенных, часто флишеоидных отложений нижнего — среднего девона, включающих олистростромы. В хр. Гурбан-Сайхан аналогичные структуры выражены в двух толщах с одинаковой по возрасту фауной раннего девона (рис. 5). Одна из этих толщ (бэрхинская свита) состоит в основном из подушечных лав базальтового или андезито-базальтового состава, среди которых заключены горизонты граувакк, флишеподобных кремнистых алевролитов и песчаников, а также яшм. В прекрасных обнажениях на южном склоне горы Бэрхэ-Ула видно четкое налегание бэрхинской свиты на гипербазиты; в основании толщи подушечных лав располагается горизонт базальных брекчий и офикальцитов. Другая толща имеет сероцветный флишеоидный облик.

Верхние тектонические пластины вновь состоят из серпентинитов и габбро, над которыми располагаются зеленокаменные образования. Среди них распознаются альбитизированные диабазы и спилиты, красные яшмы с радиолариями ордовикского облика, кремнистые сланцы, гиалокластические туфы и кремнистые алевролиты. По химическому составу диабазы и спилиты принадлежат к толеитовой серии, отличаясь невысоким содержанием K_2O (0,16–0,20 вес. %).

От хребтов Дзолен и Гурбан-Сайхан выходы офиолитов прослеживаются далеко на запад и на восток, но при этом их разрезы приобретают сильно фрагментарный характер. В этих районах офиолиты в основном слагают одну или две тектонические пластины. Типичным примером этого является Шилийнүльский покров в Заалтайском Гоби. Он представлен вулканогенно-кремнистой толщей с верхне-силурийско-нижнедевонскими органическими остатками, тектонически перекрывающей нижнемезозойские континентальные терригенные флороносные молассы, причем в основании покрова всюду прослеживается типичный серпентинитовый меланж, полого падающий на север. Этот покров свидетельствует о перемещении аллохтона в юрское время с севера на юг.

К востоку от хребтов Дзолен и Гурбан-Сайхан среднепалеозойские офиолиты представлены в основном сравнительно небольшими выходами офиолитового меланжа или протрузиями серпентинитов, расположенными среди обширных полей средне- и верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных образований (районы сомов Манлай и Мандах).



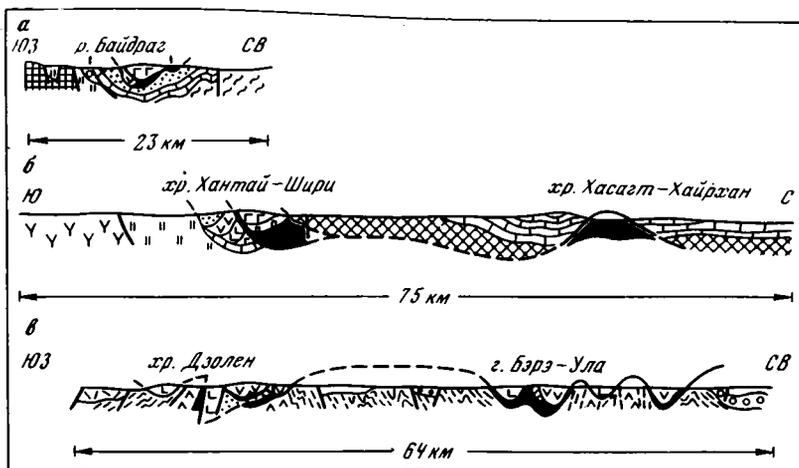
Р и с. 5. Геологическая карта района горы Берхэ-Ула в хр. Гурбан-Сайхан. Составили Л.П. Зоненшайн, Б.В. Баранов, О. Томуртоогоо, Г. Ээнжин

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — нижнекаменноугольные прибрежно-морские отложения; 3–5 — раннедевонские образования: 3 — толща кремнистых алевролитов, 4 — бэрхинская свита, 5 — хуббулакская свита; 6–8 — офиолитовый комплекс: 6 — зеленосланцевая толща, 7 — серпентиниты, 8 — серпентинитовый меланж; 9 — горизонт брекчий и офикальцитов в основании бэрхинской свиты; 10 — гранодиориты; 11 — габброиды; 12 — разломы крутые; 13 — надвиги и покровы; 14 — местонахождение фаунистических остатков; 15 — местонахождение растительных остатков

Наиболее молодые, верхнепалеозойские офиолиты развиты в Монголии только в узкой Солонкерской зоне, на пограничной с КНР территории [14]. Офиолиты выделяются здесь по типичной ассоциации гипербазитов, габбро, лав основного состава и кремнисто-сланцевых отложений, содержащих каменноугольную фауну. Среди гипербазитов различаются перидотиты и вебстериты, а среди лав — зеленокаменноизмененные спилиты и диабазы. Гипербазиты, по-видимому, принадлежат к слабо дифференцированной серии. Офиолиты Солонкерской зоны далеко прослеживаются за пределы Монголии, уходя на запад и восток на территорию Китая.

Итак, в полных разрезах офиолитовых комплексов Монголии в их основании всюду залегают ультрабазиты, которые выше сменяются сначала пироксенитами и габбро, а затем толщами подушечных лав основного состава и стратиграфически связанных с ними существенно кремнистых отложений. Ультрабазиты при этом слагают сильно деформированное и измененное основание, часто превращенное в серпентинитовый меланж. Пироксениты и габбро резко отличаются от гипербазитов как по степени деформации, так и по химическому составу. Вышележащие подушечные лавы всегда тесно связаны с габбро-пироксенитовыми слоями, что хорошо видно в тех полных разрезах, в которых присутствуют дайковые серии. По химическому составу лавы и диабазовые дайки дайковых серий аналогичны океаническим толеитам.

Что касается современной структурной позиции офиолитов в строении складчатых сооружений Монголии, то наиболее часто они находятся в аллохтонном залегании (рис. 6) и тектонически перекрывают либо более молодые миогеосинклинальные комплексы (Баянхонгорская, Керуленская и Джидинская зоны), либо одновозрастные эвгеосинклинальные комплексы (Озерная и Южно-Монгольская зоны). Однако имеются и такие районы, как например хр. Хасагт-Хайрхан к северу от Озерной зоны, где офиолиты слагают автохтон для эпиконтинентального вулканогенно-карбонатного комплекса. Во всех зонах офиолиты сопровождаются серпентинитовым меланжем и олистостромами. Все это свидетельствует о значитель-



Р и с. 6. Поперечные геологические профили через Байанхонгорскую (а), Озерную (б) и Южно-Монгольскую (в) зоны

Условные обозначения те же, что и на рис. 2, 3 и 5

ном горизонтальном тектоническом перемещении блоков земной коры складчатых сооружений Монголии в отдельные моменты геологического прошлого.

Широкое распространение офиолитов в разновозрастных складчатых сооружениях Монголии, их залегание в виде шарьированных тектонических пластин, доказанное сходство разрезов офиолитов с разрезами океанической коры — все это позволяет во многом по-новому подойти к интерпретации тектонической истории Монголии.

Как известно, в Геологическом институте АН СССР под редакцией А.В. Пейве и А.Л. Яншина составлена Тектоническая карта Северной Евразии [10], в которую в качестве составной части вошла и территория Монголии. Основной смысл принципов легенды этой карты сводится к следующему. Офиолиты маркируют собой следы прежних океанических бассейнов, о размерах которых судить бывает трудно, но которые, несомненно, были неизмеримо больше современных выходов офиолитов. В то же время в современной структуре складчатые зоны подстилаются корой континентального типа. Следовательно, континентальная кора в их пределах возникла за счет океанической.

В развитии складчатых сооружений выделяются три стадии: первая, или океаническая, когда существуют океанические бассейны и формируется океаническая кора; вторая, или переходная, в течение которой на окраинах океанических бассейнов возникают системы островных дуг, океаническая кора начинает преобразовываться в континентальную и возникают ядра гранитно-метаморфического слоя, и третья, континентальная, отмеченная развитием континентальных вулканоплутонических комплексов, в том числе калиевых гранитов. Последняя наступает после того, как в результате горизонтальных движений прежние континентальные массивы, микроконтиненты и ядра гранитно-метаморфического слоя, возникшие за счет преобразования океанической коры, скучиваются в единую массу, обладающую характерной для континентальной коры однородностью и расслоенностью на отдельные горизонты.

В пределах территории Монголии обособливаются крупные блоки, земная кора которых была образована в различное время и каждый из которых прошел отмеченные выше стадии. Выделяются четыре этапа формирования земной коры Монголии: 1) докембрийский, допозднерифейский; 2) раннепалеозойский, заканчивающийся в девоне; 3) позднепалеозойский и 4) раннемезозойский (см. рис. 1).

Блоки с докембрийской континентальной корой — Хубсугульский, Центрально-Монгольский и другие более мелкие — развиты преимущественно на севере стра-

ны. Они образуют те первичные ядра континентальной коры, которые в последующем наращивались за счет причленения вновь созданных Участков коры. История их развития на протяжении докембрия еще далеко не ясна, можно лишь с определенной уверенностью говорить о том, что континентальная кора в их пределах была создана к периоду времени 1500—1000 млн. лет. В конце докембрия значительные части докембрийских континентальных блоков подвергались раскальванию (рифтингу); сархойская и дзабханская свиты, сложенные сериями контрастных вулканитов, являются "свидетелями" рифтообразования. В дальнейшем в позднем докембрии и раннем кембрии докембрийские континентальные блоки подстилали в ряде мест (Прихубсугулье, Цаганоломская зона) пассивную континентальную окраину, на которой накапливались карбонатные осадки, включающие известные залежи фосфоритов Прихубсугулья.

Области с раннепалеозойской континентальной корой охватывают Северную Монголию. Развитые на этой территории девонские континентальные вулканоплутонические комплексы и массивы калиевых гранитоидов указывают на то, что в девоне на месте Северной Монголии была сформирована кора континентального типа. До этого времени, начиная с конца докембрия и до ордовика, а местами раннего силура включительно, реконструируется сложная история этой области. Позднедокембрийско-раннекембрийские офиолиты, широко распространенные в Озерной зоне Западной Монголии, в хр. Хан-Тайшир и по южному обрамлению Долины озер, в Баянхонгорской зоне Центральной Монголии и в Джидинской зоне на севере страны, позволяют говорить о том, что блоки с докембрийской континентальной корой были обрамлены типичными океаническими бассейнами. По крайней мере частично они возникли за счет раскальвания и раздвижения докембрийского континентального основания. Можно предполагать, что размеры этих бассейнов, хотя бы некоторых из них, в особенности маркируемого офиолитами Озерной зоны, были достаточно обширны. На это указывает прежде всего существование пассивной континентальной окраины с мощной призмой осадков, которая появляется только при достаточно большом раскрытии океанов, близком к современной Атлантике. Об этом свидетельствуют и глобальные реконструкции, позволяющие наметить по каледонским офиолитам Азии позднедокембрийско-раннепалеозойский Палео-Азиатский океан, разделявший Сибирский и Китайский континенты [3]. На протяжении кембрия происходило постепенное закрытие океанических бассейнов в процессе возникновения систем островных дуг вблизи континентальной окраины. Особенно следует отметить события во второй половине кембрия, когда в ходе сближения и столкновения отдельных континентальных блоков Северной и Центральной Монголии происходило скучивание как сиалических масс, так и океанической коры, сопровождавшиеся либо надвиганием континентальных окраин на океанические бассейны, как по краю Озерной зоны (хребты Хасагт-Хайрхан, Хан-Тайшир) или по краю Джидинской зоны, либо обдуцированием офиолитовых покровов на континентальные блоки, как в Баян-Хонгорской зоне. В результате, в пределах континентальных окраин и смежных частей океанических бассейнов внедрялись крупные гранодиоритовые батолиты (тэлминский комплекс) и проявился высокотемпературный метаморфизм. Возникли новые участки гранитно-метаморфического слоя. Сходные процессы были свойственны Монгольскому Алтаю только в более позднее время — в силуре. К девону все разобщенные блоки более древней континентальной коры и вновь образованные гранитно-метаморфические участки спаялись в единую континентальную массу, причленившуюся к Сибирскому континенту.

Области с позднепалеозойской континентальной корой включают большую часть герцинских складчатых сооружений Южной Монголии. Офиолитовые комплексы имеют, по-видимому, возраст от ордовика до начала девона. Они представляют собой остатки коры среднепалеозойского океана Палеотетис, отделявшего северные материка от Китайского континента и от Гондваны. Формирование земной коры Южной Монголии происходило в результате взаимодействия Сибирского континента с Палеотетисом. Мы не знаем предистории Палеотетиса: существовал ли он уже в начале палеозоя или был создан в ходе раздвижения континентальных

блоков в ордовике и силуре. Существенно, что в девоне по краю Палеотетиса может быть реконструирована островная дуга: андезит-базальтовые толщи и кремнисто-терригенные накопления нижнего – среднего девона, протягивающиеся по простиранию всей осевой части Южно-Монгольской зоны, являются остатками как самой вулканической дуги, так и ее склона к глубоководному желобу и окраинного моря. В конце девона произошло столкновение континентального массива Северной Монголии с этой островной дугой. В результате офиолитовые пластины, отторженные от океанического ложа, были шарьированы на комплексы дуги. Продвижение шарьяжей сопровождалось образованием олистостром. В это время были выплавлены первые гранитоидные интрузии, прошел также высокотемпературный метаморфизм, т.е. началось образование гранитно-метаморфического слоя. В раннем карбоне либо продолжалось развитие прежней девонской, вулканической дуги, либо возникла новая. Обширный пояс раннекаменноугольных эффузивов, частично подводных, частично субаэральных, сопровождающихся прибрежно-морскими песчано-алевролитами и черносланцевыми осадками, прослеживается практически через всю Южную Монголию. К нему приурочены крупные гранит-гранодиоритовые батолиты. В это время, очевидно, происходило дальнейшее наращивание гранитно-метаморфического слоя, зародыши которого возникли во второй половине девона. Перед поздним карбоном продолжающееся сближение северного континента с гранитно-метаморфическими ядрами островных дуг привело к складчатости и образованию новых участков континентальной коры на месте Южно-Монгольской зоны.

В позднем палеозое подавляющая часть территории Монголии имела уже континентальное основание и составляла единое целое с Сибирским континентом. Только на крайнем юге в Солонкерской зоне, прослеживающейся во Внутреннюю Монголию, присутствуют в виде развитых там офиолитов реликты океана Палеотетис. Примечательно, что на краю континента, прилегающего к Палеотетису, в позднем палеозое возник обширный вулканоплутонический пояс, протягивающийся через всю территорию Монголии. Он подробно был охарактеризован А.А. Моссаковским [8], а его вулканизм изучен сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции. По аналогии с современным Андийским вулканическим поясом можно предполагать, что позднепалеозойский вулканический пояс Южной Монголии возник в связи с надвиганием Сибирского континента (вместе с его наращенным монгольским обрамлением) на Палеотетис. Вероятно, в начале мезозоя – в триасе произошло полное закрытие Палеотетиса и столкновение Сибирского континента с Китайским континентом. Проявления раннекиммерийской складчатости в Солонкерской зоне и выявленные совсем недавно раннемезозойские шарьяжи в Заалтайской Гоби были обусловлены, очевидно, столкновением этих континентов. К этому времени на всей площади Монголии была сформирована земная кора континентального типа и практически только с этого времени можно говорить о существовании единого Евразийского континента (правда, не включавшего еще Индию). Более поздняя история тектонического развития Монголии была связана уже с взаимодействием Евразийского континента с Тихим океаном.

Заключение

1. В Монголии широко представлена типичная офиолитовая ассоциация, как и в других складчатых сооружениях, являющаяся остатками океанической коры геологического прошлого.
2. Эта ассоциация находится всегда или почти всегда в аллохтонном залегании, указывая тем самым на значительное тектоническое сближение и, следовательно, на крупные горизонтальные перемещения.
3. Формирование континентальной земной коры Монголии происходило как в результате преобразования земной коры прежних океанов, маркируемых разновозрастными офиолитами, так и в ходе спаивания блоков более ранней континентальной коры.

4. В становлении континентальной земной коры Монголии было по крайней мере четыре этапа: докембрийский, раннепалеозойский, позднепалеозойский и ранне-мезозойский.

5. Главным в анализе развития складчатых сооружений должен быть подход с мобилистских позиций и с точки зрения актуалистической интерпретации геологических комплексов. Такой новый анализ открывает, несомненно, и новые пути металлогенического анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Зоненшайн Л.П.* Офиолиты Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
2. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
4. *Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г.* Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен. — Геотектоника, 1975, № 4.
5. *Ильин А.В., Кудрявцев Г.А.* Возраст, характер размещения и вероятная тектоническая интерпретация гипербазитов юга Сибири — севера Монголии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, 48 (5).
6. *Луvsанданзан Б.* Пластовые интрузии основных и ультраосновных пород района горы Эрдэнь в Монгольском Алтае. — Тр. Комитета наук, 1956, № 1 (Улан-Батор).
7. *Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П.* О гипербазитах Шишхидгольского массива (МНР). — Геол. и геофиз. 1976, № 11.
8. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 268.
9. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
10. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. — Геотектоника, 1976, № 5.
11. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинали процесса. — Сов. геология, 1972, № 12.
12. *Суетенко О.Д.* Строение герцинского эвгеосинклинали прогиба Юго-Восточной Монголии. — Геотектоника, 1973, № 3.
13. Тектоника Монгольской Народной Республики (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 9). М.: Наука, 1974.
14. *Хасин Р.А., Храпов А.А.* Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. — Докл. АН СССР, 1965, 165, № 4.

**АЛЬПИНОТИПНЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ МОНГОЛИИ
И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

В последние годы усилиями монгольских геологов при помощи геологов Советского Союза и других социалистических стран достигнуты существенные успехи в изучении геологического строения территории МНР и ее полезных ископаемых. Значительный прогресс, в частности, достигнут в области магматической геологии и в том числе в изучении ультраосновного магматизма. Проводившиеся на протяжении последних десяти лет тематические исследования сотрудниками Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции свидетельствуют о широком проявлении ультраосновного магматизма, в связи с чем возможно выделение новой монгольской гипербазитовой провинции. Это имеет большое значение как в области теоретической геологии, поскольку исследование альпинотипных гипербазитов позволяет заглянуть в подкоровые глубины Земли, так и в практическом плане, так как известно, что с этими породами генетически и парагенетически связан целый комплекс весьма ценных полезных ископаемых.

Многие десятки гипербазитовых массивов и мелких серпентинитовых линз, слагающих протяженные гипербазитовые пояса, установлены сейчас во всех разновозрастных складчатых структурах МНР — от древних докембрийских и до позднергерцинских включительно (рисунок). Из 13 известных в настоящее время гипербазитовых поясов 9 расположено среди раннекаледонских складчатых структур и в пределах выступов позднерифейского и более древнего основания в каледонидах (Сангилено-Хубсугульский, Ундэршилинский, Ихэ-Богдинский, Баянхонгорский, Дзабханский, Толбонурский, Керуленский, Эгийнгольский, Цаганшибитинский). Остальные пояса прослеживаются среди герцинид (Баянлэгский, Гобийский, Солонкерский). При дальнейших геологических исследованиях могут быть открыты новые ультраосновные массивы и протяженность гипербазитовых поясов будет увеличена. Например, недавно обнаружен крупный Алагульский массив в хр. Ихэ-Дариви-Нуру.

Ультраосновные массивы, формирующие гипербазитовые пояса, сопряжены с зонами крупных глубинных разломов и оперяющих их тектонических нарушений. В раннекаледонских и более древних складчатых комплексах гипербазитовые пояса чаще всего трассируют разломы, разграничивающие разновозрастные складчатые комплексы. В этих случаях ультраосновные массивы локализируются в узких шовных структурах, сложенных породами, типичными для офиолитовых серий. Подобное структурное положение занимают гипербазитовые пояса Ундуршилинский, Ихэ-Богдинский, Баянхонгорский. Нередко гипербазитовые пояса в ранних каледонидах располагаются внутри геосинклинальных систем, маркируя разломы, отделяющие различные структурно-фациальные зоны. Гипербазитовые массивы в данной структурной обстановке концентрируются главным образом по краям эвгеосинклинальных прогибов, в зонах флексурных перегибов к геоантиклинальным поднятиям и пространственно связаны с толщами основных вулканитов и кремнистых отложений (Дзабханский пояс).

Разрывные нарушения, контролирующие размещение ультраосновных массивов и гипербазитовых поясов в каледонских складчатых структурах, почти повсеместно имеют крутое падение. Расположенные вдоль них ультраосновные массивы в контактовых зонах интенсивно рассланцованы часто до состояния серпентинитовых сланцев. Мелкие тела подверглись развальцеванию и будинажу с образованием серий кулисно расположенных линз или узких серпентинитовых лент. В них можно встретить конгломератовидную, линзо- и четковидную формы отдельности (Тай-

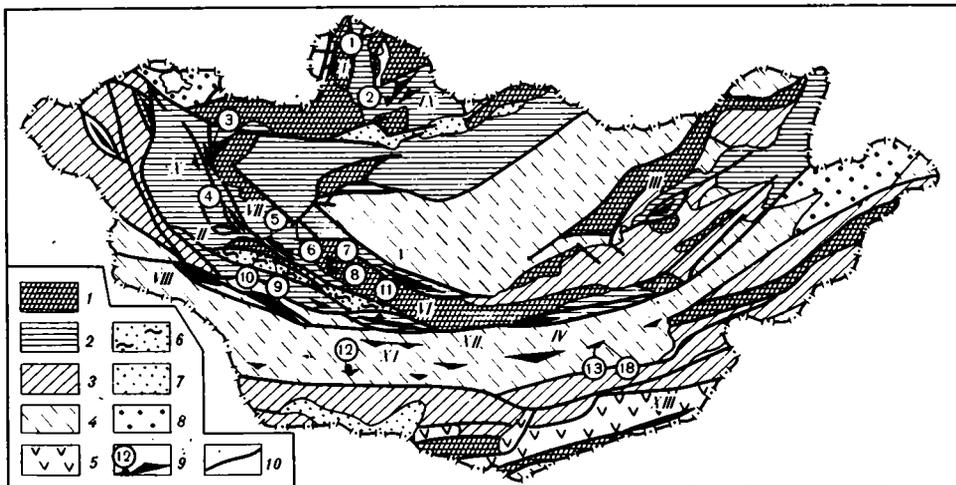


Схема расположения гипербазитовых поясов и отдельных массивов в тектонических структурах Монголии

1 — выступы позднегерцинского основания, переработанные палеозойскими движениями; 2–5 — геосинклинальные комплексы: 2 — раннекаледонские, 3 — позднекаледонские, 4 — раннегерцинские, 5 — позднегерцинские; 6–7 — орогенные комплексы: 6 — эпикаледонские, 7 — эпигерцинские; 8 — позднепалеозойские — мезокайнозойские впадины, выполненные молассами; 9 — гипербазитовые пояса и массивы; 10 — разломы. Гипербазитовые пояса: I — Сангилено-Хубсугульский, II — Ихэ-Дарибский, III — Керуленский, IV — Ундуршилинский, V — Баянхонгорский, VI — Ихэ-Богдинский, VII — Дзабханский, VIII — Толбонурский, IX — Эгийнгольский, X — Цаганшибитинский, XI — Баянлэгский, XII — Гобийский, XIII — Солонкерский. Гипербазитовые массивы: 1 — Шишхидгольский, 2 — Эгийнгольский, 3 — Хутульский, 4 — Улийндабанский, 5 — Тайширинский, 6 — Наранский, 7 — Эрдэнэулинский I, 8 — Эрдэнэулинский II, 9 — Цагангольский, 10 — Найтуринский, 11 — Их-Ходжумский, 12 — Ногонцавский, 13 — Ульдзуту-Тологойский, 14 — Хашату-Тологойский, 15 — Манлайский, 16 — Улахидский, 17 — Герчулуулинский, 18 — Харатульский

ширинский и другие массивы). Все эти последствия динамометаморфизма возникли в результате субвертикальных и сдвиговых горизонтальных перемещений гипербазитовых массивов. Горизонтальные движения покровного типа встречаются крайне редко и характеризуются небольшой амплитудой перемещения. Они осуществляются по пологим надвигам, сопряженным с главными крутопадающими разломами (Хутульский массив).

Гипербазитовые пояса, располагающиеся в герцинских складчатых структурах Монголии, занимают внутригеосинклинальное положение. Они также трассируют крупные разрывные нарушения и ассоциируют с кремнисто-вулканогенными толщами, типичными для ранних стадий развития эвгеосинклиналей. Ультраосновные массивы, формирующие пояса, отличаются небольшими размерами и обычно представлены мелкими линзами и узкими лентами серпентинитов, местами густо насыщенными блоками пород вмещающих толщ, а также ассоциирующих с гипербазитами габброидов и родственных гипербазитам метасоматитов. Характерно, что в пределах отдельных поясов гипербазитовые массивы размещаются чаще всего на одном стратиграфическом уровне. Как показано Л.П. Зоненшайном [3], для Баянлэгского гипербазитового пояса этот уровень отвечает силуру, для наиболее протяженного Гобийского пояса — нижнему девону, а для Солонкерского — нижнему карбону. Вместе с тем известны факты последующего тектонического перемещения гипербазитовых массивов на более высокие стратиграфические уровни. Например, на западном фланге Гобийского пояса Ногонцавский ультраосновной массив в виде классической протрузии пронизывает почти горизонтально залегающие красочетные отложения верхнего мела, которые на контакте с гипербазитами приобретают крутое (до вертикального) падение. В отличие от гипербазитовых массивов в каледонидах, ультраосновные массивы, располагающиеся в герцинских структурах, вероятно, вследствие небольших размеров, обычно сильнее тектонизирова-

ны, а слагающие их ультраосновные породы подверглись более интенсивным последующим метасоматическим изменениям. Как уже отмечалось, в них значительно чаще встречаются участки, где пластины серпентинитов содержат разновеликие блоки вмещающих вулканогенных и кремнистых пород, пироксенитов, лиственитов, а также более поздних интрузий габброидов и, возникших за счет них, родингитов. В толщах герцинид, вмещающих гипербазиты, чаще, чем в каледонских структурах, фиксируются пологопадающие тектонические нарушения типа надвигов. Наличие последних, по-видимому, объясняется тем, что в этих районах обнажаются крупные разрывные структуры более высоких уровней, где, вследствие меньшего литостатического давления, шире проявились сопряженные с главными разломами пологопадающие нарушения. Некоторые исследователи [4, 13] отмечают в районах Южной Монголии шарьяжные покровы с горизонтами серпентинитового меланжа в основании. Пока нет уверенных данных о наличии здесь крупных горизонтальных перемещений гипербазитовых пластин, поскольку последние не выходят за пределы одних и тех же разновозрастных вмещающих толщ и тесно связаны с глубинными крутопадающими разломами, а среди обломочного материала меланжа отсутствуют породы, чуждые ближайшему окружению. Поэтому блоки вулканогенных и кремнистых пород, присутствующие в серпентинитах, можно интерпретировать и как обломки раздробленной рамы, захваченные серпентинитовым веществом при его тектоническом внедрении (протрузии). Это тем более вероятно, что за очень редким исключением тектонические контакты, ограничивающие тела гипербазитов, оказываются крутыми.

В последнее время выполнен значительный объем работ по изучению вещественного состава гипербазитовых массивов МНР, ассоциирующих с ними габброидов, различных метаморфических и метасоматических пород, образующихся по гипербазитам, а также вмещающих гипербазитовые массивы осадочных, вулканогенных и метаморфических пород. Наряду с петрографическими исследованиями значительное внимание уделялось изучению пороодообразующих минералов.

Гипербазитовые массивы слагают следующие главные типы пород: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, вебстериты, диопсидиты, энстатититы, различные по минеральному составу серпентиниты. Среди продуктов гидротермальной переработки ультраосновных пород выделяются листвениты, талькиты, тальк-карбонатные породы, тремолититы, апогипербазитовые кремнистые породы и др. Габброидные интрузивы, прорывающие гипербазиты, представлены габбро и габбро-норитами, обычно не содержащими оливин.

Распределение различных типов ультраосновных и основных пород, а также продуктов их изменения показано в табл. 1, 2. Из таблиц видно, что практически во всех массивах, залегающих как в каледонских, так и в герцинских структурах, преобладают серпентиниты, в то время как несерпентинизированные и слабо серпентинизированные породы играют в них подчиненную роль. Некоторые крупные массивы, например Хутульский, почти полностью сложены серпентинитами. Что касается небольших тел, которые особенно широко распространены в герцинских структурах, то почти все они полностью сложены серпентинитами. Во многих случаях по реликтовым структурам и минералам реставрируется первичный состав ультраосновных пород, по которым образовались серпентиниты. На этом основании выделены аподунитовые, апогарцбургитовые и аполерцолитовые серпентиниты. По минеральному составу выделяются лизардитовые, лизардит-антигоритовые, лизардит-хризотилитовые и антигоритовые разновидности серпентинитов. Преобладают серпентиниты смешанных типов. Однородные лизардитовые серпентиниты в значительном объеме обнаружены в Наранском и Улиндабанском массивах, в Шихидгольском и Их-Ходжумском массивах распространены антигоритовые серпентиниты.

Гарцбургиты в пределах многих массивов слагают лишь небольшие участки, однако, судя по распространенности апогарцбургитовых серпентинитов, они преобладали почти во всех массивах. Наиболее крупные поля гарцбургитов и их слабо серпентинизированных разновидностей известны в пределах Наранского и Эгийгольско-

Таблица 1

Характеристика гипербазитовых массивов, расположенных в каледонских структурах

Массив	Площадь (в км ²), размер (в км)	Преобладаю- щие породы	Второстепенные породы	Метасоматиты, гидротермали- ты	Полезные ископае- мые	Сопряженные интрузивы
Шишид- гольский	200	Дуниты, серпен- тиниты антиго- ритовые, реже лизардит-анти- гортитовые и лизардитовые	Гарцбургиты, вто- ричные дуниты, верлиты, клино- пироксениты, лер- цолиты	Тальк-оливи- новые, амфи- бол-тальк-оли- виновые, тальк-карбо- натные поро- ды	Тальки- ты, хро- миты	Габбро, граниты
Эгийнгол- ский	4—5х22	Серпентиниты лизардитовые, реже антигори- товые и анти- гортит-лизарди- товые	Гарцбургиты, час- то с клинопирок- сеном, лерцолиты, пироксениты, дуниты	Листвениты	Хризотил- асбест, магнетиты	Граниты
Хутуль- ский	100	Серпентиниты антигортит-ли- зардитовые и антигортитовые	Гарцбургиты сер- пентинизирован- ные, энстатиты, дуниты	Кварц-карбо- натные, тальк- карбонатные породы	Хризотил- асбест, хромиты	Габбро
Улийнда- банский	16	Серпентиниты лизардитовые и апогарцбург- итовые	Серпентиниты лизардитовые и апогарцбург- итовые, гарцбург- иты серпенти- низированные	—	—	Граниты
Тайширин- ский	100	Серпентиниты антигортит-ли- зардитовые, лизардит-ан- тигортитовые	Серпентиниты антигортитовые, лизардитовые, хризотил-ан- тигортит-лизарди- товые; гарцбург- иты и лерцолиты серпентинизи- рованные; веб- стериты, энста- титы, бронзиты	—	Хризотил- асбест, хромиты	Габбро, час- то кварцсо- держашие, плагиогран- иты
Наранский	2—5,5х18	Серпентиниты лизардитовые, реже антиго- рит-лизардито- вые и антигори- товые	Гарцбургиты, лерцолиты, вторичные ду- ниты, вебстери- ты, диопсидиты, дуниты	Тремолититы, родингиты, листвениты	Магнези- ты, хро- миты	Габбро-но- риты, габ- бро
Эрдэнзу- линский I	1,7х10	Серпентиниты лизардитовые и аполерцолито- вые	Лерцолиты и гарцбургиты серпентинизи- рованные	Кварц-карбо- натные и тальк- карбонатные по- роды, родингиты	—	—
Эрдэнзу- линский II	1,5х7	То же	Серпентиниты антигортитовые; лерцолиты серпен- тинизированные	—	—	—
Цагангол- ский	0,5х2,5	Серпентиниты антигортитовые и апогарцбург- итовые	—	Тальк-карбо- натные и кварц-карбо- натные поро- ды, родингиты	Талькиты	—
Найтурин- ский	1х5	Серпентиниты лизардитовые и апогарцбург- итовые	Серпентиниты лизардит-анти- гортитовые и антигортитовые	Родингиты	—	Габбро
Их-Ход- жумский	20	Серпентиниты антигортитовые и апогарцбург- итовые	Серпентиниты ли- зардитовые, анти- гортит-лизардито- вые; дуниты, в том числе вторичные	Тальк-карбо- натные, кварц-карбо- натные поро- ды	Хризотил- асбест, хромиты	То же

Таблица 2

Характеристика гипербазитовых массивов, расположенных в герцинских структурах

Массив	Размер (в км)	Преобладающие породы	Второстепенные породы	Метасоматиты, гидротермалиты	Полезные ископаемые	Сопряженные интрузивы
Ногонцаэ-ский	0,4x7	Серпентиниты лизардитовые	Лерцолиты серпентинизированные	Листвениты, бирбириты	Гипсы	Дайки метагаббро
Ульдзуту-Тологойский	—	Серпентиниты антигорит-лизардитовые и апогарцбургитовые	—	—	—	—
Хашат-Худук-ский	—	То же	—	—	—	—
Манлайский	—	—	—	—	—	—
Улахидский	2—2,5x x10	Серпентиниты лизардитовые, лизардит-антигоритовые, антигоритовые, апогарцбургитовые	Серпентиниты аподунитовые, лизардитовые и антигоритовые	Карбонатизация серпентинитов, листвениты, бирбириты	Магнезиты, хромиты	—
Герчуулин-ский	—	Серпентиниты антигорит-лизардитовые	Серпентиниты антигоритовые и лизардитовые	Карбонатизация, оталькование серпентинитов	—	—
Харатуль-ский	0,5x2,3	Серпентиниты лизардитовые и аподунитовые	Пироксениты	Карбонатизация серпентинитов	—	Штоки габбро

го массивов. В составе гарцбургитов оливин обычно преобладает над ортопироксеном. Помимо этих двух минералов местами присутствуют единичные зерна клинопироксена.

Лерцолиты встречаются в массивах гораздо реже гарцбургитов. Они слагают относительно небольшие участки среди гарцбургитов и апогарцбургитовых серпентинитов. Наиболее крупные поля этих пород обнаружены в Тайширинском, Наранском и Эрдэнэулинском I массивах. Для лерцолитов также характерно преобладание оливина над пироксенами.

Дуниты пользуются ограниченным распространением, нередко перемежаясь с участками гарцбургитов и лерцолитов. В значительном объеме эти породы развиты в Шишхидгольском [7] и Эгийнгольском массивах. В зонах переходов от перидотитов к дунитам последние обогащаются пироксенами.

На основании детальных исследований впервые для территории МНР выявлены вторичные дуниты в пределах Шишхидгольского и Наранского массивов [1, 7]. Образование этих пород связано с воздействием на серпентинизированные гипербазиты более поздних интрузий. Оливин вторичных дунитов характеризуется рядом специфических черт, в частности очень низкой железистостью [1, 5].

Верлиты распространены в Шишхидгольском и Их-Ходжумском массивах и приурочены к участкам перехода от пироксенитовых зон к серпентинитам и дунитам. В последнее время верлиты, в том числе плагиоклазсодержащие, обнаружены в массивах Баян-Хонгорского пояса. Не исключено, что верлиты имеют ту же природу, что и рассмотренные ниже пироксениты.

Пироксениты встречаются во многих гипербазитовых массивах, однако широко они развиты лишь в трех наиболее крупных массивах, залегающих в каледонидах — Шишхидгольском, Наранском и Тайширинском. С первыми двумя массивами пространственно сопряжены более поздние крупные тела габброидов. Пиро-

ксениты слагают различные по мощности зоны и участки, приуроченные к контакту гипербазитов с интрузивами габброидов. Кроме того, пироксениты образуют различные по мощности полосы и жилы, приуроченные к структурно ослабленным зонам внутри гипербазитовых массивов. Среди пироксенитов более распространены вебстериты и диопсидиты. Реже, главным образом во внутренних частях массивов, встречаются энстатиты. В некоторых случаях пироксениты содержат примесь оливина, образуя переходные разности к верлитам и перцолитам. Следует отметить, что в небольших телах гипербазитов, залегающих в герцинских структурах, среди пироксенитов преобладают диопсидиты.

Ультраосновные породы многих массивов подверглись гидротермальным изменениям. Помимо серпентинизации, здесь широко проявились карбонатизация, окварцевание, оталькование и амфиболизация. Как правило, участки гидротермальной переработки приурочены к разломам, ограничивающим гипербазитовые массивы, либо рассекающим их в различных направлениях. Важнейшими агентами гидротермальной переработки гипербазитов, очевидно, были гидротермы, генерированные более поздними интрузивами габброидов и гранитоидов. На ряде массивов обнаружены коры выветривания, имеющие силицифицированный профиль. Конечными продуктами химического выветривания гипербазитов являются бирбириты. Местами в корях выветривания присутствуют магнезиты. Не исключено, что при дальнейших более детальных исследованиях могут быть обнаружены коры выветривания нонтронитового профиля, продуктивные на силикатный никель. С многими гипербазитовыми массивами, как уже отмечалось, пространственно связаны, но обычно уступают им по размерам, интрузивы габброидов. Наиболее крупные из них отмечаются в Шишхидгольском, Наранском и Их-Ходжумском массивах. По ряду признаков, в частности, по находкам ксенолитов гипербазитов в габброидах и наличию приконтактовых реакционных зон пироксенитов, установлено более позднее внедрение габброидов по отношению к гипербазитам и активное воздействие габброидной магмы на последние. В большинстве тел габброиды представлены двумя главными разновидностями — габбро-норитами и габбро, иногда содержащими амфибол. В небольших штоках, жилах и дайках преобладают офитовые разности мелкозернистых габбро. Характерно, что оливин в габброидах нигде не наблюдается. Во многих случаях габброиды подверглись амфиболизации и другим эпигенетическим изменениям. Местами они превращены в родингиты.

Первичные породообразующие минералы гипербазитовых массивов представлены оливином, ортопироксеном, клинопироксеном и аксессуарным хромшпинелидом. Из вторичных минералов присутствуют лизардит, антигорит, хризотил, тальк, тремолит, магнетит и др. В габброидных породах главными первичными минералами являются ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, в качестве аксессуариев встречаются магнетит, сфен. Вторичные минералы габброидов — актинолит, пренит, эпидот и др. В настоящее время наиболее детально изучен состав первичных минералов гипербазитов и габброидов. Важнейшие характеристики состава минералов приведены в табл. 3, в которой обобщены данные химических и рентгено-спектральных анализов 168 проб породообразующих минералов. Анализ этой таблицы приводит к следующим основным выводам.

Железистость оливинов последовательно возрастает от дунитов к гарцбургитам, перцолитам и верлитам. Обращает внимание резко пониженная железистость оливинов из вторичных дунитов. В оливинах из первичных дунитов и гарцбургитов некоторых гипербазитовых массивов Монголии нами впервые обнаружены субмикроскопические вростки, имеющие форму пластинок или дендритов, чаще всего ориентированные параллельно плоскости (001) кристалла оливина. По данным рентгеноспектрального анализа эти вростки состоят из магнетита (с переменным содержанием хрома) и диопсида. Последний содержит пониженные количества алюминия, хрома и натрия.

