

2
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ



**МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ,
ВОПРОСЫ
ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ
И РУДОНОСНОСТИ**

НОВОСИБИРСК-1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

*Глубокоуважаемому
Вячеславу Васильевичу
Волкову от авторов.
30/IX-76г.*

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ,
ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ
И РУДОНОСНОСТИ**

(СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ)

Ответственный редактор академик *Ю.А. Кузнецов*

НОВОСИБИРСК · 1976

В сборнике излагаются в сжатом виде основные результаты научных исследований, выполнявшихся в Институте геологии и геофизики СО АН СССР в 1971-1975 г.г. по теме "Происхождение главных типов магматических формаций и природа связей магматизма и рудообразования."

В ней рассмотрены главные типы ультраосновных, базитовых и гранитоидных формаций складчатых областей и зон активизации различных районов Сибири и Дальнего Востока. Излагаются принципы и методы диагностики гранитоидных формаций с различной металлогенической специализацией. Даны примеры металлогенического прогноза для отдельных районов СССР, основанного на формационном анализе гранитоидов.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся вопросами формационного анализа магматических образований, происхождения изверженных горных пород и их рудоносности.

Печатается по решению секции минералогии, петрографии, геохимии и рудных месторождений Ученого Совета Института геологии и геофизики СО АН СССР

© Институт геологии и геофизики СО АН СССР, 1976 г.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	стр.
ВВЕДЕНИЕ (Ю.А.Кузнецов)	5
МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОБЛАСТИ АКТИВИЗАЦИИ (В.Н.Довгаль, Г.В.Поляков, А.Е.Телешев, В.И.Богнибов, А.С.Емельяненко) 7	
ПРИНЦИПЫ ДИАГНОСТИКИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ С РАЗЛИЧНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИЕЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ (Э.П.Изох)	25
ФОРМАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ АЛТАЯ, КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЯ (А.Н.Дистанова, В.Н.Довгаль, Р.М.Слободской, В.И.Богнибов, Е.С.Сергеева, В.А.Широких) ..	48
ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, В.И.Богнибов)	61
ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИАЦИИ ИНИЦИАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА САЛАИРИД АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (И.М.Волохов)	73
ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ И РАННЕГО ПАЛЕЗОЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ДОКЕМБРИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ (А.Ф.Белоусов)	92
ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ (В.А.Кутолин)	102
ЛИТЕРАТУРА	114

В В Е Д Е Н И Е

В предлагаемом сборнике в самом кратком виде изложены основные результаты работы двух тесно связанных тематикой лабораторий: 1) магматических формаций и 2) рудоносности магматических формаций за истекшее пятилетие по одной общей теме "Происхождение главных типов магматических формаций и природа связей магматизма и рудообразования". Более подробно эти результаты освещены в ряде монографий и статей, общим числом 136, которые были опубликованы или подготовлены к печати в течение этого периода.

Исследования велись по ряду разделов, предусмотренных планом научно-исследовательских работ Института геологии и геофизики СО АН СССР. Основное внимание в них обращено на сравнительное изучение и типизацию важнейших магматических формаций подвижных зон. Монографически изучены и охарактеризованы разные типы ультраосновных, базитовых и гранитоидных формаций Сибири, Дальнего Востока, Казахстана и Средней Азии. На материале Алтае-Саянской складчатой области произведена типизация дифференцированных габбровых интрузий инициальной и инверсионной стадий развития подвижных зон. Разработана методика петрографического и петрохимического изучения, систематизации и сравнения палеотипных вулканических комплексов, базирующаяся на математико-статистических оценках. Получен вывод о значительном разнообразии составов вулканических формаций геосинклинального ряда, а также об аналогии их в подавляющем большинстве случаев с составами кайногенных формаций областей материков и окраинных морей. Обобщены материалы по ультраосновным нодулям в базальтах различных районов, что позволило сделать вывод о широком развитии пироксенитов в составе верхней мантии активизированных областей и обнаружить существенные различия в направлении и интенсивности глубинной дифференциации базальтоидов разных формационных типов. В соответствии с заданием Госкомитета по Науке и Технике при Совете Министров СССР лабораторией рудоносности магматических формаций выполнена большая обобщающая работа по систематике гранитоидных ассоциаций для целей оценки их рудоносности.

В процессе работы над выделением и описанием конкретных магматических комплексов по мере накопления громадной информации появилась возможность разработки новой более строгой и более

объективной систематики магматических формаций по их вещественному составу. Анализ недостатков старой и принятой многими исследователями систематики, а также основные принципы построения новой систематики магматических формаций были изложены в ряде статей Ю.А.Кузнецова и А.Ф.Белоусова. Работа эта не закончена и будет продолжаться в следующем пятилетии.

А к а д е м и к

Ю.А.КУЗНЕЦОВ

В.Н.Довгаль, Г.В.Поляков, А.Е.Телешев,
В.И.Богнибов, А.С.Емельяненко
МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОБЛАСТЕЙ АКТИВИЗАЦИИ
(НА ПРИМЕРЕ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ СИБИРИ И
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА)

Изучение магматических формаций областей активизации силами лаборатории магматических формаций проводилось в восточной части Алтае-Саянской области, в Забайкалье и на Дальнем Востоке. В Алтае-Саянской области вели исследования В.И.Богнибов, В.Н.Довгаль, Г.В.Поляков, А.Е.Телешев, Г.С.Федосеев, В.А.Широких, на Дальнем Востоке и в Забайкалье – А.С.Емельяненко. Результаты исследований опубликованы в монографии и ряде статей [25,24,43, 50-59, IIO, III, I28, I29].

Восточная часть Алтае-Саянской области объединяет в себе Восточный и Западный Саян, Туву, Минусинский межгорный прогиб и Кузнецкий Алатау. Это достаточно разнородная в тектоническом отношении территория, включающая в себя зоны байкальской, салаирской и каледонской консолидаций. В среднем палеозое (девоне) восточная часть Алтае-Саянской области претерпела орогенную активизацию, в результате чего здесь сформировался ряд межгорных прогибов и широко проявился магматизм, в основном в эффузивной фации.

Девонские прогибы востока Алтае-Саянской области подразделяются на наложенные и унаследованные. К наложенным относятся Рыбинская впадина, северная часть Минусинского прогиба (Назаровская, Северо-Минусинская, Сыдо-Ербинская впадины), ряд мелких грабенных в полях развития пород докембрия и раннего палеозоя, к унаследованным – Тувинский и Кузнецкий прогибы. К последним близка по своему типу и Южно-Минусинская впадина. Наложенные прогибы располагаются ближе к Сибирской платформе, унаследованные – наоборот ближе к герцинским структурам Алтая и Томь-Колыванской складчатой зоны.

Среднепалеозойский магматизм проявляется в основном в крайних частях прогибов, а также за их пределами в окружающих эти прогибы Горных сооружениях.

Сообразно с типом прогибов и местными особенностями развития магматизма, состав эффузивных и интрузивных пород среднего палеозоя восточной части Алтае-Саянской складчатой области подразделяется на целый ряд разнотипных ассоциаций.

В Рыбинской впадине среднепалеозойские вулканические породы предположительно эйфельского возраста представлены диабазами, диабазовыми и лабрадоровыми порфиритами, трахибазальтами, трахидолеритами, трахиандезитами. Они могут быть отнесены к трахиандезит-трахибазальт-базальтовому типу ассоциаций. Интрузивными аналогами вулканитов этой ассоциации предположительно являются эссекситы, трахидолериты и тингуаиты черносопкинского комплекса.

Иной состав приобретают девонские вулканиты, расположенные на юго-восточном продолжении Рыбинской впадины в пределах её горного обрамления (Агульско-Тагульский прогиб). Здесь в большом количестве появляются фельзиты, липариты, трахилипариты, ортофиры, которые подстилаются и перекрываются эффузивами и туфами преимущественно основного и среднего состава. Мощность девонских вулканитов достигает, по данным некоторых авторов, 2,5-3 км. Вулканитам сопутствуют тела граносиенитов и субщелочных аляскутовых гранитов, которые образуют крупные межформационные залежи.

Роль кислого магматизма еще более усиливается при движении вглубь Восточного Саяна вдоль зоны Главного разлома. В этом направлении начинают преобладать граниты и сиениты. Эффузивы развиты ограниченно, выполняя мелкие мульды и грабенобразные впадины. По своему составу они близки эффузивам Агульско-Тагульского района.

Значительным разнообразием характеризуются среднепалеозойские (нижне-среднедевонские) изверженные породы, развитые в обрамлении Минусинского межгорного прогиба. В северо-западной части этого прогиба, в зоне сочленения Северо-Минусинской и Назаровской впадин с Кузнецким Алатау, продукты девонского магматизма имеют преимущественно базальтовый состав с резко выраженным щелочным уклоном. Здесь в бассейне рек Урюп, Базыр, Печице распространены лавы и туфы оливиновых, редко безоливиновых диабазов, базальтов, эссексит-диабазов, трахибазальтов, нефелиновых и нефелин-анальцимовых диабазов, нефелинитов, трахиандезитов, андезитовых порфиритов, редко ортофиринов и фonoлитов. Вулканиты прорваны мелкими штоками и дайкообразными телами щелочных и нефелиновых сиенитов, сиенит-порфиринов, уртитов, нефелиновых монзонитов, тералито-сиенитов, тералитов, берешитов, ийолитов, тингуа-

итов, плагиопорфиров. Таким образом, по своему составу девонские эффузивные и интрузивные породы северо-западной части Минусинского прогиба обладают определенным сходством с девонскими изверженными породами Рыбинской впадины. По своему типу они могут быть отнесены к трахибазальт-базальтовой ассоциации.

При движении на юг от северо-западной части Минусинского прогиба вдоль его западной окраины состав продуктов девонского магматизма меняется в основном в сторону уменьшения их щелочности. В пределах Копьевского купола преобладают уже нормальнощелочные базальтовые вулканы, которые составляют 70% и более мощности разреза. В меньших количествах встречаются лавы и туфы андезитовых порфиритов, трахиандезитов, еще реже — трахибазальты, эссекситы, анальцимовые диабазы, ортофиры. Есть мелкие штоки плагиопорфиров и нефелиновых сиенитов.

В южной окраине Северо-Минусинской впадины и далее на юг вдоль восточной периферии Батеневского поднятия эффузивно-пирокластические образования девона приобретают характер трахиандезит-базальтовой ассоциации. Здесь развиты преимущественно щелочноземельные диабазы и лабрадоровые порфириты, базальты, их туфы, трахиандезиты, причем с продвижением на юг к Абаканскому прогибу Южно-Минусинской впадины количество щелоченных пород сокращается.

Девонские изверженные породы довольно часто встречаются и в прилегающих к Минусинскому прогибу внутренних частях Кузнецкого Алатау. На севере Кузнецкого Алатау, в Мартайге, они выполняют ряд мелких грабенов (Талановский, Палатнинский и др.). Эффузивные породы этих грабенов характеризуются в целом повышенной щелочностью. Они представлены нормальными и щелочными андезитовыми, андезито-базальтовыми и диабазовыми порфиритами, редко ортофирами и фonoлитами. Эффузивы сопровождаются мелкими интрузиями щелочных, нефелиновых и либнеритовых сиенитов, офитовых габбро, монзонитов, плагиопорфиров, фonoлитов и щелочных гранитов.

В пределах Батеневского поднятия восточного склона Кузнецкого Алатау в составе девонских интрузивно-эффузивных ассоциаций сильно возрастает значение кислых пород. Здесь в значительном количестве появляются плагиопорфиры, ортофиры, фельзиты, кварцевые порфиры. Наряду с ними имеются щелочноземельные и субщелочные андезитовые и базальтовые порфириты. В целом девонские вул-

кавиты Батеневского поднятия можно относить к трахилипарит-андезитовому типу ассоциаций. Сопутствующие девонским вулканикам Батеневского поднятия субвулканические интрузивные породы тоже имеют в основном кислый состав. Они сложены щелочными и субщелочными граносиенитами, гранитами, щелочными сиенитами, нордмаркитами, редко нефелиновыми сиенитами.

Кислые породы пользуются заметным развитием и в составе девонских вулканогенных толщ, распространенных по восточной периферии Минусинского прогиба. В восточном обрамлении Северо-Минусинской впадины, там, где она примыкает к байкалидам Протеросаяна, кислые вулканиды (фельзиты, фельзит-порфиры, трахиты, ортофиры) в основном слагают среднюю часть вулканогенной толщи (быскарской серии). Ниже их лежат преимущественно базальты, андезитобазальты, базальтовые и андезитовые порфириты, выше — тоже эффузивы и туфы основного и среднего состава.

В районе развития эффузивов быскарской серии широко распространены разнообразные интрузии, которые в общем обладают теми же особенностями состава, что и эффузивы. Здесь имеются массивы нордмаркитов, кварцевых сиенитов, граносиенитов, субщелочных гранитов (столбовский или шумихинский комплекс), а также мелкие штоки ощелоченных габброидов и некоторых других пород.

Очень походят на девонские изверженные породы восточной части Северо-Минусинской впадины эффузивные и интрузивные породы девона востока Сыдо-Ербинской впадины. В этой впадине описываются диабазы, диабазовые и лабрадоровые порфириты, андезитобазальты, туфы этих пород. Очень широко распространены андезиты, трахиандезиты, плагиопорфиры, весьма часты трахиты, кварцевые трахиты, трахилипариты, фельзиты, фельзит-порфиры, их туфы и лавобрекчии. Коматчатичные с вулканиками интрузивные породы представлены нордмаркитами, кварцевыми и кварцсодержащими сиенитами, щелочными и нефелиновыми сиенитами, граносиенитами.

Существенно меняется характер девонского магматизма в пределах Южно-Минусинской впадины, особенно в её южной части, прилегающей к Западному Саяну. В северо-восточном обрамлении этой впадины, в нижнем течении р.Кизир и бассейне р.Тубы, в составе вулканогенных толщ широко развиты породы щелочноземельного ряда — базальты, андезиты, липариты; в ограниченном количестве — трахиты и ортофиры (трахит-липарит-андезит-базальтовая ассоциация).

Сопутствующие вулканитам интрузии сложены кварцевыми сиенитами, граносиенитами и гранитоидами повышенной щелочности (ирбицкий комплекс).

В юго-восточной присаянской части Южно-Минусинской впадины (Амыл-Кандатский прогиб) в составе продуктов девонского магматизма резко увеличивается количество продуктов кислого вулканизма, причем девонская вулкано-плутоническая ассоциация имеет здесь четко выраженный щелочноземельный характер. Она принадлежит к базальт-андезит-липаритовому типу. В состав ассоциации входят диабазы, андезиты, плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры, фельзиты, фельзит-порфиры, лавобрекчии и туфы этих пород. На долю кислых вулканитов приходится более 50% мощности разреза вулканической толщи. Девонские интрузии в Амыл-Кандатском прогибе представлены в основном адамеллитами, биотитовыми и аляскитовыми гранитами. В ограниченном количестве встречаются граносиениты, кварцевые сиениты, монзониты, гранодиориты.

В западной, прилегающей к Кузнецкому Алатау, части Южно-Минусинской впадины в составе изверженных пород девона тоже в основном преобладают продукты щелочноземельного магматизма. Повышенную щелочность здесь обнаруживают лишь некоторые вулканиты Балыксинского грабена. В нем распространены базальты, диабазы, андезитовые порфириты, плагиопорфиры, кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры, фельзиты, трахиандезиты.

Для девонских вулканических толщ Таштыпского прогиба характерны породы щелочноземельного ряда - диабазы, диабазовые и андезитовые порфириты, андезито-дацитовые порфириты. Для части этих пород свойственно зеленокаменное перерождение. Здесь имеются склилиты. Такой своеобразный состав девонских вулканитов Таштыпского прогиба предопределен, видимо, тем, что по своему типу эта структура принадлежит к краевым геосинклинальным прогибам и связана с соседней Ануйско-Чуйской варисской геосинклиналью Горного Алтая.

Еще более резко выражен щелочноземельный характер девонского вулканизма в юго-восточной части Кузнецкого унаследованного прогиба. На юго-востоке Кузбасса распространены андезитовые, андезито-базальтовые и андезито-дацитовые порфириты, дацитовые и липаритовые порфиры, их туфы, игнимбриты. В ограниченном количестве имеются диабазы. В вулканической толще преобладают породы

среднего состава. Кислые породы составляют 10–35% мощности разреза. В целом эта ассоциация может рассматриваться как липарит-дацит-андезитовая.

С девонскими вулканитами юго-восточной части Кузбасса сопряжены массивы щелочноземельных биотитовых гранитов (Кристалль-ский, Тамбовский, Мезенский и др.).

Иной характер имеет девонский вулканизм на северо-востоке Кузнецкого прогиба (Барзасский и Крапивинский районы), где эта структура приобретает некоторые черты наложенного прогиба. Здесь значительным развитием начинают пользоваться основные и средние вулканиды, кислые эффузивы играют подчиненную роль, появляются породы повышенной щелочности – трахиандезиты, трахиандезит-базальты, щелочные диабазовые порфиры. Соответственно в составе субвулканических интрузий появляются нормальные и щелочные сиениты, граносиениты, щелочные граниты.

Со среднепалеозойским магматизмом Кузнецкой впадины сходен по своему характеру девонский магматизм Тувинского прогиба. В западной и центральной части этой структуры, где она имеет характер типичного унаследованного прогиба, девонские вулканиды, имеющие мощность до 3 км, отвечают базальт-андезит-липаритовому типу ассоциаций. Они представлены липаритами, фельзитами, кварцевыми порфирами, перлитами, дацитами, плагиопорфирами, андезитовыми порфирами. Присутствуют вулканиды основного состава, но распространены они ограниченно. Явно преобладают кислые вулканиды, на долю которых приходится более 50% мощности разреза. Интрузивными эквивалентами девонских вулканидов центральной и западной Тувы являются крупные гранитоидные плутоны комплекса, сложенные биотитовыми и аляскиотовыми гранитами, адамеллитами, роговообманковыми гранитами и гранодиоритами.

В восточной Туве продукты девонского вулканизма сосредоточены в мелких впадинах и грабенах, наложенных на салаириды Восточно-Тувинского пояса. Состав их примерно такой же, как и в западных районах, т.е. в них преобладают кислые и средние породы щелочноземельного ряда. Вместе с тем в некоторых районах Восточной Тувы в девонских толщах устанавливаются ортофиры и альбитизированные трахиты. Коматитичные девонским вулканидам интрузивные породы представлены щелочноземельными и щелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами брельского комплекса. Количество сиенитов

нитов особенно возрастает на востоке, в области сопряжения са-лаирид Тувы с байкалидами Восточно-Тувинского массива.

На прилегающей к Тувинскому прогибу с севера территории поздних каледонид Западного Саяна девонский вулканизм близок к вулканизму Центральной и Западной Тувы, но здесь еще резче вы-резано ведущее значение кислых продуктов гранит-липаритового ря-да. Девонские вулканы, которые распространены, кстати, в За-падном Саяне весьма ограниченно, отвечают в основном фельзитам и кварцевым порфирам. Очень редко встречаются кварцевые ортофя-ры, лавы и туфы андезитового состава.

Несравненно чаще, чем девонские эффузивы, встречаются в За-падном Саяне девонские интрузии, представленные крупными грани-тоидными плутонами, приближающимися по размерам к батолитам. Их состав: порфириовидные биотитовые и аляскистовые граниты, адамел-литы, гранодиориты, редко граносиениты.

Таким образом, изложенный выше материал по среднепалеозой -скому магматизму восточной части Алтае-Саянской складчатой об-ласти позволяет отметить следующие основные особенности этого магматизма:

Намечается два вида изменений характера девонского вулканиз-ма:

1) общие региональные изменения, зависящие от типа межгорных впадин и их положения относительно Сибирской платформы - на се-вере и северо-востоке и варисской геосинклинальной зоны Горного Алтая и Монголии - на юге и юго-западе и 2) более частные, свой-ственные отдельным впадинам вариации, обусловленные неодинако-вым тектоническим строением разных частей впадин и горного их обрамления.