Изучение указанных включений в оливинах приводит к выводу, что, вероятно, они образуются в результате распада твердого раствора; это может свидетельствовать о прохождении ультраосновными породами стадии магматического расплава

Т а б л и ц а 3

Характеристика среднего состава породообразующих минералов гипербазитов и габброидов

Минерал	Число анализов	Порода	Средний состав	
			100Fe/Fe+Mg	100Ca/Ca+Na
Оливин	13	Дуниты	7,50	—
	4	Гарцбургиты	7,97	—
	9	Лерцолиты	11,42	—
	3	Верлиты	13,46	—
	8	Дуниты вторичные	1,71	—
Ортопироксен	4	Гарцбургиты	7,83	—
	14	Лерцолиты	11,42	—
	12	Вебстериты и энстатититы	13,71	—
Клинопироксен	13	Лерцолиты	11,23	—
	3	Верлиты	11,28	—
	12	Вебстериты и диопсидиты	11,24	—
	4	Родингиты	27,61	—
	5	Габбро-нориты	20,70	—
	2	Габбро	21,30	—
	11	Дуниты	62,12	—
Хромшпинелид	6	Гарцбургиты	53,62	—
	11	Лерцолиты	45,65	—
	1	Верлиты	65,84	—
	8	Вебстериты и энстатититы	80,34	—
	17	Хромиты рудные	43,68	—
	1	Габбро-нориты	—	94,0
Плагиоклаз	3	Габбро	—	91,6
	1	Вебстерит-плагиоклазосодержащий	—	94,8

Примечание. Составы минералов определены по данным полных рентгеноспектральных и химических анализов, пересчитанных на формульные коэффициенты.

[2]. По-видимому, включения в первичных оливинах альпинотипных гипербазитов распространены гораздо шире, однако в силу их крайне малых размеров они ускользают из поля зрения исследователей.

Отметим также, что для первичных оливинов многих массивов Монголии характерны структуры, возникающие в процессе пластических деформаций. В частности, в оливинах из пород Шишхидгольского массива наблюдались полосы сброса с границами, субпараллельными (100), а также признаки рекристаллизации [9].

Железистость ортопироксенов, как показали исследования, возрастает от гарцбургитов к лерцолитам и пироксенитам. В первых двух типах пород железистость сосуществующих оливинов и ортопироксенов почти идентична. Клинопироксены лерцолитов, верлитов и пироксенитов характеризуются почти одинаковой железистостью. Этот факт следует иметь в виду при интерпретации природы клинопироксенов в некоторых лерцолитах и верлитах, поскольку пироксениты, как было показано ранее, образуются в результате преобразования ультраосновных пород под воздействием более поздних габброидных интрузивов [5, 8, 12]. Железистость хромшпинелей из вебстеритов имеет наиболее высокое значение, последовательно снижаясь в ряду дунит — гарцбургит — лерцолит — рудный хромит. Данные по плагиоклазам, полученные при изучении пород Наранского массива, свидетельствуют о том, что здесь представлены главным образом высококальциевые разновидности плагиоклазов; относящиеся к анортитам.

Т а б л и ц а 4

Результаты химических анализов штуфных проб хромитовых руд Монголии (в вес %)

Месторождение, рудопроявление	Местоположение	Тип руд	Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
Их-Богдинское	Хр. Их-Богдо в 4 км к северо-западу от горы Гэгэни-Обо-Ула (Их-Ходжумский массив)	Массивные	—	11,6	16,58	3,45	13,23	0,18
То же	То же	Густо-вкрапленные	М-349в	8,30	22,42	4,49	8,96	Сл.
Ногон-Тологойское	Хр. Хан-Тайширин-Ула, в 0,4 км.к северо-западу от горы Ногон-Тологой (Тайширинский массив)	Массивные	—	6,20	5,95	—	11,52	—
Хан-Тайширинское	Хр. Хан-Тайширин-Ула, в 1 км к юго-востоку от бойни (Тайширинский массив)	"	М-275а	8,60	11,36	5,44	10,84	1,07
Тайширинское	Хр. Хан-Тайширин-Ула, в 6,8 км к северо-востоку от развалин монастыря (Тайширинский массив)	Вкрапленные	М-2596	13,50	7,85	7,27	5,64	1,31
Наранское	Хр. Хан-Тайширин-Ула, в 3,5 км к юго-востоку от родн. Мурэн-Гол (Наранский массив)	Массивные	М-608	7,70	5,05	0,14	28,20	0,12
Мурэнгольское	Хр. Хан-Тайширин-Ула, в 2,5 км к юго-востоку от родн. Мурэн-Гол (Наранский массив)	"	М-608а	9,00	10,96	3,19	13,88	0,12
Улахидское I	Южно-Гобийский аймак (Улахидский гипербазитовый массив), в 5 км к северу от развалин монастыря	Вкрапленные	М-1027	18,30	17,73	2,33	7,66	0,48
Улахидское II	Там же, в 6,5 км к северо-западу от развалин монастыря	Массивные	М-4176	3,25	17,87	4,60	12,15	0,06
Шишхидгольское	Правый борт долины р.Шишхид-Гол, восточный контакт гипербазитового массива (Шишхидгольский массив)	Вкрапленные	—	2,47	8,09	9,88	20,76	—

П р и м е ч а н и е. Анализы произведены в химической лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР, аналитик Э.С. Гулецкая.

С гипербазитовыми массивами Монголии связан определенный набор полезных ископаемых, характерный вообще для данной ассоциации горных пород. К ним относятся хромиты, хризотил-асбесты, талькиты, магнезиты и др.

В пределах МНР обнаружено около 40 проявлений хромитовых руд, приуроченных к массивам альпинотипных гипербазитов. К числу наиболее крупных относятся ранее известное Солонкерское, связанное с одноименным массивом, расположенным у юго-восточной границы Монголии, и обнаруженное нами проявление в Наранском массиве. Более мелкие проявления известны в Их-Ходжумском, Тайширинском, Улахидском, Хутульском и Шишхидгольском массивах, где наряду с массивными рудами встречаются вкрапленные. Содержание Cr₂O₃ в массивных рудах достигает 53 вес.%, снижаясь во вкрапленных разностях до 20 вес. % (табл. 4).

Детальное изучение структуры и вещественного состава Наранского гипербазитового массива, а также обнаружение в его пределах 12 пунктов массивных хро-

MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	NiO	CoO	V ₂ O ₅	P ₂ O ₅	П.н.н.	ΣFeO	$\frac{Cr_2O_3}{\Sigma FeO}$
18,67	0,13	0,05	0,02	31,85	0,12	0,23	0,04	0,26	0,04	3,65	16,33	1,95
20,26	0,08	0,04	Сл.	32,63	0,11	0,18	0,03	0,16	0,04	2,50	13,00	2,51
9,68	—	—	—	53,19	—	—	—	—	—	—	11,52	4,62
17,78	—	—	—	40,33	0,13	0,13	0,07	0,21	—	3,90	15,73	2,56
20,17	—	—	—	35,20	0,17	0,13	0,03	0,21	—	7,70	12,18	2,89
12,65	—	—	—	41,10	0,25	0,12	0,09	0,26	—	3,83	28,33	1,45
18,29	—	—	—	41,88	0,12	0,14	0,05	0,16	—	2,10	16,75	2,50
24,10	—	—	—	21,32	0,15	0,18	0,03	0,05	—	7,70	9,76	2,18
15,04	—	—	—	45,99	0,27	0,14	0,03	0,21	—	0,50	16,29	2,82
10,72	—	—	—	48,60	0,11	—	—	—	—	—	—	—

митов свидетельствует о его хромитоносности. Результаты атомно-адсорбционного анализа показали, что хромитовые руды Наранского массива содержат повышенные по сравнению с другими массивами концентрации элементов группы платины. Все это позволяет рассматривать этот массив в качестве первоочередного объекта детальных поисков на хромитовые руды.

Хризотил-асбестовая минерализация широко распространена в гипербазитовых массивах Монголии. Многие массивы содержат убогую минерализацию в виде единичных тонких прожилков асбеста; более богатая минерализация известна в 29 пунктах (в том числе в 16, обнаруженных нами), в пределах Тайширинского, Хутульского, Их-Ходжумского, Эгийнгольского и некоторых других массивов.

Особый интерес представляет открытое авторами в 1977 г. проявление асбеста в Алагульском массиве (хр. Ихэ-Дариви-Нуру).

С некоторыми гипербазитовыми массивами связана тальковая минерализация (см. табл. 3). Известно 11 пунктов проявления талькитов и тальксодержащих пород. Наиболее интересные проявления талькитов наблюдались в Цагангольском массиве. По содержанию окиси магния и вредных примесей кальция и железа они отвечают высоким сортам талькового сырья. Проявления тальковых пород известны также в Шишхидгольском и некоторых других массивах.

Среди магнетитовых проявлений, вероятно, наибольший интерес представляют магнетиты, развитые в корях выветривания Наранского массива. Таким образом, становится очевидным, что уже на данной стадии исследований в Монголии обнаружены многочисленные проявления связанных с гипербазитами полезных ископаемых, которые заслуживают постановки на этих объектах более детальных работ. Дальнейшие специализированные поиски в первую очередь в пределах Наранского и Алагульского массивов позволят обнаружить пригодные для промышленного освоения месторождения хромитов и хризотил-асбеста.

Заключение

1. Исследования альфинотипных гипербазитов Монголии, выполненные в последние годы, в значительной мере подтверждают и отчасти уточняют важнейшие петрологические выводы, которые были получены нами ранее на материалах по альфинотипным гипербазитам и ассоциирующим с ними породам юга Сибири и Северо-Востока СССР [10—12].

2. Все гипербазитовые массивы пространственно четко сопряжены с крупными разрывными нарушениями и оперяющими их разломами, которые разграничивают разновозрастные складчатые системы, либо отделяют выступы древнего основания от более молодых складчатых комплексов, либо, наконец, прослеживаются внутри единой складчатой системы, располагаясь в областях флексурных перегибов от эвгеосинклинальных прогибов к геоантиклинальным поднятиям.

3. Массивы гипербазитов чаще всего тесно ассоциируют с толщами основных вулкаников и интродуцируются более молодыми телами габброидов, образуя в совокупности зоны офиолитов. Реже они проникают в метаморфические толщи фундамента соседних с эвгеосинклиналями древних блоков.

4. Крупные гипербазитовые массивы концентрируются среди каледонских и более древних складчатых структур. В герцинидах они представлены сериями сильно динамометаморфизованных серпентинитовых линз, нередко интенсивно переработанных последующими метасоматическими процессами.

5. Ультраосновные породы, слагающие массивы гипербазитов, состоят в основном из серпентинитов, возникших в результате серпентинизации перидотитов, главным образом гарцбургитов. Двупироксеновые разновидности перидотитов, как и другие петрографические типы ультраосновных пород, занимают подчиненное положение. Среди разнообразной гаммы ультраосновных пород устанавливаются метаморфические их аналоги. Выделяемые типы ультраосновных пород характеризуются вполне определенными минеральными парагенезисами и химическим составом слагающих их минералов, что связано с конкретными условиями образования этих пород. В пространственной связи с гипербазитами находятся более молодые интрузивы габброидов, которые как и более молодые гранитоиды вызывают разнообразные метаморфические преобразования гипербазитов.

6. С массивами гипербазитов, распространенных в пределах монгольской гипербазитовой провинции, связан весь комплекс полезных ископаемых, которые присущи аналогичным образованиям в других районах: хромиты, хризотил-асбест, талькиты, магнетиты и др. Благодаря целому ряду факторов и, в частности, ограниченной подвижности таких компонентов как хром и магний, эти полезные ископаемые локализируются исключительно в пределах контуров гипербазитовых тел, что в значительной мере упрощает их поиски. Полученные за последнее время данные позволяют наметить ряд первоочередных объектов для постановки специализированных поисковых работ на полезные ископаемые, связанные с ультраосновными массивами Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л.В., Поспелова Л.Н., Баярхуу Ж. Вторичные дуниты Наранского массива и их минералого-петрографические особенности. — В кн.: Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1978.
2. Агафонов Л.В., Челуров А.И., Покачлова О.С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корякии. — Геол. и геофиз., 1974, № 6.
3. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972.
4. Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Жамьяндамба Л., Ээнжин Г. Строение осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали в хребте Дзолен. — Геотектоника, 1975, № 4.
5. Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дунитового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972.
6. Леснов Ф.П. К петрографии и минералогии регенированных оливиновых пород. — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972.
7. Леснов Ф.П., Меляховецкий А.А., Баярхуу Ж. Шишхидгольский гипербазитовый массив (Северная Монголия). — В кн.: Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977.
8. Леснов Ф.П., Пинус Г.В., Велинский В.В. Взаимоотношение ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов в складчатых областях. — В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1973.
9. Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П. О гипербазитах Шишхидгольского массива (МНР). — Геол. и геофиз., 1976, № 11.
10. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966.
11. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
12. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973.
13. Суетенко О.Д. Строение герцинского эвгеосинклинального прогиба в Юго-Восточной Монголии. — Геотектоника, 1973, № 3.

О БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЯХ МОНГОЛИИ

На территории Монголии широким распространением пользуются ассоциации ультраосновных и основных горных пород, о чем свидетельствуют результаты многолетних региональных и тематических исследований. Наиболее обширная информация по этим образованиям была получена в последние десять лет сотрудниками Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Исследования гипербазитов, габброидов и всей офиолитовой ассоциации в целом проводились в этот период главным образом по двум основным направлениям. Первое из них касалось преимущественно вопросов структурной позиции офиолитовых ассоциаций и входящих в их состав компонентов. Работы второго направления велись с целью изучения не только геолого-структурного положения базит-гипербазитовых тел, но прежде всего для выяснения вещественных особенностей этих образований. Иначе говоря, первое направление имело структурно-тектонический характер, а второе — петрологический. Такой подход позволил получить более разностороннюю информацию об офиолитах Монголии. Вместе с тем уже сейчас обнаруживаются некоторые несоответствия во взглядах исследователей указанных направлений. Мы остановимся лишь на одном из них, а именно на расхождении во взглядах на контактовые взаимоотношения между гипербазитовыми и базитовыми породами внутри офиолитовой ассоциации. Этот вопрос представляется исключительно важным для понимания природы офиолитовой триады в целом.

Согласно данным исследователей структурно-тектонического направления, в частности Л.П. Зоненшайна, гипербазиты и габброиды в большинстве районов МНР имеют согласное залегание и являются составными элементами единого стратифицированного разреза офиолитов. Считается, что тела гипербазитов в виде пологих пластин залегают в основании разреза и согласно с постепенным переходом вверх по разрезу сменяются вначале габброидами, затем вулканитами и, наконец, глубоководными осадочными породами. Описанный разрез рассматривается как фрагмент древней океанической коры, подвергшейся шарьированию.

Иное представление о базит-гипербазитовых ассоциациях МНР сложилось у исследователей петрологического направления. Многолетние исследования гипербазитов Монголии, проводимые группой под руководством Г.В. Пинуса, показали, что гипербазиты здесь слагают преимущественно крутопадающие пластинообразные тела, локализованные вдоль зон разломов и образующие пояса различной протяженности. Гипербазитовые тела представляют собой ограниченные разломами протрузии, подвергшиеся в некоторых случаях более поздним складчато-глыбовым дислокациям, вследствие чего местами приобрели пологое залегание. Подобные пологие тела гипербазитов сосредоточены главным образом в относительно слабо эродированных герцинских структурах Монголии и гораздо реже наблюдаются в каледонидах.

К краевым, реже внутренним разломам гипербазитовых протрузий нередко приурочены более поздние тела габброидов в основном линзообразной формы (крутопадающие силлы). Первичные контакты габброидных тел по отношению к гипербазитам всегда имеют интрузивную природу, хотя нередки случаи более поздних нарушений этих контактов разрывными дислокациями. В зависимости от конкретных условий формирования, в особенности от глубины, габброидные интрузивы оказывали различное по характеру и интенсивности воздействие на гипербазиты и боковые породы. В случае, если формирование тел происходило на относительно больших глубинах, вдоль контактов габброидов и гипербазитов возникали зоны пироксенизации. Последние наблюдаются в Наранском, Тайширинском, Шишхидгольском и других гипербазитовых массивах. Пироксенитовые оторочки образуют

ся не только вдоль контактов габброидного интрузива с гипербазитами, но и вокруг отдельных ксенолитов гипербазитов, залегающих в эндоконтактной части габброидного тела. Подобные наблюдения сделаны в Шишхидгольском и Наранском массивах. Таким образом, появление пироксенитовых зон на контакте гипербазитов и габброидов может служить достаточно надежным критерием более позднего внедрения габброидов по отношению к гипербазитам. Отметим, что при еще более значительном воздействии габброидной магмы на гипербазиты, которое проявлялось на весьма больших глубинах, гипербазиты подвергались полевошпатизации. Подобные полевошпатизированные гипербазиты известны во многих базит-гипербазитовых плутонах Забайкалья, Станового хребта и других районов с очень большой глубиной эрозии. В пределах МНР базит-гипербазитовые ассоциации, содержащие полевошпатизированные гипербазиты, практически отсутствуют. Исключения составляют некоторые массивы Баян-Хонгорского пояса, а также Наранский массив.

Изложенные факты приводят к заключению, что по своей первичной природе все базит-гипербазитовые тела, распространенные в пределах МНР, являются гетерогенными и образовались в результате сложных процессов интеграции вещества гипербазитовых протрузий и более поздних габброидных интрузивов. Все это вынуждает с осторожностью относиться к тем построениям, в которых гипербазиты и габброиды рассматриваются как члены стратифицированного разреза океанической коры, в котором широко проявлены шарьяжные структуры. Для изучения глубинной морфологии гипербазитовых массивов Монголии в будущем целесообразно провести специальные геофизические исследования типичных тел, например таких, как Наранский массив.

В.И. КОВАЛЕНКО, В.С. САМОЙЛОВ, Н.В. ВЛАДЬКИН,
А.В. ГОРЕГЛЯД, В.А. ПИСАРСКАЯ, В.В. КОНУСОВА

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ КАРБОНАТИТЫ И МАГНЕТИТ-АПАТИТОВЫЕ ПОРОДЫ МОНГОЛИИ

Детальные геологические и геохимические исследования, проводившиеся в северной части пустыни Гоби на территории МНР сотрудниками ГЕОХИ СО АН СССР и ИГЕМ АН СССР в составе Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, выявили в этом районе ассоциацию приповерхностных позднемезозойских калиевых щелочных пород с редкоземельными карбонатитами и магнетит-апатитовыми рудами [1, 6, 8]. К карбонатитам нами отнесены эндогенные редкометальные силикатно-карбонатные и карбонатные породы, обогащенные фосфором, редкоземельными элементами, стронцием, барием и иногда ниобием. Эти породы обнаруживают четкую генетическую связь с щелочным, прежде всего щелочно-ультраосновным магматизмом и пространственно приурочены к рифтовым и рифтоподобным структурам. Учитывая, что редкометальные карбонатные породы МНР по многим геологическим и геохимическим признакам, в том числе по соотношению изотопов стронция [5], соответствуют принятому определению "карбонатита", в настоящей работе они обозначены нами этим термином.

Наиболее изученный район Мушугай-Худук расположен в 100 км север-северо-западнее г. Далан-Дзадгад. Здесь развиты породы палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Позднемезозойский щелочной комплекс с карбонатитами прорывает палеозойские стратифицированные толщи и перекрывается нижнемеловыми базальтами. Породы комплекса Мушугай-Худук прослеживаются в пределах рифтоподобной структуры, слагают небольшие по размерам прогибы, приуроченные к субширотным разломам, либо залегают в краевых частях крупной депрессии, расположенной к востоку от рассматриваемого участка. На участках развития пород комплекса нередко фиксируются кольцевые структуры, часто маркируемые жилами карбонатитов.

В строении комплекса Мушугай-Худук принимают участие позднемезозойские щелочные породы (нефелиновые мелалейцититы, трахиты, фonoлиты, щелочные и нефелиновые сиениты, шонкиниты и др.), силикатные и карбонатно-силикатные пирокласты, магнетит-апатитовые породы и жильная серия карбонатитов и сопряженных с ними пород — карбонатно-флюоритовых, флюоритовых, карбонатно-кремнистых, кремнистых, карбонатно-флюорит-целестиновых, флюорит-целестин-кремнистых. Средний химический состав магматических силикатных пород приведен в табл. 1, химический состав магнетит-апатитовых пород и карбонатитов — в табл. 2 и 3.

Разрез вулканитов щелочного комплекса Мушугай-Худук начинается либо с лав и горизонтов туфов лейкотрахитов и трахилипаритов, либо с покровов ультраосновных щелочных лав, по составу варьирующих от нефелинового мелалейцитита до меланефелинита. Эти породы слагают пологопадающие слои общей мощностью около 50 м (рис. 1). Разрез меланократовых щелочных лав начинается с туфоагломератов и туфов, содержащих обломки осадочных пород, гранитов, нефелиновых мелалейцититов, лейкотрахитов и др. Пирокласты постепенно сменяются нефелиновыми мелалейцититами. В верхней части пологопадающего тела (см. рис. 1) появляются самые ранние прослои трахитов, а меланократовые щелочные лавы содержат повышенное количество вкрапленников.

Выше по разрезу толща меланократовых щелочных лав согласно перекрывает осадочными породами, на которых залегают толща трахитов мощностью 100—150 м, образующая обширные вулканические поля, особенно в северо-восточной части района. Лавы трахитов обычно чередуются с туфами трахитов и другими пи-

Таблица 1

Средний химический состав пород района Мушугай-Худук (в вес. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43,86	51,41	56,71	55,92	62,47	60,73	68,19	69,89	18,22
TiO ₂	1,33	1,02	1,14	1,06	0,62	0,77	0,33	0,26	0,69
Al ₂ O ₃	14,22	15,87	16,88	16,33	16,92	16,92	15,55	13,68	4,01
Fe ₂ O ₃	4,30	4,10	3,89	3,36	2,98	3,06	1,06	1,72	20,15
FeO	4,17	3,06	1,22	2,77	0,81	1,68	0,93	0,28	1,57
MnO	0,16	0,14	0,11	0,11	0,06	0,08	0,07	0,06	0,29
MgO	6,38	3,28	2,26	2,54	0,63	1,09	0,32	0,25	0,72
CaO	10,31	6,43	4,34	3,53	2,26	2,31	0,89	1,65	22,22
SrO	0,85	0,91	0,47	1,01	0,40	0,38	0,09	0,08	3,28
BaO	0,83	0,56	0,30	—	0,29	0,26	0,10	0,012	1,78
Na ₂ O	4,46	4,36	4,63	4,57	5,09	5,15	5,49	3,44	0,32
K ₂ O	3,04	5,64	5,52	5,21	6,06	5,87	5,31	7,16	0,21
P ₂ O ₅	1,45	1,07	1,18	0,88	0,16	0,51	0,64	0,05	17,41
F	0,81	1,35	0,89	0,34	0,35	0,28	1,08	0,28	3,14
S	0,10	0,05	—	0,10	0,05	0,09	0,03	0,19	3,71*
П.п.п.	4,18	1,30	—	1,66	1,43	1,54	0,78	1,22	3,24**
Сумма	99,89	99,98	99,54	99,39	100,58	100,72	100,86	100,22	99,60

Примечание. 1 — нефелиновые лейцититы, 2 — шонкиниты, 3 — фонолиты и фонолитовые трахиты, 4 — нефелиновые сиениты, 5 — трахиты, 6 — сиениты, 7 — санидиновые порфиры, 8 — трахиллариты, 9 — магнетит-апатитовые породы. Суммы анализов даны с учетом поправки F~O, * TR₂O₃; ** Беа фтора.

рокластами. Сохранились реликты вулканических конусов трахитов (рис. 2). Среди жерловых фаций реликтов палеовулканов отмечается интенсивная концентрация жил карбонатитов, которые маркируют кольцевые или полигональные структуры палеовулканов, а также образуют "пучки" среди агломератов.

В пределах района Мушугай-Худук широко распространены интрузивные и субвулканические тела щелочных и нефелиновых сиенитов, многочисленные дайки сиенит-порфиров. Наблюдаются их рвущие контакты как с ранними лейкотрахитами и меланофелинитами, так и с толщей покровных трахитов. Массивы сиенитов имеют округлую или эллиптическую форму с размерами в поперечнике 0,5—2 км, расположены в современных депрессиях. На их периферии и в надинтрузивных участках распространены штокообразные и дайковые тела сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров. В кровле тел сиенитов и в зонах эндо- и экзоконтактов их массивов наблюдаются минерализованные зоны дробления, эруптивные брекчии, агломераты, рудные тела и карбонатитовые жилы с редкометальной минерализацией. Вероятно, такие зоны представляют сравнительно глубоко эродированные горизонты реликтов палеовулканов.

Формирование комплекса Мушугай-Худук завершают магнетит-апатитовые породы, карбонатиты и сопряженные с ними породы (кальцит-флюоритовые, флюоритовые, кальцит-кремнистые, флюорит-целестин-кремнистые и др.).

Магнетит-апатитовые породы образуют два типа тел: 1) крутопадающие тела жильной формы мощностью до 3 м и длиной до 30 м, секущие щелочные силикатные породы и пирокласты (в том числе карбонатно-силикатные); 2) штокообразные тела (например, Апатитовое).

Магнетит-апатитовые породы жильного типа представлены массивными, полосчатыми (трахитоидными) и брекчиевыми разностями, обычно окрашенными в коричневый или коричнево-бурый цвет. В их составе преобладает апатит, образующий идиоморфные кристаллы коротко- или удлиненно-призматического облика размером до 1—2 см. Реже встречаются разновидности, резко обогащенные магнетитом, который в этих случаях часто наблюдается в виде крупных дендритовид-

Таблица 2.

Химический состав магнетит-апатитовых пород и карбонатитов района Мушугай-Худук (в вес.%)

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	24,50	38,75	19,02	6,22	11,75
TiO ₂	1,20	1,60	0,90	0,55	0,20
Al ₂ O ₃	2,45	2,31	2,70	2,97	2,85
Fe ₂ O ₃	21,03	22,39	12,60	33,70	34,68
FeO	1,41	1,10	1,44	3,77	0,53
MnO	0,78	0,36	0,36	0,42	0,28
MgO	1,12	1,02	1,07	1,49	1,31
CaO	24,50	13,65	28,58	22,58	18,68
SrO	0,11	0,14	0,40	3,41	0,26
BaO	0,96	0,66	Не опр.	Не опр.	2,46
Na ₂ O	0,11	0,22	0,33	0,33	0,43
K ₂ O	0,25	0,31	0,32	0,37	0,50
P ₂ O ₅	7,91	14,01	14,69	20,41	20,24
П. п. п.*	13,72	3,80	3,83	3,37	4,88
TR ₂ O ₃ + Y ₂ O ₃	1,00	0,74	14,20	0,70	2,25
Сумма	101,05	101,06	100,44	100,25	101,13
F	1,90	1,07	0,87	1,50	1,50
F~O	0,78	0,44	0,36	0,63	0,63
Сумма	100,27	100,62	100,08	99,62	100,67

* Включая фтор

Примечание. 1—6 — жильные магнетит-апатитовые породы с флюоритом; 7 — апатитовая порода (тело Апатитовое); 8, 9 — поздние флюорит-апатитовые породы с целестином; 10, 11 — ранние карбонатиты. Аналитик В.А. Писарская; определения содержаний суммы редкоземельных элементов выполнены химическим методом (аналитик В.В. Конусова).

Таблица 3

Среднее содержание редких элементов в магнетит-апатитовых породах и карбонатитах района

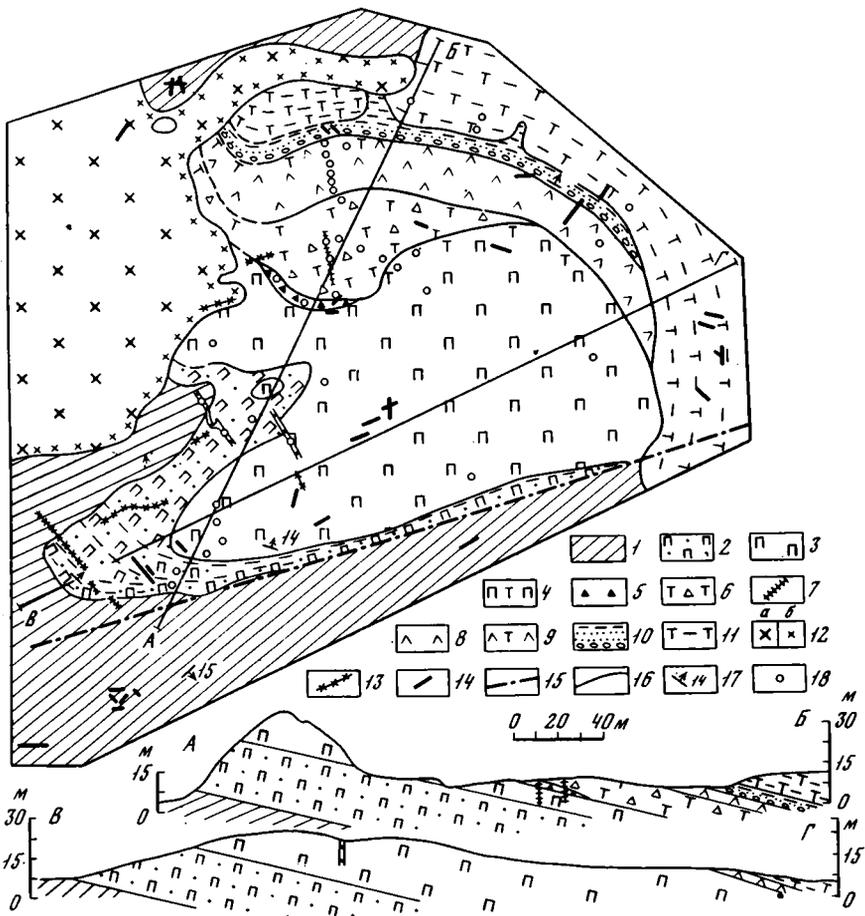
Порода	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Nb
Пирокласты с карбонатным цементом	10	37	Сл.	1724	34782	6,9
Апатитовая порода (тело Апатитовое, участок 2)	6	Не обн.	"	26600	32100	2,5
Магнетитовая порода с апатитом (тело Апатитовое, участок 2)	8	5	Не обн.	500	3800	24
Жильные магнетит-апатитовые породы (участок 4)	16	Не обн.	Сл.	77100	31200	2,7
То же (участок 1)	40	44	8	32900	12600	4,7
Флюорит-апатитовые породы с целестином (участок 1)	8	Не обн.	Сл.	156500	17300	12
Ранние карбонатиты (участок 4)	11	"	"	1900	31800	5,8
Флюоритовые карбонатиты с целестином и баритом (участок 1)	10	8	Не обн.	10870	10800	9,0
Флюоритовые карбонатиты с кварцем	Не опр.	Не опр.	"	18160	47670	Не опр.

Примечание. Li, Rb, Cs — определены методами фотометрии пламени (аналитик Д.Х. Николаева), Ba, Sr — рентгеноспектральным методом (аналитик Э.М. Ложкина), Nb, Ta, Zr и Hf — химико-спектральным методом (аналитик Л.Д. Макагон, С.А. Арбатская), Be и элементы группы железа — количественным спектральным методом (аналитик Л.Л. Петров, А.Д. Глазунова), сумма редкоземельных элементов — химическим методом (аналитик В.В. Конусова).

6	7	8	9	10	11
22,50	8,53	15,50	17,22	21,20	24,27
0,05	0,35	0,97	0,45	0,05	0,09
2,51	2,21	7,93	10,17	1,12	7,92
18,67	10,50	18,61	9,22	0,68	0,10
1,07	0,70	2,07	2,10	0,17	0,71
0,13	0,10	0,11	0,10	0,20	0,93
0,24	0,07	0,10	0,11	0,29	0,24
21,50	34,52	21,36	24,57	42,76	39,05
3,11	2,84	9,26	9,96	0,19	0,22
3,44	3,76	2,07	2,65	1,35	2,94
0,23	0,38	0,35	0,53	0,03	0,13
0,08	0,02	0,02	0,04	He обн.	0,15
18,18	25,89	17,38	18,01	1,35	0,63
6,92	5,03	6,98	9,92	31,8	26,06
2,94	6,50	1,38	—	—	0,75
101,07	101,40	104,09	105,05	101,19	104,19
1,75	1,75	8,25	10,60	1,38	9,38
0,73	0,73	3,46	4,45	0,57	3,91
100,34	100,67	100,63	100,60	100,62	100,28

Мушугай-Худук (в г/т)

Ta	Zr	Hf	Be	Co	Ni	Cr	V	$\Sigma TR + Y$
0,6	382	4,7	He опр.	5	1,3	2,9	64	5230
He обн.	100	4,0	5,5	93	81	He обн.	170	75200
3,0	90	2,0	He опр.	55	94	"	1200	800
2,4	19	1,4	32	11	7,0	"	170	8000
2,1	52	2,1	75	80	70	57	260	8700
12	12	12	3,8	9,0	He обн.	17	150	27550
0,7	240	2,3	He опр.	8,6	1,0	3,0	40	6500
He обн.	90	3,5	50	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	10400
"	He опр.	He опр.	3,3	"	"	"	"	4700

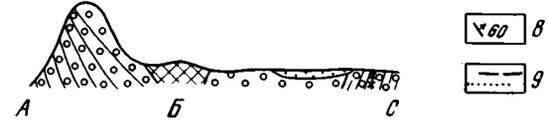
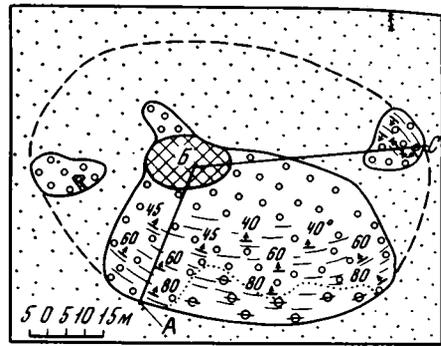
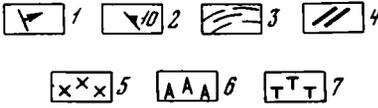
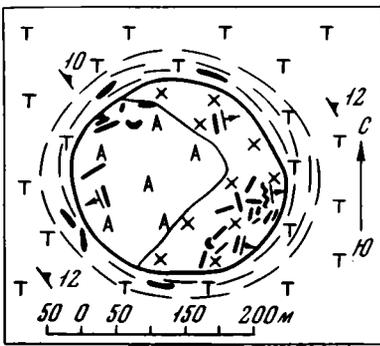


Р и с. 1. Схема геологического строения участка распространения нефелиновых мелалейцититов в районе Мушугай-Худук

1 — вмещающие пермские темно-серые алевролиты; 2 — туфы нефелиновых мелалейцититов; 3 — нефелиновые мелалейцититы; 4 — то же с редкими вкрапленниками полевого шпата; 5 — туфы трахитов; 6 — пузырьчатые шлаки трахитов; 7 — дайки шонкинит-порфиров; 8 — порфировые нефелиновые лейцититы с крупными вкрапленниками биотита; 9 — меланотрахиты; 10 — песчаники и конгломераты; 11 — тонкозернистые слабо слоистые туфы трахитов; 12 — сиениты; а — среднезернистые, б — мелкозернистые эндоконтактовые; 13 — дайки сиенит-порфиров; 14 — жилы карбонатов; 15 — зоны тектонических нарушений; 16 — геологические границы; 17 — элементы залегания пород; 18 — места отбора геохимических проб

ных (копьевидных) кристаллов размером до 10–15 см. Для магнетит-апатитовых пород типа нельсонитов характерен флогопит, отмечены также кальцит, целестин и кварц. Магнетит-апатитовые породы брекчиевой текстуры сложены идиоморфными кристаллами апатита, магнетита, флогопита, сцементированных мелкозернистым апатитом, кальцитом и красноватой изотропной массой. Иногда крупные кристаллы апатита обтекаются мелкими и порода в таких участках приобретает трахитоидный облик.

Другой тип магнетит-апатитовых пород представлен существенно апатитовой разновидностью трахитоидного облика, слагающей довольно крупное штокообразное тело Апатитовое. Оно имеет в плане эллиптическую форму и размеры 30x70 м² (рис. 3). Центральная часть тела представлена существенно магнетитовыми, а периферическая — существенно апатитовыми породами, обогащенными редкосельными элементами. Апатитовые породы содержат небольшую примесь магнетита, лишены флогопита и сложены идиоморфными линейно ориентированными кри-



Р и с. 2. Схема геологического строения позднеюрской кольцевой кальдеры в трахитах
 1 — элементы залегания жил карбонатитов; 2 — элементы залегания пласта трахитов; 3 — зона рассланцевания в трахитах; 4 — жилы карбонатитов; 5 — сиенит-порфиры жерловой фации; 6 — агломераты и туфы трахитов нередко с карбонатным цементом; 7 — трахиты

Р и с. 3. Схема геологического строения тела Апатитового
 1 — современные пески; 2 — жилы флюоритовых карбонатитов; 3 — гипс-апатитовые породы, измененные под воздействием древних фумарол; 4 — магнетитовые породы с редким флюогипсом; 5 — трахитоидные апатитовые породы; 6 — ксенолиты флюорит-кальцитовых карбонатитов; 7 — направление трахитоидности апатитовых пород; 8 — ориентировка трахитоидности пород; 9 — предполагаемые геологические границы (а) и границы между неизменными апатитовыми породами (б)

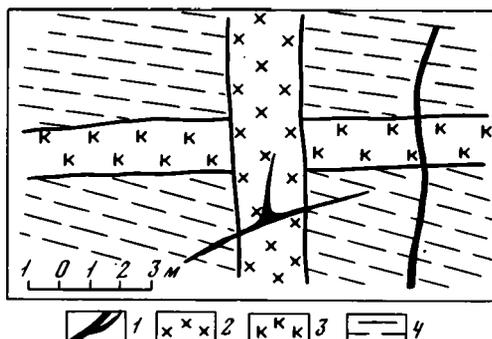
сталликами апатита, расположенными в бурой изотропной (?) массе. В них обнаружены фторкарбонаты редких земель.

Отмеченные два типа первичных магнетит-апатитовых пород сформировались раньше жильных карбонатитов и сопряженных с ними пород, но являются более поздними по отношению к карбонатитовым пирокластам. В то же время обнаружены более поздние по отношению к карбонатитам мелкозернистые целестин-апатит-флюоритовые с магнетитом породы брекчиевидного облика, в которых идиоморфные кристаллы темно-фиолетового флюорита, короткопризматические кристаллы апатита, целестина и изредка магнетита цементируются породой того же минерального состава и красновато-бурой изотропной основной массой. В этих породах встречаются ксенолиты флюоритовых карбонатитов и целестиновых пород.

Магнетит-апатитовые породы содержат P_2O_5 7,91—20,41%; $Fe_2O_3 + FeO$ 14,04—37,44%. Особенностью их состава является постоянное присутствие в существенных количествах кремнезема (6,22—38,75%) и глинозема (2,31—2,97%) при низких значениях MgO (0,07—1,49%) и щелочей K_2O (0,50%) и Na_2O (0,43%) (см. табл. 2). Содержания TiO_2 (0,05—1,60%) и MnO (0,10—0,78%) увеличиваются в разнородных, обогащенных магнетитом. Магнетит-апатитовые породы заметно обогащены фтором, барием, стронцием, а также редкими землями (см. табл. 2, 3). Сумма редкоземельных элементов (р.з.) составляет 14,5%, SrO — 20,86 и BaO — 6,1%. В магнетит-апатитовых породах тела Апатитового среднее содержание (в %) Sr — 2,66, Ba — 3,21, р.з. — 7,52; в целом они обогащены цирконием, ванадием, кобальтом, никелем (см. табл. 3). Жильные магнетит-апатитовые породы беднее р.з., стронцием, цирконием, гафнием, но заметно обогащены бериллием, а также литием, рубидием и цезием. Поздние флюорит-апатитовые породы также богаты барием, ванадием, р.з. и особенно стронцием (в среднем 15,65% стронция), но относительно бедны цирконием, бериллием, кобальтом и никелем. В магнетитовых породах тела Апатитового обнаружены высокие концентрации ванадия и ниобия (см. табл. 3).

Карбонатиты наряду с магнетит-апатитовыми породами являются характерной составной частью комплекса Мушугай-Худук. Карбонатный материал — обычная примесь в щелочных пирокластах и основной массе большинства лав. Широко распространены пирокласты карбонатно-силикатного состава, в которых обломочный материал представлен силикатными щелочными породами с карбонатным цементом. При этом отмечается карбонатизация обломочного силикатного материала. Присутствуют и существенно карбонатные туфы, а также жильные тела пористых флюорит-халцедон-карбонатных туфогенных пород.

Наряду с карбонатитовыми пирокластами значительно распространены жильные карбонатиты, большая часть которых локализована в восточной и юго-восточной частях района, т.е. там, где обнаружены магнетит-апатитовые породы. Мощность карбонатитовых жил варьирует от нескольких сантиметров до 1 м. Такую же мощность имеют жилы, сложенные кальцит-флюоритовыми, флюоритовыми, кальцит-кремнистыми, кремнистыми, кальцит-флюорит-целестиновыми, флюорит-целестин-кремнистыми породами, которые связаны взаимными переходами с карбонатитами. Иногда жильные тела карбонатитов и подобных пород образуют небольшие штокверкообразные тела (размером до 50 x 150 м).



Р и с. 4. Схема взаимоотношений поздних флюоритовых карбонатитов, сиенит-порфиров и ранних кальцитовых карбонатитов
1 — флюоритовые карбонатиты; 2 — дайки сиенит-порфиров; 3 — кальцитовые карбонатиты; 4 — вмещающие среднепалеозойские сланцы

Кроме того, жильные карбонатиты и сопряженные с ними породы распространены в пределах минерализованных зон с редкоземельной, флюоритовой, стронциевой и баритовой минерализацией и приуроченные к участкам брекчирования щелочных пород и развития эруптивных брекчий. Размер подобных зон достигает 50 x 300 м. Как отмечалось, минерализованные зоны пространственно тяготеют к жерловым фациям и контактовым зонам сиенитовых массивов.

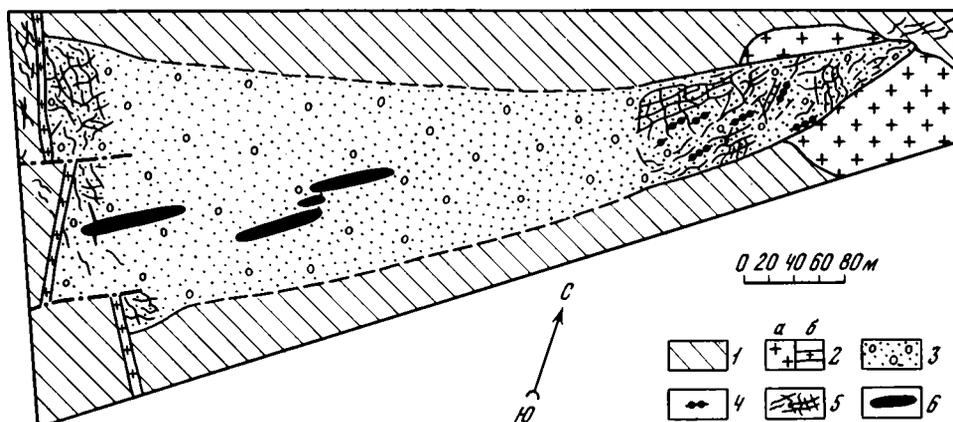
Жильные карбонатиты и сопряженные с ними породы являются более поздними, чем магнетит-апатитовые породы. Они повсеместно пересекают последнее. Однако подмечена одна протяженная жила кальцитового карбонатита, пересекаемая дайкой сиенит-порфира, которая в свою очередь сечется флюоритовым карбонатитом (рис. 4). Видимо, в комплексе Мушугай-Худук имеются и относительно ранние карбонатиты, образовавшиеся еще до полного завершения магматической деятельности.

Среди жильных карбонатитов преобладают разновидности кальцитового состава, значительно реже встречаются карбонатиты анкеритового и доломитового состава. Все разновидности карбонатитов — существенно карбонатные лейкокрастовые породы. Кроме карбонатов, в них в переменных количествах присутствуют полевой шпат, флюорит, целестин, барит, апатит, гидроокислы железа, светлая слюда, фтор-карбонаты редких земель. Нередко отмечаются кварц или халцедон, обычно корродирующие и замещающие карбонат.

Силификация карбонатитов вообще характерна для комплекса Мушугай-Худук. В ходе этого процесса образуются пятнистые, пятнисто-полосчатые, реже массивные или брекчиевидные карбонатно-кварцевые, халцедоновидные и кремневидные породы. Изредка фиксируются случаи пересечения подобных пород маломощными кальцитовыми прожилками. Окварцеванию подвергаются и флюоритовые породы. В то же время в кварцевых породах довольно обычна примесь флюорита, а также целестина и барита.

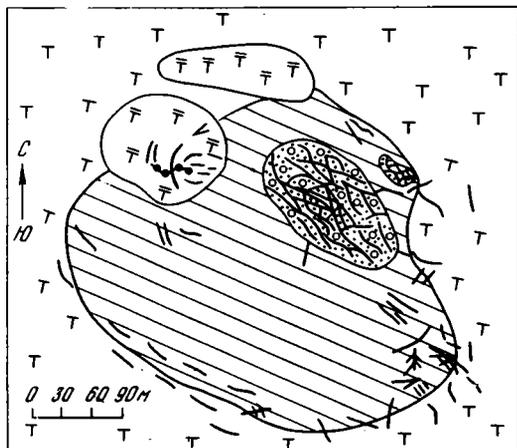
Жильные карбонаты обычно обогащены кальцием и обеднены магнием и железом. Однако встречаются разновидности гематит-(лимонит-) карбонатного состава и магнезиальные карбонаты. Нередко карбонаты, особенно силифицированные, богаты кремнеземом. Довольно часто наблюдается в составе карбонатов глинозем, связанный в полево шпате и светлых слюдах. В карбонатах содержание MnO до 1% и более, P_2O_5 — 0,63–1,35%. Спецификой карбонатов, как и магнетит-апатитовых пород, является обогащенность их барием, стронцием, фтором, а также редкими землями цериевой группы (см. табл. 2, 3). В карбонатах и флюоритах и флюорит-карбонатных породах содержание редкоземельных элементов до 5,7–20 и BaO 13%; в минерализованных зонах брекчирования и карбонатизации щелочных пород сумма редкоземельных элементов составляет 0,5%. В карбонатитовых пирокластах в среднем содержание Ba — 3,48%, Sr — 0,17%. Они заметно обогащены цирконием и рублием, а также ванадием и гафнием. В ранних карбонатитах в среднем содержится почти столько же стронция, бария, ниобия, тантала, элементов группы железа, лития, но по отношению к карбонатитовым пирокластам они сильно обеднены рублием и в меньшей мере — цирконием и гафнием. В ранних карбонатитах среднее содержание р.з.э. составляет 0,65% (см. табл. 3). Поздние флюоритовые карбонаты с целестином и баритом имеют стронций-бариевое отношение, равное в среднем 1 по сравнению с 0,05–0,06 в случае ранних карбонатитов и карбонатитовых пирокластов. По сравнению с последними поздние карбонаты характеризуются повышенными концентрациями р.з.э. и бериллия, но пониженными — циркония (см. табл. 3).

В целом проявление карбонатитов в районе Мушугай-Худук, несмотря на их своеобразие, является довольно обычным для приповерхностных карбонатитов, в том числе и для эродированных вулканических комплексов. Здесь развиты в основном карбонаты и сопряженные с ними породы низкотемпературной (хлорит-серицит-анкеритовой) фации. Подобные породы часто содержат флюоритовую, редкоземельную, стронциевую, бариевую минерализацию, но большей частью обеднены ниобием и особенно танталом [9, 10]. Как и в других приповерхностных комплексах, в Мушугай-Худук широко проявлена силификация карбонатитов, формирование кварц-карбонатных и существенно кварцевых пород. Ранние карбонатитовые пирокласты Мушугай-Худук также характерны для вулканических карбонатитовых комплексов, связанных с проявлением калиевого магматизма (например, район Форт-Портал в Уганде). Магнетит-апатитовые породы, аналогичные выявленным в Мушугай-Худук, имеются в малоглубинных комплексах других регионов. Эти породы трахитоидного облика известны в



Р и с. 5. Схема геологического строения участка 1

1 — вмещающие пермские алевролиты; 2 — липариты (а) и дайки кварцевых порфиров (б); 3 — эруптивные лаво-брекчии полевошпат-карбонатного состава; 4 — магнетит-апатитовые породы с флогопитом; 5 — кальцитовые, кальцит-флюорит-кальцитовые карбонаты; 6 — флюорит-апатитовые брекчии с магнетитом и целестином



Р и с. 6. Схема геологического строения участка "Флюоритового"

1 — сланцы среднепалеозойского возраста; 2 — трахитовые лавы; 3 — субвулканические шонкиниты; 4 — брекчиевидная туфолава карбонат-полевошпатового состава; 5 — магнетит-апатитовые жилы; 6 — кальцит-флюоритовые карбонатиты с халцедоном

субвулканах Восточно-Африканской карбонатитовой провинции и малоглубинных массивах севера Сибирской платформы [2, 7].

В связи с выявленной в МНР ассоциацией щелочных пород и карбонатитов установлено несколько типов рудопроявлений: а) минерализованные зоны с редкоземельной,

стронциевой, флюоритовой минерализацией в участках брекчирования щелочных пород; б) флюоритовые, кварц-флюоритовые и карбонатно-флюоритовые жилы и штокверкообразные тела с редкоземельной и стронциевой минерализацией; в) магнетит-апатитовые породы с повышенным содержанием редких земель и стронция; г) массивные магнетитовые руды; д) флюорит-апатитовые породы с повышенным содержанием редких земель, стронция и бария.

Перечисленные рудопроявления преимущественно слагают компактные участки главным образом в восточной и юго-восточной частях Мушугай-Худук. Наиболее интересны среди них следующие.

Участок 1 (рис. 5). В его пределах среди брекчированных щелочных пород выявлена мощная зона (50 × 300 м) с флюоритовой, редкоземельной и стронциевой минерализацией; широко распространены кальцитовые, кальцит-флюоритовые жилы мощностью 0,2–1,0 м при протяженности от 10 до 100 м; менее распространены полевошпат-флюоритовые карбонатиты и целестин-карбонатные жилы; выявлено четыре флюорит-апатит-целестиновых жильных тела мощностью 0,3–3,0 м при длине 5–30 м.

Участок 2. Штокообразное рудное тело Апатитовое (см. рис. 3), сложенное апатитовыми породами, обогащенными редкими землями и стронцием, и магнетитовыми рудами.

Участок 3. Характеризуется преимущественным развитием карбонатных и флюорит-карбонатных жил с редкоземельной и стронциевой минерализацией. Отмечается около 100 жильных тел мощностью 0,2–1,0 м при длине 20–100 м, а также зона минерализованных брекчированных пород (30 × 100 м).

Участок 4 (рис. 6). Отмечается четыре мощные минерализованные зоны в брекчированных породах, содержащие штокверковые тела и жилы массивных флюоритовых пород с баритом и целестином. Размеры этих зон от 10 × 50 до 60 × 150 м. Кроме того, обнаружено 10 магнетит-апатитовых жил мощностью 0,1–1,0 м при протяженности 10–30 м, несколько десятков жил кальцитовых и кальцит-флюоритовых карбонатитов с целестином (мощность 0,2–1,0 м, длина 20–100 м).

Крупные рудопроявления и месторождения редкоземельных руд, флюорита, стронция, бария, а также апатита вообще характерны для приповерхностных и малоглубинных карбонатитовых комплексов. Карбонатиты, связанные с калиевыми породами повышенной щелочности, не являются исключением. К ним, в частности, относится крупнейшее месторождение редкоземельных руд Маунтин-Пасс в США [3]. Поэтому представляется возможным положительно оценить перспективы выявления промышленных скоплений полезных компонентов в приповерхностных калиевых щелочных комплексах МНР.

Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о достаточно широкой распространенности ассоциации калиевых щелочных пород и карбонатитов в гобийской части МНР. Ранее здесь был открыт Лугингольский массив псевдолейцитовых нефелиновых сиенитов, в пределах которого известны редкоземельные карбонатиты [4]. В 1975 г. калиевые щелочные вулканогенные породы, магнетит-apatитовые руды и карбонатиты были обнаружены геологической партией ВАГТ под руководством В.И. Гольденберга и К.А. Мосионза в 250–300 км к востоку от Мушугай-Худук (устное сообщение В.И. Гольденберга). Приблизительно 35 км восточнее Мушугай-Худук расположен участок развития калиевых щелочных пород и карбонатитов Баян-Хушу, выявленный И.К. Волчанской. Все это позволяет говорить о наличии в северной части пустыни Гоби новой крупной карбонатитовой провинции, особенностью которой является широкое проявление щелочных вулканоплутонических комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баскина В.А., Волчанская И.К. Новый тип редкоземельного оруденения в Южной Монголии, связанный с щелочными вулканитами. — Докл. АН СССР, 1976, **228**, № 3.
2. Бейли Д.К. Карбонатитовые вулканы и близповерхностные интрузии Замбии.— В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969.
3. Гиттинс Дж. Краткий обзор по карбонатитовым комплексам. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969.
4. Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н. Лугингольский массив псевдолейцитовых сиенитов в МНР (первая находка). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 8.
5. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Владыкин Н.В. и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби (МНР). — Геохимия, 1977, № 9.
6. Коваленко В.И., Самойлов В.С., Волчанская И.К. и др. Карбонатитовые комплексы приповерхностной формации в Монгольской Народной Республике. — В кн.: Ежегодник 1975 (Ин-т геохимии СО АН СССР). Иркутск, 1976.
7. Ланда Э.А., Егоров Л.С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М.; Недра, 1974.
8. Онтоев Д.О., Кандинов М.Н., Корытов Ф.Я. О температурах минералообразования апатит-флюорит-редкоземельного оруденения Южной Монголии. — Докл. АН СССР, 1977, **234**, № 5.
9. Самойлов В.С. Генетические типы и фации карбонатитов. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1974.
10. Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А. Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 10.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ МОНГОЛИИ

За истекшие 10 лет в изучении магматизма территории МНР произошел количественный и качественный скачок, который нашел отражение в изданных обобщающих работах [2, 3, 5, 12–15 и др.], мелкомасштабных геологических и тектонических картах, а также карте магматических формаций, представленной в настоящем выпуске трудов. В этих работах отчетливо проявилось стремление к познанию вещественной специфики магматических образований, использованию геохимических данных в систематике и анализе временных и пространственных закономерностей эволюции магматизма. Наиболее значительная геохимическая информация получена пока для мезозойских интрузий, систематическое изучение которых ведется Советско-Монгольской геологической экспедицией с 1967 г. Остановимся на некоторых наиболее актуальных, по нашему мнению, аспектах геохимического изучения мезозойского магматизма Монголии.

Геохимическое расчленение и вопросы тектоно-магматической зональности. В основу геохимического расчленения мезозойских интрузий был положен принцип геохимической типизации магматических пород [14, 12, 17], в наиболее общей форме сформулированный Л.В. Таусоном для гранитоидов [17]. Анализ закономерностей пространственного и временного распределения мезозойских магматических пород различных геохимических типов МНР позволил разработать представления о тектоно-магматической зональности ареалов магматизма отдельных временных циклов и установить ее закономерную связь с металлогенической зональностью [4, 6, 12]. В этой схеме зональности Монголо-Забайкальского ареала мезозойского магматизма на первый план выдвигались следующие наиболее общие закономерности: 1) наложенный характер, независимый от структур древнего основания; 2) связь с развитием Тихоокеанского пояса и с Монголо-Охотским линеamentом; 3) наличие двух главных зон магматизма — внутренней, известково-щелочной, и периферической — повышенной щелочности; 4) закономерная смена фаций глубинности от "ядра" ареала к его периферии. Полученная таким образом картина распределения магматических пород в западной части Монголо-Охотского пояса подчеркивала генеральные черты тектоно-магматической зональности в мезозое, независимые от структур древнего основания.

Для более детального изучения внутренней структуры региональных ареалов магматизма целесообразно выделение естественных ассоциаций геохимических типов магматических пород близкого возраста, уровней глубинности и набора фаз внедрения, характерных для достаточно крупных участков (блоков) ареалов магматизма [10, 11]. Блоки, в которых распространены конкретные ассоциации, по своим размерам в одном из измерений сопоставимы со структурно-формационными зонами домезозойского основания, мезозойскими поднятиями и прогибами. Их сочленение происходит, как правило, по глубинным разломам. При таком подходе достаточно полно отражается вещественная индивидуальность магматических ассоциаций и конкретная геологическая обстановка их становления.

Общая характеристика ряда мезозойских интрузивных ассоциаций Северо-Восточной Монголии приведена в таблице и на рис. 1–3. Их пространственные соотношения показаны на рис. 4. В соответствии с общей схемой мезозойского магматизма МНР [12] интрузивные ассоциации разделены на ранне- и позднемезозойские. В пределах зоны известково-щелочного магматизма раннемезозойского ареала выделяются следующие интрузивные ассоциации: багахэнтэйская и эриенгольская, представленные мезоабиссальными батолитообразными интрузиями гранодиорит-гранитного геохимического типа; ерогольская и ононская, включающие

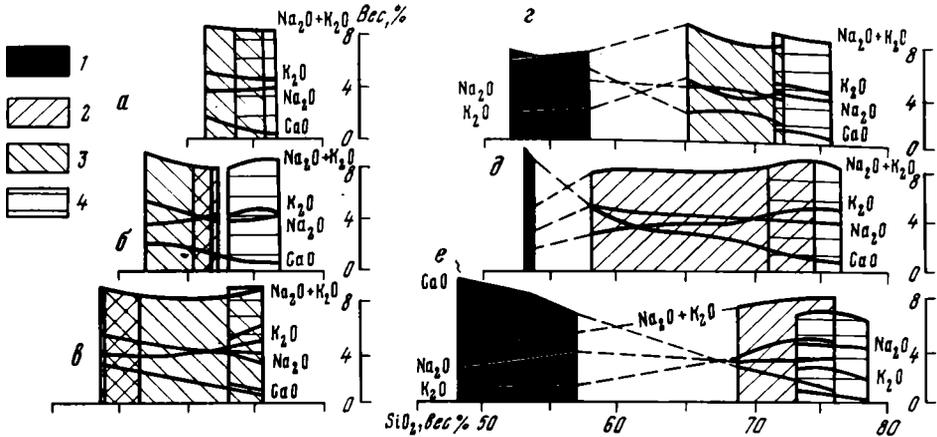


Рис. 1. Вариационные диаграммы мезозойских интрузивных ассоциаций Хэнтэя [10]: а – мензинская, б – уланбаторская, в – багахэнтэйская, г – эриенгольская, д – ононская, е – ерогольская
 1 – габброиды ранних фаз внедрения; 2 – порфириовидные средне- и крупнозернистые биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты; 3 – биотитовые и двуслюдяные преимущественно гнейсовидные граниты; 4 – алякситоидные, лейкократовые и аплитовые граниты завершающих фаз. Для уланбаторской ассоциации приведены данные по району истоков рек Менза и Керулен

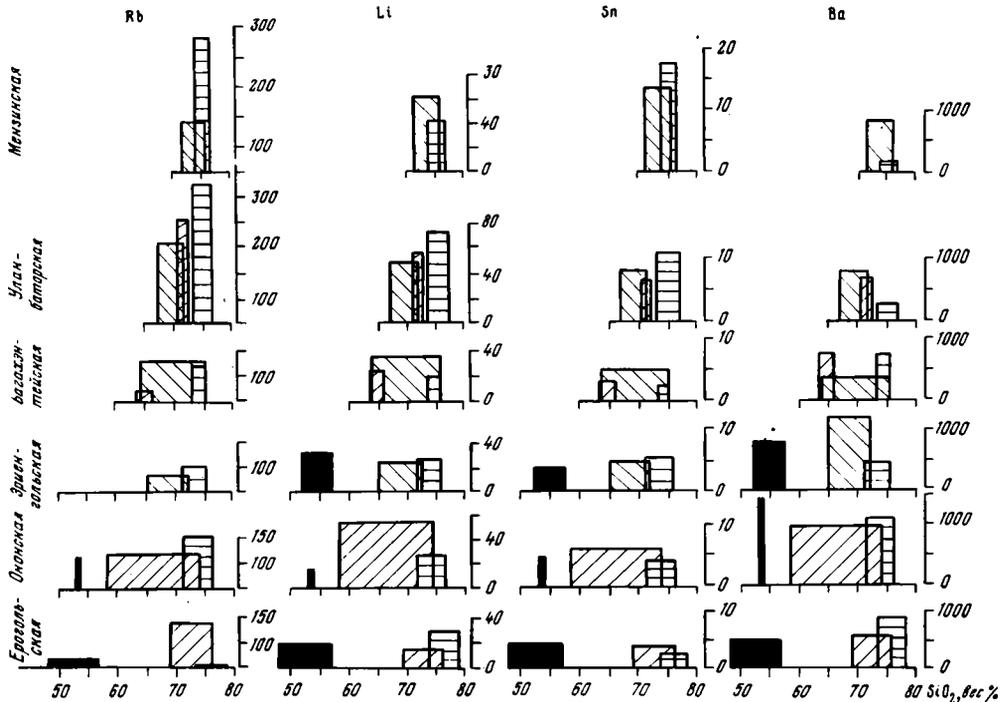


Рис. 2. Зависимость средних содержаний рубидия, лития, олова и бария (в г/т) от концентрации SiO_2 в мезозойских интрузивных ассоциациях Хэнтэя [10]. Для Ерогольской ассоциации приведены данные по массивам сложного строения. Условные обозначения те же, что и на рис. 1

гипабиссальные интрузии преимущественно габбро-диоритового и гранодиорит-гранитного геохимических типов, и уланбаторская, в которой преобладают гипабиссальные интрузии гранитов "стандартного" и литий-фтористого геохимических типов (см. рис. 1–4, таблицу).

В зоне магматизма повышенной щелочности, обрамляющей зону известково-щелочного магматизма, выделяются дзэлтэрская, орхонселенгинская (северо-западное крыло зоны) и северогобийская (юго-восточное крыло зоны) ассоциации

Таблица 1

Общая характеристика мезозойских магматических ассоциаций Северо-восточной Монголии

Магматическая ассоциация, (цикл [12])	Геохимический тип массива [12, 19], (геохимический тип гранитоидов [17])	Фаза внедрения, порода	Фация глубинности
1	2	3	4
Бутэлейнская, гнейсогранитная (J ₃ -K ₁)	Стандартный (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда)	Анхиваотхтонная фаза (фация) — мигматиты, гнейсо-граниты; интрузивная фаза — лейкократовые граниты, аплиты, пегматит-аплиты, пегматиты	Мезоабиссальная
Мензинская, гнейсогранит-лейкогранитная (J ₃ -K ₁)	Стандартный (плюмазитовые редкометальные лейкограниты)	1 фаза — преимущественно гнейсо-видные и груботакситовые биотитовые и двуслюдяные граниты; 2 фаза — лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты	Мезоабиссальная, гипабиссальная
Балджигольская, лейкогранитная (J ₃ -K ₁)	Стандартный и литий-фтористый (плюмазитовые редкометальные лейкограниты)	Гранит-порфиры, кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиры, онгониты	Приповерхностная
Эрэндабанская, гнейсогранит-гранитная (J ₃ -K ₁)	Стандартный (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда)	Анхиваотхтонная фаза (фация) — мигматиты, гнейсо-граниты; 1 фаза — биотитовые граниты; 2 фаза — лейкократовые граниты, аплиты, пегматит-аплиты, пегматиты	Мезоабиссальная
Их-хайрханская, гнейсогранит-лейкогранитная (J ₃ -K ₁)	Стандартный и литий-фтористый (плюмазитовые редкометальные лейкограниты)	Анхиваотхтонная фаза (фация) — мигматиты, гнейсо-граниты, биотитовые граниты; 1 фаза — биотитовые граниты; 2 фаза — лейкократовые граниты, гранит-порфиры, альбитовые граниты, онгониты	Мезоабиссальная, гипабиссальная, приповерхностная
Дэлэтэрская, щелочнотрахит-сиенит-лейкогранитная (T-J ₁₋₂)	Повышенной щелочности (палингенные гранитоиды щелочного ряда)	Вулканическая фаза (фация) — щелочные трахиты; 1 фаза — моношпатовые щелочные сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, ортофиры; 2 фаза — моношпатовые аляскиты	Вулканическая, приповерхностная
Орхон-Селенгинская, диорит-гранодиорит-сиенит-лейкогранитная (T-J ₁₋₂)	Габбро-диоритовый, гранодиорит-гранитный повышенной щелочности (палингенные гранитоиды щелочного ряда)	Фаза раннего внедрения — габбро, диориты; 1 фаза — амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, граносиениты; 2 фаза — лейкократовые граниты	Гипабиссальная, приповерхностная
Ерогольская, габбро-гранитная (T-J ₁₋₂)	Габбро-диоритовый, гранодиорит-гранитный (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда)	Фаза раннего внедрения — габбро-диориты; 1 фаза — амфибол-биотитовые и биотитовые граниты; 2 фаза — лейкократовые граниты, гранит-порфиры	Гипабиссальная

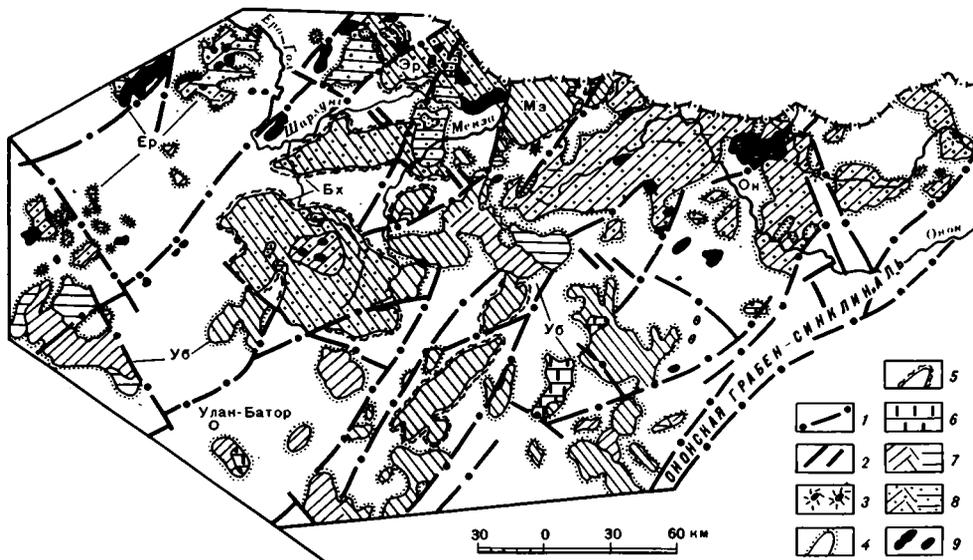
Преобладающие формы геологических тел	Калий-аргоновый возраст, млн. лет*	Вмещающие и граничные структуры	Рудоносность**	Примеры массивов
5	6	7	8	9
Гнейсогранитные купола, жило- и пластообразные тела	89—109	Буталеинское поднятие; зоны Желтуринского и Селенгинского разломов	Рудные проявления неизвестны	Сундульский
Батолитообразная интрузия, небольшие интрузии трещинного типа	111—165	Центральная часть Хэнтэйского поднятия; зоны Южно-Хэнтэйского разлома и Бархинского "порога"	Олово, вольфрам, молибден	Мензинский, Верхнекумырский
Дайки, небольшие пластообразные тела	146—150	Северо-западный борт Ононской грабен-синклинали	(Олово, вольфрам, золото?)	Балджигольский, Хумнульский, Баянгольский
Гнейсогранитные купола, интрузии трещинного типа	126—146	Модотино-Эрэндабанское поднятие; зона Ононского разлома	(Редкометалльные пегматиты?)	Баяндунгульский, Эрингольский, Ихэ-Бага-Иольский и др.
Разнообразные по размерам и морфологии тела трещинного типа	107—167	Зона Хархиринского (Орхонского) "порога"; зоны Орхонского, Баянгольского и Северо-гобийского разломов	Вольфрам, редкометалльные, альбитовые граниты и пегматиты	Их-Хайрханский, Онгон-Хайрханский, Эрдэнэ-Сантский, Дашинчилиньский и др.
Покровы, субвулканические пластообразные тела, мелкие интрузии трещинного типа, пластообразные и пластинчатые интрузии	175—219	Северо-Селенгинский прогиб; зона Желтуринского разлома	(Бериллий, плавленый шпат?)	Тэшигинбанский, Тэшигингольский, Чулутинский, Дулан-Ханульский и др.
Трещинные интрузии разнообразной, нередко сложной формы и различного размера	210—250	Область Орхон-Селенгинских прогибов; зоны Селенгинского и Баингольского разломов	(Медь, молибден, золото?)	Правобережный и др.
Преимущественно небольшие интрузии трещинного типа	166—235	Северо-Западное крыло (блок) Хэнтэйского поднятия; зоны Баингольского, Ерольского и Уланбааторского разломов	Золото, олово	Бухулеинские, Наринтологийский и др.

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4
Эриенгольская, диорит-грано-диорит-гранитная (Т-J ₁₋₂)	То же	Фаза раннего внедрения (преимущественно ксенолиты в первой фазе) — диориты; 1 фаза — гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные граниты, гранодиориты; 2 фаза — лейкократовые биотитовые граниты	Мезоабиссальная, гипабиссальная
Багахэнтэйская, гранодиорит-гранитная (Т-J ₁₋₂)	Гранодиорит-гранитный (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда)	1 фаза — порфировидные гранодиориты; 2 фаза — гнейсовидные граниты, гранодиориты, тоналиты; 3 фаза — лейкократовые биотитовые граниты	Мезоабиссальная
Ононская, диорит-гранодиорит-гранитная (Т-J ₁₋₂)	Габбро-диоритовый, гранодиорит-гранитоиды (палингенные гранитоиды известково-щелочного ряда)	Фаза раннего внедрения — диориты и габбро-диориты; главная (1) фаза — порфировидные гранодиориты, амфибол-биотитовые, биотитовые и лейкократовые граниты; фаза жильных и дополнительных интрузий (2) — лейкократовые и аплитовидные граниты, диоритовые порфиры	Гипабиссальная
Уланбаторская, гранит-лейкогранитная (Т-J ₁₋₂)	Стандартный, литий-фтористый (плюмзитовые редкометальные граниты)	1 фаза — крупнозернистые порфировидные биотитовые реже амфибол-биотитовые граниты, 1—2 фазы — биотитовые граниты, 2—3 фазы — лейкократовые темнокварцевые граниты, альбитовые граниты	Гипабиссальная
Северогобийская, трахилипарит-щелочногранит-лейкогранитовая	Повышенной щелочности (палингенные гранитоиды щелочного ряда)	Вулканическая фация — трахилипариты, кварцевые порфиры; 1 фаза — моношпатовые граносиениты, щелочные граниты и аляскиты; 2 фаза — моношпатовые биотитовые аляскиты, гранофиры, граносиениты, щелочные граниты	Вулканическая, приповерхностная

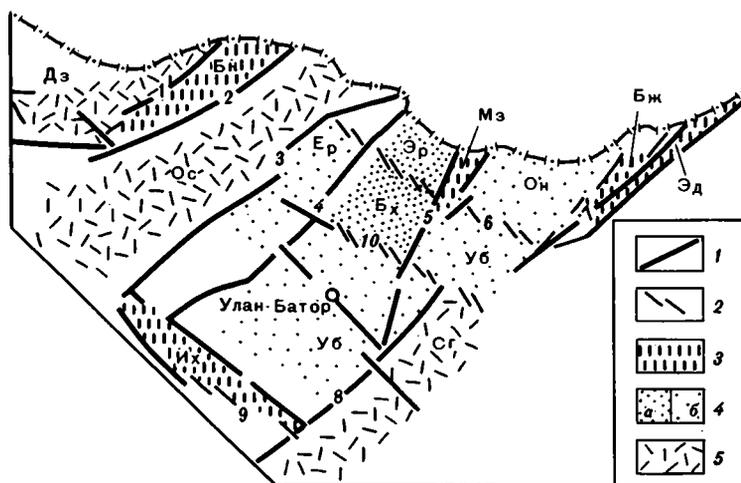
* По [2, 8, 9, 12, 16] и новым данным автора; ** в скобках — предполагаемое оруденение.

5	6	7	8	9
Батолитообразная интрузия, интрузии трещинного типа	171—236	Северная часть Хэнтэйского поднятия; зоны Ерогольского, Южно-Хэнтэйского и Бархинского разломов	(Вольфрам, золото?)	Эриенгольский, Убур-Джиргалантский, Бугунтайский
То же	157—236	Центральная часть ("ядро") Хэнтэйского поднятия; зона сочленения Северо-Хэнтэйского каледонского и Хэнтэйского герцинского выступов; зоны Ерогольского, Южно-Хэнтэйского разломов, Бархинского и Модотинского порогов	(Золото?) мелкие россыпи	Бага-Хэнтэйский, Ар-Ичильхинский
"	161—239	Восточное крыло Хэнтэйского поднятия; зоны Южно-Хэнтэйского, Ононского, Бархинского разломов	Золото, олово, вольфрам	Ононский, Устьбукунский, Тэнглиггольский и др.
Разнообразные по форме и размерам интрузии преимущественно трещинного типа	155—232	Область южного "замыкания" Хэнтэйского поднятия; зоны Баингольского, Южно-Хэнтэйского, Ононского, Северо-Гобийского разломов, Бархинского и Модотинского "порогов"	Олово, вольфрам, молибден, редкометалльные альбитовые граниты	Цагандабинский, Жанчивланский, Модотинский, Дзахарингольский, Верхнеилюрский и др.
Пластообразные субвулканические тела, плитообразные межформационные интрузии трещинного типа	170—238	Область мезозойских прогибов, примыкающая с юга к Северо-Гобийскому разлому; зоны Северо-Гобийского разлома и Модотинского "порога"	(Бериллий, плавиковый шпат?)	Баянуланский, Дашибалбарский, Харатульский, Хайрхулинский и др.



Р и с. 3. Схема мезозойских интрузивных ассоциаций Хэнтэя [10]

1 – разломы; 2 – зона Бархинского разлома; 3 – приповерхностные интрузии стандартного и литий-фтористого геохимических типов балджигольской ассоциации; 4 – гипабиссальные интрузии; 5 – мезобиссальные интрузии; 6 – массивы гранитоидов литий-фтористого типа; 7 – массивы гранитов стандартного типа; 8 – массивы гранитоидов гранодиорит-гранитного типа; 9 – массивы габбро-диоритового типа. Интрузивные ассоциации: Мз – мензинская, Уб – уланбаторская, Бх – багахэнтэйская, Эр – эриенгольская, Он – ононская, Ер – ерогольская. Штриховка – см. рис. 1



Р и с. 4. Схема размещения мезозойских интрузивных ассоциаций Северо-Восточной Монголии

1 – разломы: Желтуринский (1), Селенгинский (2), Баингольский (3), Ерогольский (4), Южнохэнтэйский (5), Ононский (7), Северогобийский (8); 2 – “пороги” Бархинский (6), Хархиринский (Орхонский) (9), Модотинский (10); 3 – районы (блоки) распространения позднемезозойских интрузивных ассоциаций: бутэлейнской (Бн), мензинской (Мз), балджигольской (Бж), эрдэбанской (Эд), их-хайрханской (Их); 4 – районы (блоки) распространения раннемезозойских известково-щелочных ассоциаций преимущественно мезобиссальных интрузий (а): эриенгольская (Эр), багахэнтэйская (Бх) и преимущественно гипабиссальных интрузий (б); ерогольская (Ер), уланбаторская (Уб), ононская (Он); 5 – районы (блоки) распространения раннемезозойских ассоциаций повышенной щелочности: дээлтэрская (Дз), орхонселенгинская (Ос), северогобийская (Сг)

(см. рис. 4). Распространенные здесь приповерхностные интрузивные тела часто обнаруживают тесную связь с близкими им по составу и возрасту вулканическими породами.

Позднемезозойские интрузивные ассоциации на территории Северо-Восточной Монголии не образуют сплошного ареала, будучи разделены блоками, в пределах которых позднемезозойские интрузии неизвестны (см. рис. 4).

В качестве граничных структур отдельных ассоциаций выступают разломы двух главных направлений (см. рис. 4): северо-восточные (Желтуринский, Селенгинский, Баингельский, Ерогельский, Южнохэнтэйский, Ононский, Северогобийский) и северо-западные, значительная часть которых представляет так называемые "пороги" (Бархинский, Уланбаторский, Орхонский, Модотинский). Под Модотинским "порогом" понимается структура, разделяющая северогобийскую и уланбаторскую ассоциации и ограничивающая с юго-запада багахэнтэйскую. Граничные структуры не являются резкими границами раздела разрывного типа; скорее это зоны сложного сочленения магматических ассоциаций.

Представленный в таблице один из первых вариантов выделения ассоциаций, естественно, предполагает дальнейшее развитие схемы и, в частности, возможность более дробного расчленения отдельных ассоциаций (например, орхонселенгинской, уланбаторской, северогобийской). Однако уже сейчас очевидно, что зональное распределение мезозойских магматических пород в западной части Монголо-Охотского пояса имеет сложную мозаично-блоковую внутреннюю структуру, обусловленную своеобразием магматических ассоциаций отдельных тектонических блоков, выделяемых в пределах каждой из зон региональных ареалов магматизма.

В пространственной структуре ареала магматических пород раннемезозойского цикла зона известково-щелочного магматизма (багахэнтэйская, эриенгольская, ерогельская, ононская, уланбаторская ассоциации) сочленяется с зоной магматизма повышенной щелочности (орхонселенгинская, дзэлтэрская, северогобийская ассоциации) по двум крупным ветвям Монголо-Охотского линеамента: Баингольской и Ононско-Северогобийской. Собственно щелочные массивы (нордмаркиты, щелочные граниты) распространены при этом преимущественно с внешней (по отношению к "ядру" ареала) стороны Желтуринского и Северогобийского разломов, где они образуют вулканоплутонические ассоциации с одновозрастными вулканитами (дзэлтэрская и северогобийская). Таким образом, структуре Хэнтэйского поднятия отвечают известково-щелочные ассоциации, а обрамляющим его прогибам — ассоциации повышенной щелочности.