Сравнение петрографических черт вулканических комплексов различных межгорных впадин центральной части Алтае-Саянской об-ласти и разных их частей показывает, что по мере продвижения от края Сибирской платформы к области варисской складчатости и, со-ответственно, при переходе от типично наложенных впадин (Рыбин-ской и Северо-Минусинской) к структурам типа краевых унаследо-ванных прогибов (Кузнецкому и Тувинскому) закономерно растет роль продуктов кислого вулканизма. При этом трахибазальтовые, трахиандезит-базальтовые и более сложные липарит-трахит-трахи-андезит-базальтовые комплексы сменяются базальт-андезит-липари-

товыми и андезит-липаритовыми ассоциациями. Соответственно меняется химизм эффузивов, причем как салической, так и мафической групп. В том и другом случае четко выражена тенденция роста средних значений характеристик Q и S при переходе от северных к южным районам.

Другой весьма интересной и важной тенденцией этого же порядка является последовательное нарастание щелочности вулканических ассоциаций в северном направлении с приближением к Сибирской платформе. Причем эта тенденция прослеживается не только по разным в структурном отношении впадинам, но и в пределах отдельных крупных структур (Кузнецкого прогиба, Северо-Минусинской и Южно-Минусинской впадин). Так, выше было показано, что в составе эффузивных комплексов северных районов Северо-Минусинской впадины наряду с обычными щелочноземельными породами, существенную роль играют трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и трахилипариты. Южнее, в районе Батеней и на севере Южно-Минусинской впадины значение этих пород заметно уменьшается. Наконец, в девонских вулканических комплексах юга Минусинской котловины, юго-восточной части Кузбасса и Тувинского прогиба такие породы либо отсутствуют полностью, либо встречаются крайне редко. Это также находит свое отражение в петрохимических особенностях вулканических ассоциаций. При сравнении их химизма можно видеть, что и в салических, и в мафических эффузивах северных районов явно выше значения характеристики "а". По этому признаку вулканические комплексы Рыбинской впадины и севера Минусы занимают промежуточное положение между вулканическими сериями типа Этны и Таити, т.е. оказываются в поле ассоциаций повышенной щелочности, тогда как девонские эффузивы юго-восточной окраины Кузбасса, Амыл-Кандатского и Тувинского прогибов располагаются в области нормальных щелочно-земельных ассоциаций между вулканическими сериями типа Сан-Франциско и Лассен-Пик.

В изменениях второго рода, относящихся к отдельным впадинам, также намечаются некоторые общие закономерности. Для большинства впадин, особенно для Минусинских, устанавливается асимметричность в строении западной и восточной их частей, подчеркнутая различным характером проявления в этих районах девонского вулканизма. В восточных, примыкающих к байкалидам Протеросаяна окраинах впадин явно усиливается роль продуктов кислого вулканизма.

Кислые лавы и их пирокласты появляются в восточных районах даже Северо-Минусинской впадины, характеризующейся в целом доминирующим значением в девоне базитового магматизма. Значительно возрастает роль кислого вулканизма и при выходе в окружающие межгорные впадины поднятия Восточного и Западного Саянов, Батеневского края и Кузнецкого Алатау.

Сравнительный анализ сопряженных с девонскими эффузивами субвулканических интрузий свидетельствует о полной преемственности ими всех рассмотренных выше особенностей вулканических комплексов. Они во всех случаях очень близки по составу к эффузивным ассоциациям, изменяясь вместе с ними вполне согласованно от места к месту. Обращает на себя внимание преобладание в плутонической фации продуктов кислого магматизма, что связано, по всей вероятности, с повышенной вязкостью кислых магм, часто не находящихся в связи с этим выхода на поверхность и образующих, соответственно, приповерхностные субвулканические тела. Субвулканические интрузии гранитов и сиенитов, хорошо увязываются с эффузивами салической группы девонских вулканических комплексов. Они проявляются совместно в одних и тех же районах, причем значение тех и других возрастает вполне согласованно в определенных структурных обстановках. Значение кислых субвулканических интрузий, как и салических эффузивов, закономерно усиливается в юго-западном направлении, в районах Кузнецкого и Тувинского undersøледованных прогибов. Кроме того, их количество также растет, причем в явно больших, по сравнению с кислыми эффузивами, масштабах, в восточных, примыкающих к Протеросаяну окраинах впадин и в пределах разделяющих эти впадины крупных поднятий Западного Саяна, Батеневского края и Кузнецкого Алатау. Особенно выделяется в этом отношении область сопряжения салаирид и байкалид Восточного Саяна и Восточной Тувы, представляющая собой провинцию чрезвычайно широкого развития девонских интрузий гранитов и сиенитов.

В изменении составов субвулканических интрузий по латерали проявляются все те же самые тенденции, что и в эффузивах. В северных районах, в близких к Сибирской платформе областях формирования наложенных впадин, где развита щелочно-салическая группа девонских эффузивов (трахиты, кварцевые ортофиры, трахилилапириты и липариты), субвулканические интрузии гранитов и сиенитов

характеризуются значительным участием в них сиенитов, включая щелочные разности, кварцевых сиенитов, граносиенитов и щелочных гранитов. На юге и юго-западе, в районах поздних каледонид и структур типа унаследованных прогибов, где группа калийных эффузивов представлена исключительно липаритами, фельзитами и порфирами, в составе девонских субвулканических интрузий господствуют гранитоиды щелочно-земельного ряда.

На Дальнем Востоке и в Забайкалье исследование внегэосинклинального магматизма проводилось А.С.Емельяненко. Велось сравнительное изучение в основном мезо-кайнозойских вулканических и плутонических образований в нескольких выделяемых им [54, 56] зонах мезо-кайнозойской активизации, различных по структурному положению, предистории геологического развития, времени проявления активизации и строению: Становой, Селенгино-Яблоновой и Восточно-Забайкальской в Байкало-Охотской области активизации, Восточно-Буреинской, Западно-, Центрально-, и Восточно-Сихотэалиньской зонах Сихотэ-Алиньской области активизации.

Становая зона ограничена Становым, Монголо-Охотским и Тукурингрским разломами, Селенгино-Яблоновая - Удско-Витимским, Монголо-Охотским и Тукурингрским разломами. Восточно-Забайкальская является частью Монголо-Охотского пояса и ограничена Монголо-Охотским и Аргунским разломами, а на юге продолжается в МНР. Сихотэ-Алиньские зоны образуют несколько субмеридиональных полос разделенных разломами: Восточно-Буреинская ограничена Хингано-Буреинским и Восточно-Буреинским разломами, Западно-Сихотэалиньская - Восточно-Буреинским и Центральным разломами, Центрально-Сихотэалиньская - Центральным и Восточно-Сихотэалиньским разломами, и Восточно-Сихотэалиньская - Восточно-Сихотэалиньским и Прибрежным разломами.

Мезо-кайнозойская активизация в рассматриваемых областях проявилась в сводово-глыбовых дислокациях и мощном континентальном магматизме. Главную структурную и магмоконтролирующую роль играли разломы, определившие поясовое региональное расположение и блоковое внутреннее строение тектоно-магматических зон, систему внутриблоковых дизъюнктивов, размещение магматических тел и постмагматической минерализации. Направление и характеристика разломов, в свою очередь, определялись тектоническим положением областей в различных глобальных структурах - Центрально-Азиат -

ском и Тихоокеанском подвижных поясах. Интересно, что границы зон мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизации, как правило, унаследуют границы предшествующих структурно-формационных зон, независимо от характера их геологического развития, будь то зона смятия, как Становая, зона длительно развивавшегося континентального свода, как Селенгино-Яблоновая, или структурно-формационные зоны геосинклинально-складчатой системы, как Сихотэалинские.

Магматизм мезо-кайнозойской активизации, несмотря на разновременность проявления в различных зонах и неодинаковую предисторию геологического развития самих зон, повсеместно представлен определенным рядом последовательно развитых гранитоидных ассоциаций, и молодыми неоген-четвертичными базальтами, устойчиво прослеживаемыми из зоны в зону. Сходные по составу с неоген-четвертичными мезозойские трахибазальты устанавливаются только в Селенгино-Яблоновой зоне.

Для гранитоидных ассоциаций, в целом, типично: проявление в эффузивной и интрузивной малоглубинной фациях, широкое развитие дайковых серий, формирование сложных вулканических и интрузивных тел, вулканоплутонов центрального типа, лакколитов, трещинных и межпластовых тел, многофазность внедрения магмы, образование сложных основно-кислых гомодромных серий пород, многообразность проявления и закономерная петрологическая эволюция от ранних циклов к поздним [50, 51, 52, 54, 59].

Неоген-четвертичные и мезозойские базальты рассматриваемых зон по Ю.А.Кузнецову (1964)¹⁾ относятся к щелочной оливин-базальтовой формации континентов. Петрохимические работы В.А.Кутолина [95] подтвердили это. Следует лишь отметить некоторые специфические особенности этих базальтов, которые обращают внимание при их геолого-петрографических исследованиях [55].

Неоген-четвертичные базальты развиты во всех зонах, приурочены к главным продольным и поперечным разломам, ограничивающим блоки, и образуя покровы, связанные в основном с трещинными излияниями. Как правило, базальты залегают на отложениях речных долин, нередко они наблюдаются на водораздельных пространствах, и лишь в Селенгино-Яблоновой зоне они достоверно связаны с мо-

Х) Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций, 1964.

лодыми впадинами. Появляются они только после гранитоидных ассоциаций, и представлены слабо дифференцированными оливиновыми и оливин-пироксеновыми базальтами почти без пирокластов.

Мезозойские трахибазальты Селенгино-Яблоновой зоны структурно тесно связаны с рифтоподобными впадинами, вдоль продольных субпараллельных разломов и заполненными мощными (2-3 км) толщами континентальных вулканогенно-осадочных образований. Они представлены как недифференцированными так и дифференцированными сериями от базальтов до трахитов, и значительным количеством разнообразных пирокластов. Довольно широко распространены субвулканические и дайковые породы, представленные эссекситами, тешенитами, вогезитами, бостонитами, трахидолеритами, сиенит-порфирами и др. Они несут флюоритовую минерализацию. Примечательно, что здесь трахибазальты извергались многократно в течение всего мезозоя и пересекаются во времени с гранитоидами, что объясняется параллельным развитием сводовых и рифтогенных структур в Селенгино-Яблоновой зоне [55].

На основе формационного анализа А.С. Емельяненко подразделяет мезо-кайнозойские магматические породы рассматриваемых зон на несколько формаций (см. схему. Термины и понятия по Ю.А. Кузнецову, [88]). [54, 56, 59]

Андезит-гранодиоритовая группа формаций включает базальт-андезит-дацитовую, габбро-диорит-гранодиоритовую формации и тоналит-гранодиоритовую подформацию. Группа представлена многофазными сложного состава сериями пород. Среди эффузивов - это базальты, андезиты, дациты, редко риолиты, при явном преобладании андезитов. В интрузивных сериях: габбро, диориты, тоналиты, гранодиориты, роговообманковые меланократовые граниты, при преобладании пород тоналит-гранодиоритового состава. Ими нередко сложены отдельные массивы, на основании чего эта ассоциация выделяется в качестве подформации.

Эффузивные породы слагают обширные площади с многочисленными вулканическими постройками, приуроченными к разломам. Они представлены обычно разнообразными породами от базальтов до дацитов. Интрузивные массивы имеют наибольшие размеры среди образований рассматриваемого гранитоидного ряда формаций. Массивы приурочены к осевым частям сводов и формируются вдоль главных продольных и поперечных разломов. Исследования показывают, что

значительные размеры интрузивов обусловлены лакколлитовой и пластобразной формой тел, что они образуются в гипабиссальных условиях. Встречаются и вулканоплутоны, но не столь часто как в двух последующих группах формаций. Это объясняется значительной эрозией вулканогенных образований, оказывавшихся в наиболее приподнятых частях сводов. Этим же обусловлено и преобладание на современном эрозионном уровне интрузивных массивов над вулканогенными. Последние всегда встречаются вблизи комагматичных плутонов, но сохранились лишь в виде отдельных клочков. Зато породами этой базальт-андезит-дацитовой формации обильно заполнены молассы межгорных депрессий. Для данной группы весьма характерны дайковые образования – главным образом диорит-порфириды и гранодиорит-порфиры, сопровождающиеся золоторудным и полиметаллическим оруденением.

Породы имеют серые цвета окраски, среднезернистое нередко порфировидное сложение. Минеральный состав самых кислых гранитов: 22% кварца, 20% калинатрового полевого шпата, 45% плагио-клаза (ядро – лабрадор, кайма – олигоклаз), 13% – роговая обманка, биотит и акцессорные сфен, апатит, магнетит и ильменит.

Химический состав пород соответствует известково-щелочному ряду. Наибольшая сумма щелочных окислов – до 7% при преобладании натрия, SiO_2 – до 70%, Al_2O_3 – до 15%, CaO – до 3-3,5%, MgO – до 2%, $FeO+Fe_2O_3$ – до 4%, TiO_2 – до 1%.

Металлогеническая специализация – золото, молибден, свинец, цинк, медь.

Постмагматические процессы – уралитизация, хлоритизация.

Липарит-гранитовая группа формаций включает базальт-андезит-дацит-липаритовую, габбро-диорит-гранодиорит-гранитовую формации и подформацию лейкогранитов и аляскитов. Группа пользуется наибольшим распространением, но здесь шире развиты эффузивные породы с огромными массами пирокластов, большими и малыми вулканами центрального типа. Интрузивные тела небольших, как правило, размеров (до 40-50 кв. км) образуют длинные цепочки вдоль внутри-блоковых дизъюнктивов, и как бы "проглядывают" среди эффузивов. В данном случае картина эродированности обратная, чем обусловлено и обратное количественное соотношение эффузивных и интрузивных пород. Причем, в блоках сильно приподнятых эта пропорция в пользу интрузивов, а в блоках относительно погруженных – в поль-

зу эффузивов. Тесная связь интрузивных и эффузивных образований, в случае хорошей сохранности последних, проявлена в типичных вулканоплутонах с кольцевым строением, куполах, и других формах центрального типа. Дайковые образования обычно развиты в криптобатолитовых зонах и не выходят за пределы контактовых ореолов интрузивов, тесно увязываясь с процессом формирования материнских массивов.

Данная группа формаций отличается очень пестрым составом как эффузивных, так и интрузивных пород. Эффузивные серии начинаются базальтами или андезитами, а заканчиваются липаритами и кислыми пирокластами. Интрузивные серии также представлены полной гаммой пород от габбро до разнообразных гранитов. Преобладающими являются липариты и граниты. Часто лейкократовыми гранитами и аляскитами сложены отдельные плутоны, нередко сопровождающиеся рудной минерализацией, на основании чего они выделены в подформацию.

Породы имеют светлые тона окраски с желтоватыми и красными оттенками, порфиroidное сложение. Минеральный состав сопоставляемых гранитов отличается высоким содержанием кварца — до 50–55%, причем очень характерен темный дымчатый кварц. Калинатрового полевого шпата (ортоклаз) содержится до 45%, плагиоклаза — 10% (с андезиновым ядром); темноцветным минералом почти исключительно является биотит. Количество калишпата остается высоким и в более основных породах, обуславливая монцитонитовые структуры. Присутствует он и в габбро, где помимо него есть и кварц. Несмотря на то, что содержание этих минералов не достигает одного процента, их присутствие часто делает дискуссионным определение пород. Лабрадоровый состав плагиоклаза и существенная роль пироксенов (авгит, гиперстен) делают справедливым отнесение этих пород к габбро. Специально проведенные геохимические исследования показали вполне "базальтоидное" происхождение этих пород.

По химизму — это породы известково-щелочного ряда, но с более высоким содержанием щелочей — до 9% при преобладании калия. Кремнезема содержится до 78%, Al_2O_3 — до 14%, CaO — до 1%, MgO — около 0,4%, $FeO+Fe_2O_3$ — до 2%, TiO_2 — 0,1%.

Металлогеническая специализация — олово, вольфрам, молибден. Постмагматические процессы — калишпатизация и грейзенизация. Трахидайрит-щелочнoгpанитoвaя гpуппa фoрмaций

включает базальт-андезит-трахидацит-трахилипаритовую габбро-диорит-гранодиорит-щелочногранитовую формации и подформацию щелочных гранитов и граносиенитов. Группа представлена многофазными сложного состава сериями пород, начинающимися с базальтов и габбро, а заканчивающимися кислыми трахилипаритами и щелочными гранитами. Среди интрузивных пород постоянно отмечаются хотя и в различных пропорциях роговообманковые габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты и диориты (сиенито-диориты), гранодиориты, граносиениты, субщелочные и щелочные граниты. Дайковый комплекс развит слабо, и представлен гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, сельсбергитами, грорудитами, тесно ассоциирующими с интрузивными массивами.

Ассоциации данной группы пользуются меньшим распространением, чем первых двух. В некоторых зонах они вообще пока не выделены, хотя отмечаются при картировании. Однако, исследования показывают, что эта группа является закономерным завершающим членом гранитоидного ряда формаций рассматриваемых зон. Плутоны многофазны, небольших размеров (до 30 км²), обычно сопряжены с эффузивами тождественного состава, образуя с ними вулканоплутоны.

Породы отличаются яркими раскрасками: сиреневой, красной, малиновой, фиолетовой - у эффузивов, и розовато-серой, желтовато-серой - у интрузивных пород. Часты миароловые текстуры. Причем, выполнения - минералы щелочного парагенезиса: цеолиты, эпидот, флюорит.

Минеральный состав отличается относительно низким содержанием кварца - до 25%, калишпата - до 30% (ортоклаз), но высоким содержанием плагиоклаза - до 40-45% (в ядрах - олигоклаза, редко - андезин, в кайме - до альбита). Характерным является присутствие эгирина и щелочных амфиболов - арфедсонита и рибекита. Типичными акцессорными минералами являются сфен, флюорит, апатит, магнетит, эпидот. Обычны трахитоидные структуры породы.

Химический состав пород отличается высокая общая щелочность - до 12% сумма окислов натрия и калия, при некотором преобладании натрия. Кремнезема - до 72%, Al_2O_3 - до 12-14%, CaO - 0,5%,

MgO - 0,5%, $FeO+Fe_2O_3$ - 3%, TiO_2 - 0,5%. В сравнении с предыдущей группой эти породы обнаруживают несколько повышенную титанность и железистость при невысоком содержании кремнезема.

Т а б л и ц а I

Примеры магнитических комплексов, свит и массивов				
Восточно-забайкаль- ская	Восточно-Бурей- ская	Западно-Сихотэ- линская	Центрально-Си- хотэлинская	Восточно-Сихотэ- линская
?	Станолитовая - К ₁	Большинская - К _{1/2}	Большинская - К _{1/2}	Большинская
Кыринский	Игоринский - К ₁	Нижнеамурский - К ₂	Нижнеамурский - К ₂	Нижнеамурский - К _{1/2}
			Верне-Хунга- рийский массив	Тумнинский массив
газмурская - J ₃ урулдингуевская - J ₃	Баджельский - К ₂	амурская - K ₂ захобинская - K ₂	омурская - K ₂ тахобинская - K ₂	самергинская - P _{г 1} , ольгинская - P _{г 1} , богословская - P _{г 1}
Соклунский - J ₃ Хуйтунский - J ₃	Эзопско-Дуса- алинский - К ₂	Мяочанский - K ₂ Тунгурский - K ₂	Бачелазский - K ₂ , Иодийский - K ₂	Р _{г 1} - Верхнеудоминский - P _{г 1} , Владимиров- ский - P _{г 1}
Кужульбейский - J ₃ Харалтинский - J ₃ Ниронский - J ₃ Черловогорский - J ₃	Лянган-Олоной- ский - К ₂ , Верхне- урийский массив			Массив Большой Ян
?	?	?	Кузнецовская - P _{г 2} , Колчен- ская - P _{г 2}	Кузнецовская - P _{г 2} колченская - P _{г 2}
?	?	?	Прибрежный - P _{г 2}	Прибрежный - P _{г 2} Колбинский массив
Н-Q базальты	Н-Q базальты	Н-Q базальты	Н-Q базальты	Н-Q базальты
Базальты - Н	Кизинская - Н	Кизинская - В	Кизинская - Н	Кизинская - Н
Совгавеньская - Q	Совгавеньская - Q	Совгавеньская - Q	Совгавеньская - Q	Совгавеньская - Q

Металлогеническая специализация – золото, молибден, бериллий, редкие земли, флюорит, уран и др. Постмагматические процессы – альбитизация и эпидотизация.