Достаточно сложное строение имеет внутренняя структура зоны известково-щелочного магматизма Хэнтэйского поднятия. Здесь, с одной стороны, намечается смена преимущественно палингенных гранитоидов известково-щелочного ряда (эриенгольская, багахэнтэйская, ерогельская, ононская ассоциации) плюмазитовыми редкометальными гранитоидами в направлении юго-западного замыкания Хэнтэйского поднятия (уланбаторская ассоциация); с другой стороны, распространение в центральных частях преимущественно мезоабиссальных фаций гранитоидов (эриенгольская, багахэнтэйская ассоциации), а в "крыльях" поднятия (ерогельская, ононская) и области замыкания (уланбаторская) гипабиссальных, отчетливо выявляет сводово-глыбовую структуру Хэнтэя. Ассоциации в пределах "крыльев" поднятия имеют контрастный габбро-гранитный характер. В указанном распределении ассоциаций геохимических типов и фаций глубинности магматических пород ареала нетрудно заметить элементы симметрии и асимметрии магматической зональности относительно осевой части Хэнтэйского поднятия. Так, по обе стороны от нее расположены ассоциации гипабиссальных интрузий габбро-гранитного и гранодиорит-гранитного геохимических типов, ерогельская и ононская, а также гипабиссальные интрузии стандартных и литий-фтористых гранитов уланбаторской ассоциации, которые затем сменяются ассоциациями малоглубинных интрузий повышенной щелочности (рис. 4). В то же время ширина и протяженность зон магматизма, обрамляющих Хэнтэй, геохимические особенности, число и характер сочетания ассоциаций в них различны (см. рис. 1—4, таблицу).

Из предварительного сопоставления разновозрастных мезозойских магматических ассоциаций следует, что ареал позднемезозойского цикла имеет сложно дифференцированную внутреннюю структуру. Интрузивные ассоциации этого цикла распространены крайне неравномерно. Их размещение контролируется крупными структурами типа глубинных разломов, из которых в первую очередь можно выделить Селенгинский и Желтуринский, Южно-Хэнтэйский, Ононский разломы, входящие в систему Монголо-Охотского линейного элемента и поперечные структуры Бархинского и Орхонского "порогов". Удлиненные блоки позднемезозойских ассоциаций обычно как бы вклиниваются между ассоциациями более древнего возраста (см. рис. 4). В позднемезозойских ассоциациях рассматриваемой области не встречаются интрузии габбро-диоритового и гранодиоритового гранитного геохимических типов, поэтому в целом они отличаются от раннемезозойских меньшей основностью и контрастностью.

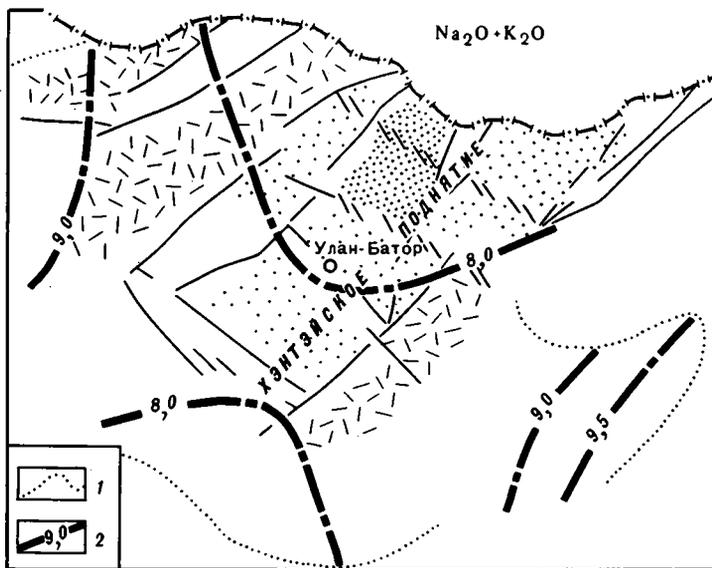
Общая зональность позднемезозойского ареала магматизма в распределении интрузий различных фаций глубинности на территории МНР выражена неотчетливо: мезоабиссальные гнейсогранитные и пегматитовые фации гранитоидов установлены в различных частях ареала (бутэлеинская, мензинская, эрэндабанская, их-хайрханская ассоциации). Вместе с тем наблюдается сильная фациальная изменчивость позднемезозойских интрузий внутри ассоциаций и отдельных районов ареала. Например, в Приононском районе и районе Их-Хайрханского "ствола" интрузий установлены практически все известные в ареале интрузивные фации от глубинных гнейсогранитных до субвулканических порфириновых.

Приведенный краткий обзор мезозойских магматических ассоциаций Северо-Востока Монголии показывает, что выделение ассоциаций геохимических типов магматических пород и обоснование их геохимической и геологической индивидуальности дает возможность отразить как элементы глобальной зональности ареалов магматизма, так и закономерную связь их внутренней структуры с геологическим строением региона.

Количественная геохимическая характеристика магматических образований имеет в виду определение средних значений состава, пределов колебаний петрогенных и редких элементов, а также оценку относительной распространенности отдельных петрохимических разновидностей и геохимических типов в тектоно-магматических ареалах. Подобная работа была начата в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР В.И. Коваленко, П.В. Ковалем, В.М. Якимовым, А.В. Гореглядом, В.А. Найгебауэр и Р.И. Бубуевым. В результате были определены средние составы геохимических типов интрузий в целом для мезозоя и по отдельным циклам с учетом относительной распространенности пород [18, 19]. Подобные расчеты не только придают большую определенность геохимическому расчленению магматических пород, но имеют важное значение для обоснования генетических концепций. В частности, отношение площадей, занятых массивами гранитоидов стандартного и литий-фтористого типов, близкое к постоянному, согласуется с представлениями о происхождении последних за счет дифференциации гранитоидов стандартного геохимического типа [12].

Несомненный интерес представляют формальные оценки закономерностей пространственного распределения элементов, выраженные в виде трендов концентраций, дисперсий концентраций элементов и др. Результаты, полученные в Институте геохимии СО АН СССР для гранитоидов раннемезозойского цикла, показывают, что тренды первого порядка большинства петрогенных элементов имеют направление, поперечное по отношению к простиранию палеозойских структур и оси Хэнтэйского поднятия. Тренды второго порядка, как правило, обнаруживают заметрическую симметрию относительно Хэнтэйского поднятия (рис. 5). С учетом сказанного в предыдущем разделе, можно полагать, что эти данные, с одной стороны, подтверждают принципиальную смену общего плана тектонического развития в мезозое [12], с другой — свидетельствуют о закономерной связи зональности ареала магматизма с формированием Хэнтэйского поднятия.

Металлогения. В наиболее общем виде потенциальная рудоносность магматических тел определяется их геохимическим типом и условиями становления [12,



Р и с. 5. Тренд общей щелочности раннемезозойских интрузивных пород Монголии. Второго порядка. Составили П.В. Коваль, В.А. Найгебауэр и В.М. Якимов

1 — граница раннемезозойского ареала магматизма; 2 — изолинии концентраций $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (в вес.%) . Прочие обозначения те же, что и на рис. 4

17]. Среди последних наиболее существенны размеры тел, фация глубинности и структурная обстановка. С этих позиций совершенно очевидна необходимость использования геохимической зональности магматических ареалов в качестве основы их металлогенического анализа. Общие закономерности вещественной и фациальной зональности ареалов обуславливают размещение основных металлогенических поясов [6]. Например, раннемезозойский Хэнтэйский золото-редкометалльный пояс совпадает с зоной распространения гипабиссальных интрузий габбро-диоритового, гранодиорит-гранитного, стандартного и литий-фтористого типов. Как было показано для вольфрама [7], именно в этой области наблюдаются наибольшие колебания средних значений его концентраций в различных массивах.

Конкретные ассоциации геохимических типов магматических пород отличаются определенной рудоносностью. Их смене в пределах поясов соответствует изменение рудной специфики последних. Так, при переходе от уланбаторской ассоциации к ононской либо к ерогольской в Хэнтэйском поясе происходит смена редкометального оруденения золото-редкометалльным. С поперечными структурами и зонами сочленения ассоциации часто совпадают рудные зоны в пределах поясов. Примерами таких зон являются Бархинская, Модотинская, Улан-Баторская, Орхонская и соответствующие им рудные зоны. Таким образом, знание геохимического и геологического содержания магматических ассоциаций, их пространственных соотношений приближает нас к пониманию структуры и металлогении магматических ареалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брандт С.Б., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И. и др. О мезозойской щелочно-гранитной вулканоплутонической формации Восточной Монголии на примере Дашибалбарского массива. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 11.
2. Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. М.: Недра, 1973.
3. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975.
4. Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Монголо-Охотского пояса и западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Ежегодник 1972 (Ин-т геохимии СО АН СССР). Иркутск, 1973.
5. Кележинская В.В., Луцицкий И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974.

6. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Коваль П.В., Цыпуков Ю.П.* Общая схема мезозойской металлогении МНР. — В кн.: Ежегодник 1972 (Ин-т геохимии СО АН СССР). Иркутск, 1973.
7. *Коваль П.В., Кузнецова А.И.* Распределение вольфрама и потенциальная вольфрамность мезозойских гранитоидов МНР. — Докл. АН СССР, 1977, 232, № 4.
8. *Коваль П.В., Смирнов В.Н.* О петрогенетическом значении радиологического омоложения древних гнейсогранитов Монголии (по данным калий-аргонового метода). — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии (Тез. докл.). Иркутск, 1977.
9. *Коваль П.В., Салтыковский А.Я., Смирнов В.Н., Цэдэн Ц.* Магматизм Джидинского района МНР. — В кн.: Ежегодник 1973 (Ин-т геохимии СО АН СССР). Иркутск, 1974.
10. *Коваль П.В., Цыпуков Ю.П.* Мезозойские интрузивные ассоциации Хэнтэйского поднятия (МНР). — Докл. АН СССР, 1977, 236, № 6.
11. *Коваль П.В., Цыпуков Ю.П.* Новые данные по магматизму Хэнтэйского поднятия (МНР). — В кн.: Ежегодник 1974 (Ин-т геохимии СО АН СССР). Новосибирск, 1976.
12. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 11). М.: Наука, 1975.
13. *Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П.* Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М.: Наука, 1974.
14. Редкометалльные гранитоиды Монголии (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 5). М.: Наука, 1971.
15. *Салтыковский А.Я., Оролмаа Д.* Позднепалеозойский — мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977.
16. *Смирнов В.Н., Коваль П.В., Цыпуков Ю.П.* и др. Калий-аргоновый возраст гранитоидных ассоциаций Хэнтэя (МНР). — Докл. АН СССР, 1977, 232, № 1.
17. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
18. *Якимов В.М., Горегляд А.В.* Распространенность интрузий различных геохимических типов в МНР. — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977.
19. *Якимов В.М., Коваленко В.И., Коваль П.В.* и др. Средние химические составы интрузивных пород различных геохимических типов (мезозой МНР). — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНГОЛИИ

Результаты исследований, проведенных за последнее десятилетие сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР [2, 4, 11, 16], в совокупности с геологическими и металлогеническими данными других исследователей [1, 8, 17] позволяют рассмотреть закономерности пространственного размещения вольфрамового оруденения на территории Монголии и охарактеризовать условия его формирования. Известные в настоящее время многочисленные публикации касаются вопросов временного и пространственного распределения геохимических типов гранитоидов, закономерностей размещения редкометального, в том числе вольфрамового, оруденения в рассматриваемом регионе в связи с его тектоно-магматическим развитием. За последние годы проведена основанная на сравнительном изучении геолого-структурных, вещественных и геохимических особенностей систематизация вольфрамовых, молибден-вольфрамовых и олово-вольфрамовых месторождений, наиболее интересных и важных в генетическом и практическом отношении [4].

Целью настоящей статьи является характеристика некоторых геохимических особенностей образования вольфрамовых месторождений МНР.

Известно, что основной фон вольфрамового оруденения в этом регионе составляют вольфрамитовые месторождения кварц-грейзеновой формации, часто с комплексным редкометальным оруденением, представленным оловом, молибденом, литием, танталом, бериллием и другими элементами. Одной из особенностей рассматриваемых месторождений является их многостадийность, т.е. совмещение в одних и тех же структурных зонах минеральных ассоциаций различных стадий гидротермального процесса. Благодаря этому изучаемые месторождения оказываются информативными объектами для выяснения причин формирования их различного минерального состава и рудно-геохимической специфики, а также для изучения характера эволюции и роли различных физико-химических параметров в процессах минералообразования. Особый интерес с этих позиций представляет комплексное изучение ряда минералов, образующихся на различных стадиях рудного процесса, в первую очередь, фтористых минералов: топаза и флюорита, столь характерных для различных геологических образований МНР, онгонитов [9], редкометальных гранитов [16], пегматитов, грейзенов, гидротермальных жил различного состава [4, 10, 12]. Выполненное совместно с В.Б. Наумовым, В.И. Коваленко и Н.В. Владыкиным [15] баротермометрическое изучение микровключений в топазах, выделенных из указанных выше образований, позволило определить место оловянного и вольфрамового оруденения в системе гранитный расплав — гидротермальный раствор. Согласно полученным данным, интервал температур образования топаза отвечает $1000-300^{\circ}\text{C}$. Характер минералообразующей среды при этом меняется от расплава через рассол до раствора. Наиболее высокотемпературные ($1000-600^{\circ}\text{C}$) топазы онгонитов и редкометальных гранитов кристаллизуются из магматических расплавов. Что же касается топаза, сингенетичного с оловянной и вольфрамовой минерализацией, то температурный интервал его кристаллизации соответствует $600-300^{\circ}\text{C}$. Высокотемпературная касситерит-топазовая и вольфрамит-топазовая ассоциация, как правило, образуются из высокоминерализованных растворов (рассолов). Примером подобных ассоциаций в МНР являются топазсодержащие грейзеновые и жильные ассоциации касситерита и ферберита олово-вольфрамового месторождения Бага-Газрын. При температурах, равных $400-300^{\circ}\text{C}$, кристаллизация топаза, касситерита, вольфрамита и других минералов происходит из менее концентрированных растворов, нередко водноуглекислых сред, фикси-

руемых наиболее часто в ассоциациях олово-вольфрамовых (Баин-Мод, Модотинский рудный район), молибден-вольфрамовых (Югодзырь), реже вольфрамовых жильных месторождений.

Изучение баротермометрии другого фтористого минерала — флюорита [13] — позволило оценить температурный интервал рудного процесса на месторождениях в целом и проследить эволюцию физико-химических параметров в другой более низкотемпературной области гидротермального процесса (от 450 до 50°C), соответствующей формированию минеральных ассоциаций различного состава: редкометалльных, сульфидных, карбонатных.

Последовательность формирования минеральных ассоциаций и эволюция температуры рудоносных растворов внутри отдельных месторождений закономерна, что подтверждается результатами изучения газовой-жидких включений в минералах ряда многостадийных месторождений. Наиболее ранние редкометалльные ассоциации (берилл, молибденит, вольфрамит и касситерит), изученные на месторождениях Бага-Газрын (Sn-W), Югодзырь (Mo-W), Тумэн-Цогто (Mo-W), Модото (Sn-W), Борун-Цогто (W), Чулун-Хуриэтэ (W), Цаган-Даба (W), Их-Хайрхан (W), Онгон-Хайрхан (W) и на ряде других, являются и наиболее высокотемпературными, формирующимися при температурах 450–250°C, а в большинстве случаев в интервале температур 360–260°C. Фтористая минерализация, сингенетичная с редкометалльным оруденением и представленная преимущественно флюоритом, характеризуется тем же температурным интервалом образования.

Для многих минералов редкометалльных ассоциаций, подобно топазу, установлена интересная закономерность: более высокотемпературные (450–350°C) минералы формируются из хлоридных растворов, менее высокотемпературные (350–250°C) — из углекислых. Хлоридные растворы фиксируются по наличию в газовой-жидких включениях минералов-узников, углекислые — фазы жидкой углекислоты. Так, минеральные ассоциации раннего этапа на олово-вольфрамовом месторождении Бага-Газрын, характеризующиеся наиболее высокими температурами гомогенизации 410–340°C, постоянно содержат в газовой-жидких включениях минералы-узники, представленные в основном галитом и сильвином. По данным криометрических измерений, суммарная концентрация растворов включений достигает 55 вес.%, причем концентрация NaCl в растворах соответствует 30 вес.%, KCl — 25 вес.%. Более низкотемпературные включения в тех же кварцах раннего этапа отличаются двухфазностью и концентрацией растворов не выше 15 вес.% [7].

Минеральные ассоциации месторождения Югодзырь характеризуются двухфазностью газовой-жидких включений в минералах и раннего, и позднего этапа формирования рудных тел. Лишь в единичных образцах наиболее высокотемпературного флюорита (температура гомогенизации 370–320°C), сингенетичного с бериллом и молибденитом, были отмечены включения с минералом-узником галитом, по температуре растворения которого концентрация растворов составляет 30 вес.% [6]. В минералах несколько более поздней и менее высокотемпературной кварц-вольфрамитовой ассоциации наблюдались двухфазовые включения, концентрация растворов которых колебалась от 7 до 12 вес.% (по данным анализа водных вытяжек, [7]).

Более поздними по отношению к редкометалльным ассоциациям являются сульфидные ассоциации. На изученных месторождениях МНР они имеют различный состав и масштаб распространения. В наиболее общем виде они представлены следующим набором последовательно формирующихся ассоциаций: 1) пиритовая (Тумэн-Цогто, Борун-Цогто), пирит-арсенопиритовая (Модото), пирит-арсенопирит-пирротиновая (Югодзырь, Чулун-Хуриэтэ); 2) сфалерит-халькопиритовая (Тумэн-Цогто, Чулун-Хуриэтэ, Их-Хайрхан), сфалерит-халькопирит-пирротиновая (Югодзырь, Борун-Цогто, Западное, Онгон-Хайрхан); 3) сфалерит-галенит-халькопиритовая (Модото), галенит-халькопирит-сульфовисмутитовая (Тумэн-Цогто, Западное, Онгон-Хайрхан), халькопирит-сульфовисмутитовая (Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ, Их-Хайрхан); 4) пирит-марказитовая (Югодзырь, Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ).

Для оценки физико-химических параметров образования сульфидов наиболее информативным сульфидным минералом является сфалерит, представленный на вольфрамовых месторождениях МНР двумя разновидностями: марматитом (например, месторождения Тумэн-Цогто, Югодзырь, Борун-Цогто) и клейофаном (например, месторождения Западное, Их-Хайрхан). В клейофанах месторождения Их-Хайрхан были обнаружены газово-жидкие включения с температурами гомогенизации 290–280°С, близкими к температурам гомогенизации включений в сосуществующем с клейофаном гобнерите. Однако большая часть сульфидов образуется при более низких температурах. Так, в некоторых рудных телах месторождения Югодзырь наблюдалось замещение сфалеритом родохрозита, температура гомогенизации включений в котором соответствовала интервалу 280–240°С. Нижняя температурная граница отложения сульфидов определена нами примерно в 180°С, поскольку нарастающие на сульфиды или корродирующие их более поздние анкерит и флюорит имеют температуру гомогенизации включений 180–120°С. Температурный интервал, равный 180–50°С, отвечает проявлению завершающих рудный процесс на вольфрамовых месторождениях карбонатной и кварц-флюоритовой ассоциаций [14].

Для ряда месторождений (Бага-Газрын, Хара-Мориту, Тумэн-Цогто, Цаган-Дабба, Модото, Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ, Их-Хайрхан) наряду с температурами формирования рудных тел удалось оценить величины давлений. Оказалось, что более высокотемпературные ассоциации (450–250°С) образуются в условиях значительных давлений (1200–600 бар). Минералы пострудных стадий кристаллизуются при более низких давлениях (450–170 бар). Следует отметить, что в пределах одного и того же месторождения перепад давлений может достигать значительного интервала (от 1050 до 170 бар), что свидетельствует об активной тектонической деятельности при формировании месторождений [13, 14].

Таким образом, на примере месторождений Монголии удалось установить близкую последовательность минералообразования на месторождениях различного состава (олово-вольфрамовых, молибден-вольфрамовых, вольфрамовых, сульфидных и бессульфидных) и показать, что особенности их минералогии обусловлены различной полнотой проявления последовательно формировавшихся минеральных ассоциаций, образующихся из жидких минералообразующих растворов хлоридно-го и углекислого состава в условиях постепенного снижения их температуры, давления и концентрации [14].

Иную информацию, касающуюся проблемы связи оруденения с геохимическими типами гранитоидов, дает изучение геохимической специфики рудного процесса на месторождениях в сочетании с геохимическими особенностями гранитов и метасоматитов [3–5]. Наибольшая геохимическая контрастность оруденения проявляется на ранних высокотемпературных этапах постмагматического процесса в условиях относительно "закрытой" системы порода – раствор. Этот вывод базируется на результатах геологического, структурно-морфологического, вещественного, баротермометрического и геохимического изучения вольфрамовых месторождений и подтверждается рядом факторов: 1) преемственностью минерального состава, общностью структурных условий и сходством физико-химических параметров формирования (наиболее высокие значения температур, а иногда и концентраций растворов) редкометальных минеральных ассоциаций раннего этапа в грейзенах и синхронных им редкометальных жилах; 2) четко проявленной связью микросостава ряда минералов в указанных выше ассоциациях (уровень содержания лития в ранних генерациях слюд; тантала и ниобия в ранних генерациях вольфрамитов) с концентрацией индикаторных элементов, в первую очередь лития и тантала, в ранних метасоматитах и исходных гранитах. Так, для лития и фтора устанавливается преемственность содержаний в ряду: биотитовые граниты – грейзены; слюды гранитов – слюды грейзенов – слюды редкометальных ассоциаций рудных тел [4]. Особенно отчетливо эта закономерность проявлена для формирующихся в относительно закрытых системах литий-фтористых гранитов и связанного с ними грейзенового оруденения (Югодзырьский и Бага-Газрынский рудные узлы). Для тантала обнаружена "унаследованность" уровня содержания в биотитовых

гранитах, в развивающихся по ним грейзенах и в вольфрамитах приуроченных к ним рудных тел. Например, максимальные значения тантала обнаружены в вольфрамитах месторождений Борун-Цогто и Югодзырь, связанных с танталосносными литий-фтористыми гранитами.

Минерализация позднего этапа формирования вольфрамовых месторождений, представленная сульфидной, карбонатной и кварц-флюоритовой минеральными ассоциациями, проявляется в условиях относительно "открытой" системы при более низких значениях температуры и концентрации растворов, "выравнивающих" состав в результате длительной эволюции и, таким образом, "теряющих" признаки генетической связи с различными геохимическими типами гранитов. Последнее доказывается как структурно-геологическими, так и минералого-геохимическими данными изучения вольфрамовых месторождений МНР.

Приведенные выше результаты геологического, минералого-геохимического и баротермометрического исследований месторождений позволили подойти также к проблеме комплексного использования месторождений, в частности, к оценке рудных зон, характеризующихся наряду с вольфрамом наиболее значительными концентрациями ряда элементов: олова, молибдена, бериллия, лития, тантала, ниобия, скандия, иттрия, индия и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Монгольской Народной Республики. Т. III. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1977.
2. *Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Монголо-Охотского пояса и западной части Тихоокеанского кольца. — В кн.: Ежегодник 1972 (Ин-т геохимии СО АН СССР). Иркутск, 1973.
3. *Иванова Г.Ф.* Геохимические особенности вольфрамовых месторождений Монголии. — Геол. рудн. месторожд., 1974, № 6.
4. *Иванова Г.Ф.* Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976.
5. *Иванова Г.Ф., Коваль П.В.* Вольфрамовое оруденение Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
6. *Иванова Г.Ф., Моторина З.М., Наумов В.Б.* Особенности формирования минеральных ассоциаций молибден-вольфрамового месторождения Югодзырь (МНР). — Геол. рудн. месторожд., 1977, № 3.
7. *Иванова Г.Ф., Хитаров Д.Н., Левкина Н.И.* и др. Химический состав вольфрамоносных гидротермальных растворов (по данным изучения газово-жидких включений). — Геохимия, 1976, № 9.
8. *Каленов А.Д.* Геологические закономерности размещения и основные типы оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализации в Центральной и Восточной Монголии. — В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М., 1966.
9. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгоциты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) — субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976.
10. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Гундсамбуу Ц.* и др. Геохимическая характеристика цвиттеров — нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы). — Докл. АН СССР, 1970, 190, № 3.
11. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Коваль П.В., Цыпукоев Ю.П.* Мезозойские гранитоиды Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
12. *Лхамсурэн Ж.* Предварительные итоги исследований минералообразующих растворов в минералах Монголии. — В кн.: Материалы научной конференции, посвященной ХХХ-летию геологической службы МНР. Улан-Батор, 1970.
13. *Наумов В.Б., Иванова Г.Ф.* Термобарические условия образования флюорита вольфрамитовых месторождений. — Геохимия, 1975, № 3.
14. *Наумов В.Б., Иванова Г.Ф., Моторина З.М.* Условия образования вольфрамовых, олово-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, 1977.
15. *Наумов В.Б., Коваленко В.И., Иванова Г.Ф., Владыкин Н.В.* Генезис топазов по данным изучения микровключений. — Геохимия, 1977, № 3.
16. Редкометалльные гранитоиды Монголии (Петрология, распределение редких элементов и генезис). М.: Наука, 1971.
17. *Хасин Р.А.* Основные черты эволюции магматизма Монголии. — В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1971.

ПРОБЛЕМЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ МОНГОЛИИ

Территория Монголии располагается на стыке крупных геоструктурных поясов — Алтае-Саянского и Монголо-Охотского, а также Сибирской и Северо-Китайской платформ и поэтому во все геологические эпохи была чрезвычайно активной. Происходило только смещение тектонически подвижных зон. Тектонические процессы сопровождались большей частью интенсивным магматизмом и вулканизмом, приведшим к формированию протяженных вулканических поясов — Восточно-Монгольского, Селенгино-Витимского и других.

В результате длительного и сложного тектоно-магматического развития территории Монголии была разбита разломами глубокого заложения на ряд складчато-глыбовых областей. Об этом свидетельствует поразительная устойчивость таких разломов, обновляемость их в различные эпохи и контролирующая роль в распределении эпицентров сильных землетрясений и изосейс.

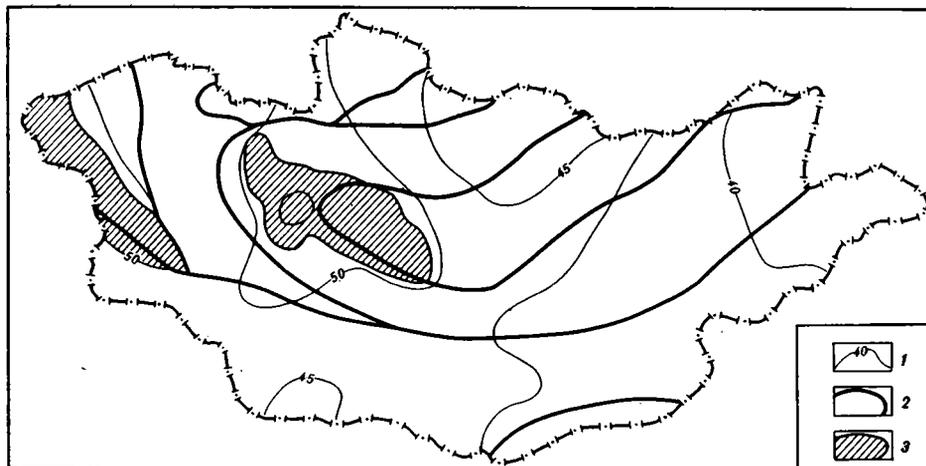
Детальные петрохимические и геохимические исследования подтверждают связь магматических формаций с вмещающими их структурами и с глубинным строением Монголии [6, 32, 35, 40 и др.]. Эти исследования показывают, что стабилизация структуры, сопровождаемая наращиванием гранито-гнейсового слоя, приводит к увеличению щелочности магматических образований, появлению контрастных и дифференцированных магм и обуславливает, по-видимому, существенную дифференциацию глубин размещения магматических очагов. Снижение проницаемости глубинных зон при переходе от подвижных структур с преимущественным действием напряжений растяжения к разломно-блоковым структурам, находящимся в состоянии интенсивного сжатия, приводит к развитию мощного интрузивного вулканизма, метасоматическому преобразованию глубинного вещества под действием мантийных ювенильных флюидов, а также к возникновению наряду с мантийными магматическими очагами в нижних горизонтах земной коры.

Таким образом, по характеру поверхностных структур можно судить о глубинных процессах и общих изменениях в развитии глубинных структур.

Опубликованные результаты интерпретации гравиметрических данных [5] согласуются с тектоническим расчленением территории Монголии на крупные мегаблоки, различающиеся по мощностям коры в целом и составляющих ее слоев. Численные оценки этих мощностей следует рассматривать как предварительные, так как исследования методом ГСЗ в Монголии не проводились.

В настоящее время для всех блоков предполагается двухслойная континентальная кора (исключая осадочный слой) мощностью до 50 км. При этом отмечается, что с востока на запад происходит общее утолщение коры от 36–40 км до 45–50 км и увеличение мощности гранитного слоя от 8–12 до 16–25 км. Схематическое распределение изогипс поверхности Мохо по гравиметрическим данным в пределах разновозрастных складчатых областей (мегаблоков) приведено на рис. 1. Группой исследователей Гоби-Алтайского землетрясения 1957 г. под руководством Н.А. Флоренсова и Н.А. Логачева [11] выявлено существование мощной континентальной коры в районе Долины озер и Гобийского Алтая. Интерес представляет заключение этих исследователей о чрезвычайно сильном изменении мощности гранитного слоя (на 10 км) на расстояние всего 20 км от хр. Гурбан-Богдо до Долины озер при почти неизменной общей мощности коры около 55 км. Для вещества гранитного слоя предполагалась средняя плотность $2,67 \text{ г/см}^3$, для базальтового слоя — $2,90 \text{ г/см}^3$ и для верхней мантии — $3,27 \text{ г/см}^3$.

Оценку строения земной коры и глубин залегания границ Конрада и Мохо можно произвести, кроме того, на основании сравнительного анализа геологических структур МНР и Забайкалья. В последнем регионе выполнены обширные геофизи-



Р и с. 1. Основные структурные зоны МНР и положение поверхности Мохо (по гравиметрическим данным [5])

1 — изогипсы поверхности Мохо (в км); 2 — границы складчатых зон; 3 — области максимальной толщи гранитного слоя

ческие исследования, в результате которых построены подробные глубинные разрезы и выявлены геофизические границы [28]. На рис. 2 приведен глубинный разрез вдоль одного из профилей ГСЗ, пересекающего южное окончание Сибирской платформы, Байкальскую впадину и участки Забайкалья с разным возрастом складчатости [24]. К северо-западу от оз. Байкал профиль проходит через Сибирскую платформу и краевые выступы ее архейского фундамента.

В Забайкалье профиль ГСЗ последовательно пересекает выступы байкальского основания, переработанного палеозойскими движениями, раннекаледонский геосинклинальный комплекс с наложенными мезозойскими впадинами и среднепалеозойские (герцинские) геосинклинальные комплексы.

В целом же этот профиль пересекает геологические структуры Забайкалья, сопоставимые по истории развития с аналогичными структурами, известными на обширной территории МНР. В среднем глубина поверхности Мохо составляет около 40 км и в общем не испытывает существенных изменений. Однако в районе пересечения профилем долины р. Хилок, где отмечается наибольшая мощность коры, равная 46 км, происходит сокращение мощности гранитного слоя до 14 км.

Гравиметрические данные, согласующиеся с результатами сейсмических исследований, свидетельствуют о принципиальном изостатическом равновесии разновозрастных складчатых сооружений Забайкалья, осложненных кайнозойскими впадинами и структурами, возникшими на неотектоническом этапе. Распространяя этот вывод на смежную территорию МНР, мы получаем важный критерий оценки достоверности гравиметрической модели глубинного строения Монголии.

В последнее время в результате совместных исследований Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР и Института физики и техники АН МНР (работы выполнялись В.Н. Луговенко, Бямбаа, Балбаар, Г. Аюушжав) обобщены результаты наземной магнитной и аэромагнитной съемок. Обнаруживается полная корреляция между областями, отличающимися средними значениями магнитных полей, соответствующим крупным геологическим структурам, т.е. блокам с различной геологической историей. Хорошую корреляцию с тектоническими режимами обнаруживает характеристика регулярности или дифференцированности магнитного поля (так называемый стандарт поля). Так, Юго-Восточная Монголия, где распространены породы, сильно отличающиеся по магнитным свойствам (граниты и базальты), оказывается в области мало контрастных, сглаженных вариаций поля. Это свидетельствует о слабой современной тектонической активности данного региона и об отсутствии контрастных движений, что подтверж-

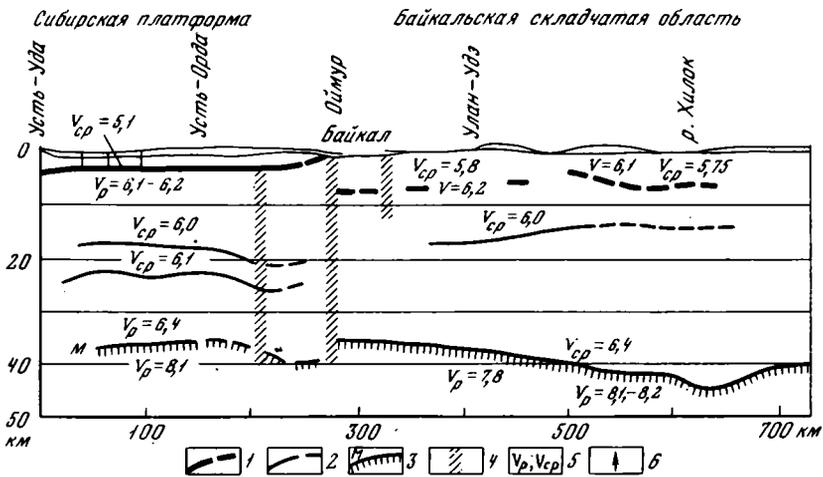


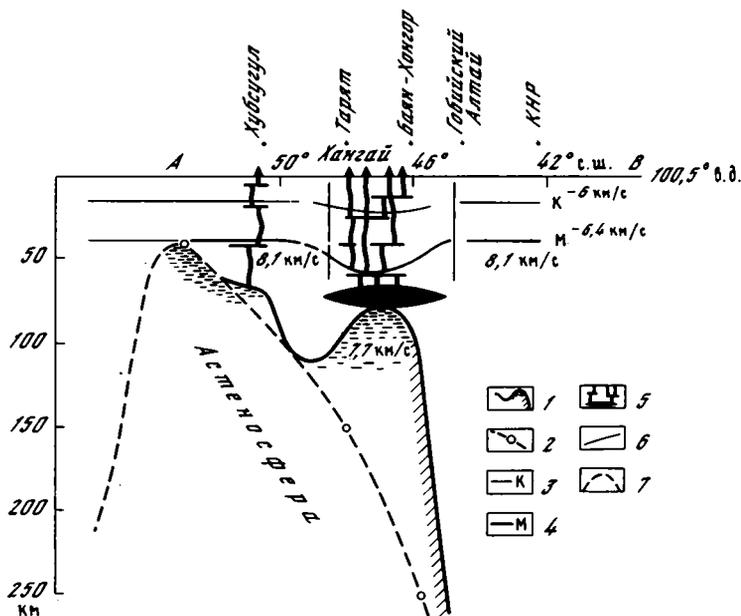
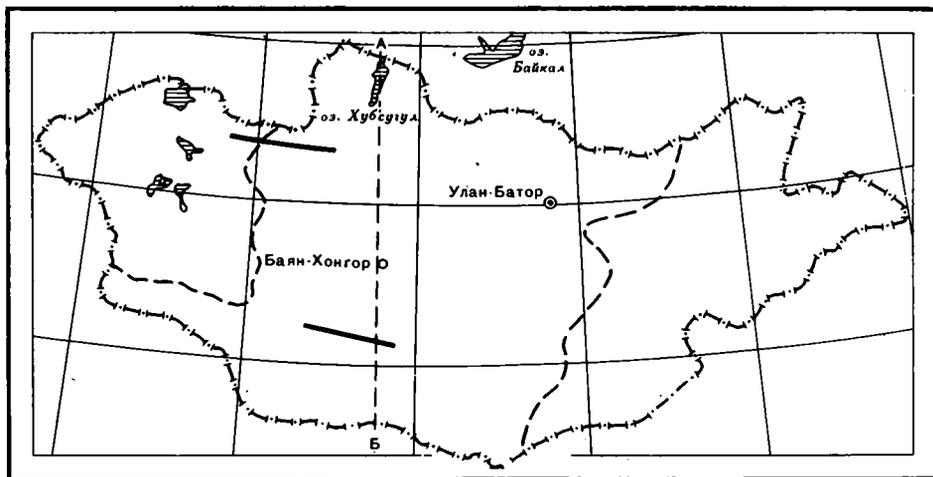
Рис. 2. Глубинное строение Байкальской рифтовой зоны и прилегающих областей по данным ГСЗ [24]

1 — поверхность фундамента; 2 — сейсмические границы, разделяющие "базальтовый" и "гранитный" слои земной коры; 3 — поверхность Мохо; 4 — разломы; 5 — граничная (V_p) и средняя (V_{cp}) скорости продольных волн (в км/сек); 6 — места вскрытия фундамента буровыми скважинами

дается сейсмической активностью этих мест (плато Дариганга, Югодзырь, Южно-Гобийская складчатая область).

Изучение аномалий в распространении упругих волн от землетрясений и взрывов позволило установить аномальное строение подкоровых зон мантии под значительной площадью Монголии. Впервые это было обнаружено при анализе кинематических и динамических характеристик сейсмических волн, приходящих на станции профиля Памир — Байкал [27]. В дальнейшем изучение аномалий во временах пробега объемных продольных волн позволило детализировать глубинный характер распределения аномальной низкоскоростной мантии в Южной Сибири и Монголии [28, 30]. В области Байкальского рифта на границе Мохо установлены низкие значения граничной скорости 7,7–7,8 км/сек, тогда как на смежных участках Сибирской платформы и Забайкалья скорость составляет 8,1–8,2 км/сек. В.А. Рогожина и В.М. Кожевников [30] приводят схемы строения верхней и нижней граничной области аномальной мантии. На этих схемах отмечается крутой подъем верхней граничной поверхности до границы Мохо в области Байкальского рифта и погружение на глубины в сотни километров к юго-западу и юго-востоку относительно рифта и южного выступа Сибирской платформы, под которой аномальная мантия не прослеживается. Нам кажется обоснованным представление о том, что аномальная мантия должна обладать и пониженной плотностью, что обусловлено подъемом к поверхности относительно легкого материала. Отметим, что пространственно низкоскоростная аномалия расположена вкрест древним тектоническим структурам, т.е. не является унаследованной, а формирует, вероятно, новый глубинный структурный план. Однако новейшие позднекайнозойские структуры в известной мере приспособляются к ранее существовавшим.