Охарактеризованные три группы формаций и подформаций закономерно сменяют одна другую во времени в изложенной последовательности, проявляя при этом целый комплекс признаков, указывающих на то, что эта последовательность носит закономерный эволюционный характер. На этом основании все три группы рассматриваются как единый гранитный ряд формаций [54, 55].

Попытки корреляции исследованных ассоциаций по главным признакам со сходными магматическими образованиями других регионов (Казахстана, Урала и др.) приводят автора к выводу о типичности выделяемых им формаций для областей тектоно-магматической активизации вообще [57, 58].

Базальтоидная группа ассоциаций в рассматриваемых зонах образует также единый ряд [55]. Выделяются две устойчивые ассоциации: трахибазальт-трахиандезит-трахитовая и трахибазальтовая (недифференцированная). Первая представлена оливиновыми, оливинпироксеновыми базальтами и трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами, и даже трахилипаритами. Она сопровождается пестрым по составу комплексом дайковых и субвулканических образований.¹ Вторая ассоциация представлена почти исключительно базальтовыми лавами и дайковыми трахидолеритами и тешенитами. Она не содержит пирокластических пород и не сопровождается рудной минерализацией.

Эти две ассоциации разновозрастны, причем трахибазальт-трахиандезит-трахитовая предшествует трахибазальтовой. Такая последовательность, по-видимому, отражает общую закономерность проявления базальтового магматизма. Она присуща и неоген-четвертичным базальтам. К примеру, на Сихотэ-Алине неогеновые лавы кизинской свиты представлены базальтами, андезитами и трахитами, а плейстоценовые лавы совгаваньской свиты – только базальтами.

Геолого-петрографические различия данных ассоциаций позволяют выделять их в ранге подформаций в составе "щелочной оливинбазальтовой формации континентов" Ю.А.Кузнецова.

ПРИНЦИПЫ ДИАГНОСТИКИ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ С
РАЗЛИЧНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИЕЙ
ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Тема под этим названием была выполнена по заданию Гос.Комитета по Науке и Технике в период с 1970 по 1974 г.г. Она представляет собой одну из первых попыток целеустремленной разработки прикладного (металлогенического) аспекта учения о магматических формациях. Формационный анализ, как метод изучения магматических и эндогенных рудных образований, всесторонне разрабатывается большой группой специалистов института под руководством академиков Ю.А.Кузнецова и В.А.Кузнецова. Постановка здесь данной темы была вполне закономерной.

Объект исследования: гранитоидные и гранитоид-содержащие ассоциации разных областей СССР и других стран, как рудоносные, так и безрудные. Для сравнения и контроля широко использованы данные по образцам и дэйкам, которые по месту и времени сопряжены с плутоническими ассоциациями.

Цель исследования: разработка принципов выделения, описания, наглядного изображения (графического и аналитического), группирования и сопоставления плутонических формаций, содержащих в своем составе гранитоиды, и на этой основе выявление их главных диагностических признаков, необходимых для поиска формационных аналогов и выдачи металлогенического прогноза по аналогии с объектами, принятыми за эталонные.

Для выполнения темы была создана лаборатория Рудоносности магматических формаций в составе 4-х научных сотрудников и 3-х лаборантов. Распределение обязанностей было следующим: зав.лабораторией Э.П.Изох - составление перфокартотеки гранитоидных формаций и её первичная обработка; ст.научн. сотр. А.П.Кривенко - разработка вопросов, касающихся базитовой и щелочной породных групп, входящих в состав гранитоидных формаций; мл.научн. сотр. А.П.Пономарева - изучение приконтактных явлений и вопросов связи минералогии и химизма гранитоидов; мл.научн. сотр. Б.Ф.Нелетов - статистическое изучение химизма гранитоид - содержащих ассоциаций.

Исходные материалы. В основании выполненного исследования лежит личный опыт исполнителей, накопленный во время работы на

Дальнем Востоке, в Северном Вьетнаме, Западном Узбекистане (Э.П. Изох), в Алтае-Саянской области (А.П.Кривенко, Б.Ф.Налетов), в Джунгарии и Зап.Узбекистане (А.П.Пономарева). Кроме того во время выполнения темы выборочное изучение гранитоидных формаций велось в разных районах страны. Работы обычно начинались по рекомендациям и велись при прямом участии ведущих знатоков магматической геологии этих районов: В.С.Кузубного (Рудный Алтай), Э.Г. Конникова (ЮЗ Алтай), П.В.Ермолова и А.Н.Леонтьева (Жарма-Саурская зона), Г.Л.Добрецова (Джунгария), В.С.Попова и Ю.Б.Марина (Сев.Прибалхашье), Э.М.Спиридонова (Сев.Казахстан), Г.Б.Ферштатера (Средний и Южный Урал), И.В.Белькова, И.Д.Батиевой и А.Н. Виноградова (Кольский п-ов). Важный вклад был внесен аспирантами-заочниками М.В.Мартынюком (Северный Сихотэ-Алинь), Д.Ф.Семёновым (Самалин), Э.А.Ефременко и А.П.Миловым (Северо-Восток), П.В.Ермоловым (Восточный Казахстан).

Собственные исследования и изучение многочисленных монографий, статей и диссертаций, в меньшей мере - фондовых отчетов, позволили составить обширную перфокартотеку гранитоид-содержащих формаций, которая представляет собой набор более 600 больших перфокарт; при этом каждая из них отвечает одному конкретному объекту: интрузивному, эффузивному или же дайковому комплексу (ритму, серии) или же отдельному ареалу их развития. Перфокарты снабжены статистико-петрохимическими диаграммами, содержат анкету петрохимических, геологических и металлогенических признаков, формализованных и закодированных по определенной системе, а также краткую характеристику объекта и библиографические данные. При составлении перфокартотеки использовано более 25 000 химических анализов изверженных пород.

Принципы описания гранитоидных формаций и некоторые приемы формационного анализа

Определение некоторых понятий. Магматическая формация понимается как парагенезис пород, т.е. как категория более высокого ранга ("уровня организации"), чем магматическая порода. По аналогии с породой, как парагенезисом минералов, формация выделяется, описывается и классифицируется прежде всего по своим внутренним, т.е. вещественным признакам [15, 88] . В число внут-

ренных признаков формации входят: 1 - число (набор) пород; 2 - количественные (площадные, объемные) соотношения между ними; 3 - временные (фазы) или пространственные соотношения (фации); 4 - качественные особенности отдельных пород - характерных членов парагенезиса; 5 - общие или сериальные черты, свидетельствующие об общности происхождения и (или) единстве условий формирования данной ассоциации пород и служащие, наряду с геологическими данными, доказательством того, что мы имеем дело именно с парагенезисом, а не случайным или произвольным набором пород.

К числу внешних (геологических) отнесены признаки, касающиеся: формы и размера магматических тел; уровней их глубинности и эродированности; способов формирования (много - и однофазные, авто- и аллохтонные и т.п.); геологических обстановок (типы тектонических структур, этапы или стадии развития, состав и структуры боковых пород и т.п.); соотношения плутонов, вулканитов и даек и т.д.

При таком подходе одной из главных целей формационного анализа становится выявление корреляционных связей или зависимостей между внутренними (вещественными) и внешними (геологическими) группами признаков формаций. В круг конкретных задач, например, входит установление диапазонов тектонических условий, присущих формациям определенного вещественного класса или, наоборот, выявление наборов магматических формаций, свойственных определенным классам тектонических структур или стадий их эволюции.

Далее в тексте любая конкретная магматическая формация, имеющая возрастную или географическую привязку, именуется комплексом. Комплексы, состоящие из двух и более породных групп (базитовой, гранитоидной, сиенитоидной и т.п.) и могущие подразделяться более подробно, называются сложными комплексами или сериями. Если имеется в виду группа комплексов, объединенных по какому-либо одному или по группе признаков, то употребляется термин формация. Если не имеется в виду принадлежность к определенному формационному типу или классу, то применяется наиболее нейтральное обозначение - ассоциация.

Номенклатура пород ряда габбро-гранит (базальт-риолит) используется в соответствии со специально разработанной для этой цели равноклассной формализованной шкалой кремнекислотности [72]. Граница между базитовой и гранитоидной породными группа-

ми в ряду габбро-гранит приходится на 60% SiO_2 , т.е. на статистически значимый минимум встречаемости пород, вычисленный по выборке из более чем 17 000 химических анализов.

Графическое изображение состава и строения гранитоидных формаций. Спыт составления формационной петрокартотеки показал, что собственно петрографическая информация (макро- и микроскопические характеристики пород, количественно-минералогические составы, описания структур и минералов и т.п.), которой обычно отводится очень много места, чаще всего очень неоднородна, неполна или неточна. Поэтому предпочтение было отдано петрохимическим данным, как наиболее объективным, воспроизводимым и высокоинформативным.

Опытным путем установлено, для графического изображения состава габбро-гранитовых и гранитоидных ассоциаций наиболее удобны вариационные "харкеровские" диаграммы, дополненные гистограммами количественных соотношений пород разного состава [72]. Далее они называются статистико-петрохимическими диаграммами.

Количественные соотношения между разными породами, входящими в состав ассоциации, наиболее объективно выражаются гистограммами площадей, считываемых с геологической карты. При отсутствии таких данных строятся частотные гистограммы: по числу анализов для каждого 5%-ного интервала содержаний SiO_2 . Сравнение площадных и частотных гистограмм по более чем 70 интрузивным комплексам с представительными петрохимическими выборками (30-50 анализов и более) показывает вполне удовлетворительное сходство между обоими типами гистограмм. Наиболее объективно частотные гистограммы отображают длину, завершенность и контррастность магматических ассоциаций. Наименее надежны данные по количественным соотношениям разных пород внутри породных групп.

Габбро-гранитовые и гранитоидные формации в подавляющем большинстве случаев формируются гомодромно. Поэтому шкала SiO_2 , являющаяся основой рассматриваемых диаграмм, несет некоторую информацию о последовательности формирования пород. Однако с наибольшей полнотой и объективностью эта информация может быть получена лишь при помощи графиков эволюции по фазам внедрения [73]. Такие графики построены лишь для немногих объектов, изученных с наибольшей полнотой и детальностью. Имеющийся в нашем распоряжении материал показывает, что наиболее распространены

простые или сложные гомодромные комплексы, причем для сложных характерен антидромный порядок внедрения послегранитовых даек. Сложные комплексы, гомодромные в начале и антидромные в конце, могут быть названы, вслед за Р.Г.Ивановым¹⁾, реверсивными сериями. Имеются примеры весьма сложно построенных ассоциаций плуто-нических и дайковых пород, которые состоят из двух или более гомодромных ритмов, теснейшим образом сближенных по времени и по месту формирования и сходных по вещественным особенностям пород. Такие ассоциации предлагается называть мультиплетными сериями [74, 120]. Примерами служат Саурская серия Вост.Казахстана (по П.В.Ермолову), Степнякско-Крыккудукская серия Сев.Казахстана (по Э.М.Спиридонову), Кошрабатская, Бокальская и Нурагинская серии Зап.Узбекистана (по Э.П.Изоху и Э.А.Юдалевичу), серия, включающая Кокдомбакский, Калдырминский и Акчатауский комплексы Сев.Прибалхашья (по В.С.Попову и др.).

Ввиду того значения, которое придается статистико-петрохимическим диаграммам при сопоставлении и группировании гранитоидных формаций, специальное внимание было уделено вопросу о воспроизводимости получаемых образов вещественного состава магматических ассоциаций и об объективности этих образов, т.е. точном (в заданной системе признаков) соответствии природным объектам.

Один из путей проверки объективности – сопоставление диаграмм, построенных по данным разных авторов для одних и тех же комплексов, таких как Мартайгинский, Таннуольский, Улень-Туимский, Змеиногорский, Калбинский, Лицко-Арагубский и др. Оказывается, что несмотря на разный объем выборок, сформированных разными авторами в разные годы, на разные комбинации плутонов или ареалов, включенных в состав определенного комплекса, и несмотря на существование порою принципиально разных представлений о генезисе ассоциаций, последовательности формирования пород, числе фаз и фаций, статистико-петрохимические диаграммы одного и того же комплекса остаются практически однотипными, т.е. субъективные факторы на диаграммах практически не отражаются.

¹⁾Иванов Р.Г. Внутриформационный анализ магматизма, статья IV. Изв. на геол. ин-т Болг. АН, сер.Геох.,петр.,минер., Кн.8., 1969, 255-275.

Второй путь проверки состоит в сравнении при помощи диаграмм тесно сопряженных по месту и времени ассоциаций интрузивных, дайковых и эффузивных пород, образующих в совокупности сложные эффузивно-интрузивные или дайково-интрузивные (в том числе реверсивные и мультиплетные) природные ассоциации. В нашей перфокартотеке имеется более 80 таких сложных ассоциаций. При их сравнении бросается в глаза поразительное сходство диаграмм, относящихся к одной ассоциации, тогда как между разными ассоциациями различия могут быть сколь угодно резкими. Здесь мы имеем яркую и весьма наглядную иллюстрацию петрохимической общности сопряженных эффузивов, даек и интрузивов и одновременно — объективности самих статистико-петрохимических диаграмм.

Вещественные признаки гранитоидных формаций. На статистико-петрохимических диаграммах могут быть нанесены и соединены вариационными линиями любые петрохимические компоненты, параметры или пересчетные коэффициенты, относящиеся к отдельным породам. Однако отобраны были лишь те признаки, которые казались наиболее существенными и эффективными для достижения поставленной цели.

1. По признаку сложности гранитоид-содержащие формации подразделяются на два класса: простые, состоящие из одной породной группы (базитовой или гранитоидной), и сложные, объединяющие обе породные группы. Щелочная группа особо не выделялась и, в зависимости от основности, присоединялась к базитовой или гранитоидной группам.

2. По признаку основности-кислотности выделяется 4 класса ассоциаций: 1 — базитовые, 2 — существенно-базитовые (базиты гранитоиды), 3 — существенно-гранитоидные, 4 — гранитоидные.

3. По составу базитовой группы различаются ассоциации с преобладанием: 1 — габбро (SiO_2 51%), 2 — диоритов (SiO_2 51-57%), 3 — кварцевых диоритов (SiO_2 57-63%).

4. По составу гранитоидной группы различаются ассоциации с преобладанием: 1 — гранодиоритов (SiO_2 63-69%), гранитов (69-72%) и лейкогранитов (>72%).

5. По подноте базитовой группы выделяются ассоциации: 1 — с габбро, 2 — без габбро.

6. По подноте гранитоидной группы: 1 — с гранодиоритами, 2 — без гранодиоритов.

7. По завершенности: 1 — без гранитов и лейкогранитов, 2 —

без лейкогранитов, 3 - с лейкогранитами.

8. По контрастности: I - неконтрастные, 2 - слабо контрастные, 3 - контрастные. Этот признак является одним из выражений бимодальности, присущей, по А.Ф.Белуосову, всем сложным ассоциациям изверженных пород и служащей основанием для введения понятия о породных группах, как такового.

9. Общая щелочность (максимальная сумма весовых процентов Na_2O и K_2O) подразделяется на классы: I - низкой щелочности ($< 7,5\%$), 2 - средней (7,5-8,5%), 3 - повышенной (8,5-9,5%) и 4 - высокой ($> 9,5\%$). Границы условны.

10. Тип щелочности, т.е. соотношение вариационных линий Na_2O и K_2O является важнейшим сериальным признаком [63-66]. Выделяются следующие классы: 1 - высоконатровые ассоциации ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) во всем ряду от габбро до гранитов, 2 - натровые ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ при $\text{SiO}_2 > 69\%$, т.е. содержания уравниваются лишь в группе гранита), 3 - кали-натровые (при $\text{SiO}_2 < 63\%$ преобладает Na_2O , а при $\text{SiO}_2 > 63\%$ - K_2O), 4 - калиевые (K_2O преобладает в диоритах и более кислых породах), 6 - высококалиевые (K_2O преобладает во всем ряду от габбро до гранитов). Таким образом, тип щелочности определяется положением точки скрещения вариационных линий Na_2O и K_2O , отнесенной к шкале SiO_2 .

II. Признак сближенности вариационных линий Na_2O и K_2O имеет самостоятельное диагностическое значение. Он подразделяется на два класса: I - $\text{Na}_2\text{O} \neq \text{K}_2\text{O}$, 2 - $\text{Na}_2\text{O} \approx \text{K}_2\text{O}$ (разница содержаний $\leq 1\%$ во всем ряду пород или, по крайней мере, в гранитоидной группе).

Примеры решения некоторых задач формационного анализа гранитоидов.

Критерии выделения базитово-гранитоидных ассоциаций. Вопрос об объединении базитов и гранитоидов в единые сложные комплексы (серии) нередко возбуждает дискуссию. Однако, в проблеме руденосности гранитоид-содержащих формаций он имеет принципиальное значение.

Главными являются геологические критерии, устанавливаемые методами полевой магматической геологии и касающиеся пространственной сопряженности базитов и гранитоидов и, главное, тесной сближенности их во времени. Сюда же относится повторяемость однотипных сочетаний базитов и гранитоидов в сопряженных интрузивах -

зивных, дайковых и эффузивных ассоциациях (ритмах), что является надежным и по-существу неопровержимым критерием. Важным, но не самодовлеющим критерием являются признаки общности вещественного состава базитов и гранитоидов, которые обычно (но не строго) обозначаются термином "комагматичность". К ним относятся, например, минералогические и петрохимические признаки мондонитового уклона в базитах калиевых и высококалиевых серий, сиенитового уклона - в сериях повышенной щелочности и т.п. Для объективного решения вопроса на базе петрохимии Б.Ф.Налетовым и А.П.Кривенко было выбрано более 100 базит-гранитоидных серий и после статистической обработки средних цифр по породным и по номенклатурным группам, показана статистически значимая корреляция между базитами и гранитоидами по двум важнейшим параметрам: общей щелочности (или "а", по А.Н.Заварицкому) и калиевости-натровости ("п"). Таким образом, сам факт существования базит-гранитоидных природных ассоциаций не может быть оспорен, однако в каждом конкретном случае нужна всесторонняя аргументация по всей сумме критериев, как вещественных, так и геологических.

Задача определения объема интрузивного комплекса. Как показывает практика собственных исследований и опыт работы над перфокартотекой гранитоидных формаций, естественным ограничением объема комплекса (серии) по времени формирования служит максимальная "длина" ассоциации, отвечающая гомодромному ритму. При решении металлогенических задач такая оптимизация объема оказывается особенно важной, поскольку лишь в самом конце единичных или мультиплетных гомодромных ритмов наступает собственно постмагматический (рудный) этап. Поэтому в тех случаях, когда это диктовалось фактическим материалом других исследователей, мы стремились объединять ряды "коротких", но сопряженных по месту и времени простых комплексов в "длинные" или сложные комплексы (серии).

Исследование ритмичности магматического процесса. Развитие магматизма во времени обнаруживает сложную, но строго закономерную ритмичность нескольких порядков или рангов.

I. Ритмам низшего порядка (элементарным) отвечают простые или сложные гомодромные комплексы, в которых от ранних фаз к поздним нарастает кремнекислотность и, в большинстве случаев, также калиевость пород.

2. К следующему рангу относятся мультиплетные серии, в которых каждый последующий ритм, как правило, является в целом более кислым и более калиевым, чем предыдущий, т.е. общая направленность эволюции – гомодромная.

3. Далее следуют "серии серий", которые предлагается называть магматическими мегаритмами. Характерным для них является опять же гомодромная (в целом) смена существенно базитовых высоконатровых и (или) существенно гранитоидных натровых формаций все более калиевыми и более "гранитоидными", вплоть до чисто гранитоидных калинатровых и калиевых. В конце мегаритма часто проявлены формации повышенной щелочности. Как частный случай (в эвгеосинклинальных зонах), магматический мегаритм совпадает с полным тектоническим циклом развития геосинклинально-складчатой области (с инверсионной стадией в качестве репера), например, в каледонидах Алтае-Саянской области или в герцинидах Урала. Есть, однако, много примеров, когда магматический мегаритм приходится на постинверсионную стадию (поздние мезозойды Дальнего Востока и Северо-Востока СССР) или целиком проявлен на внегеосинклинальной стадии или в эпоху активизации (Забайкалье, Сев.Вьетнам и др.). Подобные несоответствия между вертикальными рядами магматических формаций и общепринятыми стадийными тектоническими схемами вполне обычны. Они лишней раз подчеркивают необходимость строго разделять магматические и тектонические факторы в процессе формационного анализа.

Магматические провинции и латеральная устойчивость магматических формаций. При обсуждении этих вопросов, весьма важных для региональной магматической геологии и металлогении, особое значение имеет сформулированное выше понятие о магматическом мегаритме. В областях "фемического профиля" мегаритмы выражены наиболее полно. В областях "салического профиля" и в зонах тектоно-магматической активизации слабо проявлены или отсутствуют самые ранние высокобазитовые и высоконатровые формации, в связи с чем мегаритмы являются неполными. Есть области, в которых все члены мегаритма обладают повышенной натровостью (Урал, каледониды Алтае-Саянской области, герциниды Джунгарии и др.) или, напротив, повышенной калиевостью (Сев. Тянь-Шань, Сихотэ-Алинь, Чукотка и др.) и т.п. Думается, что такие устойчивые на обширных площадях признаки магматических мегаритмов, как их длина,

полнота, доминирующий тип щелочности и т.д., должны быть положены в основу корректной систематики геосинклинально-складчатых областей по магматическому признаку. Предлагается, по существу тот же путь, который выбран для описания и систематики магматических формаций строго по вещественным признакам.

Для металлогенических построений принципиальное значение имеет выделение провинций с узким интервалом возраста магматических образований, т.е. отвечающих определенному положению в том или ином магматическом мегаритме. Важно подчеркнуть, что выделенные по этому признаку магматические формации обычно оказываются сходными также и по главным вещественным признакам. Например, в Алтае-Саянской области самые ранние члены каледонского мегаритма (\mathcal{E}_{2-3}) представлены существенно базитовыми высоконатровыми формациями (как показано ниже, железоносными), следующие по возрасту (\mathcal{E}_3-0) — существенно-гранитоидными натровыми (золотоносными); еще более молодые ($0-S$) гранитоидными кали-натровыми редкометальными. Завершается мегаритм девонскими существенно сиенитоидными формациями. Близкая картина широкого площадного распространения однотипных, близких по возрасту формаций установлена в герцинидах Урала, Казахстана, и Тянь-Шаня [74, 77, 120]. Подобных примеров можно привести много.

Латеральная изменчивость магматических формаций и понятие очагового ареала. В пределах узковозрастных магматических провинций наиболее устойчивыми, как показано выше, являются признаки основности — кислотности магматических ассоциаций, взятых в целом, а также их щелочности. Менее устойчивы такие признаки, как количественные соотношения между разными по составу породами внутри базитовой и гранитоидной групп, контрастность ассоциаций, их полнота, завершенность и др. Латеральная изменчивость одно-возрастных интрузивных образований, принадлежащих одной провинции, специально изучалась на примере Кульджуктауской и Нуратинской серий Западного Узбекистана [77, 105], а кроме того — на Дальнем Востоке и в других регионах. Выясняется, что изменение вещественных признаков магматических ассоциаций по латерали, как правило, происходит скачкообразно: от одного ареала (узла) распространения интрузивов к другому, тогда как интрузивы и другие сопровождающие их магматиты, принадлежащие одному ареалу, по всей сумме признаков наиболее близки. На подобных фактах давно

основываются представления о множественности магматических очагов, возникающих одновременно в период формирования какого-либо одного регионально развитого магматического комплекса¹⁾. На аналогичных фактах, а также на основе выделения специфических структурно-тактонических признаков, базируется весьма важное для магматической геологии и металлогении понятие о первичных очаговых структурах, впервые четко сформулированное И.Н.Томсоном и М.А.Фаворской²⁾. Их площадь обычно 400-1500 кв.км, но может быть и значительно большей. Именно эти структуры, именуемые далее очаговыми арвалами, представляют собой наименьшие по площади территориальные единицы при выделении конкретных формаций (комплексов, серий). Вторым ограничением (по "длине" или времени формирования), как уже было сказано, является гомодромный ритм или мультиплетная гомодромная серия.

Признаки рудоносности гранитоидных формаций

Исходя из заданной цели исследования, металлогенические признаки выделены в особую группу. Задача состоит в том, чтобы выявить корреляционные зависимости между металлогеническими признаками гранитоид-содержащих формаций, с одной стороны, и вещественными и (или) геологическими их признаками, с другой.

Оценка признаков рудоносности гранитоидных формаций. Геологами используется обширный набор критериев генетический или парагенетической связи оруденения с магматическими образованиями: пространственная или структурная сопряженность; сходство фациальных условий; горизонтальная и вертикальная зональность оруденения относительно магматических тел; геохимические и другие вещественные признаки родства (унаследованности); развитие рассеянной постмагматической минерализации в эндо- и экзоконтактных

1) Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964. Изох Э.П. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их происхождение и рудоносность. М., "Наука", 1967.

2) Томсон И.Н., Фаворская М.А. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. - В сб.: Закономерн. размещ. пол.иск., вып.10, М., "Наука", 1973.

зонах; рудные или рудномагматические пучки и т.д. В.А.Кузнецовым, Р.М.Константиновым, А.Д.Щегловым и др. придается особое значение рядам рудных формаций, закономерно меняющимся с изменением состава магматических формаций, а также постоянству сочетаний определенных типов магматических формаций и определенных типов рядов рудных формаций. Этот последний критерий для нас наиболее важен, поскольку выявление устойчивых сочетаний (прямых корреляций) – прямая задача формационного анализа.

Во всей полноте критерии связи оруденения с гранитоидами, к сожалению, используются редко. Поэтому при оценках рудоносности гранитоидных формаций мы опирались лишь на отдельные признаки связи, приведенные авторами описаний, причем такие критерии, как возрастная и пространственная сопряженность считались обязательными.

Судя по личному опыту и по обильным литературным данным, постмагматический процесс во всей своей полноте и интенсивности развивается лишь в самом конце гомодромных магматических ритмов (в том числе, мультиплетных), т.е. после внедрения наиболее кислых и лейкократовых интрузивных тел, или же в реверсивную стадию – во время внедрения послегранитовых даек.

Говоря об этом, надо иметь в виду, что состав постмагматической минерализации зависит главным образом от состава магматической ассоциации, взятой как целое, а не от характера гранитоидов последних фаз (см. далее), и что зональность размещения оруденения обычно управляется размещением не отдельных тел гранитоидов последних фаз, а более общими особенностями тех или иных очаговых ареалов. Поэтому справедливо широко распространенное утверждение, что постмагматический процесс является итогом эволюции протяженной по вертикали магматической колонны, т.е. всей системы: интрузив – очаг, а не результатом кристаллизации отдельных взятых последних порций магмы. И с этих позиций собственно формационный подход, когда мы оперируем ассоциациями пород, а не отдельными породами или телами, становится обязательным.

Группы гранитоидных формаций с разной рудоносностью. По интенсивности оруденения различаются следующие классы: 1 – безрудные; 2 – слабо рудные (известны только рудопроявления), 3 – рудоносные (есть месторождения или обильные рудопроявления). Эти оценки условны, так как существенно зависят от степени изучен –

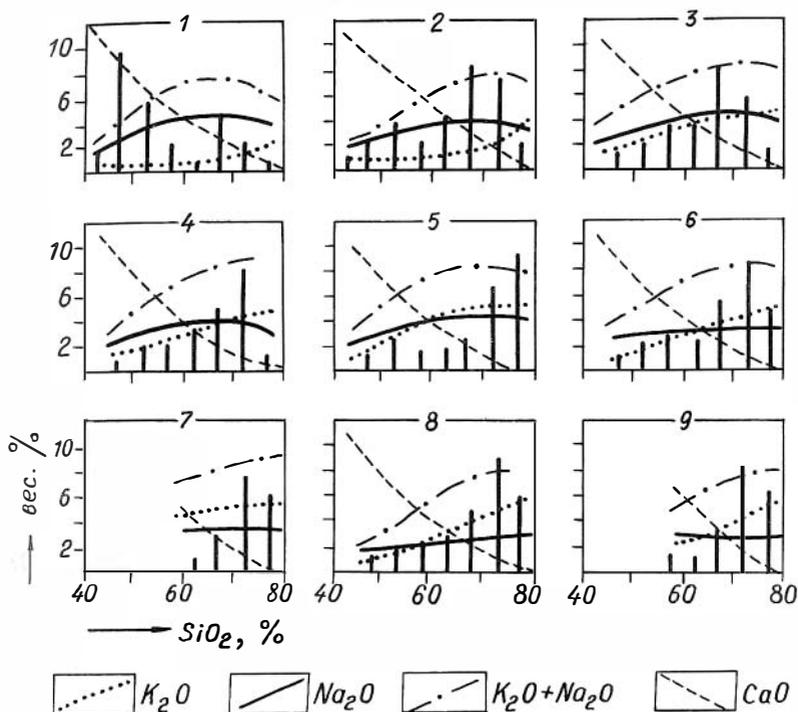


Рис. I. Статистико-петрохимические диаграммы (обобщенные образы) рудоносных гранитоидных формаций, сопровождаемых разным по составу постмагматическим оруденением.

1. Существенно базитовые высоконатровые железоносные; 2 - существенно гранитоидные натровые золотоносные; 3 - существенно гранитоидные со сближенными содержаниями щелочей, натровые, медно-молибденовые; 4 - то же, но кали-натровые, молибденоносные; 5 - то же, кали-натровые и калиевые, вольфрам-молибденовые; 6 - существенно гранитоидные и гранитоидные кали-натровые, вольфрамоносные; 7 - гранитоидные калиевые, оловоносные (касситерит - кварцевое оруденение); 8 - существенно-гранитоидные калиевые, оловоносные (с касситерит-сульфидным оруденением); 9 - гранитоидные калиевые, редкометальные (с бериллием).

Число объектов, использованных для составления обобщенных диаграмм, и прочие признаки формаций см. в таблице.

ности или от полноты имеющейся информации.

Рудоносные формации (около 200 объектов), подразделены на группы, различающиеся по составу ведущих металлов, т.е. по геохимическому парагенезису оруденения¹). Для каждой группы дан обобщенный графический образ (рис. 1), построенный путем совмещения или усреднения большого числа статистико-петрохимических диаграмм данной группы, а также дан статистический набор различных признаков (таблица 2).

Железоносные гранитоид-содержащие формации. Типичными для этой группы являются Магнитогорский, Гороблагодатский, Дашке-санский, Таят-Табратский, Анзасский, Балыксинский, Саркожинский, Прииртышский и другие комплексы, для которых, в целом, характерны: существенно базитовый состав, выраженная контрастность, относительная меланократовость базитовой и гранитоидной породных групп, преимущественно низкий, но иногда средний или даже повышенный уровни щелочности и, особенно, высокая натровость. Формации этого типа присущи только самым ранним стадиям магматических мегаритмов, определяющим собой эвгеосинклинальный (фемический) профиль геосинклинально-складчатых областей. По вещественным признакам к ним близки колчеданно-полиметаллические существенно эффузивные формации.

Золотоносные гранитоидные формации. Типичные комплексы: Крыккудукский, Мартайгинский, Ольховский, Таннуольский, Пластовский, Шарташский, Верх-Исетский, Кунушский, Балхашский, Бокалинский, Нижнеамурский, Удский, Дуганджинский, Нера-Бохапчинский и многие другие. Характерные признаки: существенно гранитоидный состав при заметной роли базитов, реже - без них; мезократовый состав базитовой группы и мезо-меланократовый состав - гранитоидной; слабо выраженная контрастность ассоциаций; низкий или средний уровень общей щелочности и обязательный натровый, редко-высоконатровый тип щелочности. В эвгеосинклинальных областях золотоносные формации занимают более позднее положение в магматическом мегаритме, по сравнению с предыдущими, а в областях других типов являются первыми членами мегаритмов. По вещественным

¹ Шахов Ф.Н. Принцип формаций в систематике месторождений, созданных горячими растворами. - В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1966.

признакам с ними более всего сходны существенно эффузивные ассоциации, сопровождаемые медно-полиметаллическим оруденением, содержащим золото в рассеянной форме.

Медно-молибденовые гранитоидные формации. Характерные объекты: Амананский и Амуджиканский комплексы, Улень-Туимский, Бал-хашский, Саякский, Кокдалинский, Мегри-Ордубадский и др. Характерные признаки: длинные существенно гранитоидные ассоциации, относительно лейкократовый состав базитовой группы и мезо-меланократовый состав – гранитоидной; средняя и повышенная общая щелочность: преимущественно натровый, реже кали-натровый тип щелочности и, главное, сближенность вариационных линий Na_2O и K_2O . Эти формации большей частью приурочены к геоантиклинальным структурам или областям активизации и к орогенной или внегеосинклинальной стадиям. Они занимают примерно то же положение в магматических мегаритмах, что и золотоносные формации и наиболее близки к последним по сумме вещественных признаков. Поэтому нередко комплексные типы оруденения и сложные ряды рудных формаций. По данным А.А.Сидорова, эти ряды на Северо-Востоке завершаются золото-серебряной рудной формацией. Характерна тесная связь с вулканитами.

Молибденовые и вольфрам-молибденовые гранитоидные формации. Типичные комплексы: Амуджикано-Сретенский, Гуджирский, Шахтаминский, Акчатауский, Кубадринский и др. От предыдущих они отличаются развитием как сложных, так и простых гранитоидных комплексов, более лейкократовым составом гранитоидной группы, а также преимущественно кали-натровым типом щелочности. По остальным вещественным признакам в том числе по наиболее характерному признаку сближенности вариационных линий щелочей, близки к предыдущим.

Оловоносные гранитоидные формации, взятые в целом, обладают существенно гранитоидным или чисто гранитоидным составом и не-контрастным строением; общим лейкократовым составом базитовой группы при малой роли или отсутствии габбро, место которых занимают диориты; высокой лейкократовостью и обязательной завершенностью гранитоидной группы; средним, реже, повышенным уровнем общей щелочности; принадлежностью к калиевому или высококалиевому типу щелочности. Они всегда формируются позднее золотоносных натровых формаций, т.е. занимают более позднее положение в маг-

матических мегаритмах, совпадая при этом как с инверсионной, так и с любыми более поздними тектоническими стадиями.

Для формаций, сопровождаемых только касситерит-кварцевым оруденением, характерен "короткий", т.е. чисто гранитоидный состав (нет базитовой группы) и как следствие – отсутствие после – гранитовых базитовых даек. Типичны следующие комплексы: Пиа–Оак, Чукотский, Гуджирский, Дуссе–Алинский, Центрального шва в Сихотэ–Алине, Чаарташский, Учкошконский и др. Формации, сопровождаемые касситерит–сульфидным оруденением, отличаются от предыдущих обязательным присутствием базитовой группы, т.е. длиной ассоциаций, широким развитием послегранитовых даек повышенной основности, а зачастую также тесной связью с вулканитами.

Вольфрамоносные гранитоидные формации по набору признаков очень близки к оловоносным, но отличаются преимущественно калиево-натровым, а не калиевым типом щелочности. Для скарново–шеелитового оруденения более благоприятен мезократовый средний состав гранитоидной группы, а для кварц–вольфрамитового оруденения – лейкократовый.

Аналогичным образом охарактеризованы группы гранитоидных формаций, сопровождаемых бериллиевым и тантал–ниобиевым оруденением.

Как видно из изложенного, наиболее яркие, статистически устойчивые диагностические признаки (рис. 1; табл. 2) гранитоидных формаций с качественно разной рудоносностью относятся к соотношению базитовой и гранитоидной породных групп, к серийным показателям калиевости–натровости и к уровню общей щелочности. Эти же признаки имеют первостепенное значение при анализе ритмичности магматизма и при выделении магматических и металлогенических провинций. Именно они положены в основу классификационной схемы (рис. 2).

Интенсивность постмагматического оруденения сильнее всего зависит от геологических факторов, в первую очередь от уровня глубинности и степени эрозионного среза магматических ассоциаций, а также от структурно–литологических факторов рудоконцентрации, что общеизвестно. Статистически неблагоприятны для интенсивного постмагматического оруденения большая глубина формирования гранитоидов и сильная их эродированность, а из вещественных призна-

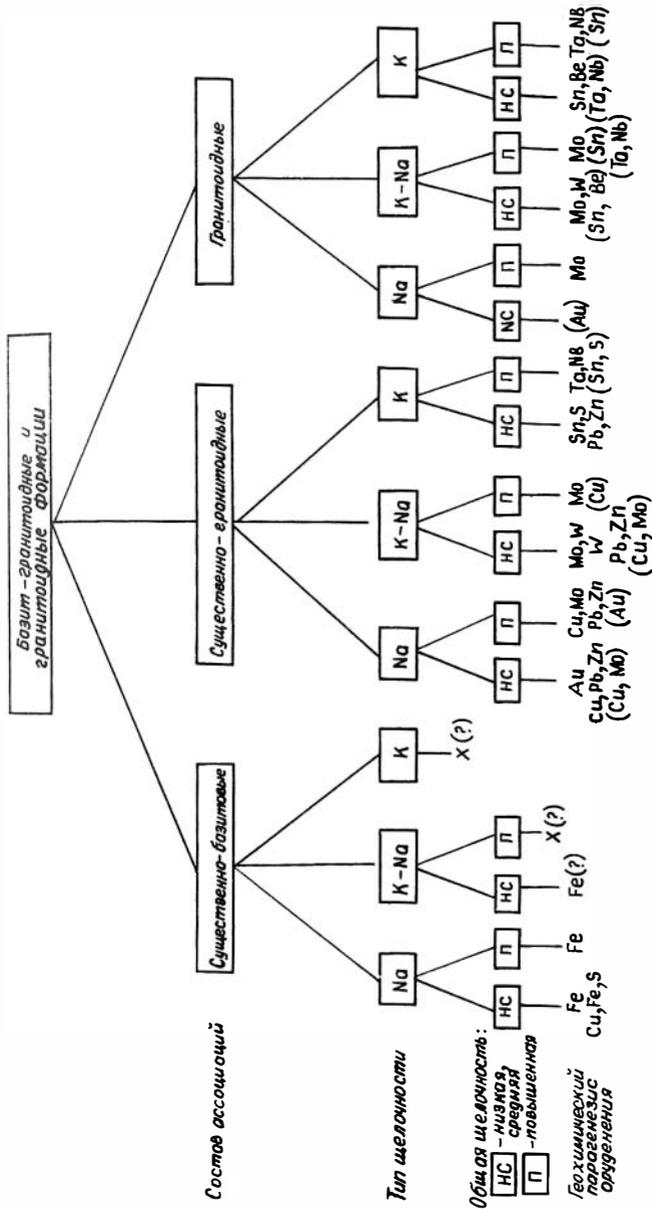


Рис. 2. Схеме классификации гранитоидных формаций с разной рудоносностью. Знаком (?) показаны формации, рудоносность которых неясна. Прочие пояснения – в тексте.

ков - высокий уровень общей щелочности и (в группах редкометалльных формаций) - незавершенность.

Важно подчеркнуть, что геохимический парагенезис оруденения в наибольшей мере коррелируется не с внешними (геологическими) факторами, а с вещественными чертами магматических ассоциаций, которые зависят главным образом от глубинных коровых и подкоровых причин. Так, в связи с длинными (базит-гранитоидными) ассоциациями возникают длинные же ряды рудных формаций, включающие как редкометалльно-кварцевые, так и различные сульфидные типы оруденения. При этом преобладание базитов благоприятно для Fe и Cu, а преобладание гранитоидов - для Au, Mo, Sn, W. С чисто гранитоидными (короткими) комплексами обычно ассоциирует только редкометалльно-кварцевое оруденение. Высоконатровые ассоциации в целом благоприятны на Fe и Cu, натровые - на Au, кали-натровые - на W, калиевые и высококалиевые - на Sn, а со сближенными содержаниями щелочей - на Mo. Для развития полиметаллического оруденения необходимо участие в составе ассоциаций базитовой группы, причем особенно благоприятна, повидимому, существенно эффузивная форма магматизма.