На рис. 3 приводится глубинный разрез коры и верхней мантии по меридиональному профилю оз. Хубсугул — Хангайское нагорье — Гобийский Алтай, построенный нами на основании рассмотренных выше геофизических данных. Если принять во внимание особенности распространения на территории МНР разновозрастных кайнозойских базальтов, выявленные Е.В. Девяткиным [12], причем наиболее поздние излияния происходили, вероятно, в Центральной части Монголии (Тарятская впадина, долина р. Орхон), то можно допустить существование под Хангайским сводовым поднятием выступа аномальной мантии (см. рис. 3). Неотектоническая активизация территории МНР в кайнозое, очевидно, обусловлена динамикой существования аномальной мантии.



Р и с. 3. Предполагаемое строение глубинных зон по профилю озеро Хубсугул — Хангай — Долина озер — Заалтайская Гоби (по меридиану $100,5^\circ$ в.д.)

1 — кровля разуплотненной мантии с учетом расположения четвертичного вулканизма; 2 — положение кровли разуплотненной мантии по В.А. Рогожиной и В.М. Кожевникову [30]; 3 — поверхность Конрада; 4 — поверхность Мохо; 5 — предполагаемые магматические очаги и подводящие к поверхности каналы; 6 — крупнейшие сейсмогенные разломы; 7 — зоны повышенных градиентов силы тяжести. Цифрами показаны предполагаемые скорости (в км/сек) продольных волн в глубинных зонах

Значительно более полную информацию о вещественном составе недр рассматриваемого региона и о характере глубинных процессов мы можем получить, анализируя результаты детального изучения продуктов кайнозойского базальтового вулканизма, выполненного экспедицией за последние годы [1, 2, 9, 14–16, 18–20, 22, 34, 38].

В отличие от вулканогенных ассоциаций фанерозоя кайнозойские вулканы представлены относительно слабо дифференцированными щелочно-базальтовыми лавами. Это согласуется с тектоническим режимом, близким к эпиплатформенному. Разломно-глыбовые неотектонические движения не приводят к существенной перестройке глубинной структуры и являются отражением процессов, происходя-

щих в глубоких горизонтах верхней мантии. Петрохимическая неоднородность базальтов зависит от строения различных блоков. Высокощелочные калиевые ассоциации Северной и Центральной Монголии приурочены прежде всего к блоку раннекаледонской складчатости с предположительно мощным гранито-гнейсовым слоем. Менее щелочные натриевые базальты Дариганги и районов Северной Гоби приурочены к зоне герцинской складчатости и восточной зоне, для которой мощности коры и гранито-гнейсового слоя менее значительны. На крайнем востоке, в Халхингольском районе наряду с щелочными развиты толеитовые базальты.

Унаследованность континентального основания с позднепалеозойского времени на всей территории Монголии проявляется также и в том, что меловые толеитовые базальты Северо-Гобийской субширотной зоны, распространенные, например, в хр. Ихэ-Богдо (Гобийский Алтай), оказываются сильно подщелоченными. Сумма щелочей превышает величину, характерную для обычных толеитов океанического дна или траппов платформ в 1,5–2 раза при содержании калия до 2,6 вес.% [11].

Есть все основания полагать, что территория Монголии может стать эталонным полигоном, где особенности вещественного состава различных глубинных тектонических структур хорошо коррелируются с историей их развития. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, многочисленные выходы на поверхность метаморфических пород, слагающих, по-видимому, основание древней коры, а с другой — многочисленные находки в базальтах ксенолитов разнообразных пород и минералов. Так, древние двупироксеновые гнейсы (гранулиты) и чарнокиты юго-западной части Сангиленского массива, залегающие под четвертичными отложениями в районе оз. Тэрэ-Холь (левобережье р. Тэсийн-Гол), по данным Ф.П. Митрофанова [4], аналогичны архейским породам Алданского щита и Восточного Саяна, являющимся выступом древнего основания континентальной коры. По глубинным ксенолитам, обнаруженным авторами (1976–1977 гг.) на территории Монголии в кайнозойских базальтах, можно в принципе провести сопоставление глубинного строения различных тектонических структур. Так, в настоящее время собраны представительные коллекции ксенолитов в базальтах Прихубсугулья-района, являющегося продолжением байкальской рифтовой структуры. Включения в базальтах бассейна Тэсийн-Гол приурочены к Сангиленской зоне раннекаледонского северного блока. Базальты Тарягтской впадины и Эгин-Даба типичны для Хангайского поднятия. Аналогичный материал имеется по Долине озер, зоне Гобийского Алтая и юго-восточному району Дариганги.

По минеральным парагенезисам и термодинамическим условиям их устойчивости среди включений могут быть выделены условно две группы: коровые и мантийные. Чаще всего встречаются мантийные включения ультраосновных пород, содержащих оливин (хризолит). Это объясняется тем, что щелочно-базальтовые расплавы образуются на больших глубинах в верхней мантии, и основные объемы лавы поступают на поверхность непосредственно из зоны формирования расплавов данного состава. Сопоставление типов глубинных включений в монгольских базальтах с характерными включениями в лавах и субвулканических телах из других регионов свидетельствует о некоторых принципиальных различиях. Так, в складчатых структурах Тянь-Шаня (районы Южного Гиссара), по данным И.В. Мушкина и других [26], среди мантийных включений наиболее представительны пироксены, а среди коровых включений часто встречаются амфиболовые породы.

В зонах перехода континент — океан и островных дугах распространены амфиболиты и амфиболизированные габброиды и гипербазиты [31]. Это указывает, во-первых, на различные глубинные уровни заложения магматических очагов и, во-вторых, на региональные различия в вещественном составе глубинных зон магмообразования.

Имеющиеся литературные данные позволяют реконструировать достаточно полный разрез коры и верхней мантии до зоны генерации щелочно-базальтовой магмы в районе Хангая (Центральная Монголия) и пока менее уверенно — для Дариганги [2, 19, 21, 23]. Рассмотрим эти данные подробнее. Среди включений коровых пород, помимо гранитов, граносиенитов, габбро-диоритов и терригенно-

вулканогенных образований, широко распространены метаморфические породы, соответствующие гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма. Чаще всего встречаются ксенолиты двупироксеновых гнейсов, в которых отмечается парагенезис кварца, плагиоклаза среднего состава (30–45% *An*), калишпата, ромбического пироксена (гиперстен и алюмогиперстен), моноклинного пироксена (авгит или омфациит-авгит) и рудного минерала. Значительно реже встречаются ассоциации с амфиболом и биотитом и чисто пироксенитовые разности, в которых минералы близки пироксенам из пород гранулитовой фации — двупироксеновых гнейсов и чарнокитов. В.В. Кепежинскас с соавторами отмечают, что “близкие фациальные аналоги обнажаются на поверхности в докембрийском метаморфическом комплексе северного склона хр. Хан-Хухэй. Рассматриваемый парагенезис минералов отвечает термодинамическим условиям низов континентальной коры” [23, стр. 452].

К этой группе пород примыкают ксенолиты эклогитов и эклогитоподобных пород, состоящих из пиральспитового граната, моноклинного пироксена и плагиоклаза в различных соотношениях. Характерна такситская текстура, о чем свидетельствуют чередующиеся участки, обогащенные, с одной стороны, плагиоклазом, а с другой — пироксеном и гранатом. По петрохимическим и минералогическим критериям эти породы являются метаморфическими образованиями, ограниченными *PT* параметрами анортит-гранатового и чарнокит-гранатового равновесий и приближающиеся по этим параметрам к породам гранулитовой фации метаморфизма. Отметим, что гранулиты массива Сангилен и эклогитоподобные породы Хангая близки по составу породам метаморфического архейского комплекса Алданского щита. Все это дает основание допустить, что вынос включений рассматриваемой группы осуществлялся из низов гранулит-базитового слоя континентальной коры. Химический состав минералов и структурно-текстурные особенности пород показывают, что формирование этого слоя происходило в условиях прогревания и нарастания напряжений, в основном в главные эпохи складчатости, сопровождаемые мощным интрузивным магматизмом. Следует подчеркнуть большую неоднородность глубинных физико-химических параметров и условий, обусловивших значительную гетерогенность верхних структурных этажей мантии и коры. Вместе с тем в эпохи стабилизации геологических структур, по-видимому, происходило выравнивание этих параметров. Только таким образом можно объяснить не только однотипный и унаследованный характер вулканической деятельности в кайнозое (и даже в мезозое), но и принципиальную однотипность ряда характерных включений — мегакристов различных минералов, о которых будет сказано ниже.

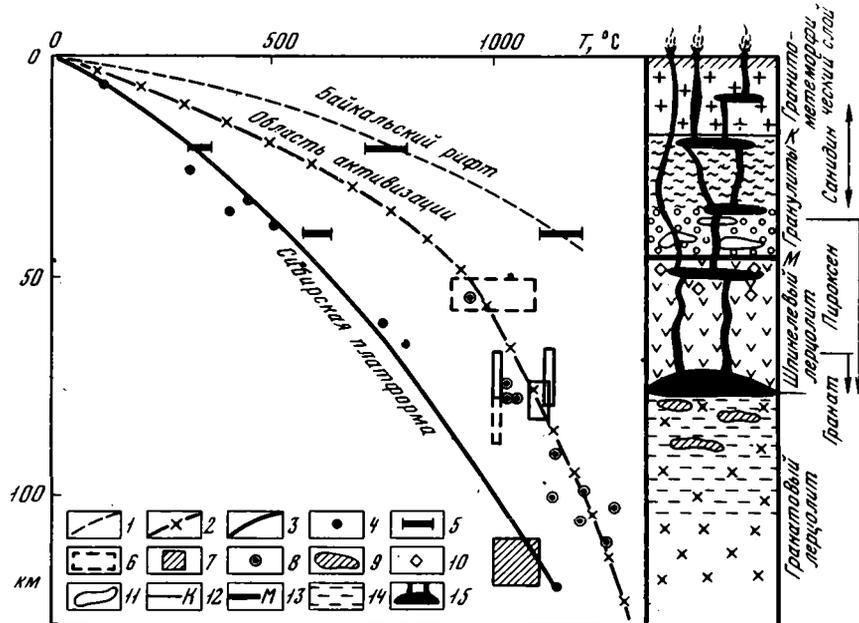
Среди явно мантийных образований в первую очередь необходимо отметить группы шпинелевых и гранатовых перидотитов. Последние распространены крайне редко и в настоящее время, кроме района Хангая, встречены нами в виде полнокристаллических включений только в лавах одного из вулканов в долине правого притока Селенги — р. Ихэ-Тулбури-Гол [34]. Среди обломков этих пород выявлены такситовые и крайне неоднородные по минеральному составу разности. Это относится прежде всего к моноклинному пироксену, содержание которого меняется в широких пределах: от единиц до десятков процентов. Авторы полагают, что эта неоднородность состава отражает специфические глубинные физико-химические условия, которые приводили к интенсивной тектоно-магматической активизации. При этом происходило не только изменение вещества земной коры, но и метасоматические и метаморфические преобразования вещества верхней мантии. Вероятно, более значительно преобразованию подвергались породы, подстилающие земную кору и вовлеченные в процесс образования базальтовой магмы. Именно так происходило образование “вторичных” пироксенитов, мантийных эклогитов, обнаруженных среди ксенолитов в хангайских лавах. Авторы присоединяются к мнению В.В. Кепежинскас, А.С. Павленко и Л.В. Филиппова о вертикальной зональности в ультраосновных породах различной глубинности в отношении их кислотности вследствие “перераспределения кремнекислоты (и, вероятно, других подвижных компонентов) при глубинном метаморфическом преобразовании даже таких значительно недосыщенных кремнекислотой и в общем близких между собой составов” [21, стр. 150].

Исследования, выполненные Ф.В. Каминским и другими [14], показали, что гранатовые пироксениты по равновесным условиям образования занимают поле между гранатовыми и шпинелевыми лерцолитами. Более часто встречающиеся шпинелевые пироксениты устойчивы при меньших термодинамических параметрах. Гранатовые лерцолиты в среднем сложены оливином (50–60% объема породы), ромбическим пироксеном (25–30), шпинелью (3–5), гранатом (3–5%), обнаружены флогопит и муассанит. Все эти минералы могут образовывать равновесную ассоциацию в области перехода от шпинелевой к гранатовой фациям лерцолитов. Гранаты содержат более 70% пироповой молекулы, 13–15 альмандина и около 9% гроссуляра. Оливин встречается в виде типичной для ультрабазитов магнезиальной разновидности — хризолита. Ромбический пироксен принадлежит к группе глиноземистых бронзитов, причем алюминий находится в VI координации, что свидетельствует об образовании пироповых лерцолитов при высоких давлениях. Моноклинный пироксен обогащен железом, титаном, хромом, алюминием (большая часть находится в VI координации) и натрием, входящим в жадеитовый компонент твердого раствора. Особенности составов сосуществующих минералов свидетельствуют о высокотемпературной и высокобарической природе этой ассоциации. Шпинелевые лерцолиты состоят из высокомагнезиального оливина (60–70%), ортопироксена (25–30), клинопироксена (5–10%) и шпинели (до первых процентов). Оливин несколько менее железистый по сравнению с оливином из гранатовых лерцолитов. Ортопироксен представлен алюмоэнстатитом, клинопироксен — хромовым субкальциевым авгитом или диопсидом с повышенными содержаниями алюминия и натрия. Магнезиальная шпинель обогащена хромом.

По приведенным данным петрологическая модель верхней мантии и коры Центрального Хангая представляется следующим образом. Снизу до глубины около 70 км распространены пироповые лерцолиты; выше, до границы Мохо, в разрезе преобладают шпинелевые лерцолиты. В подчиненном количестве находятся гарцбургиты и дуниты, представляющие, вероятно, реститы от выплавления базальтовой магмы. В зонах мантии, непосредственно примыкающих к границе Мохо, увеличивается доля пироксенитов и эклогитовых пород при все еще преобладающем количестве шпинелевых лерцолитов. Подошва коры располагается на глубине около 50 км. В основании гранулит-базитового слоя преимущественно распространены метаморфические породы, соответствующие гранулитовой и эклогитовой фациям метаморфизма. Этот слой насыщен также интрузивными породами габбро-диоритового состава. Выше границы Конрада, залегающей на глубине около 20 км, располагаются докайнозойские терригенно-вулканогенные, гранито-гнейсовые, зеленосланцевые и прочие комплексы пород. Малая мощность осадочного чехла объясняется характером неотектонических движений — преимущественные сводовые поднятия способствовали интенсивным денудационным процессам. Расчетные данные по химическим равновесиям в сосуществующих клино- и ортопироксенах позволяют оценить ход кайнозойской геотермы для этого региона (рис. 4).

Распределение температуры с глубиной оказывается весьма близким к таковому для областей новейшей активизации и значительно отличается от положения геотермы для платформенных условий юга Сибири [28]: на границе Мохо температура составляет около 850°С (по сравнению с 500° для континентальной земной коры). Это указывает на чрезвычайно высокий разогрев земных недр, по крайней мере для рассматриваемого региона, обусловленный внедрением больших масс относительно легкого горячего материала. По аналогии с другими регионами, хорошо изученными геофизическими методами, можно предполагать здесь и относительно высокое положение кровли волновода (см. рис. 3).

Для Дариганги петрологическая модель в принципе аналогична представленной выше. Слои верхней мантии, прорываемые щелочно-базальтовым расплавом, представлены главным образом шпинелевыми лерцолитами. Отдельные участки сложены также гарцбургитами, дунитами и породами группы пироксенитов. Глубинные слои коры состоят из метаморфических и интрузивных пород: гранулитов, эклогитоподобных пород, габброидов, диоритов и др. Верхнюю толщу коры слагают гранито-гнейсы, сланцы, терригенно-вулканогенные образования. Во включениях,



Р и с. 4. Распределение геотерм в различных тектонических структурах [по 28] Центральной Азии и предполагаемая модель вещественного состава глубинных зон коры и верхней мантии территории МНР

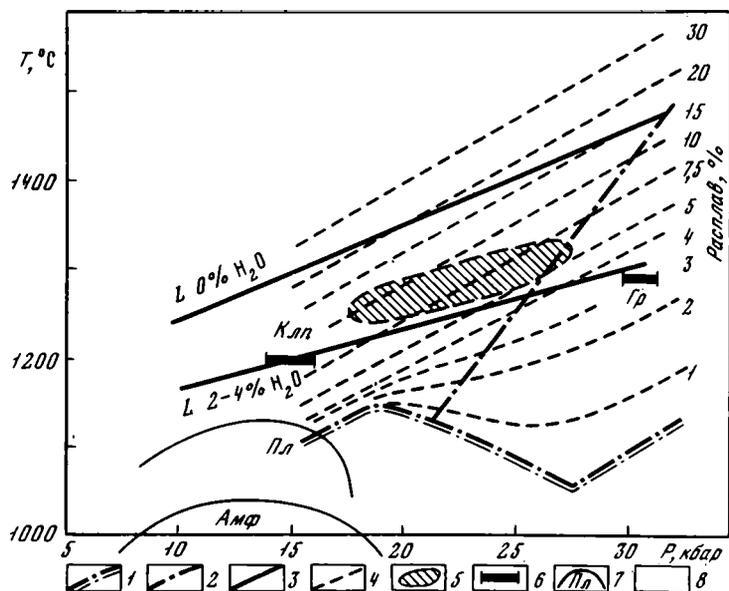
1–3 – геотермы: 1 – области Байкальского рифта, 2 – области тектонической активизации на континентах, 3 – Сибирской платформы; 4, 5 – поля и точки, отвечающие температурам кристаллизации пироксеновых пар, используемых в качестве геотермометров; 6 – неопределенности в оценках температур и глубин; 7 – неопределенности в оценке глубинной температуры; 8 – оценки температур и глубин по двупироксеновому геотермометру [2, 14, 21]; 9 – прослой дунитов, гарцбургитов, эклогита (?); 10 – прослой пироксенитов, эклогитов, дунитов, гарцбургитов; 11 – прослой эклогитов, габброидов, пироксенитов; 12 – поверхность Конрада; 13 – поверхность Мохо; 14 – область частичного плавления верхней мантии; 15 – магматические очаги и каналы

обнаруживаемых повсеместно в многочисленных вулканических центрах Дариганги, отмечаются все названные выше породы. Намечается тенденция латерального распределения различных глубинных пород на поверхности. Так, коровые ксенолиты чаще встречаются по периферии плато, тогда как в центральных зонах наблюдается либо полный набор мантийных и коровых включений, либо преимущественно мантийные ксенолиты. Это связано, по-видимому, с разнотемпературным положением магматических очагов и характером вулканического процесса. В.В. Кележинский с соавторами [21] приводят данные о региональных различиях состава минералов однотопных глубинных пород калиевой и натриевой вулканических провинций, т.е. Центральной и Юго-Восточной Монголии. Перечислим некоторые из них. Клинопироксены перцолитов калиевой провинции являются высокомагнезиальными хромдиоксидами, а на Дариганге отмечается более высокое содержание Са в клинопироксенах. В ортопироксенах Хангая содержание Al_2O_3 (5 вес.%) в два раза превышает содержание его в энстатитах Дариганги. Шпинель перцолитов из калиевой провинции более глиноземиста и менее хромистая по сравнению с составом шпинели перцолитов Дариганги. Эти данные свидетельствуют о том, что шпинелевые перцолиты Центральной Монголии устойчивы в области более высоких параметров $P-T$, чем шпинелевые перцолиты юго-востока МНР. Указанные авторы приходят к выводу, что "на Хангае мы имеем дело с представителями более низких горизонтов Земли, чем на Дариганге. Это согласуется с представлениями о более глубоких уровнях генерации калиевых щелочно-базальтоидных магм по сравнению с натриевыми" [21, стр. 154]. Не отвергая это заключение, мы хотим отметить, что выявленные петрохимические и геохимические различия в составах мине-

ралов лерцолитов могут свидетельствовать о латеральной гетерогенности мантии, связанной с различной геологической историей двух рассматриваемых районов. Если бы различия касались только вертикальной зональности верхней мантии, то можно было бы ожидать обнаружение лерцолитов даригангского типа в вскрытом разрезе Хангая, где представлены породы всех уровней глубинности. Однако это никем из исследователей не отмечалось.

Одной из самых характерных особенностей кайнозойских базальтов МНР является повсеместное нахождение среди включений группы мегакристов клинопироксенов и калии-натриевого полевого шпата (санидина). Значительно реже, и пока только в пределах развития высококалийевых базальтов, обнаруживаются мегакристы титан-флогопита и пиропового граната. Эти образования отражают какие-то глубинные условия существования самой магмы, но трактуются исследователями далеко не однозначно. В.В. Кебезинский [15] рассматривает их как интрателлурические продукты частичной глубинной кристаллизации магмы. Л.В. Филиппов и другие считают мегакристы парагенетической ассоциацией, образованной "при процессе эвтектического или перетектического анатексиса экологитов пород, богатых щелочами и вступающими в реакцию с магмой при дальнейшем изменении физико-химических условий" [38, стр. 486]. Нам представляется, что любая схема их генезиса должна учитывать следующие факты: полную однородность состава, отсутствие минеральных и расплавных включений в них и отсутствие взаимных сростаний, за исключением пары клинопироксен — гранат. В.В. Кебезинский [15] отмечает незначительное отличие составов клинопироксенов из базальтов калиевой и натриевой специализации (в мегакристах Na-серии более низкое содержание CaO) и более четкую корреляцию составов полевых шпатов с составами вмещающих базальтов.

Экспериментальные данные по условиям близиквидусной кристаллизации этих фаз из щелочно-базальтового расплава [8] показывают, что гранат близкого к мегакристам состава кристаллизуется при давлениях, превышающих 30 кбар. Клинопироксен является ликвидусной фазой в широком интервале температур и давлений при значительных вариациях в режимах летучих фаз. И только калии-натриевый шпат ни при каких экспериментальных условиях не кристаллизуется вблизи ликвидуса. Более того, высококалийевые шпаты образуются только при кристаллизации остаточных, пересыщенных щелочами и кремнеземом, расплавов после отделения в большом объеме мафических минеральных фаз. Следовательно, предположение об интрателлурическом магматическом происхождении наталкивается на определенные трудности. Отметим, что экспериментально полученные близиквидусные клинопироксены, по данным Грина и Хибберсона [39], содержат всего 1 вес.% Na_2O в отличие от монгольских мегакристов клинопироксенов, в которых содержание Na_2O превышает 2 вес.%. Еще труднее принять представления Л.В. Филиппова и других [38], так как, несмотря на обилие мегакристов, крайне редко встречаются экологиты и экологитоподобные породы; при совместном (парагенетическом) образовании можно было бы ожидать взаимных сростаний. Никаких реликтовых фаз в мегакристах также не удалось найти. Вместе с тем предположения об активном взаимодействии базальтовой магмы с вмещающими породами коры и верхней мантии, особенно при высокой активности флюидных фаз, не лишены основания. К этому нас приводят и результаты геохимического исследования гранулитов Монголии, выполненные А.С. Павленко [29], согласно которым породы резко обеднены рядом элементов, обычно присутствующих в достаточном количестве в аналогичных гранулитовых парагенезисах других регионов. Следует обратить внимание также на то, что в пределах калиевой петрохимической провинции часто встречаются вулканические аппараты и лавы с избыточными крупными мегакристами пироксенов. На Дариганге санидин встречается также повсеместно, причем на востоке плато он часто представляет единственную макроскопически различимую группу включений. Таким образом, мы приходим к выводу об устойчивом и однотипном процессе базальтового магмообразования в различных районах МНР. Это отражает, по-видимому, сходство глубинного строения стабилизированных континентальных структур этих районов.



Р и с. 5. Данные экспериментального изучения плавления и кристаллизации ультраосновного и базальтового вещества при высоких давлениях и температурах

1 — солидус пиролита при содержании $H_2O \sim 0,1$ вес.%; 2 — границы существования гранатовых и безгрантовых ультрабазитов; 3 — ликвидус щелочного базальта при содержаниях воды 2–4 вес.% и в безводных условиях; 4 — линии заданного содержания расплава в системе при частичном плавлении пиролита в присутствии 0,1 вес.% H_2O ; 5 — область выплавления щелочных базальтовых магм [33]; 6 — области вероятного образования мегакристов клинопироксена (Клп) и граната (Гр) при глубинной кристаллизации базальтовой магмы; 7 — области кристаллизации плагиоклаза (Пл) и амфибола (Амф) из обводненной базальтовой магмы

Как же можно представить себе условия образования щелочно-базальтовой магмы и ее дальнейшей эволюции до выхода на поверхность? Обратимся опять к данным экспериментальной петрологии [8]. Щелочно-базальтовая магма может образоваться при относительно низкой степени плавления четырехфазового лерцолита (оливин + ортопироксен + клинопироксен + шпинель \pm гранат) — доля расплава составляет 10–15% — в присутствии 2–4 вес.% H_2O . Температура расплава составляет 1200–1250°C при давлениях 15–25 кбар. Этим условиям как раз отвечает граница сосуществования гранатовых и шпинелевых ультрабазитов (рис. 5). Судя по тому, что гранатовые разности чрезвычайно редки, а в состав гранатовых лерцолитов входит первичная шпинель, следует допустить, что очаги базальтозой магмы, откуда она поднимается к поверхности, расположены преимущественно в поле существования шпинелевых перидотитов, хотя область выплавления (или зона волновода, обычно рассматриваемая как место выплавления базальтовых магм) может располагаться на больших глубинах. По-видимому, тип ксеногенного материала отражает среду, в которой существовал магматический очаг. Отсюда следует, что магма локализовалась на разных уровнях глубин в зависимости от конкретной геолого-тектонической обстановки. Поэтому можно объяснять то разнообразие типов включений и их дифференциацию по составам и фациям, которая установлена для различных районов Монголии. В этой схеме мегакристы различных минералов в общем формируются на разных уровнях глубин в результате микроликвационной магматической дифференциации под воздействием летучих. Отдельные зоны расплава, обогащенные щелочами и кремнеземом, являются "островками" кристаллизации полевых шпатов. Если состав магмы (ее щелочность) определяется режимом летучих, то можно объяснить корреляцию составов санидинов с составами вмещающих пород. "Островки" расплава, обогащенные железом, магнием, кальцием, при относительно низких давлениях образуют клинопироксены, а при более высоких давлениях — гранат или гранат-клинопироксеновую ассоциа-

цию. Возможная гетерогенность расплава в присутствии активных флюидов подтверждается многими экспериментальными данными последних лет.

Уровнями локализации магматических очагов в глубинах земли, по нашему мнению, являются границы раздела сред, существенно отличающихся по комплексу физико-химических свойств [10]. Такими границами в первую очередь являются границы Мохо и Конрада. Не случайно, что включения санидинов распространены именно в тех зонах, где чаще всего встречаются и коровые включения (например, периферия плато Дариганга). Высокий уровень существования магматических базальтовых очагов является причиной концентрации энергии, необходимой для преобразования вещества коры, в том числе палингенеза. На это указывают и находки плавленных сиалических пород (например, пемзы в шлаках вулканического конуса Южного Хангая, в районе сомона Эрдэнэ-Цогт).

Итак, изучение вещественного состава глубинных включений и базальтов в областях активного кайнозойского вулканизма — Хангайского нагорья, плато Дариганга — позволило авторам построить петрологическую модель строения глубинных зон коры и верхней мантии этих регионов.

Подтверждаются выводы, полученные на основании детального геологического изучения различных структур, о повсеместном существовании мощной коры континентального типа. Данные петрологического изучения глубинных включений в базальтах однозначно свидетельствуют о преимущественно лерцолитовом составе верхней мантии. Вместе с тем выявленные региональные различия в составе глубинных включений и самих лав подтверждают данные структурно-геологических исследований о блоковом строении территории МНР.

Комплекс всех известных данных может указывать на определенную автономность тектоно-магматической жизни крупных мегаблоков.

Для более полного и четкого представления о глубинном строении и состоянии вещества недр Монголии крайне необходимо провести геофизические исследования по профилям, пересекающим основные тектонические структуры страны. Эти исследования помогут выявить: 1) положение главных границ раздела, прежде всего границы Конрада, Мохо, зоны волновода (аномальной мантии); 2) распределение плотностных и упругих (скоростных) характеристик в районах, различающихся своей геологической историей; 3) термическое состояние глубинных зон, характеризующихся различным строением и состоянием.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агзафонов Л.В., Пинус Г.В., Лесное Ф.П.* и др. Глубинные включения в щелочных базальтоидах трубки Шаварын-Церам (МНР). — Докл. АН СССР, 1975, 224, № 5.
2. *Агзафонов Л.В., Пинус Г.В., Лесное Ф.П.* и др. Ксенолиты пироповых лерцолитов в кайнозойских базальтах Центрального Хангая. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
3. *Белоусов В.В.* Явление тектонической активизации в развитии земной коры. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964.
4. *Благонравов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурэн Б.* и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
5. *Волхонин В.С., Степанов П.П.* Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. — Сов. геология, 1969, № 5.
6. *Гаврилова С.П.* Латеральная изменчивость гранитоидного магматизма в палеозоидах Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
7. *Гамбурцев Г.А., Вейцман П.С.* Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным ГСЗ и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии. — Бюл. Совета по сейсм. АН СССР, 1957, № 3.
8. *Генштафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977.
9. *Генштафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Об условиях формирования внутриконтинентальных серий щелочно-базальтовых магм (Информация на III семинаре по геохимии магматических пород.). — Геохимия, 1977, № 11.
10. *Генштафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.Я.* Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии. — Геотектоника, 1978, № 5.
11. Гоби-Алтайское землетрясение. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
12. *Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Певзнер М.А., Бадамгарев Д.* К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии

- (опыт геолого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии базальтов). — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.
13. *Зайцев Н.С., Лусанданзан Б.* Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 14. *Каминский Ф.В., Лаерова Л.Д., Намсрай Т., Сандомирская С.М.* Ксенолиты гранатовых вебстеритов в базанитах Шварын-Царам (МНР). — В кн.: Исследования глубинных минералов. М., 1978.
 15. *Кебезинскас В.В.* Ультраосновные включения в щелочных базальтоидах Монголии. — В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975.
 16. *Кебезинскас В.В., Антипин В.С.* Мегакристы санидина из кайнозойских щелочных базальтов Монголии. — В кн.: и геофиз., 1975, № 2.
 17. *Кебезинскас В.В., Лучицкий И.В.* Главные типы базальтовых ассоциаций в кайнозое Монголии. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
 18. *Кебезинскас В.В., Девяткин Е.В., Дашдеев З.* Кайнозойские базальтоиды Тарятской впадины (МНР). — Геол. и геофиз., 1975, № 4.
 19. *Кебезинскас В.В., Лаверентьев Ю.Г., Усоев Л.В.* Мегакристы клинопироксена в кайнозойских щелочных базальтоидах Монголии. — Докл. АН СССР, 1976, 226, № 6.
 20. *Кебезинскас В.В., Лаверентьев Ю.Г., Усоев Л.В.* Эклогиты подкорковых зон складчатых областей. — Докл. АН СССР, 1976, 231, № 1.
 21. *Кебезинскас В.В., Павленко А.С., Филиппов Л.В.* Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 22. *Кебезинскас В.В., Девяткин Е.В., Лучицкий И.В.* и др. Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии. — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.
 23. *Кебезинскас В.В., Зайцев Н.С., Лучицкий И.В.* и др. Основание континентальной коры по гранулитовым ксенолитам. — Докл. АН СССР, 1976, 229, № 2.
 24. *Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Крупская Г.В., Петрик Г.В.* Строение земной коры по профилю ГСЗ через Байкальскую рифтовую зону. — Геол. и геофиз., 1970, № 1.
 25. *Лутц Б.Г.* Эволюция термического режима континентальной коры в докембрии и раннем палеозое. — Бюл. МОИП, 1975, № 3.
 26. *Мушкин И.В., Добрецов Г.А., Дмитриев Э.А.* Глубинные включения в щелочных базальтах Средней Азии и Казахстана в связи с проблемой состава верхней мантии активизированных орогенных областей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975 № 4.
 27. *Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г.* Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентров. — Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, 1964, № 32 (199).
 28. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта. Новосибирск: Наука, 1977.
 29. *Павленко А.С.* О геохимической роли основания фанерозойских складчатых областей (Информация на III семинаре по геохимии магматических пород). — Геохимия, 1977, № 11.
 30. *Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Изучение неоднородности мантии в Южной Сибири и Монголии по аномалиям во временах пробега объемных продольных волн. — В кн.: Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977.
 31. *Родионов В.И., Федорченко В.И.* Ксенолиты в лавах Курильских островов и некоторые вопросы глубинной геологии этого района. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971.
 32. *Салтыковский А.Я.* Палеовулканология позднего палеозоя — мезозоя Северной Монголии и Западного Забайкалья. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
 33. *Салтыковский А.Я., Генштафт Ю.С.* Об условиях генерации щелочных базальтовых магм района плато Дариганга (по экспериментальным данным). — В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973.
 34. *Салтыковский А.Я., Додохова Г.И.* Пирропсодержащие включения в базальтах Монголии. — В кн.: Исследования глубинных минералов. М.: Наука, 1978.
 35. *Салтыковский А.Я., Оролмав Д.* Позднепалеозойский — мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977.
 36. *Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. — Геол. и геофиз., 1972, № 12.
 37. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974.
 38. *Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитонова Т.А.* Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магнеобразования. — Геохимия, 1976, № 4.
 39. *Green D.H., Hibberson W.* Experimental duplication of conditions of precipitations high-pressure phenocrysts in a basaltic magma. — Phys. Earth. Planet. Interiors, 1970, 3.
 40. *Zonenshain L.P., Kovalenko V.I., Kuzmin M.I., Saltykowsky A.J.* Mesozoic structural-magmatic pattern metallogeny of the western part of the Pacific Belt. — Earth and planet. sci. letters, 1974, 22, № 1.

РОЛЬ ДРЕВНЕГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ В СТАНОВЛЕНИИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ МОНГОЛИИ

В современной петрологии и геохимии в качестве источников вещества магматических образований в складчатых областях рассматриваются метаморфические породы на мантийном и коровом уровнях. При этом среди последних исследуются и обсуждаются преимущественно верхнекоревые толщи амфиболитовой фации. Роль нижнекорового "базальтового" слоя между геофизическими границами Конрада и Мохо в геохимическом балансе вещества складчатых областей освещена пока что очень слабо. По ряду косвенных — геофизических и прямых — геологических признаков основанием гранитно-амфиболитового слоя внутриконтинентальных складчатых областей аллохтонного типа [16] служат нижнекоревые толщи пород, метаморфизованные в гранулитовой фации. К геологическим свидетельствам относятся следующие: развитие пород гранулитовой фации в раме и в срединных массивах фанерозойских складчатых областей, а также наличие реликтовых будин пород гранулитовой фации в ретроградных сланцах амфиболитовой фации их заполнения — каледониды Северной Европы, Норвегия, Шпицберген [17], Юго-Западного Памира [1, 4], Камчатки [3], Тувы, Северной Монголии [6] и др.; широкое распространение нодулей шпинель-ортопироксенсодержащих пород в щелочно-базальтовых эруптивных аппаратах, Монголии [5, 18], Прибайкалья, Минусы [2], Приморья [21] и др. Эти объекты и представляют материал для изучения геохимических свойств гранулитового основания.

Априорно можно предположить, что, во-первых, геохимический стиль гранулитов основания фанерозойских складчатых областей, как и на щитах [8], должен существенно отличаться от геохимического стиля вышележащего гранитно-амфиболитового слоя. В гранулитовом слое господствуют "безводные" восстановительные условия, которые в амфиболитовой и более низкотемпературной фациях сменяются обстановкой с высокими потенциалами воды и кислорода. Это определяет различия в формах миграции и осаждения главных и редких элементов на гранулитовом и вышележащих уровнях в метаморфизирующих и магмогенерирующих флюидах.

Во-вторых, следует ожидать, что существуют геохимические различия между гранулитами щитов и основания, поскольку первые пережили более простую геологическую историю. Особенно сильно от гранулитов щитов будут отличаться гранулиты основания полициклических складчатых областей, где соответственно многократно проявлялись процессы метаморфической и палингенной дифференциации. В предлагаемой работе делается попытка ответить на эти вопросы, используя материалы по гранулитовым породам из основания Центрально-Азиатской складчатой области и гранулитам щитов Алдана, Анабара и Чешского массива.

В пределах Центрально-Азиатской складчатой области породы гранулитовой фации обнаружены в бассейне р. Эрзин, на юго-западе Эрзинского выступа докембрийских пород; в сходной же ситуации в бассейне р. Эми, к северу от хр. Хан-Хухэй и среди метаморфических сланцев ордовика на южном склоне Гобийского Алтая.

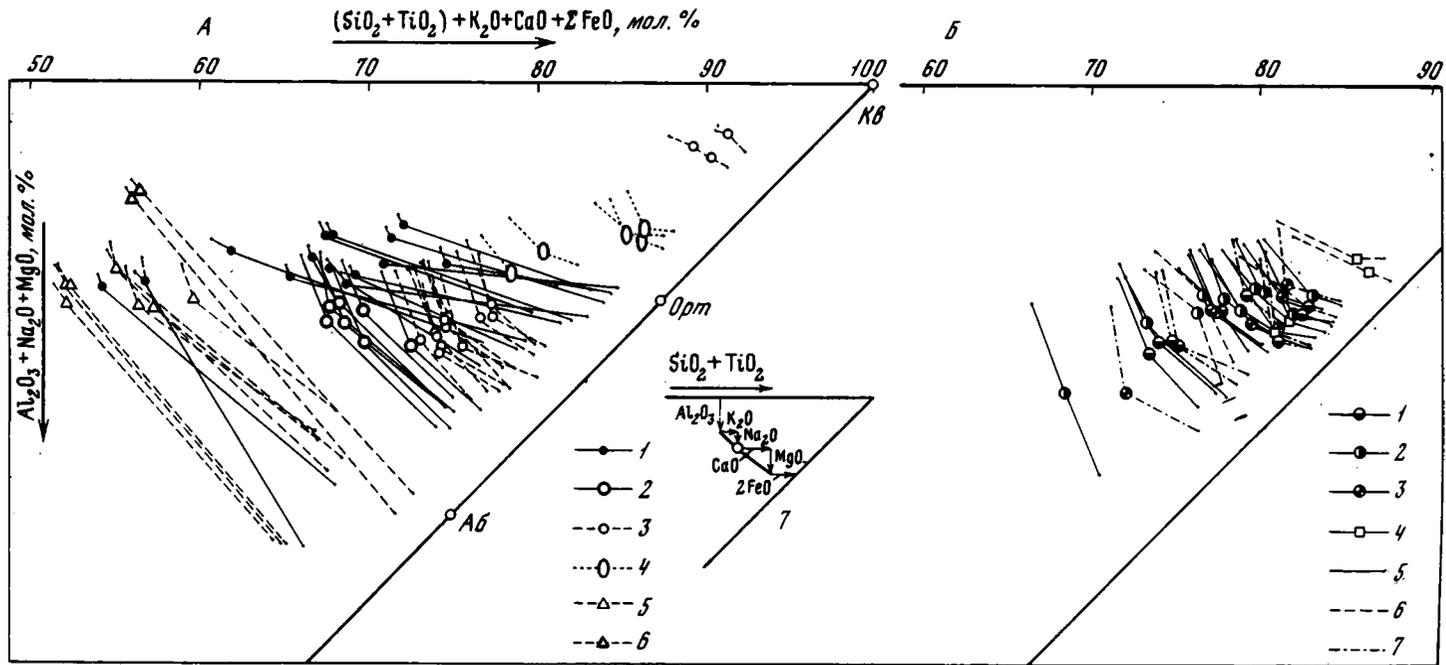
Петрохимически и минералогически породы гранулитовых комплексов фундамента складчатых областей сходны с гранулитовыми образованиями древних щитов. Здесь широким распространением пользуются основные кристаллические сланцы, двупироксеновые и гиперстеновые гнейсы, кордиерит-шпинелевые гранулиты, среди которых встречаются высокоглиноземистые разновидности. Обычны гранитоидные породы типа чарнокитизированных гнейсов и гиперстеновых аляскитовых гранитов — эндербитов (табл. 1).