Перечисленные зависимости имеют статистический характер, т.е. почти в каждом случае имеются исключения, на которые в дальнейших исследованиях должно быть направлено специальное внимание.

Возможности использования полученных результатов в практике геологических исследований

Главный итог выполненного исследования сводится к рекомендациям, во-первых, по методике изучения, описания и наглядного изображения состава гранитоидных формаций, и во-вторых - по методике группирования и сравнения конкретных гранитоидных формаций с выделенными эталонами с целью оценки перспектив их рудности и выдачи соответствующего прогноза по аналогии. Методические приемы и разработки предназначены для использования в практической деятельности различных геологических организаций СССР, как научно-исследовательских, так и производственных, проводящих работы в областях развития гранитоидных формаций.

Основной путь внедрения полученных результатов в практику состоит в публикациях, в том числе в подготовке к изданию об-

стоятельной монографии. Весьма эффективны прямые контакты с заинтересованными геологами научных и производственных геологических организаций, широко нами практикуемые. В частности, отчет по теме и доклад по основным результатам детально обсуждались во ВСЕГЕИ (Ленинград), ИГЕМ и ЦНИГРИ-Золото (Москва), в ПТГУ и ДВГИ ДВНЦ (Владивосток), в ДВТУ (Хабаровск), СВТУ и СВКНИ ДВНЦ (Магадан). Во всех перечисленных геологических организациях отмечено и подтверждено протоколами заседаний НТС или секций Ученых Советов, что предлагаемая методика формационного анализа гранитоидных ассоциаций выгодно отличается от других известных методик своей объективностью, простотой и наглядностью, а также высокой информативностью, и поэтому признано необходимым скорейшее внедрение её в практику поисково-съёмочных и прогнозно-металлогенических работ.

Приморским территориальным геологическим Управлением приняты следующие решения по конкретным прогнозным рекомендациям.

1. Обратить внимание геологов-поисковиков, работающих в Прибрежной зоне, на развитие здесь, кроме калиевого оловоносного, также натрового палеогенового комплекса, с которым, судя по формационным аналогиям, должно быть связано медно-молибденово-полиметаллическое оруденение, возможно, с золотом. Учесть, что прогноз на этот новый для Приморья тип оруденения требует разработки особых поисковых критериев и методов поисков, ранее в Приморье не применявшихся.

2. Принять к сведению особую перспективность на эндогенное золотое оруденение районов развития натровых существенно гранитоидных комплексов (гродековского и позднепермского в Ханкайском массиве, а также некоторой части меловых гранитоидов Среднего Сихотэ-Алиня, особо пока не выделяемых).

3. При поисках новых оловорудных объектов усилить внимание к выделению отдельных ареалов калиевых гранитоидов, прежде всего - еще не вскрытых эрозией и обнаруживающих себя по обширным ареалам биотитизации, присущим в данном районе только калиевым гранитоидам. При поисках скрытых гранитоидных масс важную роль могут сыграть комплексные геофизические исследования.

Дальневосточным территориальным геологическим управлением приняты следующие конкретные рекомендации.

1. Зона развития позднепалеогеновой Прибрежной интрузивной

серии (кали-натровой, со сближенными содержаниями щелочей) в восточных районах Северного Сихотэ-Алиня весьма перспективна на предмет обнаружений новых для региона месторождений меди, молибдена, свинца и цинка, возможно с золотом. Давно известные здесь многочисленные признаки соответствующего оруденения сейчас уже нельзя считать случайными или мало значимыми. Они требуют переоценки и применения специализированной поисковой методики.

2. Аналогичной по сумме диагностических признаков гранитоидов является область развития юрских интрузий (Аманский, Тунги-ро-Олекминский, Тунгирский и Верхнеольдойский, Тындинско-Бакаранский, Олонгринский и другие комплексы), прослеживаемых от Восточного Забайкалья до хр. Джугджур примерно вдоль трассы БАМ. Эта территория также должна считаться перспективной на существование молибденовое оруденение (с вариациями в сторону $Su - Mo$, $Mo - Au$ или $Mo - W$), но с этих позиций остается еще слабо изученной.

3. Для поисков золота на территории ДВТУ наиболее перспективны районы развития натровых существенно гранитоидных комплексов (Верхнеамурского, Удского, Дуганджинского, Ироханского, Нижнеамурского и др.). В частности, особого внимания заслуживают данные об обнаружении натровых гранитоидов в Мяо-Чанском районе, которые должны послужить толчком для специальной оценки известных здесь признаков золотоносности.

4. В Северном Сихотэ-Алине широко распространены высокоглиноземистые граниты Хунгарийской серии. Такие же граниты вмещают на территории ПТГУ шеелитовые месторождения Восток-2 и Лермонтовское, что до сих пор геологами ДВТУ не учитывалось. Поэтому следует иметь в виду необходимость переоценки уже известных в Северном Сихотэ-Алине ореолов рассеяния шеелита и возможность открытия здесь аналогичных рудных объектов, особенно в ареалах развития заверщенного варианта Хунгарийской серии.

Приведенные выше примеры касаются лишь небольшой части тех объектов, которые описавшими их геологами в настоящее время считаются слабо рудоносными или безрудными, хотя они по сумме диагностических признаков должны быть рудоносными. Такие объекты в нашей перфокартотеке формаций составляют "прогнозный фонд", предназначенный для обсуждения с другими заинтересованными Геологическими организациями.

Вопросы, требующие дальнейшего изучения.

Разрабатываемое направление формационных исследований стоит на стыке магматической и эндогенной рудной геологии и находится еще в самом начале пути. Естественно, что к концу темы перед исполнителями встало больше вопросов, чем их было вначале. Вполне очевидным и необходимы дальнейшие исследования.

Незавершенной осталась углубленная статистико-математическая обработка обширной информации, заключенной в формационной перфокартотеке, которая сама по себе требует постоянного пополнения, уточнения и совершенствования. Мало было уделено внимания постмагматической рассеянной минерализации, геохимическим и другим прямым признакам рудоносности гранитоидов. В исследовании вынужденно доминировал подход лишь со стороны магматических формаций. Обратный подход – со стороны рудных формаций и, особенно, рядов рудных формаций, использован лишь в малой степени, хотя именно он представляется наиболее многообещающим. Эти и другие пробелы предстоит восполнить в будущем.

На дальнейшее особенно важна разработка методов локального металлогенического прогноза-обнаружения отдельных рудных узлов, т.е. формационный анализ на уровне очаговых ареалов, а не более широких площадей, как сейчас. Известно, что наиболее крупные рудные концентрации интересующих нас типов размещаются преимущественно в над-интрузивных зонах, в которых проявлены лишь отдельные члены магматических ассоциаций (дайки, мелкие штоки и т.п.). Поэтому для таких объектов особенно важно установление формационного типа нескрытой гранитоидной ассоциации по её фрагментам, т.е. конкретизация прогноза при ограниченной информации. Есть основания надеяться, что эта задача, несмотря на всю её сложность, вполне осуществима.

Т а б л и ц а 2

Частота встречаемости признаков в рудоносных гранитоидных формациях, сопровождаемых различным оруденением.

Код	Тип оруденения	Fe	Au	Cu-Mo	Mo	Mo-W	W	Pb-Sn	Zn-S	Be
	Число объектов	44	21	18	6	17	13	18	20	8
<u>Состав комплексов:</u>										
2-1	базитовые	I	0	0	0	0	0	0	0	0
2-2	существенно базитовые	I6	4	I	I	0	0	0	0	0
3-1	существенно гранитоидные	3	37	I7	2	9	9	5	I7	3
3-2	гранитоидные	I	3	0	3	8	4	I3	3	5
<u>Преобладают в базитовой группе:</u>										
4-1	габбро	II	6	I	0	0	I	I	2	I
4-2	диориты	7	21	7	I	3	4	0	4	I
4-3	кварцевые диориты	2	I4	I0	2	6	4	4	II	I
4-0	нет группы	I	3	0	3	8	4	I3	3	5
6-1	нет габбро	I	II	6	I	4	3	3	9	I
6-2	есть габбро	20	30	I2	2	5	6	2	8	2
<u>Преобладают в гранитоидной группе:</u>										
5-1	гранодиориты	II	24	II	I	2	3	0	I	0
5-2	граниты	8	I7	4	2	3	6	5	4	4
5-3	лейкограниты	I	3	3	3	I2	4	I3	I5	4
5-0	нет группы	I	0	0	0	0	0	0	0	0
7-1	нет гранодиоритов	0	0	0	0	5	I	2	2	2
7-2	есть гранодиориты	21	44	18	6	I2	I2	I6	18	6
<u>Завершенность:</u>										
8-1	нет гранитов	2	I	I	0	0	0	0	0	0
8-2	нет лейкогранитов	5	9	2	I	0	0	0	0	0
8-3	есть те и другие	I3	34	I5	5	I7	I3	I8	20	8
9-1	неконтрастные серии	6	28	I4	2	5	6	I	I2	I

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Код	Тип оруденения	Fe	Au	Сu-Mo	Mo	Mo-W	W	Sp-Si	Sp-S	Be
	Число объектов	44	21	18	6	17	13	18	20	8
9-2	контрастные серии	13	13	4	1	4	8	4	5	2
Уровень щелочности:										
10-1	низкий	13	15	2	1	0	0	0	1	0
10-2	средний	3	24	8	2	15	12	11	15	6
10-3	повышенный	2	5	8	3	2	1	7	4	2
10-4	высокий	3	0	0	0	0	0	0	0	0
Тип щелочности:										
11-1	высоконатровый	14	8	0	1	0	0	0	0	0
11-2	натровый	4	32	9	2	2	1	0	0	0
11-3	кали-натровый	1	4	6	2	10	11	4	5	3
11-4	калиевый	2	0	3	1	15	1	14	15	5
12-0	$K_2O \neq Na_2O$	20	30	1	1	4	7	15	14	4
12-1	$K_2O \approx Na_2O$	1	14	17	5	13	6	3	6	4
Размеры массивов:										
14-1	до 1 км ²	2	4	1	1	1	0	1	1	0
14-2	1 - 50	11	7	3	1	1	1	2	2	2
14-3	50 - 250	5	9	3	2	4	4	3	4	3
14-4	250 - 1000	3	16	5	1	6	6	6	9	2
14-5	более 1000 км ²	0	8	6	1	5	2	4	4	1
15-1	приповерхностные	3	3	2	0	1	0	1	1	0
15-2	гипабиссальные	15	31	15	6	12	7	13	17	4
15-3	мезоабиссальные	3	10	1	0	4	6	4	2	3
15-4	абиссальные	0	0	0	0	0	0	0	0	1
16-1	слабо эродированные	19	40	16	4	14	9	16	19	6
16-2	эродированные	2	4	2	2	3	4	2	1	2
Тип разреза:										
17-1	эвгеосинклинальный	15	14	1	0	3	0	2	0	0
17-2	миогэосинклинальный	0	10	0	1	6	9	8	8	4
17-3	геоантиклинальный	6	17	15	5	7	4	8	7	3
17-4	платформенный	0	3	2	0	1	0	0	5	1

Т а б л и ц а 2 (продолжение)

Код	Тип оруденения	Fe	Au	Cu-Mo	Mo	Mo-W	W	Sb-Sn	Sr-S	Be
	Число объектов	44	21	18	6	17	13	18	20	8
<u>Стадия развития:</u>										
I8-1	до-инверсионная	7	5	0	0	0	0	0	0	0
I8-2	инверсионная	10	24	4	0	3	1	5	1	0
I8-3	орогенная	1	7	9	1	11	12	6	11	7
I8-4	активизации	3	8	5	5	3	0	6	8	1
20-0	нет вулканитов	1	9	2	1	4	9	10	2	7
20-1	предшествуют	9	25	8	3	6	4	5	8	1
20-2	близки по возрасту	11	10	8	2	7	0	3	10	0
21-0	нет послегранитовых даек	2	6	0	3	8	6	14	5	7
21-1	есть	19	38	18	3	9	7	4	15	1

Пояснение к таблице: Обведены цифры, отвечающие статистически значимому преобладанию признака.

А.Н.Дистанова, В.Н.Довгаль, Р.М.Слободской,
В.И.Богнибов, Е.С.Сергеева, В.А.Широких

ФОРМАЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ БАТОЛИТОВ АЛТАЯ, КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Изучение фации гранитоидных батолитов велось в трех регионах - в Кузнецком Алатау, Западном Забайкалье и на Алтае. В Кузнецком Алатау работы осуществлялись В.Н.Довгалем, В.И.Богнибовым, Е.С.Сергеевой, В.А.Широких, в Западном Забайкалье - А.Н.Дистановой, на Алтае - Р.М.Слободским.

Предметом исследования в Кузнецком Алатау явились главным образом щелочные и субщелочные породы фации - их состав, условия залегания, генезис. Такого рода сведения необходимы для сравнительного анализа и выяснения индивидуальных особенностей щелочных и субщелочных изверженных пород Кузнецкого Алатау, входящих в различные по составу и возрасту магматические комплексы. Результаты работ изложены в нескольких публикациях [46, 47, 124].

Из раннепалеозойских гранитоидных плутонов было выбрано два

плутона восточного склона Кузнецкого Алатау – Саксырский и Уйбатский. Они принадлежат к сиенитодиорит-граносиенит-гранитовому типу раннепалеозойских гранитоидных батолитов, залегают преимущественно среди карбонатных пород. Сложены Саксырский и Уйбатский плутоны кварцевыми и бескварцевыми сиенитодиоритами, щелочноземельными сиенитами, реже монцонитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами. Широко распространены граниты. Среди пород плутонов нередко фиксируются останцы и крупные ксенолиты предгранитных раннепалеозойских габбро, пироксен-биотитовых диоритов и диорит-монцонитов когтахского габбро-диоритмонцонитового комплекса. Довольно часто, хотя в целом-то и в небольшом количестве, встречаются щелочные сиениты и кое-где – нефелиновые породы.

Щелочные сиениты, как правило, появляются в контактах батолитов с карбонатными породами в виде непротяженных оторочек шириной от долей метра до нескольких десятков, редко сотен метров. Значительно реже они отмечаются во внутренних частях плутонов.

С породами батолитов, которые обычно представлены в местах появления щелочных сиенитов сиенитодиоритами и щелочноземельными сиенитами, они связаны взаимопереходами или же формируются позднее их преимущественно как метасоматические образования. В последнем случае возникновению щелочных сиенитов часто предшествует фенитизация всех ранее образованных пород плутонов. Щелочные сиениты нередко слагают маломощные секущие жилы.

Нефелиновые породы фиксируются только в зонах контактов с карбонатными породами. Морфология и условия их проявления такие же, как и щелочных сиенитов, и эти породы можно рассматривать как сильно щелочные эквиваленты щелочных сиенитов. По составу они отвечают разнообразным нефелиновым сиенитам, нефелиновым сиенито-диоритам и (если они развиваются по габбро) – эссекситам.

Карбонатные продукты в контактах с Сырским и Уйбатским батолитами представлены известняками и доломитами. Обычно они изменены. Изменения в большинстве случаев могут быть квалифицированы как слабые и выражаются в появлении незначительных количеств (не более 3–5%) кварца, меллита, волластонита, диоксида, салинта, серпентина, монтичеллита, форстерита и некоторых других минералов. Значительно реже встречаются карбонатные породы с содержанием новообразованных минералов до 30–50% и кое-где выше.

В некоторых точках контактов появляются магнезиальные скарны.

Породы Саксырского и Уйбатского плутонов с приближением к карбонатным контактам приобретают более высокую щелочность, обогащаются калием. Корреляции между степенью измененности карбонатных пород и их составом, с одной стороны, и степенью ошелоченности пород батолитов в контактах — с другой, не наблюдается. Щелочные сиениты, например, с одинаковым успехом появляются как в контактах с известняками, так и с доломитами, как сильно измененными, так и слабо измененными. Нефелиновые же породы, случайно или неслучайно, но фиксируются лишь в контактах с неизмененными или слабо измененными известняками. В местах присутствия нефелиновых пород всегда отмечаются останцы предгранитных габбро, которые подвергаются нефелинизации так же, как и породы батолитов. Наличие предгранитных габбро, по-видимому, является непременным условием появления нефелиновых сиенитов. В чем заключается их роль при образовании нефелиновых пород не совсем ясно. Возможно, дело состоит в том, что габбро, будучи породами менее богатыми кремнеземом, чем сиенито-диориты, щелочноземельные сиениты и др., обеспечивают тот дефицит кремнезема, который способствует образованию в процессе метасоматоза нефелина вместо щелочного полевого шпата.

О влиянии карбонатного окружения на повышение щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау геологи писали в общем — то уже давно. Сущность этого влияния, по-видимому, лучше всего объясняется с позиции гипотезы магматического замещения Д.С. Коржинского и В.А. Жарикова, поскольку механизм воздействия магмы батолитов на карбонатные породы сводится именно к растворению этих пород на фронте распространения магмы с выносом освобождающихся компонентов в сторону вмещающих толщ. Вместе с тем в некоторых случаях ошелочение было, вероятно, связано и с процессами несколько иного порядка. Так, изучение химических изменений карбонатных пород в контактах Саксырского плутона показало, что эти породы под воздействием гранитоидной магмы, на стадиях предшествующих их растворению, обогащаются кремнеземом, железом, титаном, очень слабо глиноземом; содержание калия в них остается прежним, содержание натрия даже несколько уменьшается. Это может свидетельствовать о том, что из магмы в карбонатные породы трансмагматическими раствора-

ми выносились кремнезем, железо, титан, в ограниченном количестве глинозем, и не выносились или почти не выносились натрий и калий, что, естественно, влекло за собой повышение щелочности магмы в результате относительного обеднения её окисью кремния и обогащения глиноземом и щелочами. Инертность калия и натрия в данном процессе связана, вероятно, со способностью CO_2 понижать растворимость щелочей в расплавах и водных растворах.

Однако взаимодействие с карбонатным окружением было не единственной причиной повышения щелочности пород Саксырского, Уйбатского и других раннепалеозойских гранитоидных батолитов восточного склона Кузнецкого Алатау. На восточном склоне Кузнецкого Алатау повышенной щелочностью обладают не только раннепалеозойские гранитоидные батолиты, но и предшествующие им и следующие за ними магматические комплексы. А.Ф.Белоусовым, например, установлено, что повышенный щелочной фон в этой части Кузнецкого Алатау свойственен всем вулканическим ассоциациям рифея и кембрия. Явно повышенную щелочность обнаруживает здесь также предгранитный габбровый комплекс (когдахский комплекс), в составе которого имеются диоритмонциты, нефелиновые эссекситы, возможно, щелочные сиениты. Щелоченные породы на восточном склоне Кузнецкого Алатау имеются и в составе эффузивно-интрузивных ассоциаций девона. Подобную "сквозную щелочность" можно объяснить лишь спецификой развития глубинных процессов на территории теперешнего восточного склона Кузнецкого Алатау, и эта специфика, надо думать, влияла и на повышение щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов.

Исследования раннепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья были предприняты с целью сопоставления их с близкими по возрасту гранитоидными комплексами ранних каледонид соседних изученных регионов и явились продолжением работ, проводимых ранее автором в ряде районов Кузнецкого Алатау [91]. Результаты изучения батолитовых гранитоидов Западного Забайкалья изложены в ряде публикаций А.Н.Дистановой.

Западное Забайкалье известно как область раннекаледонской консолидации с широким развитием палеозойских гранитоидов, обычно относимых по традиции к одному сложному комплексу, называемо-

му джидинским (Е.Н.Смолянский, 1964; П.И.Налетов, 1962 и др.)¹⁾. В последнее время всю эту сложную и малоизученную группу разновозрастных палеозойских интрузий принято относить к проявлениям раннекаледонского магматизма (Ю.В.Комаров, 1972 и др.)²⁾.

В геологическом развитии Западного Забайкалья довольно четко устанавливаются два крупных этапа: раннепалеозойский геосинклинальный этап и этап мезозойской тектоно-магматической активизации. По данным разных исследователей с конца раннего палеозоя Западно-Забайкальский регион представлял собой, таким образом, устойчивую область, которая оставалась кратоном в течение среднего и верхнего палеозоя.

Полученные нами в результате исследований данные свидетельствуют, однако, о неоднократном проявлении здесь гранитоидного магматизма в течение палеозойского времени. Исследования, проведенные в Западном Забайкалье и охватывающие Джидинскую и Селенгинскую зоны, включая бассейн среднего и верхнего течения р.Джиды, а также хребты Боргой, Монстой и Цаган-Дабан, показали, что выделяемый в Западном Забайкалье палеозойский джидинский комплекс объединяет в своем объеме несколько разновозрастных и самостоятельных в формационном отношении гранитоидных ассоциаций. К батолитовой формации раннего палеозоя может быть отнесена при этом лишь самая древняя ассоциация гранодиорит-тоналит-диоритового ряда. Относящиеся к ней гранитоидные плутоны практически не выходят за пределы Джидинской структурно-формационной зоны и часто пространственно ассоциируют здесь с телами более молодых палеозойских гранитоидных интрузий сиенит-гранит-граносиенитового ряда. Восточнее, в пределах Селенгинской зоны, развитые там гранитоидные плутоны являются почти исключительно представителями более молодых палеозойских (и отчасти мезозойских) комплексов.

Джидинская зона, характеризующаяся проявлением раннепалеозойского гранитоидного магматизма, является юго-западной ветвью

¹⁾ Смолянский Е.Н. В кн.: Геология СССР. т.35. 1964. Налетов П.И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. 1962.

²⁾ Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. 1972.

Западно-Забайкальской эвгеосинклинальной области и представляет собой синклиналию, сложенный вулканогенно-осадочными нижнекембрийскими и более молодыми флишеидными отложениями условного среднего или верхнего кембрия общей мощностью в 10-15 км. Отложения среднего и верхнего палеозоя в районе неизвестны. В восточном и западном обрамлении синклиналии обнажаются докембрийские кристаллические сланцы и мраморы. Все эти отложения прорваны разновозрастными интрузивными образованиями, которые составляют определенный возрастной ряд интрузивных формаций.

Палеозойские интрузивные ассоциации, следующие во времени после гипербазитов, часто образуют здесь сложные полихронные плутоны. Специальные петрографические исследования их практически никем не проводились. Для детального изучения их нами была выбрана западная часть Джидинской зоны в бассейне среднего и верхнего течения р.Джиды, где мезозойские интрузивные образования не имеют особо значительного развития и где наметившиеся палеозойские интрузивные формации выделяются достаточно четко.

Тела добазитовой базитовой формации большей частью приурочены здесь к полям развития диоритовых пород джидинского раннепалеозойского комплекса и представляют собой остатки массивов догранитной габбровой интрузии. Местами небольшие (не более 10 кв.км) самостоятельные массивы габбро прорывают отложения нижнего палеозоя. Все эти тела догранитных базитов образуют ориентированные в северо-западном направлении цепочки и группы тел. Прорыв ими наиболее молодых флишеидных толщ раннего палеозоя указывает на относительно небольшой временной разрыв между формированием раннепалеозойских гранитоидов и предшествующих им габбро. В то же время четко устанавливается формационная самостоятельность последних.

Первичные разности габбро представлены трахитоидными мезократовыми габбро-норитами, пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми габбро и оливинowymi и роговообманковыми габбро-норитами, сложенными лабрадором или битовнитом, азгитом, керсутитовой роговой обманкой, гиперстеном, оливином и рудным минералом. В единичных случаях встречаются роговообманковые диориты. В некоторых телах различаются признаки расслоенности и появляются более лейкократовые разности габбро вплоть до анортозитов.

Размеры реликтовых тел габбро обычно не превышают первых ки-

лометров. Вблизи контактов с гранитоидами в габбро всюду обнаруживаются явления перекристаллизации и метасоматоза с появлением новообразованных минералов, свойственных гранитоидам. Измененные габбро постепенно сменяются породами гранитоидного комплекса, в которых сохраняются многочисленные реликты первичных габбро.

Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что массивы габбровой формации имели до формирования гранитоидов батолитовой формации (джидинского комплекса) довольно широкое площадное развитие и наряду с вулканитами нижнего кембрия позднее послужили субстратом при образовании гранитоидных плутонов. Весьма сходные явления преобразования догранитных базитовых пород наблюдались нами в близких по составу гранитоидных раннепалеозойских плутонах Кузнецкого Алатау [91].

Гранодиорит-тоналит-диоритовые массивы раннепалеозойской батолитовой формации, выделенной нами в джидинский комплекс, обычно представляют собой в данном районе фрагменты бывших крупных плутонов, прорванных молодыми гранитоидами. Эти массивы, площадь не менее 150-200 кв. км каждый, прорывают все смятые в складки нижнепалеозойские толщи, перекрываясь вулканитами раннего мезозоя, и размещаются главным образом в крыльях Джидинского синклинория (Купчинский, Шараазаргинский, Модонкульский, Улейгчинский и другие).

Как более четко устанавливается в западной части района, раннепалеозойские гранитоидные массивы имеют сложное зональное строение с развитием более основных пород в краевых частях тел. Гранитоиды варьируют по составу от кварцевых диоритов до гранодиоритов и существенно плагиоклазовых гранитов. Биотит-роговообманковые кварцевые диориты обычно занимают не менее 60-80% от площади массивов. В некоторых телах заметное развитие (30-40%) получают роговообманково-биотитовые и биотитовые тоналиты. Гранодиориты обычно встречаются значительно реже (чаще всего не более 10-15%). Небольшую роль играют граниты. Гранитоиды с щелочным уклоном не имеют в составе данной формации какого-либо заметного развития. Породы, имеющие состав диоритов, обычно распространены по периферии массивов и всюду представляют собой перекристаллизованные и метасоматически-преобразованные боковые породы. Отличительными чертами гранитоидов являются их относи -

тельная меланократовость, существенно плагиоклазовый состав (50–75% плагиоклаза) и отсутствие или очень низкие (обычно не более 20%) содержания калишпата. В петрохимическом отношении это выражается в сугубо натровом уклоне щелочности ($n = 75-88$) и сравнительно высоких значениях "с" (4–6) и "b'" (7–15).

Изученные гранитоидные массивы распадаются на две группы. К первой, и основной, группе принадлежат крупные массивы, являющиеся главным образом частями когда-то единого, протяженного плутона, имеющего юго-западное продолжение на территории соседней Монголии (Купчинский, Модонкульский, Шарвазаргинский). Они разделяются между собой рвущими их интрузивами более поздней гранит-граносиенитовой формации и телами мезозойских гранитов и залегают главным образом в вулканогенных толщах. Гранитоиды содержат многочисленные неперемещенные останцы и реликтовые включения метасоматизированных габбро и диоритизированных вулканогенных нижнекембрийских пород и характеризуются большим развитием реликтовых бластических микроструктур. Намечается зональное строение плутонов с развитием от краевых частей к центральным сначала различных меланократовых диоритизированных исходных пород, затем кварцевых диоритов и тоналитов, в меньшей степени гранодиоритов и гранитов. Все эти породы очень неоднородны, содержат много реликтовых включений и связаны с метасоматизированными боковыми породами постепенными переходами. Гнейсовидность гранитоидов наследует или элементы залегания вулканогенных пород ($330-340^{\circ}\text{C}$) или элементы трахитоидности бывших габбро (0–50°СВ). Для данных массивов часто устанавливаются, таким образом, признаки автохтонности. Вместе с гомогенными магматическими образованиями являются при этом лишь тоналиты, гранодиориты и граниты. К поздним магматическим проявлениям относятся единичные жилы аплитовидных лейкократовых гранитов, реже гранит-пегматитов.

Ко второй группе гранитоидных тел относятся сравнительно мелкие (10–75 кв. км) диорит-гранодиорит-тоналитовые тела (Дархин-туйский, Барунгольский и другие), размещающиеся ближе к троговой части синклинория и прорывающие главным образом флишеидные толщи. Эти массивы характеризуются значительно более простым строением. Породы главной фации представлены тоналитами и местами гранодиоритами. В эндоконтактах развиты мелкозернистые порфиритовидные кварцевые диориты. В краевых частях некоторых массивов

встречаются довольно многочисленные и маломощные дайки дополнительных инъекций лейкократовых аплитовидных гранитов и микропегматитов. Изредка присутствуют дайки кварцевых диорит-порфиритов. Особенности вещественного состава пород (минеральный и петрохимический составы, характер микроструктур и т.д.) четко повторяют все главные черты гранитоидов крупных плутонов. Отличительные особенности описываемых тел — выдержанность гранитоидов по составу и структурам, массивные текстуры, редкое присутствие ксенолитов боковых пород и слабые изменения вмещающих толщ. Все это позволяет уверенно говорить о том, что Барунгольский, Дархинский и другие массивы относятся к интродуцированным телам гранодиорит-тоналит-диоритовой формации.

Существенную важность имело изучение расположенного на крайнем западе района Купчинского гранитоидного плутона. Благодаря присутствию в его гранодиоритовых разностях характерных порфиробласт позднемагматического калишпата и интенсивному катаклазу пород плутон послужил в свое время прототипом для выделения в Западном Забайкалье особого нашитуйского комплекса (П.И.Налетов, 1962). Исследования, выполненные в восточной половине Купчинского плутона, позволили прийти к выводу о том, что данный плутон, как и прочие рассмотренные выше массивы, должен быть отнесен к раннепалеозойскому джидинскому комплексу.

Формирование раннепалеозойской гранодиорит-тоналит-диоритовой формации связано во времени с консолидацией Джидинской структурно-формационной зоны. Названная формация принадлежит к проявлениям сининверсионного гранитоидного магматизма, к типу батолитовых формаций пестрого состава (по Ю.А.Кузнецову, 1964, 1967)¹⁾

К ближайшим формационным и возрастным аналогом батолитовой формации Джидинской зоны относятся гранитоидные ассоциации тохтогеншилльского и тэлминского комплексов Северной Монголии и таннуольского комплекса Восточной Тувы. Сходство между ними выражается в близкой геологической обстановке, в одинаковом "наборе" и петрографическом составе пород и в тождестве соответствующих петрохимических параметров главных групп гранитоидов и объясняется, как видно, единством раннепалеозойской геологической истории Джидинской и Тувино-Монгольской зон ранних каледонид.

¹⁾ Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. 1964.

Кузнецов Ю.А. Геология и геофизика, 1967, № 10.

Батолитовая формация Джидинской зоны очень хорошо параллелизуется также с изучавшейся нами ранее батолитовой гранитоидной формацией Кузнецкого Алатау и особенно близка к мартэйнскому и тельбесскому комплексам западного склона Кузнецкого Алатау. В то же время при всем очень большом сходстве геологических черт и вещественного состава для западнобайкальской формации намечаются и некоторые особенности, в том числе такие, как а) очень слабое развитие гранитоидов с щелочным уклоном, и б) существование явно интродуцированных, несколько более поздних тел тоналитов и кварцевых диоритов.

Ассоциирующие с батолитовой формацией более молодые палеозойские интрузивы гранит-граносиенитовой ассоциации (Дабанский, Инкурский, Зиминский, Шабартайский и другие массивы) обнаруживают отчетливую формационную и возрастную самостоятельность. Об этом свидетельствуют особая структурно-тектоническая позиция и форма гранитоидных тел, характер взаимоотношений их с вмещающими толщами и раннепалеозойскими гранитоидами и, наконец, специфика вещественного состава пород. Невозможность объединения их (как это принято разными авторами) вместе с массивами гранодиорит-тоналит-диоритового ряда в составе одной формации наглядно доказывается и очень четкими различиями их петрохимических черт. Палеозойская гранит-граносиенитовая ассоциация (дабанский комплекс) более всего соответствует типу субвулканических гранитоидных формаций (по Ю.А.Кузнецову, 1964, 1970)¹⁾ и принадлежит к проявлениям среднепалеозойского (?) сводово-глыбового гранитоидного магматизма.

Намечающийся в районе позднепалеозойский комплекс лейкократовых гранитов развит главным образом в восточной половине района и относится к еще более молодым магматическим образованиям.

Более подробно формационные особенности раннепалеозойской батолитовой формации и ассоциирующих с нею палеозойских магматических образований Юго-западного Забайкалья рассмотрены в нескольких статьях [42, 40, 41].

Изучение условий образования гранитоидных батолитовых формаций Алтая проводилось на примере гранодиоритового Нарымского массива в Южном Алтае и гранодиорит-тоналитовых плутонов, располо-

1) Кузнецов Ю.А. Геология и геофизика, 1970, № 9.

женных в Северо-Западном и Центральном Алтае. Исследовались два аспекта проблемы: соотношения между химическими составами гранитоидов и вмещающих пород [I] и изменения вмещающих пород в контактовых ореолах [2,3, I25, I26, I32, I34, I35, I36].

Для сравнения химических составов гранитоидов и вмещающих пород был проведен силикатный квантометрический и количественный спектральный анализ 124 проб. Силикатные анализы были пересчитаны на "сухую" породу и обработаны по методикам математической статистики, в результате чего для гранитоидов и вмещающих пород каждого района были определены средние содержания компонентов и их стандартные отклонения. Сравнение составов пород и оценка достоверности различий при помощи t - критерия Стьюдента показали, что значимые изменения содержаний компонентов вмещающих пород от района к району не сопровождаются соответствующими значимыми изменениями содержаний компонентов гранитоидов. Более того, в некоторых случаях изменение содержания компонентов вмещающих пород от района к району сопровождается противоположно направленным изменением содержания этого компонента в гранитоидах. На этом основании было высказано предположение о том, что состав магматических пород батолитовых гранитоидных формаций Алтая не зависит от особенностей состава вмещающих их пород, а определяется, очевидно, факторами эндогенного характера.

Изменения вмещающих пород, связанные с массивами батолитовых формаций Алтая, происходят в пределах контактовых ореолов, ширина которых в большинстве случаев бывает равной 1-3 км. Существенно, что ширина ореолов не проявляет явной зависимости от размеров гранитоидных плутонов и от наклона их контактовых поверхностей.

Контактовое воздействие гранитоидов на вмещающие толщи привело к возникновению зональных метаморфических комплексов, состав которых в первую очередь зависит от состава исходных пород. В пелитовых породах во внешних частях ореолов располагаются биотитовые роговики, в которых при приближении к контактам массивов появляется кордиерит. В минеральные ассоциации роговиков входят кварц, калишпат, биотит, кордиерит, плагиоклаз и магнетит, к которым в непосредственной близости к контактам плутонов добавляются минералы, знаменующие своим появлением самую высо-

кую степень контактовых преобразований. Вблизи гранодиорит-тоналитовых массивов Северо-Западного и Центрального Алтая это — роговая обманка, а около гранодиоритов Нарыма — андалузит, силлиманит и иногда гранат.

Для выяснения химических особенностей контактового метаморфизма, связанного с батолитовыми формациями Алтая, было произведено сравнение химического состава неизмененных вмещающих пород с составом возникших за их счет роговиков. После проведения силикатного квантометрического и количественного спектрального анализа 199 проб и обработки полученных результатов методами математической статистики было установлено, что в Центральном Алтае образование роговиков было изохимическим процессом, а в Северо-Западном и Южном Алтае оно сопровождалось метасоматозом, который привел к базификации вмещающих пород.

В ближайшем экзоконтакте, в зоне шириной от нескольких метров до нескольких десятков метров роговики подвергаются дальнейшим изменениям, в результате которых в них появляются кварцевые жилы с зональными оторочками и жилы, сложенные олигоклазовым аплитом.

Кварцевые жилы, мощность которых может достигать 30–40 см, сформировались путем последовательного метасоматического преобразования роговиков, причем в полном виде последовательность замещения одних характерных минералов другими сводится к следующему ряду: биотит → роговая обманка → актинолит → эпидот → гранат → кварц.

Зональные кварцевые жилы подвергаются воздействию со стороны гранитоидного расплава. В них можно обнаружить секущие гранитоидные жилки, а иногда гранитоидные апофизы пересекают их со смещением. Кроме того, в непосредственном эндоконтакте можно обнаружить кварцевые жилы, расчлененные вместе с роговиками на отдельные блоки и корродированные гранитоидным материалом, а во внутренних частях массивов есть ксенолиты преобразованных роговиков с кварцевыми жилами, которые срезаются границами ксенолитов и не проникают в гранитоиды.

Эти соотношения свидетельствуют о формировании зональных кварцевых жил в магматическую стадию становления гранитоидных плутонов, причем активное воздействие гранитоидного материала на жилы и наличие ксенолитов жил во внутренних частях массивов

позволяет утверждать, что жилы возникли в прогрессивную стадию образования плутонов.

Такое же геологическое положение занимают и тела олигоклазовых аплитов, появление которых связано с процессом мигматизации роговиков. Наиболее удаленные от гранитоидов мигматиты имеют жилковатую, или флоритовую текстуру, а по мере приближения к контактам они переходят в мигматиты со слоистой, или строматитовой текстурой. Как разновидность жилковатых мигматитов могут быть выделены птигматитовые жилки.

Мигматиты формировались метасоматическим путем под воздействием растворов, выделявшихся из гранитоидного расплава и мигрировавших через роговики по ослабленным тектоническим направлениям, которыми являлись плоскости сланцеватости и сдвиговые зоны, представленные полосами кулисообразно расположенных трещин отрыва.

Наличие реликтов мигматитов среди гранитоидов, которые расчленяют и замещают и роговики, и олигоклазовые аплиты, свидетельствуют о том, что и эти продукты контактовых изменений формировались в прогрессивную стадию образования гранитоидных батолитовых массивов Алтая.

В породах карбонатного состава воздействие гранитоидных плутонов проявляется в мраморизации и формировании скарнов магматической стадии. Так, на контактах Усть-Чуйского массива в Центральном Алтае возникли скарны, сложенные авгитом и битовнитом. Контакты скарнов с гранитоидами резкие, минералы гранитоидов у контактов не изменены, а скарны к тому же пересекаются жилками неизмененных гранитоидных пород неустойчивого состава. В некоторых случаях блоки скарнов, отчлененные гранитоидными жилками, преобразуются в породы, имеющие облик меланократового роговообманкового диорита.

В заключение следует подчеркнуть два момента, характерных для процессов контактового изменения в ореолах гранитоидных батолитов Алтая. Первый из них заключается в том, что все вышеупомянутые преобразования вмещающих пород происходят в прогрессивную стадию формирования массивов, когда магматическая камера последовательно и постепенно увеличивалась в результате замещения окружающих её толщ.

Второй важной особенностью контактовых изменений является

то, что они во многих случаях сопровождаются изменениями химического состава, протекающими в два этапа, в первый из которых может происходить привнос мафических компонентов и базификация вмещающих пород, а во второй, проявляющийся уже в ближайшем экзоконтакте, в метаморфизируемых породах увеличивается содержание кремнезема и щелочей.

Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, В.И.Богнибов
ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ
ОБЛАСТИ

В разработке этого раздела темы участвовали Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, В.И.Богнибов, П.А.Балькин и в самом начале, до 1972 г. Г.С.Федосеев. Исследованиями охвачены раннепалеозойские базитовые интрузивные формации ранних каледонид (салаирид) Алтае-Саянской складчатой области, причем преимущественно восточного склона Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна - районов наиболее широкого проявления базитовых интрузий раннего палеозоя.

Изучение базитовых интрузий каледонской части Алтае-Саянской складчатой области свидетельствует о широкой распространенности и большом петрографическом разнообразии габброидных формаций собственно геосинклинального этапа её развития. Наряду с хорошо известными габбро-диорит-диабазовыми субвулканическими интрузиями, ассоциирующими с раннегеосинклинальными базитовыми вулканическими формациями, выявлена и исследована обширная группа раннепалеозойских в различной степени дифференцированных, часто расслоенных, габбровых плутонов, сформированных в самом начале общей инверсии в развитии каледонид и предшествующих таким образом массовому гранитоидному магматизму этой стадии. Эти интрузии широко варьируют по петрографическому составу, характеру дифференциации и рудоносности. Помимо ранее известных габбро-пироксенит-дунитовой (перидотит-пироксенит-габбро-норитовой) и сиенит-габбровой формаций выявлены и изучены другие виды раннепалеозойских дифференцированных габбровых массивов: пироксенит-габбровый, габбро-норит-диоритовый и габбро-диорит-монцитонитовый. Эти массивы исследованы в областях наиболее широкого их развития, к которым относятся каледонские структуры Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Результа-

ты исследований изложены в ряде монографий и статей [106, 112, 80, 23, 79, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 107, 108, 109, 113, 114, 115]. В публикациях детально рассмотрены состав, строение, характер дифференцированности и рудоносности отдельных расслоенных массивов, приводится большой аналитический материал, позволивший дать не только качественную, но и количественную оценку состава различных дифференцированных серий, произведена типизация габброидных интрузий разного состава. Сравнительный анализ данных, полученных в результате этих и более ранних исследований, позволяет выделить следующие типы раннепалеозойских дифференцированных габброидных массивов каледонид Алтае-Саянской области.