Таблица 1

Состав метаморфических пород гранулитовой и ретроамфиболитовой фаций Тувино-Монгольского массива (в вес.%)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	SO ₃	Сумма	H ₂ O ⁻
Двупироксеновые гнейсы														
47,24	0,64	14,64	4,48	7,54	0,25	7,60	14,75	1,16	0,62	0,10	0,50	Сл.	99,52	0,14
48,96	1,32	14,87	6,08	10,42	0,33	5,16	8,57	3,28	0,28	0,24	Нет	0,02	99,53	0,17
50,08	1,16	15,34	5,66	6,91	0,27	7,13	11,42	1,38	0,24	0,24	"	0,07	99,90	0,13
52,48	0,96	15,43	3,72	6,98	0,36	8,60	8,57	2,84	0,32	0,17	0,01	Сл.	100,44	0,13
52,78	0,47	14,36	5,42	5,39	0,31	8,43	8,33	2,96	0,32	0,61	0,13	0,08	99,59	0,11
57,00	1,27	12,40	6,04	7,33	0,21	4,47	9,28	0,98	0,32	0,28	0,14	0,04	99,76	0,12
64,72	0,45	14,94	5,13	4,16	0,17	1,21	5,56	3,28	0,26	0,12	Нет	0,02	100,02	0,14
77,08	0,47	10,43	2,02	1,72	0,10	1,89	0,95	4,14	0,28	0,14	0,46	0,02	99,70	0,14
Гиперстеновые гнейсы														
67,96	0,73	14,87	1,90	3,38	0,24	1,89	7,88	0,84	0,14	0,64	0,19	0,16	100,82	0,12
58,28	1,37	17,00	4,84	4,88	0,15	3,65	6,05	2,64	0,41	0,28	Нет	0,05	99,60	0,14
55,90	1,16	17,60	5,03	5,17	0,18	5,56	5,80	2,70	0,64	0,28	"	0,04	100,06	0,21
57,80	0,62	19,00	2,96	5,03	0,13	4,36	6,66	1,64	2,00	0,29	0,23	0,10	100,82	0,16
65,12	0,66	15,52	0,37	5,60	0,07	2,75	3,33	3,60	2,20	0,27	Нет	0,04	99,53	0,23
Кордиерит-шпинелевые гранулиты														
43,12	0,92	34,36	3,24	9,62	0,13	4,53	0,73	1,26	2,26	0,05	0,23	0,02	100,47	0,14
50,18	0,59	27,08	1,88	6,89	0,14	3,93	2,38	3,18	3,60	0,08	0,30	Сл.	100,23	0,15
56,44	1,34	24,24	1,00	3,95	0,02	1,21	3,38	2,52	4,54	0,28	0,41	0,01	99,34	0,20
65,48	0,66	16,58	0,02	7,18	0,22	2,16	1,42	2,36	2,60	0,28	0,49	0,04	99,49	0,29
66,16	0,52	17,03	1,06	5,56	0,09	2,39	1,78	2,44	2,60	0,08	0,85	0,01	100,57	0,27
66,38	1,19	17,19	0,24	5,97	0,28	2,75	0,95	1,88	2,82	0,12	0,53	Сл.	100,30	0,19
65,94	0,59	15,92	1,98	5,31	0,20	1,39	2,17	2,10	3,56	0,12	0,54	0,05	99,87	0,23
65,86	0,59	17,67	1,31	4,38	0,14	2,26	0,72	2,56	3,86	0,12	0,74	0,02	100,23	0,19
Бластомилониты амфиболитовой фации по пироксеновым гнейсам														
52,38	1,76	12,66	7,87	6,60	0,25	3,82	11,85	1,52	0,48	0,35	Нет	0,04	99,58	0,11
Мигматиты амфиболитовой фации по гранулитам														
67,86	0,47	15,04	1,23	3,52	0,11	1,94	1,93	3,18	4,26	0,14	0,44	0,03	100,15	0,13
71,04	0,21	14,65	1,34	0,93	0,06	0,87	1,45	4,00	5,06	0,21	0,18	0,07	100,07	0,08
Черноокисленные гнейсы														
53,48	0,90	16,06	4,91	3,73	0,14	8,52	7,74	3,34	1,46	0,33	0,08	0,02	100,71	0,19
63,82	0,52	16,20	2,08	3,52	0,07	3,16	1,54	3,80	5,08	0,03	0,26	0,05	100,13	0,19
71,28	0,28	14,73	0,88	2,15	0,04	0,51	2,14	3,76	3,90	0,10	0,26	0,02	100,05	0,15
Эндербиты														
49,98	1,76	14,73	2,05	111,63	0,22	3,95	7,14	3,54	0,98	1,30	2,55	0,03	99,86	0,12
52,20	1,88	17,76	2,49	5,47	0,17	4,99	7,62	4,00	2,20	0,61	1,00	0,01	100,10	0,29
53,56	1,56	14,21	6,72	5,02	0,16	5,56	7,74	3,28	1,34	0,64	0,11	0,07	99,97	0,27
63,80	0,70	16,97	2,01	3,59	0,07	2,26	5,08	3,34	1,34	0,38	0,21	0,07	99,82	0,19
Аляскиты с гиперстеном														
64,52	0,73	15,01	1,87	4,02	0,09	1,56	2,42	3,32	4,74	0,47	0,37	0,02	99,14	0,26
66,66	0,49	16,04	1,91	2,29	0,09	1,21	2,17	3,96	4,84	0,25	0,15	0,02	100,08	0,19
75,90	0,10	12,86	0,40	0,72	0,08	0,34	1,43	3,06	3,98	0,25	0,19	Сл.	99,31	0,07

Петрохимия гранулитовых будин из реоморфизованных докембрийских комплексов Монголии (северные склоны хр. Хан-Хухэй и южные склоны Монгольского Алтая) весьма специфична. Среди слабо измененных гранулитов Хан-Хухэй и Гобийского Алтая выделяется несколько петрохимических групп. К первой группе можно отнести породы повышенной основности с малыми содержаниями щелочей и высокой магнезиальностью. За немногим исключением, эта группа имеет петрохимические аналоги как среди ортоамфиболитов, так и среди базальтоидных



Р и с. 1. Диаграмма составов метаморфических пород основания складчатых областей Монголии

А – метаморфические породы домагматической стадии: 1 – гранулиты основания складчатых областей, 2 – гранулиты щитов (среднее по Б.Г. Лутцу [8]), 3 – ретросланцы амфиболитовой фации, 4 – лептиниты, 5 – основные кристаллосланцы амфиболитовой фации, 6 – цоизитовые сланцы, 7 – способ построения диаграммы; Б – магматические и метаморфические породы магматической стадии: 1 – мигматиты, 2 – гнейсы, гранито-гнейсы 3 – автохтонные гранитоиды, 4 – пегматиты, 5 – составы с нормальным соотношением щелочей, 6 – существенно калиевые составы, 7 – существенно натриевые составы

Таблица 2

Химический состав метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций основания складчатых областей Монголии (в вес.%)

Регион	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Двупироксеновые гранулиты							
ТММ	50,54	0,80	17,75	2,02	7,90	0,15	7,07
"	50,96	0,80	17,15	1,45	6,32	0,16	9,36
Пироксен-гранатовые кристаллосланцы							
ГА	56,29	0,52	14,36	1,77	6,82	0,44	3,28
ХХХ	60,30	0,56	16,64	0,79	5,46	0,22	2,18
"	61,86	0,30	16,69	0,12	3,45	0,32	1,14
"	62,28	0,63	15,12	2,05	5,82	0,29	3,85
ГА	62,84	0,46	12,79	3,71	4,31	0,15	2,70
ХХХ	63,34	0,41	16,53	0,67	5,58	0,15	2,50
"	63,42	0,44	16,46	0,38	5,03	0,22	1,82
"	64,10	0,28	15,37	0,24	3,16	0,32	0,84
ГА	64,76	0,41	13,08	0,30	4,60	0,15	3,02
"	67,36	0,35	13,59	0,18	3,59	0,19	2,28
"	67,82	0,46	12,44	0,25	4,74	0,17	2,49
ХХХ	68,42	0,28	14,82	0,74	2,51	0,31	1,04
"	74,10	0,32	11,77	0,94	4,02	0,04	0,62
Основные кристаллосланцы амфиболитовой фации							
"	46,34	0,96	18,04	1,67	8,12	0,16	8,32
"	48,08	0,68	17,03	0,99	7,90	0,13	9,36
"	48,08	0,80	17,14	2,16	7,40	0,16	9,25
"	49,68	1,60	16,50	1,84	12,38	0,21	4,36
ГА	50,60	1,04	15,47	2,34	8,55	0,28	7,22
"	51,20	1,01	14,90	1,95	8,90	0,25	6,80
ХХХ	51,62	1,36	15,87	1,65	11,42	0,19	4,68
"	52,90	1,56	16,31	2,72	11,20	0,21	3,95
Биотитсодержащие ретросланцы амфиболитовой фации							
"	65,64	0,42	16,27	0,99	4,81	0,08	1,66
"	65,78	0,49	16,97	Сл.	5,96	0,08	2,10
"	66,28	0,38	16,24	"	5,60	0,10	2,01
"	66,34	0,44	17,27	0,21	4,31	0,08	1,39
"	66,40	0,47	15,76	0,35	5,67	0,09	1,39
"	66,40	0,49	17,78	Сл.	4,12	0,05	1,45
"	66,82	0,57	16,02	"	5,04	0,07	2,28
"	67,32	0,49	15,96	"	5,03	0,09	1,75
"	68,08	0,38	17,03	0,12	3,08	0,07	1,04
"	68,98	0,36	15,11	0,27	4,81	0,07	1,25
"	70,12	0,35	14,19	Сл.	5,66	0,07	1,33
"	70,42	0,33	15,17	"	4,53	0,07	1,04
"	84,76	0,35	5,00	"	5,66	0,06	0,85
"	85,14	0,25	5,75	"	4,53	0,08	0,33
"	88,14	0,31	4,41	"	4,22	0,05	0,71
Гранито-гнейсы, гнейсы и мигматиты амфиболитовой фации							
"	59,30	0,63	19,05	Сл.	7,04	0,18	2,90
"	62,04	0,78	18,19	"	5,46	0,06	1,66
"	64,92	0,56	16,84	0,46	4,81	0,12	1,87
"	64,92	0,60	16,94	Сл.	4,88	0,18	1,77
"	65,76	0,44	15,89	Сл.	5,38	0,09	2,49
"	65,78	0,38	15,70	0,16	4,06	0,06	2,54
"	67,20	0,46	16,03	Сл.	5,35	0,06	1,45
"	67,26	0,46	16,65	0,11	4,02	0,09	1,18
"	68,00	0,46	14,83	0,12	6,07	0,16	2,39
"	68,28	0,36	16,11	Сл.	4,43	0,11	1,41
"	69,12	0,49	14,97	"	4,52	0,06	1,25
ГА	69,58	0,49	14,29	0,57	3,23	0,09	1,08

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	SO ₃	CO ₂	Сумма
Двупироксеновые гранулиты								
12,32	0,82	0,32	0,04	0,00	0,25	Сл.	Сл.	99,98
8,41	0,70	1,03	0,20	2,72	0,62	0,31	"	100,19
Пироксен-гранатовые кристаллосланцы								
13,05	0,68	1,70	Сл.	0,60	0,42	Сл.	0,11	100,03
12,18	0,64	0,22	0,35	0,00	0,18	0,34	—	100,06
12,18	0,56	0,62	Сл.	1,44	0,42	Сл.	1,26	100,36
8,70	0,64	0,38	"	0,27	0,25	"	—	100,28
10,73	0,76	0,80	"	0,73	0,26	0,17	0,11	100,52
8,41	0,56	0,44	0,16	1,14	0,44	0,10	—	100,53
12,07	0,50	0,18	0,24	Сл.	—	0,14	—	100,90
11,89	0,36	0,50	0,19	0,87	0,30	0,14	2,25	100,81
13,05	0,56	0,38	Сл.	0,12	0,16	Сл.	0,11	100,70
11,31	0,46	0,35	0,14	0,39	0,16	0,10	Сл.	100,45
9,86	0,42	0,62	0,14	0,45	0,14	0,04	"	100,04
8,41	0,92	0,70	Сл.	0,65	0,32	Сл.	0,66	99,78
2,61	3,28	1,48	0,15	0,31	0,23	0,06	—	99,93
Основные кристаллосланцы амфиболитовой фации								
10,58	1,12	1,10	0,45	2,02	0,32	0,04	—	99,24
11,60	1,18	0,70	0,06	1,22	0,23	0,03	—	99,19
11,31	0,92	1,06	0,06	1,28	0,30	Сл.	—	99,92
8,99	2,14	1,06	0,25	0,47	0,17	"	—	99,65
11,13	1,04	0,74	Сл.	0,72	0,32	"	Сл.	99,63
12,18	1,46	0,50	"	0,56	0,26	0,01	"	99,97
8,70	3,02	0,74	0,16	0,38	0,29	Сл.	"	100,08
7,25	2,02	1,00	0,09	0,11	0,19	"	—	99,95
Биотитсодержащие ретросланцы амфиболитовой фации								
2,61	3,78	2,56	0,08	0,36	0,55	Сл.	—	99,80
2,68	3,78	2,26	0,07	0,66	0,26	"	—	100,89
2,68	3,68	1,86	0,13	0,64	0,30	0,02	—	99,92
3,19	3,96	1,64	0,10	0,46	0,50	Сл.	—	99,89
2,90	3,60	2,10	0,13	0,46	0,45	"	—	99,80
3,48	3,60	2,02	0,16	0,61	0,30	"	—	100,46
3,04	3,02	2,22	0,11	0,81	0,33	"	—	100,33
3,66	3,28	1,54	0,11	0,58	0,25	"	—	100,06
3,77	4,10	1,92	0,14	0,43	0,13	"	—	100,29
2,75	3,68	2,10	0,07	0,39	0,38	"	—	100,22
2,28	3,60	2,10	0,07	0,56	0,31	0,02	—	100,66
2,90	3,48	1,38	0,07	0,58	0,21	Сл.	—	100,18
0,87	0,54	2,04	0,03	0,41	0,21	"	—	100,82
0,72	0,70	2,10	0,02	0,25	0,31	"	—	100,18
0,87	0,14	1,27	0,01	0,37	0,18	"	—	100,68
Гранито-гнейсы, гнейсы и мигматиты амфиболитовой фации								
1,88	4,56	3,00	0,06	0,61	0,29	"	—	99,50
4,06	3,02	4,20	0,27	0,55	0,30	"	0,11	100,70
2,46	4,10	2,93	0,08	0,85	0,33	0,02	—	100,35
2,90	3,40	2,70	Сл.	0,73	0,28	Сл.	Сл.	99,30
1,16	2,18	4,64	0,08	1,19	0,40	0,01	—	99,71
4,20	3,32	2,42	0,09	0,82	0,19	Сл.	—	99,72
1,45	2,06	3,48	0,06	1,29	0,84	"	—	99,73
3,77	3,60	1,69	0,01	0,76	0,27	"	Сл.	99,87
1,59	2,14	4,04	0,02	0,29	0,17	"	—	100,28
3,04	4,10	1,48	0,10	0,65	0,29	0,01	—	100,37
2,61	3,12	2,46	Сл.	0,56	0,32	Сл.	Сл.	99,48
2,32	3,24	3,73	"	0,51	0,50	"	"	99,64

Таблица 2 (окончание)

Регион	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Гранито-гнейсы, гнейсы и мигматиты амфиболитовой фации							
ТММ	70,82	0,44	14,56	Сл.	4,74	0,05	1,18
ХХХ	71,10	0,35	14,16	"	4,63	0,07	1,39
"	71,98	0,13	14,85	"	2,01	0,03	0,35
"	73,16	0,30	13,68	"	3,84	0,06	0,72
"	73,18	0,15	14,86	0,05	2,01	0,04	0,35
"	73,34	0,41	13,76	0,03	4,09	0,07	1,25
ГА	73,86	0,21	13,51	Сл.	2,66	0,05	0,31
"	74,06	0,17	14,03	0,32	1,58	0,06	0,20
ХХХ	74,08	0,09	14,52	0,41	1,22	0,02	0,20
Автохтонные гранитоиды							
"	64,16	0,38	19,40	Сл.	3,66	0,05	1,35
"	70,08	0,46	14,75	"	5,15	0,06	1,24
"	70,82	0,17	15,55	0,10	2,16	0,05	0,77
"	71,94	0,19	13,85	Сл.	3,30	0,04	0,43
"	72,04	0,15	15,01	0,05	2,22	0,01	0,20
"	76,40	0,26	12,64	Сл.	3,09	0,03	0,62
Пегматиты							
"	73,72	0,11	14,98	0,32	1,58	0,03	0,42
"	74,20	0,13	11,74	0,15	2,30	0,14	Сл.
"	75,04	0,06	13,20	Сл.	1,36	0,02	0,25
"	74,68	0,10	15,43	0,06	2,00	0,03	0,45
Лептиниты							
"	69,92	0,75	13,83	Сл.	7,54	0,12	0,40
"	71,56	0,57	12,05	1,16	6,25	0,09	0,50
"	77,76	0,15	10,90	0,18	3,02	0,14	0,21
"	78,64	0,21	10,60	1,00	3,30	0,04	Сл.
"	80,20	0,24	9,78	0,35	3,52	0,06	0,10
Цоизитовые сланцы							
"	55,02	0,35	10,24	0,35	3,16	0,33	12,07
"	55,28	0,38	9,47	1,37	2,23	0,44	11,72

Примечание. ТММ – Тувино-Монгольский массив, ХХХ – Северные склоны Хан-Хухэя, ГА – Гобийский Алтай, район сомона Цэл.

магматических образований и, вероятно, генетически связана с основными эффузивами раннего докембрия.

Другая большая группа пород обладает более кислыми составами с весьма низкими концентрациями щелочей. Характерной особенностью этой группы являются повышенные содержания СаО и значительное преобладание этого компонента над MgO при умеренных концентрациях последнего (табл. 2, рис. 1). Породы этого типа не имеют аналогов среди наиболее распространенных магматических образований. Согласно пересчетам на нормы в системе $SiPw$, в них, как правило, преобладают кварц, диопсид, ортопироксен и анортит и не встречаются пересыщенные глиноземом разности. Обедненность щелочами, особенно Na_2O , и высокие содержания СаО отличают их от типичных гранулитов щитов (см. рис. 1).

Геолого-петрографические наблюдения в зонах развития реликтовых будин гранулитового слоя показывают, что вещество древнего основания, которое они представляют, в период каледонского и герцинского складкообразования подвергается ретроградному метаморфизму и гранитизации с образованием мигматитов и первичных обособлений гранитоидов. Поэтому гранулитовые породы описываемой группы интересны тем, что они могут служить прекрасной основой для изучения ретроградного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, с

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	SO ₃	CO ₂	Сумма
Гранито-гнейсы, гнейсы и мигматиты амфиболитовой фации								
1,74	2,02	2,70	0,06	0,59	0,62	"	0,11	99,63
2,75	3,02	2,04	0,04	0,82	0,35	"	—	100,72
1,46	2,78	6,14	0,10	0,23	—	"	—	100,06
2,75	3,02	2,40	0,06	0,35	0,20	"	—	100,54
1,95	2,74	4,00	0,13	0,60	0,37	"	—	100,43
2,32	3,12	1,58	Сл.	0,54	0,24	"	—	100,75
1,45	3,06	4,24	"	0,27	0,24	"	Сл.	99,86
2,03	4,00	2,96	0,04	0,29	0,20	"	"	99,94
1,74	5,02	1,60	0,09	0,29	0,20	0,03	—	99,51
Автохтонные гранитоиды								
3,77	4,52	1,38	0,06	0,32	0,25	Сл.	—	99,30
2,61	3,24	2,16	0,04	0,50	0,11	"	—	100,40
2,68	3,48	3,82	0,06	0,22	0,10	"	—	99,98
2,10	2,75	3,53	0,07	0,87	0,36	"	—	99,43
2,06	4,12	4,42	0,07	0,43	0,19	"	0,11	100,97
2,61	3,28	1,00	0,01	0,09	0,25	"	—	100,28
Пегматиты								
1,74	3,54	2,76	Сл.	0,72	0,22	Сл.	—	100,14
1,45	2,00	7,00	"	0,15	—	"	—	99,26
0,98	1,08	6,50	0,02	0,28	0,11	"	—	99,61
1,74	4,20	1,44	0,01	0,44	0,20	"	—	100,78
Лептиниты								
2,32	2,18	2,60	0,22	0,15	Сл.	"	—	100,03
1,74	2,00	2,96	0,20	0,07	0,18	"	—	99,33
1,16	2,06	4,10	0,05	0,17	—	"	—	99,90
1,74	2,06	1,48	0,01	0,15	0,10	"	—	99,33
1,45	2,18	1,30	0,01	0,14	Сл.	"	—	99,33
Цоизитовые сланцы								
14,64	0,64	0,70	0,44	1,99	0,63	0,03	—	100,59
15,13	0,70	0,86	0,78	1,38	0,32	0,07	—	100,20

которым связана основная масса гранитоидных образований фанерозоя. Таким образом, представляется редкая возможность непосредственного изучения химических преобразований гранулитовых пород фундамента, связанных с магмообразованием в складчатых областях различного возраста.

Изучение петрохимических особенностей ретрометаморфизма в конкретных геологических образцах гранулитовых образований показывает, что он происходит со значительным привносом — выносом отдельных компонентов. Образование ретросланцев и далее гнейсовых пород сопровождается привносом кремнекислоты и щелочей при значительном выносе кальция. При этом концентрации магния и железа изменяются незначительно (см. рис. 1). Процесс образования наиболее кислых разновидностей гранитов усугубляет эту тенденцию, а в число интенсивно выносимых компонентов добавляется магний и железо. Интересно, что ретросланцы, формирующиеся в процессе преобразования гранулитовых пород, образуют не только петрохимические серии, по своей структуре сходные с петрохимическими сериями раннеорогенных гранитоидных формаций (габбро-диорит-плагиогранитной и гранодиоритовой), но и чрезвычайно близки им по химическим составам. В частности, средний химический состав ретросланцев и гнейсов Хан-Хухэя отвечает средним химическим составам гранодиоритов раннеорогенных комплексов (тэлминского и др.) [10].

Таблица 3

Содержания редких элементов в породах гранулитовой фации щитов и Тувино-Монгольского массива

Порода	SiO ₂	K ₂ O	K	Na	Li	Rb	K/Rb	Ba	Sr	V	Mn	Cr
Бразильский щит [30]												
Средние (6)	60,70	2,28			10,4	45,8	626	1217	543			71
Кислые (9)	72,36	2,99			7,4	71,9	444	1167	449			17
Умеренно-кислые	67,12	2,27			9,9	38,0	728	1265	568			41
Средние (25)	60,01	2,73			11,7	56,3	599	1503	630			74
Основные (17)	51,39	1,23			10,3	21,5	696	793	451			116
Анабарский щит [8]												
Пироксеновые и пироксен-гранатовые основные кристаллические сланцы			0,68	1,60	10,0	10,0	420					
Гранулиты			2,50	1,80	10,0	70,0	360					
Эндербиты			1,20	2,60	10,0	30,0	400					
Чешский массив (8) *			2,63	2,23	28,1	146,6	233	536	60	130,5		30
Гранулит-базальтовый слой [8]	58,2	2,0	1,90	2,40	12,0	50,0	200	540	265	180,0	900	70
Тувино-Монгольский массив**												
Двупироксеновые гнейсы (7)	57	0,32	0,26	2,14	4,6	2,4	1443	68	89	144		39
Гиперстеновые гнейсы (5)	61	1,08	0,82	1,79	16,0	17,0	649	341	286	39		30
Кордиерит-шпинелевые гранулиты (8)	60	3,24	2,61	1,85	40,0	60,4	443	569	151	46		32

* Данные авторов по коллекции Б.Г. Лутца.

** То же по коллекции И.К. Козакова и Ф.П. Митрофанова.

В скобках — число анализов. Размерность: окислы — в вес.%, элементы — в гр/т., Au — в мг/т.

Таким образом, сопоставление составов щитовых гранитоидов, реликтовых бу-дин из кристаллического основания складчатой области и, возникающих за его счет, ретрометаморфических сланцев и гнейсов показывает, что последний процесс сопровождается значительными перемещениями петрогенных элементов, среди которых наиболее миграционноспособными оказываются щелочи и кальций. Очень важно подчеркнуть, что в последовательных генерациях автохтонных гранитоидов, завершающих ретрометаморфические преобразования основания, ранняя имеет четко проявленный натриевый характер, а поздняя — калиевый.

Сведения по геохимии малых элементов в породах гранулитовой фации крайне скудны и практически все относятся к щитам и массивам. Они в основном суммированы Б.Г. Лутцем [8] и исчерпываются цифрами по редким и щелочным землям, радиоактивным элементам и элементам группы железа и очень ограничено Zr, Nb, Ta, Au, Cu в породах Анабара [8], Норвегии [26, 27], Бразилии [30], Африке (Танзания, Уганда), Канаде и Индии (Мадрас) [28] и Шотландии [23].

Co	Ni	Cu	Au	Zn	Ti	Zr	Nb	Th	U	F	B	P	Be
----	----	----	----	----	----	----	----	----	---	---	---	---	----

Бразильский щит [30]

39	1,51 (105)	94	222
17	0,57 (42)	36	195
34		64	244
35	1,58 (51)	109	296
61	0,73 (8)	118	114

Анабарский щит [8]

42,5	31,7	12		4811					292,8	Л10	1123
30,0	40,0		4,2	5100	180	12	2,7	0,7			

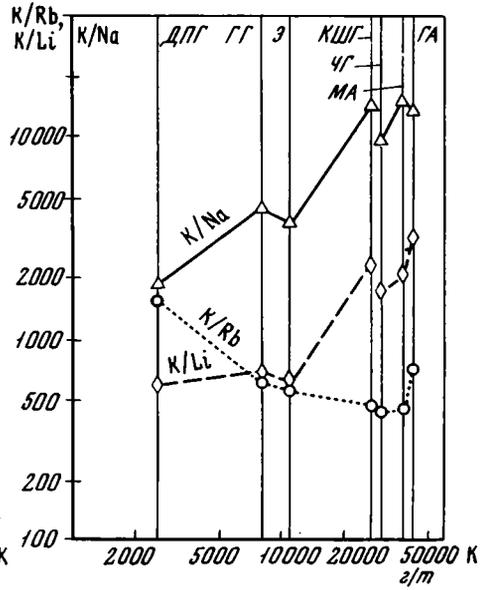
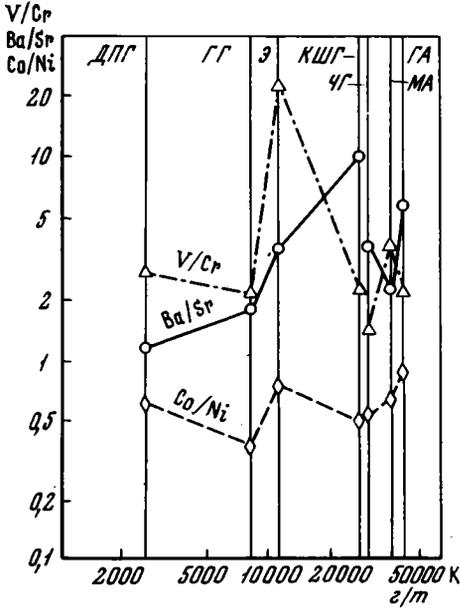
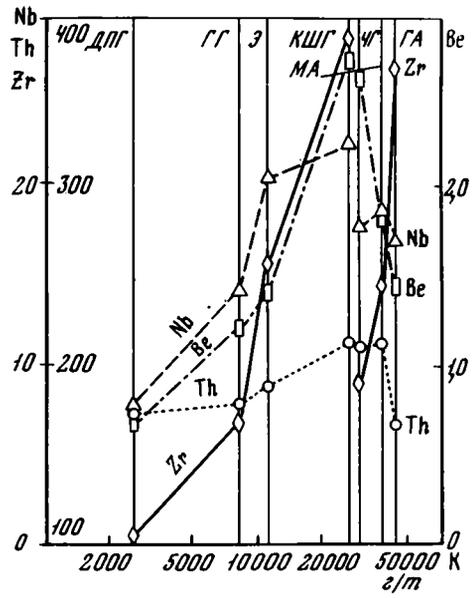
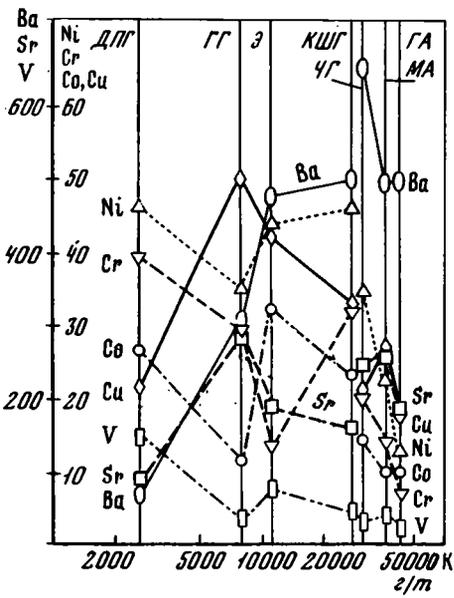
Тувинно-Монгольский массив**

26	46	21		2980	105	8	7,6				0,7
12	34	58		3400	168	16	7,6				1,2
22	36	35		4700	387	22	11,2				2,7

Эти данные, пополненные новыми цифрами по Чешскому массиву, приведены в табл. 3. Еще меньше данных по содержанию редких элементов в гранулитовых и эклогитоподобных породах нодулей из щелочных базальтоидов [5, 22, 24], а данных по реликтовым гранулитам в фанерозойских складчатых областях, насколько нам известно, нет.

На примерах щитов перечисленными авторами была убедительно показана обедненность пород гранулитовой фации по сравнению с ретроградно возникающими за их счет породами амфиболитовой фации в отношении литофильных (оксифильных) элементов при относительной стабильности сидерофилов и халькофилов. Это позволило обосновать К. Хейеру [26] представление о "деплетированном", истощенном редкими элементами, нижнекоровом слое.

Наши данные по Тувинно-Монгольскому массиву полностью подтверждают эту закономерность, показывая резкую обедненность редкими элементами гранулитового основания каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 2; см.



Р и с. 2. Распределение редких элементов и их отношений в метаморфических породах гранулитовой фации и ретроамфиболитах Тувино-Монгольского массива

ДПГ — двупироксеновые гнейсы, ГГ — гиперстеновые гнейсы, Э — эндербиты, КШГ — кордиерит-шпинелевые гранулиты, ЧГ — чарнокитизированные гнейсы, МА — мигматиты амфиболитовой фации по гранулитам, ГА — аляскиты с гиперстеном

табл. 3) в областях его активизации [6]. Важно подчеркнуть, что здесь сравниваются реликтовые будины гранулитов и развивающиеся по ним ретрометаморфические породы амфиболитовой фации. Наблюдаемое распределение редких элементов обязано именно процессам их перемещения при ретроградном метаморфизме, а не связано с неоднородностью исходных пород либо привносом из независимых источников.

В таком случае источником редких элементов, концентрирующихся в верхних структурных этажах складчатых областей активизированного или аллохтонного типа, может служить слой гранулитов основания. Косвенно в пользу этого свидетельствует приуроченность редкометальных месторождений к областям указанного типа и их стыкам с рамой и сооружениями типа срединных массивов, где ретрометаморфические преобразования выражены наиболее интенсивно [14, 20, 29].

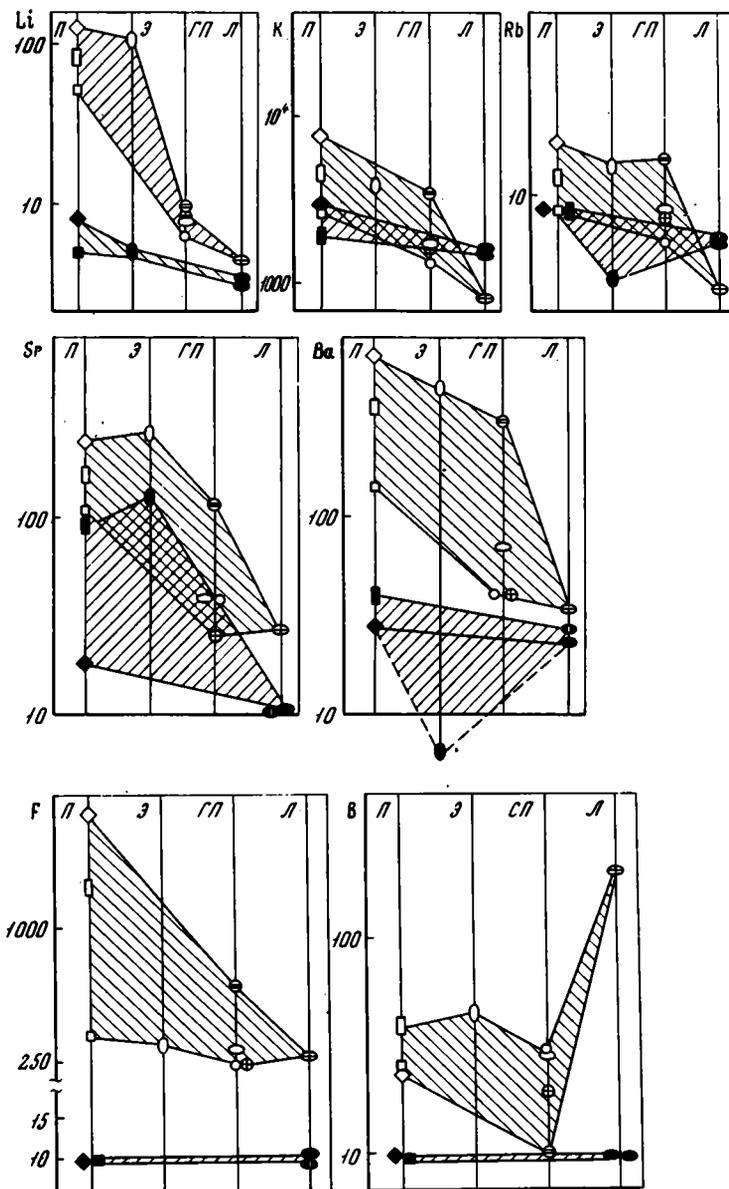
Прямые основания для этого предположения вытекают из сравнения пород гранулитового фундамента аллохтонных складчатых областей с породами тех же фаций древних щитов. В табл. 2 показано, что реликтовые будины гранулитовой фации Тувино-Монгольского массива и особенно их наиболее характерные представители — двупироксеновые гнейсы имеют средние содержания K, Li, Rb, Ba, Sr, Ti, Zr, пониженные по сравнению с гранулитовыми породами отдельных щитов и средним составом гранулит-базитового слоя в целом [8]. Такие отношения, как K/Na, K/Rb, Ba/Sr отклоняются в "гранитную" сторону, т.е. в пользу K и Ba гранулитов щитов. Показательно, что ремобилизация особенно отчетливо сказывается на элементах, для которых преобладающей является форма рассеяния: редких щелочах и щелочных землях. При кристаллохимических перестройках минералов в метаморфических реакциях рассеянная форма оказывается более склонной к высвобождению и дальнейшей миграции. Элементы, входящие в устойчивые акцессорные минералы, оказываются геохимически более инертными, что не исключает, конечно, ремобилизации их рассеянных форм.

Вывод об истощенности гранулитов фундамента складчатых областей по сравнению с щитами вытекает и из анализа включений в эруптивных аппаратах. Ранее [12, 13] было проведено сравнение содержаний K, Rb, Li, Ba и Sr в породах эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фаций Алданского и Анабарского щитов и Чешского массива. Вполне определенно проявлена тенденция к дифференциации ряда элементов между породами разных метаморфических фаций с появлением четко дискриминируемых полей их содержаний и отношений.

Установлено, что гранулиты щитов по щелочам и щелочным землям, за исключением, частично, стронция, занимают промежуточное положение между породами эклогитовой и амфиболитовой фаций.

Сравнение гранулитовых пород нодулей из щелочных базальтов МНР [5, 18] показывает их резкую истощенность щелочами, Ba, Sr, "транспортными элементами", F и В не только по отношению к гранулитам щитов, но и в эклогитовых включениях из кимберлитов. Это видно на рис. 3, где приведено петрографическое и петрохимическое сравнение аналогичных групп нодулей из щелочных базальтов и кимберлитов.

Так, содержания щелочей в пироксенитах и перидотитах из включений кимберлитовой и щелочно-базальтовой ассоциации составляют соответственно (в г/т): Li 75—8 и 8—4, Na 4200—2000 и 9000—3000, K 4650—1700 и 1790—1600, Rb 13—7 и 8—6; в тех же группах Ba 356—70 и 39—27, Sr 161—38 и 91—11. Среди пироксенитов из эклогитовой фации перечисленными элементами резко обогащены флогопитовые разности; среди гранатовых перидотитов щелочами и щелочными землями — только катаклазированные разности пород, а равномернозернистые и порфиоровидные значимо не различаются. Эклогиты занимают промежуточную позицию между пироксенитами и гранатовыми перидотитами. Безгранатовые, хромшпинелевые перидотитовые нодули из кимберлитов имеют наиболее низкие, приближающиеся к щелочно-базальтовым включениям содержания щелочей и щелочных земель. Пироксениты и лерцолиты в натриевой и калиевой сериях щелочных базальтоидов различаются слабо. Отчетливо повышенное содержание показывает только стронций в клинопироксенитах из базальтов: 91 по сравнению с 18—11 в других разновидностях. Такие же и более низкие содержания K, Li, Rb, Ba получены нами для ксеногенных



Р и с. 3. Содержание редких элементов в кимберлитовых (пустые значки) и щелочно-базальтовых (залитые значки) нодулях
 П – пироксениты, Э – эклогиты, ГП – гранатовые перидотиты, Л – перидотиты

включений из щелочных базальтов Аджаро-Триалетии, представленных амфиболитизированными пироксенитами и горнблендитами.

Значительно отличаются включения эклогитовой фации от гранулитовой по содержаниям F и B при сходных концентрациях P. Особенно высоки содержания F во флогопитовых пироксенитах (3200 г/т) и катаклазированных гранатовых перидотитах (530 г/т) при концентрациях 300–250 в остальных разновидностях. Бором обогащены серпентинизированные нодули, особенно безгранатовые хромшпинелевые перидотиты. Содержания F и B во всех разновидностях щелочно-базальтоидных нодулей ниже предела чувствительности, т.е. менее 10 г/т.