I. Перидотит-пироксенит-габбро-норитовые массивы, выделенные и описанные И.М.Волоховым и В.М.Ивановым в составе габбро-пироксенит-дунитовой формации в Кузнецком Алатау, Западном и Восточном Саянах, представляют собой дискордантные однофазные плутоны воронкообразной, реже желобовидной, линзо- и сидлообразной формы. Они проявляются преимущественно в раннекаледонских эвгросинклинальных зонах в связи с краевыми глубинными разломами, отграничивающими эти зоны от более жестких структур ранней консолидации. Главнейшей их особенностью является четко выраженное ритмически-расслоенное внутреннее строение, обусловленное чередованием пироксенитов, перидотитов и разнообразных габброидов (роговообманковых габбро и габбро-норитов, оливиновых габбро, алливалитов, эвкритов, анортозитов, габбро-диоритов и диоритов, включающих кварцевые, близкие к тоналитам разновидности). Явно преобладают габброиды, причем прежде всего - роговообманковые габбро и габбро-нориты, пироксениты и особенно перидотиты играют подчиненную роль. С учетом этих соотношений ассоциация в целом может быть названа перидотит-пироксенит-габбро-норитовой.

К особенностям минерального состава пород массивов относится высокая магнезиальность химических минералов, высокая основность плагиоклаза и присутствие, вместе с тем, в составе породообразующих минералов амфибола, кварца и биотита. Среди акцессорных рудных минералов преобладают магнетит и сульфидные минералы пентландит-халькопирит-пирротиновой ассоциации, титаномagnetит и ильменит не характерны, либо встречаются в очень небольших, резко подчиненных количествах.

По химизму ассоциация в целом отвечает крайним щелочно-зе -

мельным типам базальтоидных серий. Четко обозначены две линии в изменении состава: главная – диоритовая и дополнительная – анортозитовая. В составе фемической группы окислов преобладает MgO . Содержание никеля, кобальта, и хрома обычно превышает кларковые. Количества же TiO_2 малы и не выходят, как правило, за пределы 1%, устойчиво низки содержания P_2O_5 . По всем этим показателям породы перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации достаточно четко отличаются от пород других типов габброидных ассоциаций.

2. Сиенит-габбровые массивы распространены в раннекаледонских структурах Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна достаточно широко и описывались в составе патынско-культайгинского и кизирского комплексов многими исследователями (А.Д.Шелковников, 1961; А.П.Лебедев, О.А.Богатиков, 1963; С.С.Ильенок, 1964; В.Н. Довгаль, 1968; 1972; А.П.Кривенко, 1971, 1972; Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, Д.М.Орлов и др., 1974)¹⁾. Первоначально они относились к девонским образованиям эпохи среднепалеозойской активизации каледонид и считались интрузивными эквивалентами девонской трахибазальтовой формации Минусинского прогиба. Позднее появились данные, свидетельствующие о раннепалеозойском возрасте ряда габброидных массивов этого типа. При этом установлено, что и приурочены сиенит-габбровые массивы не к девонским структурам, а к относительно стабильным участкам каледонид – срединным массивам и внутригеосинклинальным поднятиям, оформившимся в начале палеозоя.

¹⁾ А.Д.Шелковников. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып.2, 1961. А.П.Лебедев, О.А.Богатиков. Петрология Кизирского габбро-сиенитового плутона (Восточный Саян), 1963. С.С.Ильенок. Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории, 1964. В.Н.Довгаль. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация Центральной части Алтае-Саянской складчатой области, 1968. В.Н.Довгаль, В.А.Широких, Л.В.Алабин. Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород, 1972. А.П.Кривенко. Магматические формации Сибири и Дальнего Востока, 1971. А.П.Кривенко. Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау, 1972. Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, Д.М.Орлов, Г.С.Федосеев, П.А.Балыкин. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна, 1974.

Массивы представляют собой изометричные или вытянутые в плане штокообразные (иногда воронкообразные) тела. Планпараллельные текстуры и полосчатость в габброидах имеют закономерную ориентировку, подчеркивая чашеобразную внутреннюю структуру массивов. Характерна тесная пространственная сопряженность пород основного и щелочного состава. Во многих случаях сиениты вписываются в контуры массивов, залегая согласно с директивными структурами габбро. Иногда между габбро и сиенитами устанавливаются постепенные переходы, причем в ряде случаев в тех и других прослеживаются общие тенденции в изменении составов породообразующих минералов, свойственные единым дифференцированным магматическим сериям. Вместе с тем в некоторых массивах выявляются фазовые отношения между этими породами с прорыванием габброидов сиенитами.

Габброидная группа пород представлена в массивах этого типа габбро и оливиновыми габбро, содержащими, как правило, титанистый авгит, керсутит и, иногда, биотит. Постоянной, причем существенной составной их частью являются титаномagnetит и ильменит, количество которых достигает в отдельных случаях 15%. Кроме того среди габброидов встречаются троктолиты, амфиболовые (керсутитовые) габбро, лейкогаббро, анортозиты, меланократовые разности, приближающиеся к плагиоклазовым верлитам и клинопироксенитам, обогащенные титаномagnetитом и ильменитом.

Сиениты характеризуются натровым уклоном. Полевые шпаты в них имеют как правило пертитовое строение и отвечают по составу анортоклазу. Темноцветные минералы представлены клинопироксеном, гастингситом и биотитом, иногда встречается высокожелезистый оливин, близкий к фаялиту.

Породообразующие минералы меняются по составу в широком диапазоне. Полевые шпаты образуют ряд от битовнита до анортоклаза. Оливины характеризуются в целом повышенной железистостью, меняющейся от 25% до 65% (до фаялита - в сиенитах). Пироксены габброидной группы пород относятся к титанистому авгиту, в сиенитах они обладают меньшими содержаниями титана и глинозема, но более высокой железистостью, достигающей 50-60%. Амфиболы образуют закономерно меняющийся по составу ряд от керсутита в габбро до феррогастингсита в сиенитах. Вместе с тем, исследования пироксенов в породах сиенит-габбровых массивов [85] свидетельствуют о не-

существенной роли кристаллизационной дифференциации в происхождении сиенитов, а также показывают несостоятельность представлений об ультраосновных породах типа ямаскитов как о ранних дифференциатах габбровой магмы.

Наиболее характерной чертой химизма габброидов сиенит-габбровых массивов является повышенная их щелочность, а также относительно высокие содержания в них TiO_2 , P_2O_5 , что отличает данную ассоциацию от предшествующей перидотит-пироксенит-габброноритовой. В целом породы ассоциации отвечают по петрохимическим свойствам субщелочным базальтоидным сериям типа Этны.

3. Пироксенит-габбровые массивы, очень близкие в базитовой части к предыдущим, сиенит-габбровым, но лишены сиенитов, выявлены и исследованы на примере массивов горы Осередок и Падунского в Кизир-Казырском междуречье северо-западной, каледонской части Восточного Саяна [107, 108, 112, 113, 114, 115]. Они характеризуются концентрически-зональным, расслоенным внутренним строением, с относительно пологими ($40-60^\circ$) падениями к центру массивов слоистых (полосчатых) и трахитоидных структур в габбро и крутыми (близкими к вертикальным) контактами с вмещающими породами. В составе слагающих пород преобладают габбро, причем прежде всего оливиновые их разновидности, варьирующие по меланократовости от лейкогаббро до троктолитов и даже габбро-перидотитов. В Падунском массиве кроме того встречаются пироксен-роговообманковые габбро и габбро-нориты, а в периферической зоне Осередка - керсутит- и биотитсодержащие габбро. Ультраосновные породы, представленные в основном клинопироксенитами и в меньшей степени верлитами, составляют около 15% площади массива Осередок и около 30% Падунского интрузива. Они многократно чередуются с габброидами, выступая в качестве крайних голомеланократовых членов дифференцированных серий макро- и микроритмов.

Минеральные особенности пород достаточно устойчивы. Основность плагиоклазов в подавляющем большинстве случаев отвечает лабрадору № 50-60, битовнитовые разновидности составляют не более 10%, а плагиоклазы средней основности - около 5%. Темноцветные минералы представлены преимущественно оливином и клинопироксеном, в меньшей мере - гиперстеном, биотитом и бурой роговой обманкой, близкой к керсутиту. Клинопироксен-титанистый авгит содержит по данным химических анализов в общем случае 1,20-2,70%,

а в некоторых разностях верлитов - 4,43% TiO_2 . Железистость оливинов меняется в пределах 20-45% в зависимости от изменения основности пород. В составе рудных аксессуаров, как и в сиенит-габбровых массивах, резко преобладают титаномагнетит и ильменит, суммарные содержания которых обычно составляют 2-3%, но иногда достигают 15% и более. Рудные, титаномагнетитовые габбро ассоциируют с обогащенными апатитом разностями габбро и пироксенитов, содержащими в отдельных случаях до 10% и более апатита. В несравненно меньших количествах встречаются сульфиды - пирит, халькопирит, пирротин и петландит, образующие вместе с тем несколько повышенные локальные концентрации. В верлитах Осередка обнаружены хромшпинелиды.

По химическому составу габброиды очень близки к базитам сиенит-габбровой ассоциации и существенно отличаются от пород перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов. Они, как и базиты сиенит-габбровых массивов, обладают несколько повышенной щелочностью, располагаясь на правой плоскости диаграммы А.Н.Заверицкого в общем правее вариационной линии пород перидотит-пироксенит-габбро-норитовой ассоциации. Кроме того они характеризуются сравнительно небольшой магниезиальностью и, соответственно, высокой железистостью и известковистостью фемических минералов. Обращает на себя внимание в целом высокая титанистость пород. Средние содержания TiO_2 , как в габбро, так и в ультрабазитах, составляют около 2%, т.е. полностью соответствуют средним содержаниям этого компонента в породах сиенит-габбровых интрузивов и более чем вдвое превосходят средние его количества в габбро и ультрабазитах массивов перидотит-пироксенит-габбро-норитового типа. Столь же характерна высокая концентрация фосфора. Средние содержания P_2O_5 в породах пироксенит-габбровых массивов, как и сиенит-габбровых, на целый порядок выше средних его содержаний в ультраосновных и основных породах перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации.

4. Габбро-норит-диоритовые массивы распространены в центральной части Алтае-Саянской области достаточно широко. Среди них выделяются две разновидности: существенно дифференцированные с элементами расслоенности массивы и слабо дифференцированные габбро-норитовые и норит-диоритовые интрузивы, встречающиеся обычно в ассоциации с более поздними и крупными гранитоидны-

ми плутонами, под воздействием которых они изменяются и частично уничтожаются. К первым относятся в разной степени дифференцированные габбро-норит-диоритовые массивы (Демер-Тайгинский, Соругский, Великий и др.) зоны сопряжения юго-восточной части Кизир-Казырского раннекаледонского прогиба со структурами протерозойской консолидации Протеросаяна, ряд массивов (Канатикский, Базыбайский, Поповский, Китатские и др.) района Базыбайского выступа фундамента той же Кизир-Казырской структуры, а также габброидные массивы рыбинского комплекса в Кузнецком Алатау. Вторые находятся вместе с преобразующими их раннепалеозойскими гранитоидами в собственно раннекаледонских структурах в пределах крупных внутригеосинклинальных поднятий (интрагеоэпиклиналей).

Первая разновидность исследована преимущественно на примерах Канатикского и Демер-Тайгинского массива [112]. Канатикский интрузив, имеющий форму изометричного концентрически-зонального, грубо расслоенного интрузивного тела с чащеобразной внутренней структурой, сложен преимущественно двупироксеновыми, иногда оливинсодержащими диоритами (71%). Более основные разности пород: двупироксеновые и оливинсодержащие габбро-диориты, норит-диориты, габбро-нориты и оливиновые габбро, приближающиеся иногда по меланократовости к габбро-перидотитам и габбро-пироксенитам, слагают маломощные, согласные с трахитоидностью и первично-магматической полосчатостью в массиве линзы, составляющие в общей сложности около 29% его площади. В Демер-Тайгинском интрузиве преобладают двупироксеновые габбро-диориты и габбро-нориты, диориты с плагиоклазом № 35-45 слагают не более 25% его площади, в резко подчиненных количествах встречаются пироксениты. В массивах рыбинского комплекса (Кузнецкий Алатау) наряду с габбро и габбро-норитами обнаруживаются единичные мелкие обособления не только пироксенитов, но и перидотитов (лерцолитов). В то же время в ряде массивов Кизир-Казырского прогиба (Базыбайском, Валинском, Верхнекитатском и др.) резко преобладают двупироксеновые диориты и норит-диориты, тогда как более основные разности пород: габбро-диориты, габбро-нориты и габбро, крайне редки.

Минеральные особенности пород ассоциации состоят в следующем. Плагиоклазы характеризуются в целом невысокой основностью

(преимущественно № 46-50). Весьма характерным, сквозным минералом является гиперстен, железистость которого закономерно возрастает по мере уменьшения основности пород. В Демер-Тайгинском массиве железистость гиперстена меняется от 33-34% - в битовни-товых габбро-норитах до 37-38% - в двупироксеновых диоритах. В Канатикском интрузиве она составляет соответственно около 28% - в оливиновых габбро и 39-42% - в диоритах. Оливины также характеризуются относительно высокой железистостью: в Демер-Тайгинском массиве фаялитовая составляющая в оливинах достигает 53%, а в Канатикском - 20-40% - в габброидах и 40-60% - в диоритах. Среди клинопироксенов встречается титанистая разновидность авгита, почти постоянно присутствует биотит. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом, количество которых иногда достигает 10% и более.

Ассоциирующие с гранитоидами относительно слабо дифференцированные габбро-норитовые и диоритовые интрузии представлены небольшими, однородного строения и состава трещинными и штокообразными телами, приуроченными к разломам. В их сложении преимущественную роль играют габбро и габбро-нориты, среди которых встречаются лейкократовые и меланократовые разновидности, приближающиеся соответственно к анортозитовым габбро и габбро-пироксенитам. Нередко обнаруживаются оливиновые габбро и практически постоянно-двупироксеновые и пироксен-роговообманковые габбро-диориты и диориты. Двупироксеновые диориты иногда слагают самостоятельные массивы, разобщенные с габбро-норитовыми. Среди диоритов много кварцевых и амфиболовых разновидностей, значительная часть которых образована под воздействием на габброиды более поздних гранитов.

По химическому составу габбро-норит-диоритовая ассоциация отвечает лейкократовым вариантам щелочно-земельных базальтоидных серий. Породы в целом отклоняются от стандартных базальтоидов в сторону относительно более кислых, обогащенных кремнеземом разновидностей. В ряде массивов устанавливается повышенная общая щелочность и титанистость габбросидов.

5. Габбро-диорит-монцонитовые массивы распространены в пределах крупного и сложного Батеневского внутригеосинклинального поднятия (Кузнецкий Алатау), где объединяются в широко известный котлахский интрузивный комплекс. Исследованиями 1971-1975 г.г.

установлено, что в области Батеневской структуры число габбро-вых и диорит-монцонитовых интрузивов, которые могут быть отнесены к колтахскому комплексу, весьма велико. Нередко они включаются в состав так называемой первой фазы раннепалеозойских гранитоидных комплексов. Выявлено значительно более широкое распространение и большее разнообразие, чем это представлялось ранее, диорит-монцонитовых интрузий, образующих в ряде случаев крупные автономные массивы, среди которых имеются нормальные по составу щелочно-земельные типы, а также ассоциации повышенной щелочности, включающие в ряде случаев нефелинсодержащие породы.

Среди интрузий колтахского комплекса наиболее типичными считаются сложные массивы, состоящие из двух последовательных фаз внедрения: собственно габбровой и обычно доминирующей диорит-монцонитовой. Вместе с тем нередко встречаются обособленные хотя и близкие по месту нахождения сравнительно небольшие габбро-вые и более крупные диоритовые и диорит-монцонитовые интрузивы. Как в габбро-вых, так и в диорит-монцонитовых телах устанавливаются первично-магматические директивные структуры (трахитоидность и порфидность), отражающие воронкообразные либо чашеобразные формы массивов.

Петрографический состав массивов зависит от степени их дифференцированности и интенсивности метаморфических преобразований, связанных с формированием более поздних гранитов. В наиболее дифференцированных собственно габбро-вых интрузивах первой фазы колтахского комплекса преобладают меланократовые оливиновые габбро, в парагенезисе с которыми находятся безоливиновые габбро и лейкогаббро, а в качестве крайних дифференциатов — небольшие количества габбро-перидотитов, пироксенитов и энортзитов. В ряде массивов широко распространены рогаобманковые габбро. В сложении диоритоидных интрузивов второй фазы участвуют биотит-пироксеновые диорит-монцониты, среди которых имеются оливиновые и гиперстенсодержащие разновидности, а в ряде случаев — монцониты. Встречаются массивы, в которых преобладают биотитсодержащие дупироксеновые диориты, ассоциирующие с габбро-диоритами, сиенито-диоритами и монцонитами, включая кварцевые их разновидности. В верховьях рек Бискамжи и Аскиза, в южной части Уйбатского гранитоидного плутона, выявлен крупный интрузив оливин-авгит-биотитовых эссекситов и диоритов, в котором встречаются и

щелочные породы типа нефелинсодержащих эссекситов.

Для габброидов когтахского комплекса свойственна в общем высокая основность плагиоклазов (75–90% An) и повышенная меланократовость. Пироксены представлены в них авгитом, иногда титанистым. Оливины содержат около 25% Fa . Среди рудных минералов преобладают титаномагнетит и ильменит, содержания которых составляют в среднем 5%. Диоритоиды второй фазы характеризуются меньшей основностью плагиоклазов (обычно № 40–50, реже № 30–40). Калишпаты отвечают по свойствам ортоклаз- и микроклин-пертитам. Пироксены представлены авгитом и гиперстеном, в диорит-монцонитах Когтахского массива встречается оливин с 27% Fa . Рудные минералы, как и в габбро, представлены титаномагнетитом и ильменитом.

По химизму в когтахском комплексе выделяются две дискретные группы пород: габброиды и диорит-монцониты, отвечающие соответственно двум последовательным фазам его становления. Габброиды относятся к крайним известково-щелочным типам базальтоидов повышенной меланократовости. Диорит-монцониты характеризуются несколько повышенной щелочностью. Те и другие обладают повышенной титанистостью: средние содержания TiO_2 составляют в габброидах около 1,6%, а в диоритоидах – примерно 1,2%. Вся ассоциация пород в целом относится к лейкобазальтоидным кали-натровым сериям повышенной щелочности.

Выявленные особенности различных видов дифференцированных габброидных массивов позволяют сделать некоторые общие выводы относительно возможной их типизации, формационной принадлежности и рудоносности.

Наиболее четко типизирована группа перидотит-пироксенит-габбро-норитовых массивов, принадлежащая к щелочно-земельным базальтоидным ассоциациям меланократового уклона. Она, по-видимому, может быть сопоставлена с формацией дифференцированных габбровых и норитовых интрузий древних платформ, отличаясь меньшими размерами и несколько иными формами проявления интрузивных тел.

Габбро-диорит-монцонитовые, сиенит-габбровые и близкие к ним, но лишенные сиенитов, пироксенит-габбровые массивы характеризуются в целом повышенной щелочностью, и, соответственно, ще-

лочным направлениям дифференциации. Они отвечают по составу производным оливин-базальтовых магм и сближаются по ряду признаков с базальтоидными формациями повышенной щелочности.