Этот факт должен иметь большой геохимический смысл. Фтор и бор являются важнейшими аддентами подвижных соединений многих литофильных малых эле-

ментов, и истощенность ими гранулитов основания должна свидетельствовать и о параллельном выносе этих литофильных элементов. Стабильность содержаний фосфора в эклогитовых и в гранулитовых включениях, вероятно, объясняется устойчивостью его главного концентратора — апатита, т.е. так же, как и для других акцессорных элементов (Zr, Nb, Th и др.), миграционно-способными являются преимущественно рассеянные формы.

Обнаруживается определенная закономерность при сравнении содержаний меди и элементов группы железа в нодулях эклогитовой и гранулитовой фаций. По отношению концентраций в группах перидотитов и пироксенитов этих фаций элементы выстраиваются в следующий ряд: Cu, Ni, Co, Cr, V. Каждый следующий элемент сильнее обогащает щелочно-базальтоидные нодули по сравнению с кимберлитовыми. Ванадий преобладает в первых, медь — во вторых. Этот ряд совпадает с ростом оксифильности, по А.А. Маракушеву [9], которую оценивают по разности энергий диссоциации кислородных и водородных газовых молекул элементов: 1—18—20—35—88 ккал соответственно.

Наряду с минимальным распространением элементов в нижнекоровом гранулитовом слое и устойчивыми элементами в верхнемантийном эклогитовом слое существуют легкоподвижные элементы, в отношении которых истощенной оказывается вся доступная наблюдению нижняя часть тектоносферы. Из оксифилов к таким элементам может быть отнесен уран [12, 22]. Как один из самых сильных оксифилов уран интенсивно накапливается в гранитно-амфиболитовом слое [25] с высоким значением градиента концентрации по глубине. Тот же автор приводит средние содержания урана для "глубоко" и "средне" метаморфизованных гранулитов — 0,39 и 0,89 г/т; для тория эта разница еще значительней — 0,93 и 4,09 г/т. Таким образом, и здесь ярко проявляется фактор оксифильности, по А.А. Маракушеву [9]: относительное сродство урана к кислороду — 136, тория — 158 ккал.

Все приведенные данные убедительно свидетельствуют о мощной вертикальной миграции вещества в метаморфических толщах тектоносферы, фиксируемой от глубинных частей верхней мантии (уровень алмазонасных эклогитов) до малоглубинных фаций гранитно-амфиболитовой коры. В ходе этой дифференциации устанавливаются некоторые определенные уровни — интервалы содержаний малых и, в меньшей мере, главных элементов, которые характеризуют геохимический стиль метаморфических фаций [13]. Причиной мобилизации и перемещения вещества, которую А.П. Виноградов обобщенно назвал дегазацией мантии, является поток восходящих планетарных флюидов. Физико-химические параметры флюидного потока на различных уровнях глубинности исследовались многими авторами [7, 10, 15, 19]. Геохимические эффекты, вызываемые потоком флюидов, обсуждались Б.Г. Лутцем [8]. Процесс глубинной мобилизации флюидов с высокими кислотными и восстановительными свойствами он назвал мантийным кислотным выщелачиванием. Эффект этого процесса будет усиливаться в ряду повышающихся основных свойств элементов, т.е. по мере понижения их потенциалов ионизации в реакциях типа: $MeO + 2H^+ = Me^{2+} + H_2O$. Этот механизм удачно объясняет дифференциальную мобилизацию и вынос элементов в зависимости от их кислотно-основных свойств в ряду: Cs, Rb, K, Ba, La, Na, Li, Sr, Th, Y, U, Sc, Hf, Zr, Ta, Ti, Cr, Ga, Nb, Ni, Co, V, Pt, P, H, Au, S, C, N, Cl, O, F.

Еще более продуктивный теоретический ряд элементов, отражающий сродство их к флюиду, выведен недавно А.А. Маракушевым [9] на основе уже упоминавшегося выше относительного сродства элемента к кислороду: F, Cl, Au, H, Cu, O, Ni, Rb, Co, Bi, K, Li, Cs, Na, Cr, Fe, S, Mn, Zn, Pb, Hg, Mo, Mg, Be, P, N, Sn, Al, Ca, Sr, Ba, W, Ti, B, Si, Nb, Yb, Ra, Zr, Ta, Y, U, Hf, La, Th, C, которое колеблется по величине от -83 у фтора до +177 у углерода. Оксифильные элементы с относительным сродством к кислороду выше +52 (магний) характерны для верхнекоровых, окислительных условий; оксифобные, с более низким значением сродства, при прочих равных условиях накапливаются в глубинных восстановительных зонах.

Таким образом, метаморфическая и связанная палингенная дифференциация регулируются интенсивностью и параметрами флюидного потока. Повышение интен-

сивности флюидного потока из глубинных областей при реставрации геосинклинального режима приводит к расширению зоны выщелачивания и вовлечению в нее верхнемантийных и нижнекоровых слоев с выносом из них гранитофильных элементов, которые накапливаются в нижнекоровом гранито-амфиболитовом слое. В каждый из периодов тектонической активизации колонна флюидов находится в стационарном режиме, определяемом геотермическим градиентом этого периода, с вертикальным разделением на область мобилизации, выноса в нижней части и отложения — в верхней. Инверсия геосинклинали означает смещение по вертикали областей мобилизации и отложения и вовлечение в процесс дифференциации все более глубинных, неистощенных слоев. Этот факт является важнейшей причиной изменения геохимических признаков и металлоносности последовательных магматических формаций.

В качестве второй генеральной причины следует рассматривать изменение геотермического режима на разных стадиях развития складчатой области и соответствующих магматических формаций. Этот вопрос находится в самых начальных стадиях изучения и его геохимическое значение требует дальнейших углубленных исследований. В настоящее время можно сформулировать следующую общую закономерность: каждый последующий период тектонической активизации складчатой области и возникающая в этот период гранитоидная формация сопровождаются образованием метаморфических фациальных серий меньшей глубинности по сравнению с предшествующими периодами и формациями. Впервые эта закономерность была отмечена И.К. Козаковым для докембрийских гранитоидов Сангилене [6]. Обобщая имеющиеся данные по Монголии и некоторым другим регионам, в частности по каледонидам Шпицбергена, можно наметить следующую последовательность фациальных серий, сопровождающих гранитоидный магматизм. Раннеорогенная габбро-плагιοгранитоидная формация сопровождается фациальными сериями повышенных давлений типа Барроу. Двуполевошпатовые гранитоиды гранодиоритовой формации совмещены с дистен-андалузит-ставролитовыми фациями промежуточных давлений южно-чуйского типа; банатитовая и гранитная-щелочногранитоидная формации позднеорогенного типа связаны с малоглубинными сериями метаморфических ставролит-андалузитовых фаций ладожского типа и гранат-кордиеритовых — бахенского типа. Перечисленные фации и фациальные серии развиваются как в породах гранулитового основания, где они имеют регрессивный характер, так и в породах низкой ступени метаморфизма геосинклинального выполнения, где последовательность минеральных парагенезисов указывает на прогрессивную направленность процесса, сопровождающего гранитизацию.

Указанная закономерность свидетельствует об увеличении теплового потока (геотермического градиента) на последовательных тектоно-магматических этапах: гранитизация и зарождение автохтонных плутонов происходит на все меньших глубинах и, следовательно, в условиях все более окисленного состояния флюида. Генеральное изменение геохимической специализации и металлоносности последовательных гранитоидных формаций со сменой сидерофильных и халькофильных элементов литофильными прямо коррелируется с эволюцией глубинности и окислительно-восстановительного режима гранитоидного магнеообразования.

Заключение

1. Эволюция вещественного состава магматических расплавов и соответствующих пород, возникающих на различных этапах развития внутриконтинентальных складчатых областей, заложенных на протоматериковой континентальной коре, прямо коррелируется с развитием ретрометаморфических процессов в их гранулитовом основании.

2. Инверсия геосинклинали, выраженная появлением в ее основании ретрометаморфических фаций уменьшающейся глубинности, означает вовлечение в процесс ремобилизации все более глубинных горизонтов гранулитового, нижнекорового основания, а, возможно, и верхней мантии. О последнем свидетельствуют нодулы пород верхнемантийного типа в трахибазальтах завершенных геосинклиналей. Гео-

химические особенности последовательных магматических формаций отражают геохимический стиль все более глубоких горизонтов основания и повышение окислительного потенциала во флюидном потоке на уровнях гранитообразования.

3. Геохимические эффекты ремобилизации обнаруживаются при сравнении гранулитовых пород основания внутриконтинентальных геосинклиналей с породами неактивизированных щитов и, соответственно, нодулей в щелочно-базальтоидных и кимберлитовых эруптивных аппаратах. Первые обеднены по сравнению со своими аналогами на щитах и со средним составом гранулит-базитового слоя в целом литофильными (K, Li, Rb, Ba, Sr, Th, Zr, Nb, U и др.) и "транспортными" (F, B) элементами.

4. Обнаруживается дифференциация в миграционной способности при ретрометаморфизме для групп щелочей, щелочных земель, группы железа — меди, причем ряд миграционной подвижности элементов совпадает с рядом их оксифильности. Это показывает определяющее значение флюидного потока и вертикальной изменчивости его физико-химических параметров в метаморфической дифференциации вещества континентальной коры и формировании магматических расплавов и пород внутриконтинентальных геосинклиналей.

5. Областью мобилизации и выноса гранитофильных элементов, концентрирующихся в верхней коре и особенно в магматогенных породах внутриконтинентальных геосинклиналей, является нижнекоревый гранулитовый слой с восстановительным режимом флюидов. Вертикальная изменчивость химического состава основания и физико-химических параметров флюидного потока оказываются определяющими факторами в формировании состава и геохимической специфики расплавов и магматических пород внутри континентальных складчатых областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буданова К.Т., Буданов В.И. Термодинамический режим высокотемпературного диафрагза гранулитовой фации на примере метапелитов и мегабазитов Юго-Западного Памира. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
2. Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976.
3. Герман Л.П. Структурное положение гранулитов Танальского хребта Камчатки.— Сов. геология, 1975, № 7.
4. Другова Г.М., Московченко Н.И., Седова И.С., Миллер Ю.В. Эволюция метаморфизма в фундаменте фанерозойских складчатых областей (на примере Юго-Западного Памира). — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
5. Кележинская В.В., Павленко А.С., Филиппов Л.В. Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
6. Кизяков И.К., Митрофанов Ф.П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976.
7. Летников Ф.А. Некоторые проблемы эволюции вещества в земной коре при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Проблемы наук о Земле и их развитие. Иркутск, 1975.
8. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
9. Маракушев А.А. Некоторые геохимические аспекты флюидного режима. — В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977.
10. Маракушев А.А., Перчук Л.П. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М.: Наука, 1974.
11. Павленко А.С. Эволюция вещества современных материков и зон рифтообразования. — В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976.
12. Павленко А.С. Геохимическая роль гранулитового основания фанерозойских складчатых областей. — В кн.: Терригенные породы докембрия. Л.: Наука, 1978.
13. Павленко А.С., Орлова Л.П. Роль метаморфической и палингенной дифференциации в формировании континентальной коры. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977.
14. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1974.
15. Перчук Л.П. Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. М.: Наука, 1976.
16. Перфильев А.С. Формирование континентальной коры и металлогения. — Геотектоника, 1977, № 5.

17. *Ранкама К.* Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968.
18. *Филиппов Л.В., Липовский С.О., Капитанова Б.П.* Калиевые базальтоиды Центральной Монголии и некоторые вопросы глубинного магмообразования. — *Геохимия*, 1976, № 4.
19. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977.
20. *Щеглов А.Д.* Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971.
21. *Щека С.А.* О явлениях метаморфизма гипербазитовых включений до попадания в базальтовую магму. — Докл. АН СССР, 1976, 227, № 3.
22. *Dostal I., Capedri S.* Uranium in spinel peridotite inclusions in basalts from Sardinia. — *Contr. Miner. Petrol.*, 1976, 54, N 4.
23. *Drury S.A.* The geochemistry of Precambrian granulite facies from the Lewisian complex of Titee, Inner Hebrides, Scotland. — *Chem. Geol.*, 1973, 11, N 3.
24. *Haines E.L., Zartman R.E.* Uranium concentration and distribution in six peridotite inclusions of probable mantle origin. — *Earth and planet. sci. lett.*, 1973, 20, p. 45–53.
25. *Heier K.S.* Radiactive elements in the continental crust. — *Nature*, 1965, 205, p. 479–480.
26. *Heier K.S.* Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. — *Trans. R. Soc., Lond.*, 1973, 73, p. 429–442.
27. *Heier K.S., Thorensen K.* Chemistry of high grade metamorphic rocks. Lofoten-Vesteraien, Norway. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1971, 35, N 1.
28. *Lewis J.B., Sponer C.M.* K/Rb ratios on Precambrian granulite terranes. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, 37, N 5.
29. *Pavlenko A.S.* Mongol-Tuva province of alkaline rocks. — In: *Alcaline rocks*. John Wiley a Sons LTD, London et al., 1974.
30. *Sighinolfi G.P.* Investigations into deep crustal levels; Fractionating effects and geochemical trends to high-grade metamorphism. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1971, 35, N 10.

МАГНИТНАЯ СЪЕМКА ТЕРРИТОРИИ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

К настоящему времени на всей территории МНР завершена наземная магнитная съемка вдоль редкой сети маршрутов, расположенных на расстоянии 100–150 км друг от друга (рис. 1). Эта съемка выполнялась силами Института физики и техники АН МНР с помощью Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн АН СССР (ИЗМИРАН) и существенно дополняет имеющуюся только на восточную половину страны аэромагнитную съемку.

Маршруты наземной магнитной съемки охватывают всю территорию Монголии и образуют относительно равномерную сеть неправильной геометрической формы, вследствие того что пункты наблюдений расположены вдоль дорог. Расстояние между пунктами полных определений (т.е. трех компонент поля) составляет 13–30 км, а между пунктами определений вертикальной составляющей поля Z — 2–5 км.

Так как густота съемки элемента Z существенно больше, чем для остальных элементов поля, наибольший интерес при анализе аномального магнитного поля (АМП) представляет исследование распределения аномальной составляющей элемента Z — компонента Z_a .

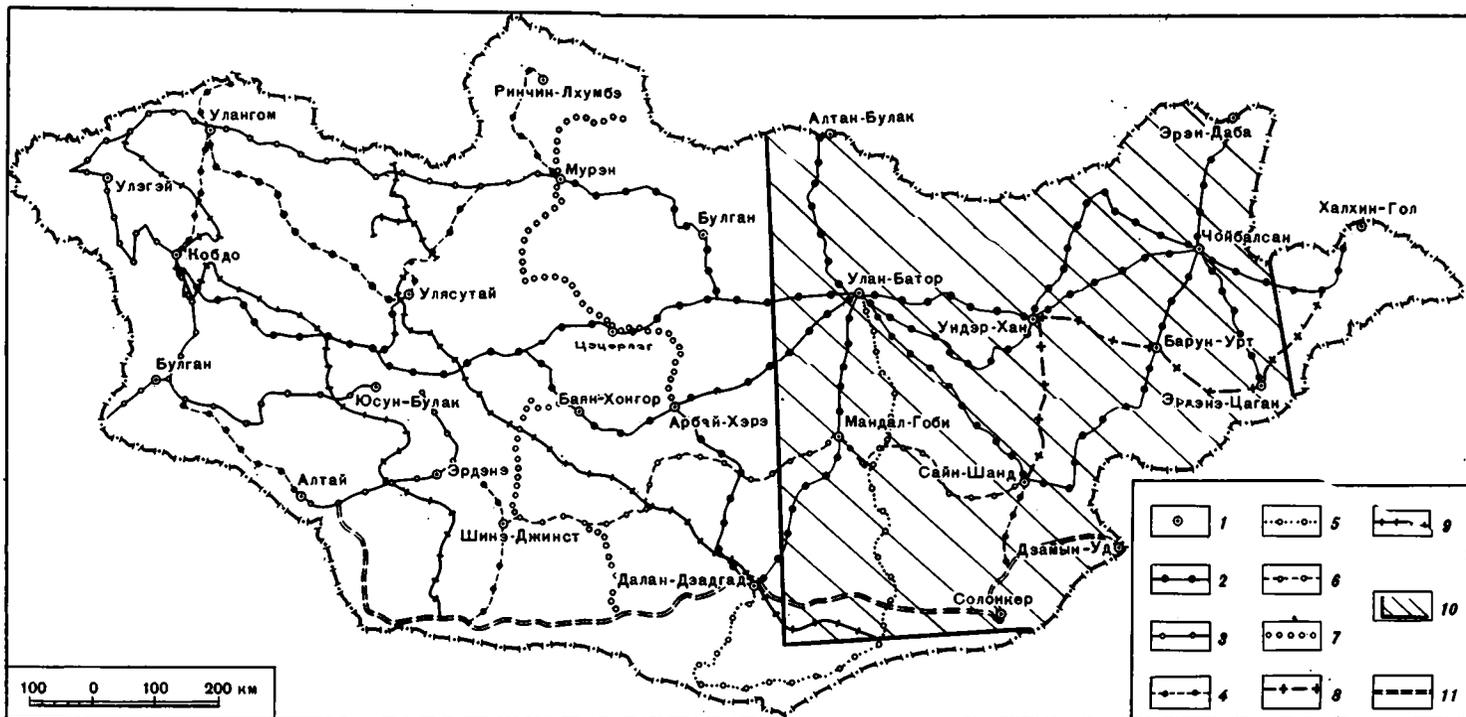
На рис. 2 дан типичный график распределения поля Z вдоль одного из профилей, секущего территорию Монголии в субширотном направлении. Пунктиром на этом рисунке дана модель нормального магнитного поля Z_n , в качестве которой нами была выбрана модель сферического гармонического ряда с числом гармоник $n = m = 10$ — модель ПОГО [5]. Из графика видно, что принятое нормальное поле хорошо центрирует поле Z . Среднее значение величин Z_a по всей территории Монголии оказалось близким к нулю. Все это подтверждает правильность выбранной модели нормального поля.

При геологическом картировании успешно применяются результаты магнитных измерений. Обычно при использовании магнитных данных для геологического картирования составляются магнитные карты или их производные.

Так как профили наземной съемки Монголии расположены далеко друг от друга, а поле Z_a имеет существенно высокочастотный характер, то построение карты изодинам Z_a по территории МНР непосредственно по значениям Z_a вдоль этих профилей оказалось невозможным. Необходимо было провести предварительное сглаживание величин Z_a . Для этого в пределах квадратов $100 \times 100 \text{ км}^2$ были вычислены средние значения аномального магнитного поля (M^{100}). Линии равных значений M^{100} , которые были получены путем интерполяции значений, вычисленных в центрах квадратов, даны в виде карты M^{100} (рис. 3).

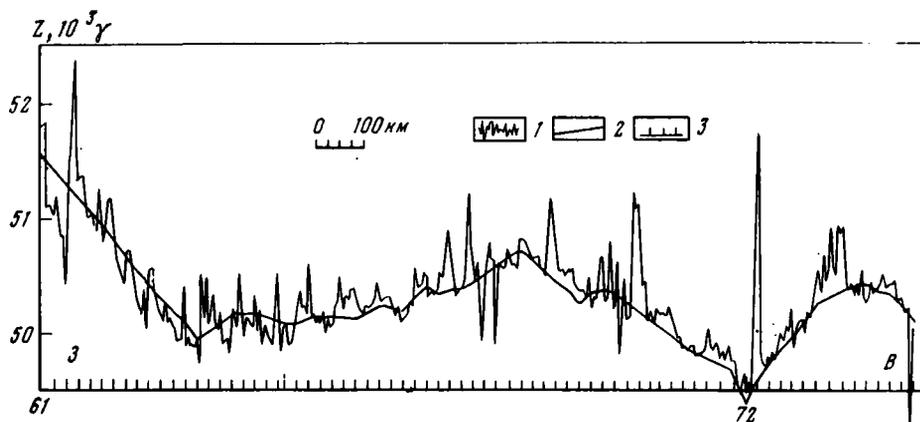
Аналогичным путем была получена карта A^{100} по территории МНР (рис. 4), которая представляет результат осреднения поля Z_a по модулю значений Z_a . Параметр A аналогичен среднеквадратическому значению АМП σ и существует простая связь между этими величинами: $\sigma = 4/5 A$. Карты (см. рис. 3, 4) представлены в обобщенном виде особенности АМП Монголии.

Опыт геологического картирования [1] показывает, что распределение параметра M отражает петрографическую неоднородность геологического строения, а параметр A (или его аналог σ) — особенности тектонического строения региона. При рисовке изолиний параметра M^{100} всю территорию Монголии можно разбить на три мегаблока, границы между которыми приблизительно совпадают с нулевой изолинией. Эти мегаблоки близки к мегаблокам, выявленным П.П. Степановым и В.С. Волхонинным [3] по комплексным геофизическим данным: 1) Западно-Монгольский мегаблок включает Монгольско-Алтайскую и Северо-Монгольскую



Р и с. 1. Карта магнитной заснятости Монголии

1 — пункты векового хода; 2 — пункты магнитных определений 1942—1944 гг.; 3, 4 — маршруты магнитной съемки соответственно 1962, 1963 гг.; 5 — пункты магнитной съемки 1968 г.; 6—9 — маршруты экспедиции соответственно 1964, 1967, 1969, 1972 гг.; 10 — площадь, заснятая аэромагнитной съемкой; 11 — профиль 6



Р и с. 2. График распределения вертикальной составляющей магнитного поля Z вдоль профиля Б (см. рис. 1)

1 — график поля Z ; 2 — график нормального поля Z_H ; 3 — точки измерений вдоль профиля

системы; 2) Центрально-Монгольский мегаблок имеет северо-восточное и субширотное направления, включает Монголо-Забайкальскую систему, часть Центрально-Монгольской и Южно-Монгольской систем и заключен между нулевыми изолиниями параметра M^{100} ; 3) Восточно-Монгольский мегаблок расположен в юго-восточной части Монголии в пределах Центрально-Монгольской и Южно-Монгольской систем.

По-видимому, геологическая история развития этих мегаблоков была существенно разной, они отличаются по степени насыщенности кислыми и основными вулканическими и интрузивными породами, а также по распространенности терригенных и карбонатных отложений. В результате анализа аномального магнитного поля обнаружены различия в средней намагниченности горных пород мегаблоков.

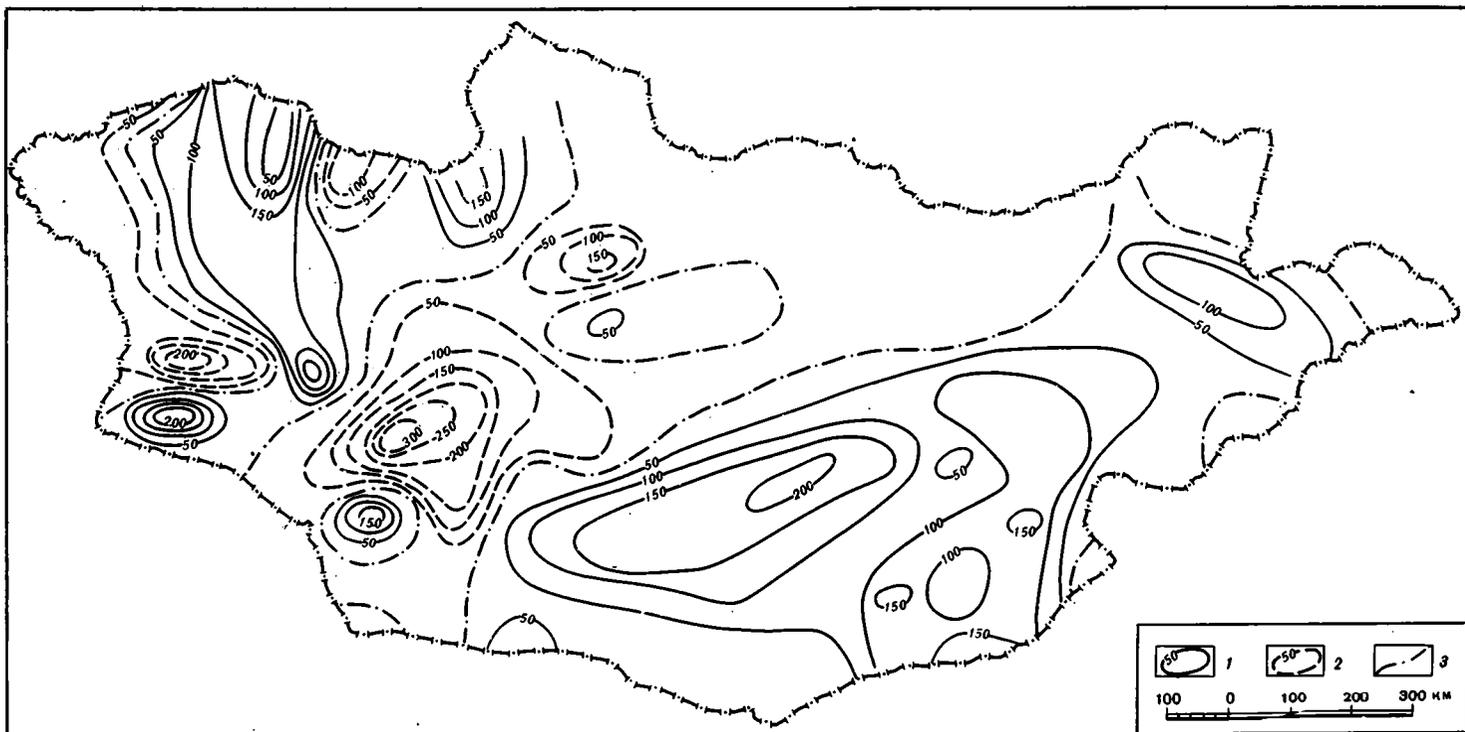
Если граница между Западно-Монгольским и Центрально-Монгольским мегаблоками по магнитным данным в первом приближении подтверждает границу, полученную для Русской платформы и Западно-Сибирской плиты [1], то граница между Центрально-Монгольским и Восточно-Монгольским мегаблоками оказалась в южной части на небольшом участке различной по магнитным данным и по данным П.П. Степанова и В.С. Волхонина [3].

Сравнение Восточно-Монгольского мегаблока с общей рисовкой контуров структур на геологической карте МНР [2] подтверждает правильность проведенной границы между этими мегаблоками.

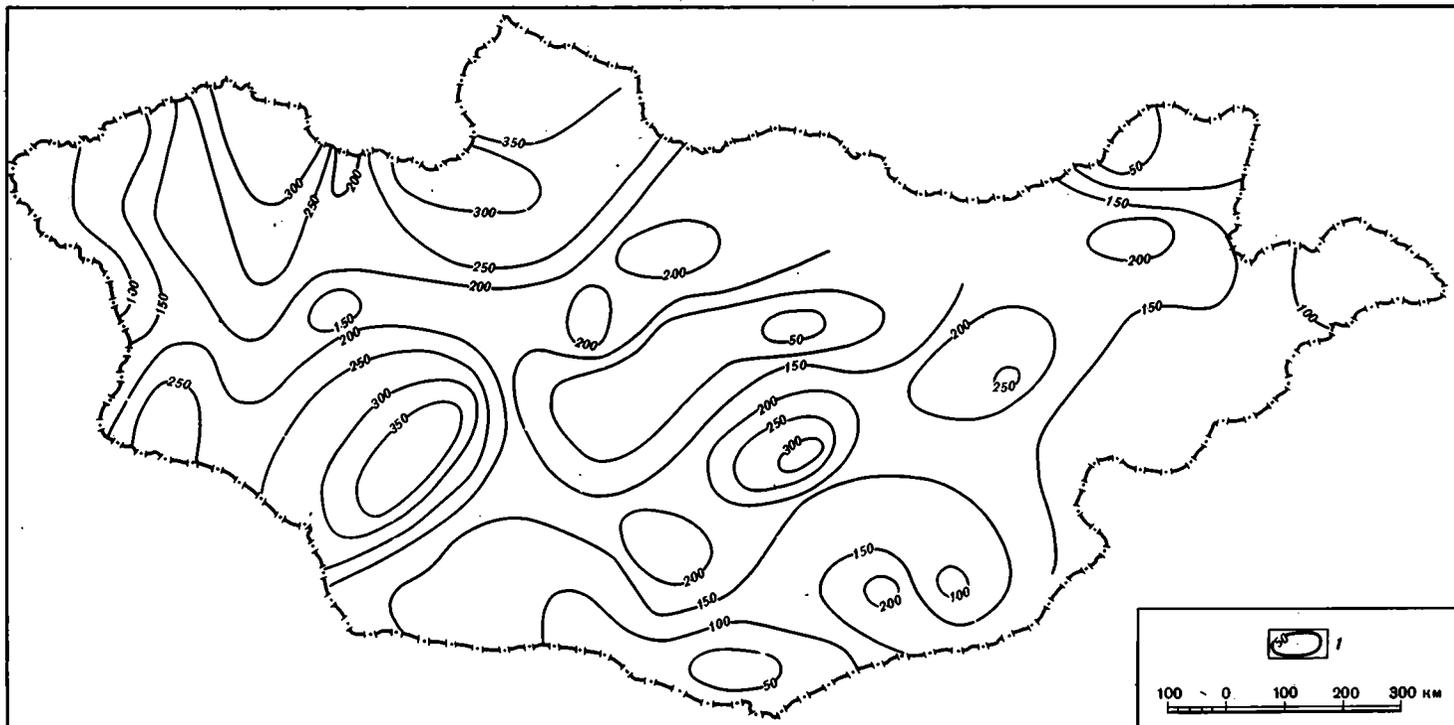
Сравнение карты M^{100} и карты аномалии Буге поля Δg на территории МНР позволяет выявить черты сходства между этими картами. Если оценить корреляцию между параметрами M^{100} и полем Δg для точек, расположенных через 1° в долготном направлении и через $1,5^\circ$ — в широтном, то можно получить отчетливые зависимости соответственно для Западно-Монгольского, Центрально-Монгольского и Восточно-Монгольского мегаблоков.

Для Центрально-Монгольского мегаблока коэффициент корреляции ($r_{M\Delta g}$) между M^{100} и Δg составил 0,81, а уравнение регрессии выглядит следующим образом: $\Delta g = 0,85 M^{100} - 152$, где M^{100} выражено в гаммах, а Δg — в миллигалах (рис. 5). Прямая связь между M^{100} и Δg для этого мегаблока определяется широким распространением кислых интрузий, для которых характерно увеличение плотности и возрастание магнитной восприимчивости с ростом содержания ферромагнитной фракции.

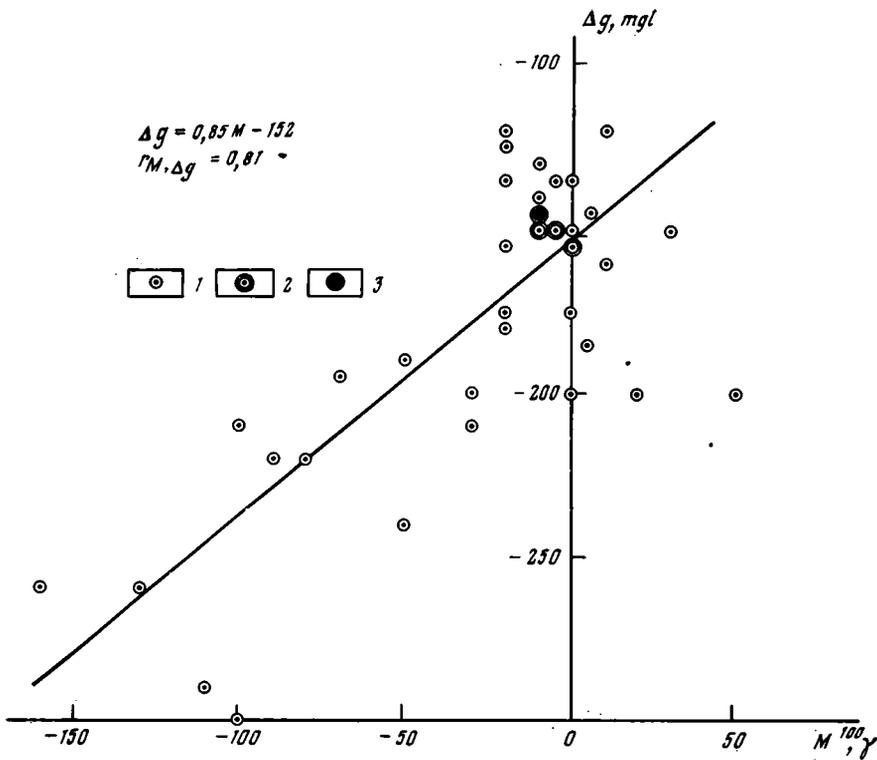
Для Восточно-Монгольского мегаблока характерна обратная связь между величинами Δg и M^{100} (рис. 6), т.е. уменьшение поля Δg связано с увеличением параметра M^{100} . Для этого мегаблока свойственно наличие большого числа эффузивных покровов, которые обладают низкой плотностью, но высокими магнитными свойствами. Эта тенденция роста магнитных свойств и уменьшения плотности связана с увеличением вклада в оба поля (магнитное и гравитационное) эффузивных источников.



Р и с. 3. Карта осредненных значений поля Z_a по квадрату $100 \times 100 \text{ км}^2$ (M^{100})
 1 – положительные изолинии M^{100} ; 2 – отрицательные изолинии M^{100} ; 3 – нулевые изолинии M^{100}

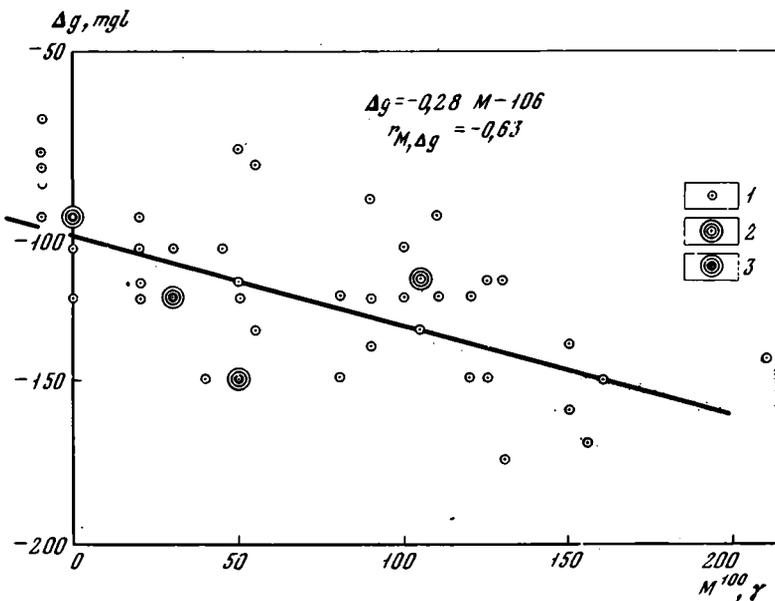


Р и с. 4. Карта осредненных модульных значений поля Z_0 по квадрату $100 \times 100 \text{ км}^2$ (A^{100})
1 — изолинии A^{100}



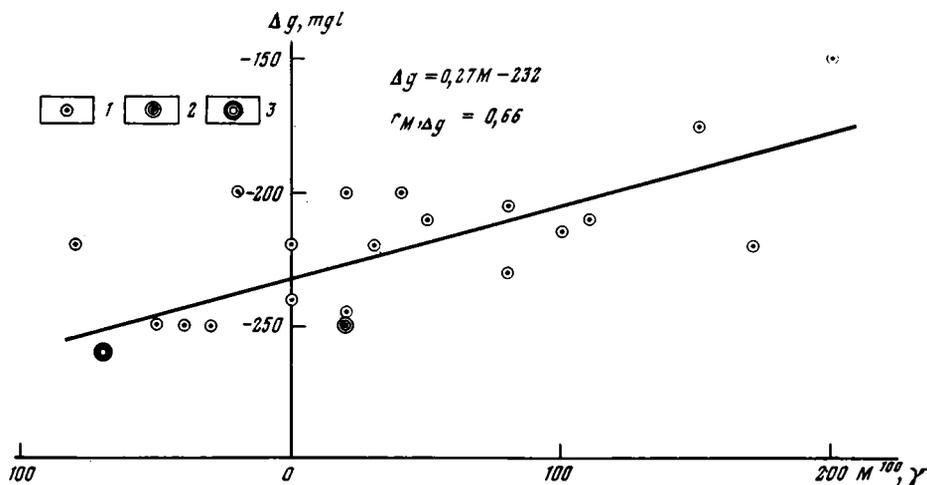
Р и с. 5. График зависимости поля Δg от средних значений аномального магнитного поля (M^{100}) для Центрально-Монгольского мегаблока

1 — значения поля Δg и параметра M^{100} в совпадающих по местоположению пунктах; 2, 3 — значения полей Δg и M^{100} , повторяющиеся два, три раза



Р и с. 6. График зависимости поля Δg от средних значений аномального магнитного поля (M^{100}) для Восточно-Монгольского мегаблока

1 — значения поля Δg и параметра M^{100} в совпадающих по местоположению пунктах; 2, 3 — значения полей Δg и M^{100} , повторяющиеся три и четыре раза



Р и с. 7. График зависимости поля Δg от средних значений аномального магнитного поля (M^{100}) для Западно-Монгольского мегаблока

1 — значения поля Δg и параметра M^{100} в совпадающих по местоположению пунктах; 2, 3 — значения полей Δg и M^{100} , повторяющиеся два, три раза

Западно-Монгольский мегаблок занимает промежуточное положение между упомянутыми выше двумя блоками и уравнение регрессии между Δg и M^{100} (см. рис. 7) отражает то обстоятельство, что в Западно-Монгольском блоке расположены разные интрузивные и эффузивные породы, которые дают в итоге некоторую суммарную менее четкую зависимость, чем для Центрально-Монгольского мегаблока.

Выявленные таким образом корреляционные связи позволяют понять физико-геологическую природу разницы в строении трех выделенных мегаблоков МНР.

Распределение параметра A^{100} отличается от особенностей карты M^{100} и в большей степени коррелирует с тектонической картой территории МНР [4]. В частности, параметр A^{100} хорошо картирует основные тектонические структуры Монголии: Монгольский Алтай, Монголо-Забайкальскую систему, Южно-Монгольскую систему с относительно пониженными значениями параметра A^{100} , а Центрально-Монгольскую систему, Северо-Монгольскую систему с относительно повышенными значениями параметра A^{100} . Рассмотренная ранее отрицательная зона параметра M^{100} (Центрально-Монгольский мегаблок) на карте A^{100} выглядит более сложно. Вместо одной отрицательной зоны M^{100} наблюдается две области экстремальных значений A^{100} : одна область повышенных значений, характеризующая юго-западную часть Южно-Монгольской зоны между 94 и 99° в.д., и вторая — в основном область пониженных значений, отражающая строение Монголо-Забайкальской системы.

Таким образом, материалы наземной магнитной съемки, выполненной в последние тридцать лет Институтом физики и техники АН МНР с помощью ИЗМИРАН СССР на территории МНР, содержат полезную информацию о геологическом строении Монголии и могут быть использованы геологами как при региональных, так и при более детальных исследованиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонович Р.М., Белугина В.Н., Кошелева Л.В. и др. Геологическое картирование территории Русской платформы и Западно-Сибирской плиты по статистическим параметрам аномального магнитного поля. — В кн.: Пространственно-временная структура геомагнитного поля. М.: Наука, 1976.
2. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. М.: ГУГК, 1971.
3. Степанов П.П., Волхонин В.С. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. — Сов. геология, 1969, № 5.
4. Тектоника Монгольской Народной Республики (Тр. Совместн. Сов.-Монг. геол. экспед., вып. 9). М.: Наука, 1974.
5. Cain J.C., Sweeney R.E. Magnetic field mapping of the inner magnetosphere. — J. Geophys. Res., 1971, 75, N 22.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ
ГЕОЛОГИИ МЕЗОЗОЯ МОНГОЛИИ

Более одной трети площади территории Монгольской Народной Республики занимают мезозойские образования, представленные разнообразной группой пород магматического и осадочного происхождения.

За последнее десятилетие в работах Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Академии наук СССР и МНР значительное внимание было уделено изучению стратиграфии и тектоники мезозойских образований, а также геохимии и петрологии интрузивных и эффузивных пород. Впервые на территории Монголии были проведены специальные палеовулканические исследования верхнемезозойских вулканитов. Такой комплексный подход позволил в относительно короткий срок получить много новых материалов, весьма существенно дополнивших и изменивших наши представления о стратиграфии, истории развития структур и магматизме мезозойского периода, что нашло свое отражение в ряде выпусков Трудов Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции и отдельных статьях.

Петрохимическое и геохимическое изучение ранне- и позднемезозойских интрузивных и эффузивных комплексов позволило выделить в их составе различные геохимические типы и вулканоплутонические ассоциации [10, 11, 15] и наметить пространственные закономерности их размещения, а также выявить новые типы пород и минералов.

Палеовулканогеологическое изучение верхнемезозойских вулканитов впервые для Монголии позволило выявить различные их фации, установить широкое развитие трещинных излияний лав основного состава, а также многочисленные вулканические аппараты центрального типа для лав кислого и субщелочного состава. Была обнаружена тесная ассоциация и постепенные переходы между интрузивными образованиями кислого и щелочного состава и комагматичными вулканическими породами. Результаты прямых геологических наблюдений, петрографического, петрохимического и геохимического изучения позднемезозойских вулканитов и ассоциирующих с ними гипабиссальных интрузий на примере ряда конкретных районов Восточной Монголии позволили Д.И. Фрих-Хару и А.И. Лучицкой сделать вывод о парагенетическом единстве ассоциаций вулканитов основного состава и завершающих их дифференциатов — кислых и субщелочных вулканитов и субвулканических и гипабиссальных интрузивов. Впервые установлены повышенные содержания элементов литофильной группы, в том числе олова, вольфрама, фтора во всех типах пород позднемезозойской вулканоплутонической ассоциации.

Большинство редкометалльных рудопроявлений и месторождений в Монголии ранее связывалось только с интрузивами гранитоидов лейкогранит-аляскитовой формации. Эти выводы позволяют значительно расширить перспективу поисков редкометалльного оруденения и прогнозировать поиски этих элементов не только в районах выходов мезозойских гранитоидов соответствующего состава, но и на площадях развития позднемезозойских вулканитов.

Примеры такой связи известны на прилегающих территориях Советского Союза и КНР: месторождения олова Малого Хингана, цезиевые рудопроявления в кислых позднемезозойских вулканитах Восточного Забайкалья и др. В Восточной Монголии в позднемезозойских кислых вулканических стеклах были установлены также повышенные концентрации цезия [9, 29]. С субвулканическими телами обнаруженных в Монголии онгонитов [9] связаны промышленные концентрации лито-

фильных редких элементов. На юге Монголии выявлена новая провинция редко-металльного оруденения.

В ассоциации с позднемезозойскими вулканитами районов Мушугай-Худук и Улугей-Хида впервые установлены приповерхностные фации карбонатитов с редкоземельным, стронциевым, апатитовым и флюоритовым оруденением [2, 9].

На основе изучения формационного состава осадочных и вулканогенных образований, их нового стратиграфического расчленения и изучения морфологии мезозойских структур впервые для Монголии дана их классификация [16, 17]. Составлена карта разломов, на которой впервые выделены разломы различного типа и различного возраста [8, 15]. Составлена первая карта мезозойской и кайнозойской тектоники и магматизма Монголии в масштабе 1 : 1 500 000 (1979). На этой карте показаны различные геохимические типы мезозойских гранитоидов, формирование которых тесно связано с развитием мезозойских структур ревивации. Отчетливо выделяются два этапа — раннемезозойский и позднемезозойский — как в процессе развития структур, так и в магматических проявлениях интрузивной и эффузивной деятельности. В пределах каждого этапа выявлены две стадии развития структур, различающихся между собой по составу осадочных и магматических образований и в тектоническом отношении. Мезозойская геологическая история в верхнем мелу завершается развитием крупных платформенных структур.

Для характеристики морфологии структур и закономерностей их размещения в пространстве составлены палеотектонические схемы и карты интрузивных проявлений ранне- и позднемезозойского возраста, новая схема металлогении [15, 21]. Составлена первая палеовулканическая карта для отложений верхнего мезозоя и дано развернутое описание петрохимии и эволюции позднемезозойского вулканизма [28].

Особенно следует остановиться на проблеме изучения стратиграфии мезозойских отложений Монголии.

До начала работ Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции рабочей стратиграфической схемой для континентальных мезозойских отложений являлась разработанная геологами Восточной экспедиции треста "Монголнефть" [3, 12, 24], основанная на изучении разрезов мезозойских отложений юго-восточных районов Монголии (табл. 1). Эта схема впоследствии применялась для расчленения выходов мезозойских отложений на всей территории Монголии.

В результате исследований, проведенных сотрудниками Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, были выявлены многие новые районы развития мезозойских отложений. Впервые на северо-востоке МНР установлены морские отложения нижнего триаса [7]. Континентальные образования верхнего триаса обнаружены в Центральной, Восточной и Юго-Западной Монголии. Верхнеюрские красноцветные отложения установлены на западе и юго-востоке Монголии. В ряде районов заново пересмотрена стратиграфия вулканогенных образований мезозоя и верхнего палеозоя. Это относится, например, к обширным территориям Восточной и Центральной Монголии [18, 19, 27].

В районах развития осадочных комплексов мезозоя на основании многочисленных находок фауны и флоры разработаны новые схемы стратиграфии для Западной, Центральной Монголии и ряда районов Южной Монголии [6, 23, 25, 30]. Детальная стратиграфическая схема дана для верхнего мела Южной Монголии [1, 13, 14].

Многочисленные новые данные, а также известные ранее материалы позволили впервые для Монголии дать детальное (до ярусов) стратиграфическое расчленение мезозойских отложений территории Монголии с увязкой всех перечисленных схем, разработанных для отдельных регионов [20] (табл. 2).

Проведенное сопоставление районных стратиграфических схем на основе био-стратиграфических комплексов выявило большие различия литологического состава мезозойских отложений в разных районах и структурных зонах Монголии. Кроме

Таблица 1

Стратиграфическая схема [3]

Отдел	Ярус	Свита
Верхний мел	Турон — сеноман Сеноман	Баинширэнская Сайншандинская
Нижний мел	Альб — готерив Готерив валанжин Валанжин	Дзунбаинская Цаганцабская Шарилинская
Верхняя юра		Кислых и основных эффузивов
Средняя — нижняя юра		Хамархубуринская Хоирмотская

Таблица 2

Схема стратиграфии юрско-меловых отложений МНР

Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Восточная Гоби	Заалтайская Гоби	Центральная Монголия	Западная Монголия	Северо-Восточная Монголия
				свита				
Меловая	Верхний	Маастрихт	—		Нэмэгэтинская		—	—
		Кампан — верхний сантон	—		Барунгойотская		—	—
		Нижний сантон — верхний сеноман	—		Баинширэнская		—	—
		Нижний сеноман	—		Сайншандинская		—	—
	Нижний	Альб — апт	Хухтыкский	Хухтыкская	Душиулинская	Хулсынгольская	Зэрэгская	Дзунбаинская серия
		Баррем — готерив	Шинху-дукский	Шинху-дукская	—	Андаху-дукская	Гурванэрэнская	—
	Валанжин — верхний титон	Цаганцабский	Цаганцабская	—	Ундурухинская	—	Чойбалсанская серия	
Юрская	Верхний	Нижний титон — киме-ридж	Шарилинский	Шарилинская	—	Тормхонская	Ихэснурская	
	Средний	—	—	—	—	—	Дарбийская	
	Средний и нижний	—	Хамархубуринский	Хамархубуринская	—	Бахарская	Жаргалантская	Мурэнгольская

того, такое сопоставление выявило неравномерную стратиграфическую изученность мезозойских образований. Стало ясно, что более слабо разработана стратиграфия вулканогенных комплексов, среди которых осадочные отложения, содержащие органические остатки, играют весьма подчиненную роль.

Для иллюстрации этого положения обратимся к истории изучения позднемезозойских вулканитов Монголии. В 1956 г. на юго-востоке Монголии была впервые выделена эффузивно-осадочная цаганцабская (белохолмская) свита нижнемелового возраста, содержащая в своем составе покровы базальтов [3, 24]. В течение многих лет на всех геологических картах, в том числе на сводной геологической карте МНР масштаба 1 : 1 500 000, вышедшей в 1966 г. под редакцией Н.А. Маринова, к цаганцабской свите относилось подавляющее большинство мезозойских наземных излияний главным образом базальтоидного состава, занимающих на востоке Монголии обширные площади.

Возраст многочисленных мезозойских гранитоидов Монголии рассматривался как нижнемезозойский (доцаганцабский).

Проведенные в 1968—1975 гг. исследования [15, 27] показали иные стратиграфические взаимоотношения и принципиально иную эволюцию верхнемезозойского вулканизма Восточной Монголии, чем это представлялось ранее. На сводных геологических картах МНР масштаба 1 : 1 500 000 1966, 1971 г. [4, 5] кислые вулканы были отнесены к средней — верхней юре, а вулканы основного состава — к нижнему мелу (цаганцабская свита, 1966 и к верхней юре — нижнему мелу, 1971 г).

В результате прямых наблюдений в естественных обнажениях и горных выработках был установлен более молодой возраст кислых вулканитов (липаритов, трахилипаритов, их туфов и вулканических брекчий) по отношению к "цаганцабским" базальтам.

Дальнейшее изучение мезозойских вулканогенных образований и их контактов с гранитоидами, а также сопоставление с прилегающими, лучше изученными территориями Советского Союза позволили выделить позднемезозойские разновозрастные комплексы базальтоидов и кислых вулканитов в Восточной Монголии.

Нами была выделена чойбалсанская серия осадочно-вулканогенных пород [15, 23]. В ее составе преобладающую роль играют трахибазальты, трахиандезиты и их туфы, слагающие нижние части разреза. Местами эти породы переслаиваются с песчаниками и конгломератами. Сравнительно небольшую роль в составе чойбалсанской серии играют вулканы кислого и субщелочного состава, слагающие верхнюю часть разреза. На основании органических остатков, содержащихся в прослоях осадочных пород, возраст чойбалсанской серии определяется от конца средней и начала верхней юры до нижнего мела (валанжин) включительно [20]. Эта серия сопоставляется нами с шадоронской серией Восточного Забайкалья ($J_2, J_3 - K_1$) [15, 28].

Кроме раннемезозойских гранитоидов ($\gamma T_3 - J_1$), выделяются интрузивные образования основного, кислого и субщелочного состава, комагматичные вулканитам чойбалсанской серии, с которыми связаны многочисленные месторождения и рудопроявления флюорита, редких элементов и других полезных ископаемых. Многочисленные радиологические определения возраста позднемезозойских гранитоидов $K = Ar$ методом дают цифры до 110 млн. лет.

Помимо базальтоидов чойбалсанской серии, нами впервые были установлены покровы базальтов в составе дзунбаинской серии нижнего мела (баррем, готерив, апт и альб) в Центральной и Восточной Монголии [15]. В составе этой серии резко преобладают осадочные отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, угли, углистые и битуминозные сланцы); подчиненное значение имеют покровы базальтов, кислые туфы и туффиты, тонкие прослои озерных известняков, а местами гипсов и других пород. Базальты дзунбаинской серии по своему стратиграфическому положению являются аналогами нижнемеловых базальтов Торейских озер и Приаргунья в Восточном Забайкалье.

Отложения дзунбаинской серии залегают с размывом на базальтоидах чойбалсанской серии и прорывающих их интрузивных породах (гранитах), кварцевых

порфирах и трахилипаритах. Выявленные в настоящее время базальты дзунбаинской серии имеют ограниченное распространение на территории МНР и нигде не прорываются гранитоидами. Отложения дзунбаинской серии в Центральной и Восточной Монголии пересечены лишь небольшими криптовулканическими телами кислого состава [18].

Много новых интересных результатов дали специальные палеонтологические исследования, проведенные в последние годы в Монголии. Были обнаружены не только многочисленные новые местонахождения остатков разнообразных динозавров, но и скопления остатков мелких млекопитающих в различных горизонтах континентальных отложений верхнего мела и даже в верхах нижнего мела, что существенно изменяет наши представления об эволюции фауны позвоночных.

Перечисленные ранее исследования и полученные результаты являются новым этапом в изучении геологии мезозоя Монголии. Анализ полученных результатов ставит перед нами следующие задачи дальнейшего изучения мезозойских образований в Монголии.

1. Корреляция всех имеющихся в настоящее время районных стратиграфических схем показала необходимость более детального изучения стратиграфии вулканогенных толщ раннего и позднего мезозоя Монголии на основе специальных биостратиграфических и палеовулканологических исследований. С дальнейшей разработкой стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ мезозоя Монголии связано последующее возрастное расчленение мезозойских интрузивных образований, в частности, рудоносных гранитоидов.

В свете изложенных выше новых данных особенно важно дальнейшее стратиграфическое расчленение базальтоидных толщ и кислых вулканитов чойбалсанской и дзунбаинской серий. Такое расчленение представляется ценным не только для познания эволюции магматизма. Оно имеет прямое практическое значение, так как эти вулканиты по разному взаимоотносятся с верхнемезозойскими гранитоидами, а также флюоритовым и редкометальным оруденением.

2. Тематические литологические исследования мезозойских отложений на территории Монголии практически не проводились. Некоторым исключением являются работы [22], посвященные литологии верхнемеловых отложений Южной Монголии. Необходимость постановки специального литологического изучения мезозойских отложений не требует пояснений, так как общеизвестно значение литологических исследований для решения палеотектонических и палеогеографических вопросов. Значение этих исследований необычайно велико и в практическом отношении для выявления закономерностей размещения полезных ископаемых осадочного генезиса (углей, гипсов, бурых железняков) и россыпных месторождений верхнемезозойского (K_2) возраста.

3. Параллельно со стратиграфическим расчленением вулканогенных толщ позднего мезозоя необходимо провести детальнейшее палеовулканологическое, петрохимическое и геохимическое изучение мезозойских вулканитов Монголии, в особенности раннемезозойского возраста. Для дальнейшего расчленения верхнемезозойских вулканитов необходимо выявление петрохимических критериев расчленения базальтоидов чойбалсанской и дзунбаинской серий. Аналогичное петрохимическое сравнение следует провести также для кислых и щелочно-кислых вулканитов того же возраста.

Криповулканические тела кислого состава, прорывающие отложения дзунбаинской серии апта – альба в Восточной и Центральной Монголии, являются близкими аналогами вулканитов нижнего мела, несущим золотое оруденение известного балейского типа в Восточном Забайкалье [15, 26].

Первостепенное значение имеет изучение структурных особенностей проявления мезозойского вулканизма: выяснение характера палеовулканических построек, кольцевых и линейных структур, трещинных излияний.

4. На основе нового стратиграфического расчленения мезозойских отложений, вмещающих гранитоидные массивы, а также радиологических данных, представляется необходимым дальнейшее расчленение по возрасту мезозойских гранитоид-

дов и более детальное изучение их вещественного состава (петрографии и геохимии).

5. Большой интерес представляет детальное изучение морфологии мезозойских структур, в частности разломов. Выяснение роли разломов и характера горизонтальных и вертикальных движений по ним в процессе развития мезозойских структур. Особую задачу составляет анализ пространственного размещения мезозойских гранитоидов и выяснение структурных закономерностей их становления.

6. Перечисленные вопросы имеют первостепенное значение для целей корреляции, выявления характера и времени тектонических движений и магматических проявлений не только на территории МНР, но также прилегающих обширных регионов Восточной Азии. Выяснение закономерностей структурного размещения различных геохимических типов магматических пород может служить надежной основой для составления структурно-формационной и металлогенической карт Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Барсборлд Р.* Биостратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела гобийской части МНР. Автореф. канд. дис. 1972.
2. *Баскина В.А., Волчанская И.К.* Новый тип редкометального оруденения в Южной Монголии, связанный с щелочными вулканитами. — ДАН СССР, 228, № 3.
3. *Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Л.И.* и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника) под редакцией Шипулина Ф.К. Л.: Гостоптехиздат, 1959.
4. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. /Под редакцией Маринова Н.А. М.: ГУГК, 1966.
5. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. /Под редакцией Маринова Н.А. М.: ГУГК, 1971.
6. *Девяткин Е.В., Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф., Хосбаяр П.* — В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Западной Монголии. Л.: Наука, 1975.
7. *Зоненшайн Л.П., Кипарисова Л.Д., Окунеев Т.М.* Первая находка морских триасовых отложений в Монголии. — ДАН СССР, 1971, 199, № 5.
8. *Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Нагибина М.С.* О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. — Геотектоника, 1971, № 4.
9. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Черная Л.И.* О повышенных концентрациях цезия в кислых стеклах из Монгольской Народной Республики. Иркутск: Ежегодник, Сиб. ГЕОХИ, 1971.
10. *Коваленко В.И., Саймонов В.С., Владыкин Н.В.* и др. Геохимическая характеристика пород приповерхностного карбонатитового комплекса из пустыни Гоби МНР. — Геохимия, 1977, № 9.
11. *Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С.* и др. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
12. *Маринов Н.А.* Стратиграфия Монгольской Республики. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1957.
13. *Мартинсон Г.Г.* О стратиграфии юрских и меловых отложений Монголии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 12.
14. *Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф.* Стратиграфическое расчленение верхней юры и нижнего мела Юго-Восточной Монголии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 10.
15. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975.
16. *Нагибина М.С.* Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития. — Геотектоника, 1970, № 5.
17. *Нагибина М.С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
18. *Нагибина М.С., Бадмагварев Ж.* Новые находки раннемеловой фауны в Центральной Монголии. — ДАН СССР, 1974, 214, № 6.
19. *Нагибина М.С., Антипов М.П., Бадмагварев Ж.* О возрасте вулканогенных толщ Центральной Монголии. — Изв. АН СССР, 1976, № 11.
20. *Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г.* Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
21. Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
22. *Сочеев А.В.* Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений Южной Монголии. — В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975.
23. Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975.
24. *Турищев И.Е.* К вопросу об условиях накопления осадков мела в юго-восточной

- части Монголии. Л.: Гостоптехиздат, 1956.
25. *Хосбаяр П.* Новые данные о верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Западной Монголии. — ДАН СССР, 1973, 208, № 5.
 26. *Фогельман Н.А.* Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. М.: Недра, 1968.
 27. *Фрих-Хар Д.И.* Об условиях залегания позднемезозойских кислых по составу пород эффузивного облика в Восточной Монголии. — ДАН СССР, 1974, 219, № 6.
 28. *Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И.* Поздне-мезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузивы. М.: Наука, 1978.
 29. *Шатков Г.А., Гуцин Е.Н.* О высоком содержании цезия в кислых вулканических стеклах. — Геохимия, 1969, № 12.
 30. *Шувалов В.Ф.* Стратиграфия континентального мезозоя и мезозойская история геологического развития Центральной Монголии. Автореф. канд. дисс. 1970.

ПАМЯТИ ВАДИМА ИЛЬИЧА ГОЛЬДЕНБЕРГА

1 октября 1977 г. во время полевых исследований на территории МНР скоропостижно скончался руководитель Советско-Монгольской партии объединения "Аэрогеология", кандидат геолого-минералогических наук, член КПСС Вадим Ильич Гольденберг.

Вадим Ильич Гольденберг родился в январе 1927 года в г. Грозном в семье горного инженера. В 1952 г. он окончил Московский геолого-разведочный институт им. С. Орджоникидзе.

С 1953 по 1964 г. Вадим Ильич в качестве начальника партии работал в экспедиции № 2 Аэрогеологического треста Министерства геологии СССР, проводившей региональные геолого-съёмочные исследования на севере Хабаровского края, в Монголо-Охотской складчатой области.

Последние 14 лет своей жизни Вадим Ильич посвятил в основном изучению геологического строения Монголии. С 1964 по 1967 г. он осуществлял руководство группой советских геологов, проводивших поисково-съёмочные работы в Хангае и в междуречье Онона и Керулена; в дальнейшем занимался составлением геологической карты Центральной и Восточной Монголии среднего масштаба по проблеме 11 СЭВ, одновременно принимал участие в работах Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР, а с 1974 г. возглавил группу советских и монгольских специалистов, осуществлявших групповую геологическую съёмку в Южной Монголии. Именно в процессе изучения геологического строения территории МНР особенно ярко раскрылся исследовательский талант Вадима Ильича. Им были проведены глубокие исследования по разработке стратиграфических схем палеозойских и мезозойских отложений в изученных районах МНР. Особое внимание он уделил биостратиграфии силура, девона, карбона, перми и триаса.

Огромный интерес Вадим Ильич проявлял к тектонике и одинаково увлеченно занимался изучением частных структурных форм и крупных структур. Он в совершенстве владел современными методами тектонического анализа, позволившими ему расшифровать тектоническое строение и историю развития многих региональных структур, а в ряде районов Южной Монголии выявить их покровный характер.

Вадим Ильич был хорошим геологом-поисковиком, открывшим в Монголии ряд проявлений различных видов полезных ископаемых, в дальнейшем изучении и оценке которых он принимал самое активное участие.

Геологические материалы, собранные Вадимом Ильичом по территории Монголии, имеют большое практическое и теоретическое значение.

Научные результаты его исследований, касающиеся важных вопросов стратиграфии и тектоники Монголо-Охотской складчатой области, нашли отражение в его кандидатской диссертации, защищенной в 1971 г., а также в ряде статей и обобщающих трудах.

Вадим Ильич обладал редким картосоставительским дарованием. Составленные им геологические и тектонические карты различного масштаба всегда отличались огромной выразительностью и объективностью.

Вадим Ильич был великолепным педагогом-воспитателем. Свои богатые знания он постоянно передавал работавшим в его подразделении геологам. Большая заслуга Вадима Ильича в подготовке и воспитании национальных кадров МНР.

Научно-производственная деятельность Вадима Ильича представляла собой блестящий пример сочетания многих положительных качеств, среди которых выделялись: неуемная жажда познаний, редкая добросовестность и огромное трудолю-

бие. Он был безгранично предан геологии и отдавал ей все свое время и силы. Беспредельная увлеченность работой сочеталась у Вадима Ильича с высокими человеческими качествами: силой воли, оптимизмом, жизнерадостностью и доброжелательностью. Его коммунистическая убежденность и принципиальность всегда служили примером для окружающих.

Современный подход к решению геологических задач, большой такт и внимание к оппоненту, мягкость манеры изложения, глубокое уважение собеседника создавали исключительно благоприятную обстановку не только для работы в целом, но и для решения трудных, порой спорных вопросов. Метод его работы и отношение к человеку нашли и найдут многих последователей в первую очередь в лице молодых геологов, желающих совершенствоваться в трудной и важной работе.

Светлая память о Вадиме Ильиче навсегда сохранится в наших сердцах.

Группа товарищей

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Н.С. Зайцев, Б. Лувсанданзан.</i> Основные итоги работ Советско-Монгольской геологической экспедиции за 10 лет	7
<i>Л.П. Татаринев.</i> Значение палеонтологических исследований на территории Монгольской Народной Республики	18
Схематическая карта магматических формаций Монгольской Народной Республики (Краткая объяснительная записка)	25
<i>В.И. Коваленко.</i> Магматизм и проблемы металлогении Монголии	32
<i>Н.А. Флоренсов, С.Д. Хилько.</i> Главные черты неотектоники и сейсмогеологии Монголии	46
<i>И.В. Лучицкий.</i> Палеовулканологические исследования в Монголии	61
<i>В.А. Кузнецов.</i> Некоторые вопросы металлогении Монголии и закономерности размещения эпitherмального оруденения, связанного с мезозойской активизацией	68
<i>С.П. Гаврилова.</i> Особенности девонского и пермского орогенного магматизма запада Монголии	78
<i>Р.М. Яшина, А.Т. Матреницкий.</i> Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности	96
<i>Д. Гарам, В.А. Павлов.</i> К вопросу о "сквозных" породах сиенитового ряда в интрузивных формациях Северной Монголии	114
<i>В.В. Ярмалюк.</i> Верхнепалеозойские вулканогенные ассоциации Южной Монголии	121
<i>А.И. Лучицкая, Д.И. Фрих-Хар.</i> Геохимические особенности ассоциации позднемезозойских вулканитов и гипабиссальных интрузивов Монголии	125
<i>Л.П. Зоненшайн, О. Томуртоого.</i> Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии	135
<i>Г.В. Пинус, Ф.П. Леснов, Л.В. Агафонов, Ж. Баярхуу.</i> Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения	145
<i>Ф.П. Леснов.</i> О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии	156
<i>В.И. Коваленко, В.С. Самойлов, Н.В. Владыкин, А.В. Горегляд, В.А. Писарская, В.В. Конусова.</i> Редкометальные карбонатиты и магнетит-апатитовые породы Монголии	158
<i>П.В. Коваль.</i> Геохимические особенности мезозойских магматических ассоциаций Монголии	168
<i>Г.Ф. Иванова.</i> Некоторые особенности формирования вольфрамового оруденения Монголии	179
<i>Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыковский.</i> Проблемы глубинного строения Монголии	183
<i>А.С. Павленко, Л.В. Филиппов.</i> Роль древнего метаморфического основания в становлении гранитоидного магматизма складчатых областей Монголии	195
<i>В.Н. Луговенко, Г. Ауюшжав.</i> Магнитная съемка территории Монгольской Народной Республики	211
<i>М.С. Нзубина.</i> Некоторые итоги и дальнейшие задачи изучения геологии мезозоя Монголии	218
Памяти Вадима Ильича Гольденберга	225

ГАРЧИГ

Омнөх үг	7
<i>Н.С. Зайцев, Б. Лувсанданзан.</i> Монгол-Зөвлөлтийн геологийн экспедицийн 10 жилийн ажлын гол үр дүн	7
<i>Л.П. Татаринов.</i> БНМАУ-ын нутагт хийгдэж буй палеонтологийн судалгааны ач холбогдол	18
БНМАУ-ын магмын формациудын тойм зураг (товч тайлбар)	25
<i>В.И. Коваленко.</i> Монгол орны магматизм ба металлогенийн асуудлууд	32
<i>Н.А. Флоренцов, С.Д. Хилько.</i> Монгол орны неотектоник ба сейсмогеологийн үндсэн шинж	46
<i>И.В. Лучицкий.</i> Монгол дахь палеовулканологийн судалгаа	61
<i>В.А. Кузнецов.</i> Монгол орны металлогенийн зарим асуудлууд ба мезозойн идэвхижилтэй холбоотой эпитеpmал хүдэржилтийн барйршлын зүй тогтлууд	68
<i>С.П. Гаврилова.</i> Монгол орны баруун хэсгийн девон ба пермийн ороген магматизмын онцлогууд	78
<i>Р.М. Яшина, А.Т. Матреницкий.</i> Умарт Монголын дээд палеозойн магмын гаралтай эвшлүүд	96
<i>Д. Гарам, В.А. Павлов.</i> Умарт Монголын интрузив формациуд дахь "нэвтэрхий" сиенитын бүлгийн чулуулгийн тухай асуудалд	114
<i>В.В. Ярмолюк.</i> Омнот Монголын дээд палеозойн вулканик эвшлүүд	121
<i>А.И. Лучицкая, Д.И. Фрих-Хар.</i> Монгол орны дээд мезозойн вулканитууд ба гипобиссал интрузиудийн геохимийн онцлог	125
<i>Л.П. Зоненшайн, О. Томуртоогоо.</i> Монгол орны офиолит ба дэлхийн царцдас бүрэлдсэн гол зүй тогтлууд	135
<i>Г.В. Пинус, Ф.П. Леснов, Л.В. Агафонов, Ж. Баярхүү.</i> Монгол орны альпийн төрлийн гипербазит ба тэдгээрийн металлогени	145
<i>Ф.П. Леснов.</i> Монголын суурилаг ба хэт суурилаг эвшлийн тухай	156
<i>В.И. Коваленко, В.С. Самойлов, Н.В. Владыкин, А.В. Горегляд, В.А. Писарская, В.В. Конусова.</i> Монгол орны ховор металл карбонатитууд ба магнетит-апатит бүхий чулуулгууд	158
<i>П.В. Коваль.</i> Монголын магматизмын геохимийн судалгааны зарим асуудлууд	168
<i>Г.Ф. Иванова.</i> Монголын вольфрамын хүдэржилтийн үүсч бүрэлдсэн зарим онцлог	179
<i>Ю.С. Геншафт, А.Я. Салтыкоёвский.</i> Монгол орны нутгийн гүний тогтцын асуудал	183
<i>А.С. Павленко, Л.В. Филиппов.</i> Монгол орны атриат мужуудын гранитоид магматизмын бүрэлдэн тогтоход эртний метаморфик суурийн үүрэг	195
<i>В.Н. Луговенко, Г. Аюушжав.</i> БНМАУ-ын соронзон гажигийн зураглал	211
<i>М.С. Нагибина.</i> Монгол орны мезозойн геологийн судалгааны зарим үрдүн ба цаашдын зорилт	218
Вадим Ильич Гольденбергийн дурсгалд	225

CONTENTS

<i>N.S. Zaitsev, B. Luvsandanzan</i> . The main results of works carried out by the Soviet-Mongolian geological expedition during 10 years	7
<i>L.P. Tatarinov</i> . Importance of paleontological studies on the territory of the Mongolian Peoples Republic	18
Reconnaissance map of magmatic formations of the Mongolian People's Republic (brief explanatory note)	25
<i>V.I. Kovalenko</i> . Magmatism and problems of metallogeny in Mongolia	32
<i>N.A. Florensov, S.D. Khilko</i> . The main neotectonic and seismological features of Mongolia	46
<i>I.V. Luchitsky</i> . Paleovolcanological studies in Mongolia	61
<i>V.A. Kuznetsov</i> . Some problems of metallogeny of Mongolia and regularities of epithermal mineralization related to Mesozoic activation	68
<i>S.P. Gavrilova</i> . Peculiarities of Devonian and Permian orogenic magmatism of Western Mongolia	78
<i>R.M. Yashina, A.T. Matrenitsky</i> . Upper Paleozoic magmatic series of rocks in Northern Mongolia	96
<i>D. Garam, V.A. Pavlov</i> . On "through" rocks of the syenitic series in Northern Mongolian intrusive formations	114
<i>V.V. Yarmolyuk</i> . Upper Paleozoic volcanogenic associations of Southern Mongolia	121
<i>A.I. Luchitskaya, D.I. Frikh-Khar</i> . Geochemical properties of late Mesozoic volcanites and hypabyssal intrusives of Mongolia	125
<i>L.P. Zonenshain, O. Tomurtogoo</i> . Ophiolites and major regularities of formation the Mongolian Earth's crust	135
<i>G.V. Pinus, F.P. Lesnov, L.V. Agafonov, Zh. Bayarkhuu</i> . Alpine-type ultrabasites of Mongolia and their metallogeny	145
<i>F.P. Lesnov</i> . On basite-ultrabasic associations of Mongolia	156
<i>V.L. Kovalenko, V.S. Samoilov, N. V. Vladykin, A.V. Goreglyad, V.A. Pisarskaya, V.V. Konusova</i> . Rare-metal carbonatites and magnetite-apatitic rocks of Mongolia	158
<i>P.V. Koval</i> . Some aspects of geochemical study of magnetism of Mongolia	168
<i>G.F. Ivanova</i> . Some peculiarities of formation of tungsten mineralization in Mongolia	179
<i>Yu. S. Ganshaft, A. Ya. Saltykovsky</i> . Problems of deep structure of Mongolia	183
<i>A.S. Pavlenko, L.V. Filippov</i> . Participation of old metamorphic basement in formation of granitoid magmatism of Mongolian folded areas	195
<i>V.N. Lugovenko, G. Aytshzhav</i> . Magnetic survey of the Mongolian People's Republic	211
<i>M.S. Nagibina</i> . Some results and further tasks of study of mesozoic geology of Mongolia	218
In memory of Vadim Iljitch Goldenberg	225

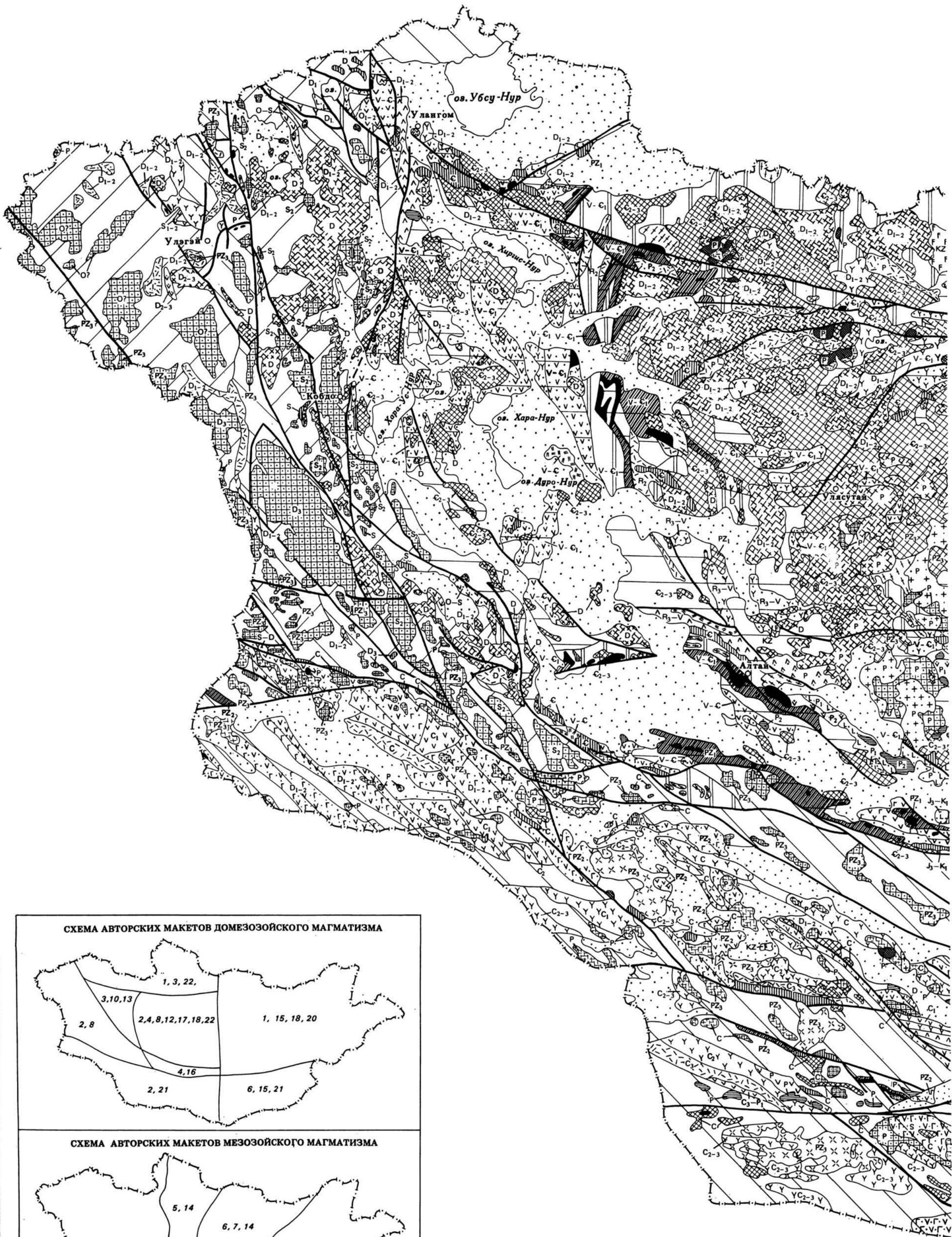


СХЕМА АВТОРСКИХ МАКЕТОВ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

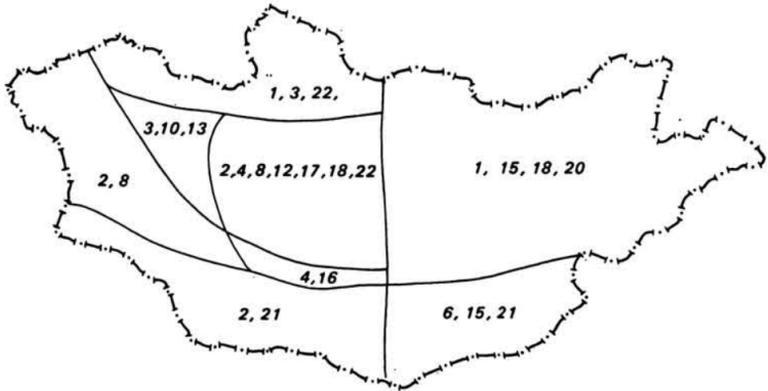
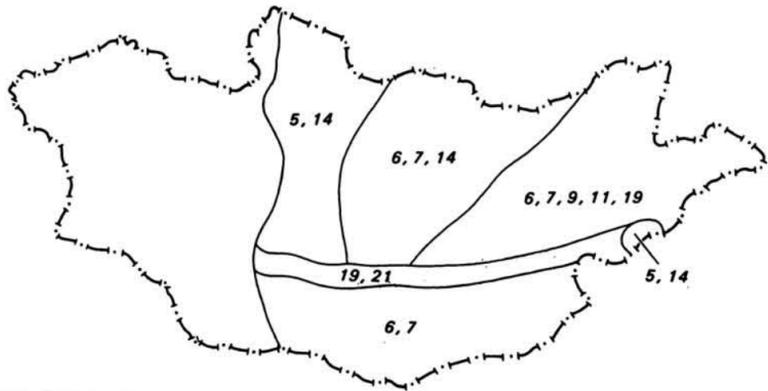


СХЕМА АВТОРСКИХ МАКЕТОВ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА



В.А. Благонравов (1), С.П. Гаврилова (2), Н.С. Зайцев (3), Л.П. Зоненшайн и Г. Ээнжин (4),
 В.В. Кожежискас (5), В.И. Коваленко (6), П.В. Коваль (7), Б. Лувсанданзан (8),
 А.И. Лучицкая (9), Ф.П. Митрофанов (10), М.С. Нагибина (11), А.С. Павленко (12), И.П. Палей (13),
 А.Я. Салтыковский (14), О.Д. Суетенко (15), О. Томуртогоо (16), Л.Ф. Филипов (17),
 И.Б. Филипова (18), Д.И. Фрик-Хар (19), Р.А. Хасян (20), В.В. Ярмолюк (21), Р.М. Яшина (22)

15 0 15 30 45 60 км