Габбро-норит-диоритовые и норит-диоритовые интрузии, обладающие в целом более кислым составом, отвечают щелочноземельным лейкобазальтоидным ассоциациям. Этот тип ассоциаций обнаруживает сходство с широко распространенными в орогенических областях так называемыми биотит-диоритовыми сериями, в состав которых входят габбро-нориты, биотитсодержащие пироксеновые и двупироксеновые диориты. По заключению выделившего такие серии Т. Барта они образуются за счет обогащенных кремнеземом, водой и глиноземом габбро-норитовых магм, близких по составу к толеитовым.

Весьма важным и интересным является то, что все эти типы габброидных интрузий проявились на территории алтае-саянских каледонид в раннепалеозойское время, в эпоху, предшествующую формированию гранитоидных батолитов инверсионной стадии, ибо в подавляющем своем большинстве прорываются этими гранитоидами. Намечаются некоторые различия в структурном их положении. Массивы перидотит-пироксенит-габбро-норитового типа тяготеют, как это уже отмечалось, к эвгеосинклинальным прогибам, располагаясь обычно в областях сопряжения этих прогибов с более жесткими блоками ранней консолидации. Сиенит-габбровые, пироксенит-габбровые и габбро-диорит-монцонитовые интрузии сосредоточены главным образом в областях крупных внутрисинклинальных поднятий, где они часто совмещены с раннепалеозойскими гранитоидами, а также вблизи выступов докембрийского фундамента и в шовных зонах, отчленяющих каледониды от структур протерозойской консолидации, включая примыкающие к каледонидам пограничные области байкалид. Размещение габбро-норит-диоритовых интрузий менее определенное. Сравнительно хорошо дифференцированные их варианты находятся, как и сиенит-габбровые массивы, в относительно стабильных структурах. Слабо дифференцированные габбро-норитовые интрузивы обнаруживаются обычно в более подвижных условиях линейных приразломных прогибов.

Не исключено, что габброидные интрузии рассмотренных типов несколько рассредоточены и во времени. Возрастные рамки определяются для них в широких пределах - от среднего кембрия до раннего ордовика, т.е. в промежутке между проявлениями в каледон-

скую эпоху раннегеосинклинального инициального магматизма и сининверсионного гранитоидного. Исходя из закономерностей размещения и особенностей состава разных типов массивов, можно предположить относительно ранний, приближенный к эпохе инициального магматизма возраст перидотит-пироксенит-габбро-норитовых интрузий и более позднее время проявления всех других разновидностей, повидимому, близких к началу развития сининверсионного гранитоидного магматизма.

В общем же по отношению к каледонидам рассмотренные габбровые массивы являются внутригеосинклинальными образованиями. Так постконсолидационные интрузии они выступают лишь в смежной с каледонидами области протерозойской складчатости. В пределах собственно каледонских структур они тяготеют к относительно жестким блокам, типе внутригеосинклинальных поднятий и выступов фундамента, оформившихся в раннем палеозое с началом тектонической дифференциации каледонид. Таким образом отнесение расслоенных габбровых плутонов исключительно к постконсолидационным стадиям развития подвижных зон нельзя признать правильным. Образования такого рода встречаются, как это следует из нашего и ряда других примеров складчатых областей, в условиях подвижных зон на разных стадиях их развития, включая и собственно геосинклинальные. Характерное для рассмотренных типов интрузий разнообразие состава и форм проявления свидетельствует о формировании их в широко дифференцированной тектонической обстановке, которая существовала на территории центральной части Алтае-Саянской области в геосинклинальную стадию развития каледонид, на рубеже собственно геосинклинального и орогенного этапов. Все это в значительной мере относится и к другим складчатым областям сложного строения, в которых вполне возможны и в ряде случаев уже описаны расслоенные базитовые массивы весьма разнообразного положения и состава.

Исследованные в каледонидах Алтае-Саянской области типы габброидных интрузий обладают различными металлогеническими особенностями. С целочко-земельными, мелкокрапового уклона ассоциациями перидотит-пироксенит-габбро-норитового типа сопряжена золь идио- и никелевая и платиноидная минерализация. Габбро-норит-пироксенитовые массивы и габброидные ассоциации повышенной щелочности отличаются в целом высокой титанистостью, однако характеризуются

ся разными тенденциями в накоплении рудных компонентов и, соответственно, различной продуктивностью в отношении титанового оруденения. Наиболее продуктивны по титану сиенит-габбровые и пироксенит-габбровые массивы, обладающие особенно четко выраженным щелочным уклоном в составе и направлении дифференциации. С ними устойчиво ассоциируют и весьма интересные рудопроявления апатита. С диоритоидными интрузиями габбро-диорит-монцитовой формации Кузнецкого Алатау связывается золотое оруденение.

Подробные сведения о результатах исследований по данному разделу содержатся в публикациях, приведенных в списке литературы по теме в целом. Ссылки на эти публикации сделаны во вступлении и далее по тексту при изложении основных положений работы.

И.М.Волохов

ИНТРУЗИВНЫЕ АССОЦИИ ИНИЦИАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА
САЛАИРИД АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ:
ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ
ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Кроме вулканической составляющей инициального магматизма, сформировавшей существенную часть разреза земной коры салаирид Алтае-Саянской области (в том числе, мощные отложения рифей-нижнекембрийских диабазовых и спилито-диабазовых, а также ниже-, средне- и верхнекембрийских диабазо-спилито-ортофирировых и им подобных вулканических формаций), в раннекаледонской эволюции области заметную роль сыграла и плутоническая составляющая этого магматизма, представленная субвулканическими, гип- и мезоабиссальными интрузивными габброидными ассоциациями, сформированными синхронно или с некоторым отставанием в развитии от вулканогенных формаций и явившимися, как правило, доорогенными, и во всяком случае предшествующими мощным процессам каледонского ба-толитового гранитообразования.

В составе габброидных ассоциаций выделяется, как минимум, четыре формационных типа магматических образований: 1) габбро-диорит-диабазовый, 2) габбро-пироксенитовый, 3) гипербазитовый и 4) габбро-пироксенит-дунитовый. Их краткая формационная характеристика сводится к следующему.

Габбро-диорит-диабазовая формация

Как самостоятельный формационный тип эта ассоциация была выделена Ю.А.Кузнецовым¹⁾. До него её проявления рассматривались вместе с ассоциациями вмещающих эффузивов²⁾. Представители формации довольно широко развиты в области. Главные их особенности общеизвестны и с большей или меньшей детальностью описаны в разное время по существу во всех районах развития ранних каледонид, в том числе, в Кузнецком Алатау³⁾, в Восточном Саяне⁴⁾, в Западном Саяне⁵⁾, на Салаире⁶⁾, в Туве⁷⁾ и т.д.

Тела формации обычно представлены сравнительно маломощными главным образом близповерхностными, отчасти переходными к гипабиссальным и гипабиссальными дайкообразными и межслойнными силло- и линзообразными интрузивными формами. Конкордантные их типы преимущественно развиты в случаях, когда их окружением являются слоистые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи; дискордантные наблюдаются на более глубоких фациальных уровнях, обычно среди толщ фундамента, подстилающих стратифицированные обра-

-
- 1) Ю.А.Кузнецов. Главные типы магматических формаций, 1964.
 - 2) Ю.А.Билибин. Металлогические провинции и металлогенические эпохи, 1955. Ф.Тернер, Дж.Ферхуген. Петрология изверженных и метаморфических пород, 1961.
 - 3) Е.И.Гореванов. Вестн. Зап.Сиб.геол.-разведочн.треста, в.1, 1934; В.А.Кузнецов. Мат-лы по геологии Зап.Сибири, № 10 (52), 1940; Д.И.Мусатов. Мат-лы по геологии и полезн.ископ.Красноярского края, в.1, 1961; В.Л.Хомичев. В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края, 1964; он же, Тр.СНИИГТимС, в.70, 1968, С.С.Ильенко. в кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области, 1965; О.И.Никонов. Докл. АН СССР, т.192, № 2, 1970, и др.
 - 4) А.Д.Шелковников. Мат-лы по геологии и полезн.ископ.Красноярского края, в.3, 1962; В.П.Зубкус, Е.А.Шнейдер, 1960; и др.
 - 5) А.Г.Сивов. Изв. Томск.политехн.ин-та, т.74, в.2, 1953; Ю.М. Коллеганов; 1970; С.С.Кумеев. Геология и геофизика, 1967, № 7, и др.
 - 6) А.Я.Буланников, Н.Н.Смирнова. Тр. Томск.Гос.-ун-та, т.96, 1939; П.Е.Казаков. В кн.: Новые данные по геологии и географии Куваласса и Алтай, 1969; и др.

зования. Внутреннее строение тех и других в общем не сложно. Большинство тел принадлежит к однофазным практически изотропным монофазальным типам; структура некоторых (главным образом более крупных плутонов) обнаруживает признаки магматического расчленения, обычно простого моноритмического по характеру.

Петрографический состав формации определяют габбро, габбро-диабазы, габбро-порфириды, диабазы, габбро-диориты, диорит-диабазы, диоритовые порфириды и т.п. Крайние члены этого ряда представлены а) в сапической части в основном щелочноземельными разностями, в том числе породами типа кварцевых диабазов и кварцевых диоритов, и отчасти субщелочными, типа эссексит-диабазов; б) в фемической — породами, переходными к горнблендитам и пироксенитам, в том числе к оливиновым и безоливиновым их разностям, а также к пикритам и перидотитам.

Количественные соотношения между членами ряда меняются в относительно широких пределах и определяются, по-видимому, спецификой условий их формирования. При прочих равных обстоятельствах при этом намечается два рода зависимостей:

1) число породных типов в каждом конкретном габбро-диорит-диабазовом комплексе и, следовательно, интенсивность процессов магматической дифференциации, их породивших, растет с увеличением глубин формирования и протяженности тел по вертикали;

2) типы дифференциационных рядов в габбро-диорит-диабазовых ассоциациях в какой-то мере повторяют характер рядов дифференциации в комагматичных вулканогенных ассоциациях и постепенно меняются по типу от феннеровского к боуэнскому по мере перехода от древних ассоциаций ранних этапов эволюции магматизма салаирид к более молодым ассоциациям. Большая часть первых из них во времени предшествует гипербазитовой формации, тогда как вторые, в основном, имеют её своим предшественником.

Вторая из названных закономерностей на первый взгляд как будто бы противоречит тенденциям эволюции базальтового магматизма континентов и океанов, являющимися обратными названным и отвечающими, как известно, на ранних этапах толлитовому направлению дифференциации, а на поздних — субщелочному оливин-базаль-

7) В.М.Немцович."Докл. АН СССР", 1966, т.166, № I; Б.Н.Лапин. В кн.: Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы, 1970; и др.

товому и щелочному трахибазальтовому. Однако, противоречие это чисто внешнее, поскольку габбро-диорит-диабазовые ассоциации с известково-щелочным и субщелочным направлениями дифференциации в эволюции магматизма салаирид на самом деле не являются типично начальными ассоциациями, а, как это следует из существующих закономерностей, видимо, имеют в качестве предшественников нормальные толеит-базальтовые типы. Последние, нужно думать, размещаются, в самых низах разрезов салаирских вулканогенных толщ и либо существуют в погребенном состоянии на недоступных для наблюдения глубинах, либо наблюдаются в разрезах, но из-за глубокого зеленокаменного метаморфизма диагностируются с трудом, а чаще совсем не диагностируются с помощью современных методов исследования.

Щелочноземельное направление в габбро-диорит-диабазовых комплексах на более поздних этапах эволюции салаирского магматизма по своему характеру аналогично обнаруживаемому в формации высокоглиноземистых базальтов, как известно, появляющейся на "островодужной" стадии развития магматизма и отличающейся в общем толеитовым направлением дифференциации.

В Алтае-Саянской области подобные образования в интрузивной фации представлены послегипербазитовыми средне-верхнекембрийскими габбро-диорит-диабазовыми комплексами, один из которых описан, например, Г.В.Пинусом⁸⁾ под именем интрузии палингенных габбро, прорывающей гипербазитовую формацию и находящейся с нею в теснейшем парагенезисе. Некоторые исследователи⁹⁾ эти образования рассматривают как нормально магматические и включают их в состав альпинотипной гипербазитовой формации.

Эффузивными аналогами такого рода габбро-диорит-диабазовых комплексов являются выделяемые давно в пределах Алтае-Саяна среднекембрийские "порфириновые формации", по сути своей являющиеся палеотипными представителями современных дацит-андезитобазальтовых ассоциаций, например, Камчатки, а также многих других регионов в обрамлении Тихого океана.

8) Г.В.Пинус, В.А.Кузнецов, И.М.Волохов. Гипербазиты Тувы, 1955; Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области, 1958.

9) Петрография Центрального Казахстана, т.2, 1971, и др.

Указанная выше специфика до- и послегипербазитовых габбро-диорит-диабазовых комплексов находит свое отражение и на минералогическом уровне.

Так, для минерального состава пород догипербазитовых комплексов характерна принадлежность темноцветных минералов к титанистому авгиту, сопровождаемому нередко керсутитом или бурой высокожелезистой роговой обманкой, а калиевых минералов к плагиоклазам лабрадорного состава. В химизме пород это отражается в относительно высоком содержании титана, железа и щелочей.

Соответственно, минеральный состав послегипербазитовых комплексов характеризуют пироксены диопсид-геденбергитового ряда, сопровождаемые, как правило, эпимагматическими зелеными амфиболами типа уралита и актинолита. Спецификой химизма пород этих комплексов является высокое содержание щелочноземельных и глинозема при весьма низком содержании титана и железа.

В пределах более глубинных фаций становления плутоны габбро-диорит-диабазовой ассоциации увеличиваются в размерах, становятся более дифференцированными и, таким образом, обнаруживают черты сходства с интрузивами описываемых ниже габбро-пироксенитовой и габбро-пироксенит-дунитовой формаций.

Габбро-пироксенитовая формация

Как одно из проявлений инициального магматизма складчатых областей эта формация была выделена нами в 1961 г.¹⁰⁾ в качестве "генетического типа титаноносных магматических комплексов" под тем же названием она описана А.П.Лебедевым¹¹⁾. Эталонотипом формации являются титаноносные габброидные плутоны Кусинско-Копанской группы на западном склоне Урала¹²⁾.

Сведения о проявлениях формации в пределах Алтае-Саянской области приведены: для Байкалид Восточного Саяна в работах О.М.Глазунова¹³⁾, В.И.Герасименко¹⁴⁾, А.Д.Шелковникова¹⁵⁾ и др.; для салаирид Кузнецкого Алатау в материалах исследований В.Н.Довгалея (1960г.), О.И.Никонова¹⁶⁾ и др. Имеются данные¹⁶⁾, позволяющие

10) И.М.Волохов. Тр. I-го Уральск.петрографич.совещания, т. I, 1963.

11) А.П.Лебедев. В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород, 1963.

относить к рассматриваемой формации часть плутонов, включаемых отдельными исследователями в состав габбро-сиенитовой формации.

Формацию представляют плутоны двух фациальных типов: 1) в основном гипабиссальные линзо- и силлообразные тела, размещающиеся в окружении комагматичных им вулканогенных толщ (лысанский тип) и 2) преимущественно мезоабиссальные этмолиитообразные и близкие к ним по форме трещинные тела, располагающиеся в стабильных структурах фундамента и сформировавшиеся под покровом стратифицированных комагматичных им вулканитов верхнего структурного яруса (кузнецкоалатуский тип).

Внутренняя структура плутонов характеризует их как автономные преимущественно однофазные, реже многофазные, относительно хорошо дифференцированные расслоенные и конфокальные анизотропные тела. Каждый из выделенных структурных типов характеризуется собственной только им свойственной спецификой внутреннего строения. В согласии с этим в составе лысанского типа, например, может быть выделено два подтипа: 1) характерный для однофазных плутонов и отличающийся относительно более простой моноритмического характера анизотропией строения (шорбинский подтип) и 2) наблюдаемый в многофазных плутонах и обладающий повышенной сложностью, с большим количеством и более разнообразным составом выделяемых фаз внедрения (собственно лысанский подтип).

В связи с собственно лысанским подтипом наряду с многофазными телами, интересными в петрогенетическом отношении, представляются обособленные магматические тела, залегающие самостоя-

12) И.И.Малышев. Закономерности образования месторождений титановых руд, 1957; Л.И.Кравцова. Тр. I-го Уральского петрографич. совещания, 1963; Н.Н.Кусков. там же, 1963.

13) "Геология и геофизика", 1961, № 3, Мат-лы по минералогии, петрографии и полезн. ископаемым Зап.Сибири и Красноярского края, в.2, 1964; Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна, 1975.

14) Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, в.1, 1961; Тезисы докл. III Всес.петрографич.совещания, 1963.

15) В кн.: Мат-лы по металлогении и полезным ископаемым Красно-

тельно среди вмещающих толщ и сложенные породами, отвечающими составу отдельных магматических фаз внедрения. Факт этот интересен тем, что именно в нем содержится важное свидетельство того, что дифференциация магмы в очаге, производящем данные фазы, осуществляется не на кристаллическом уровне, а в жидкостномагматическом состоянии, т.е. еще до начала кристаллизации магмы.

Один из примеров этого можно наблюдать в пределах Лысанского комплекса (Глазунов, 1975) в окружении относительно крупных, по-видимому, многофазных плутонов (Подлысанского, Лысанского, Кедранского и Безымянного), где прекрасно видно свиту (рой) мелких однофазных тел, сложенных породными типами, отвечающими составу какой-либо одной из фаз многофазных плутонов и представленными, в частности, рудоносными и безрудными перидотитами, орто- и клинопироксенидами, габбро-пироксенидами, горнблендитами и габбро.

Кузнецкоалатауский структурный тип плутонов, подобно второму лысанскому подтипу, характеризуется повышенной сложностью строения, однако в нем она определяется не многофазностью внедрения магмы в камеру плутона, а ритмичностью, тоже в некотором роде "многофазностью", но уже не внедрения, а становления магмы непосредственно в магматической камере.

Петрографически габбро-пироксенитовая формация является относительно широко дифференцированной породной ассоциацией. Крайние её члены представлены, хотя и ограниченно развитыми, но довольно типичными, с одной стороны, ультрабазитами (дунит-верлитами, верлитами, оливиновыми клинопироксенидами), а, с другой - диоритами (нередко отклоняющимися в сторону кварцсодержащих разновидностей). Переходные между ними породные типы отвечают разнообразным пироксенидам, горнблендитам и габбро. В названном ряду пород шире всего развиты габбро, затем клинопироксениты и, в некоторых случаях, горнблендиты.

Из особенностей минерального состава пород обращает внимание принадлежность клинопироксенов к титанистым авгитам при практически полном отсутствии разновидностей диопсид-геденбергилового ряда. Магматические и эпимагматические амфиболы, нередко сопровождающие титанистый авгит, представлены высокожелезистыми разновидностями, иногда щелоченными до керсутита. Плагноклаз принадлежит, главным образом, к лабрадору и битовнит-лабрадору; в отдельных случаях отмечаются разности и битовнит-анортитового состава.

Ортопироксен в описываемых породах не типичен. Оливин в тех случаях, когда он присутствует, представлен хризолитом и даже гиа-лосидеритом. Из минералов-примесей характерны ильменит, титано-магнетит и апатит.

Спецификой химизма пород является относительно высокое со-держание титана, железа и щелочей.

Металлогенически формация характеризуется специализацией в отношении ильменит-титаномагнетитового оруденения, а также от-дельными проявлениями золотого оруденения.

С поправкой на большую глубинуность фаций становления форма-ции представляется возможным рассматривать её практически по всему набору формационных признаков как фациальный аналог доги-пербазитовых габбро-диорит-диабазовых комплексов.

Определенные трудности при типизации представляют плутоны габбро-пироксенитовой формации, подвергшиеся воздействию процес-сов внутрикорового магматического замещения (например, гранити-зации или сиенитизации). На начальных этапах развития этих про-цессов и, в частности, на предмагматической стадии в условиях интенсивной переработки исходных пород интрателлурическими маг-мообразующими растворами породы габбро-пироксенитовой формации теряют часть отличительных признаков и, обретая в итоге новые не свойственные им признаки, становятся похожими на породы иных фор-мационных типов, например, на образования сиенит-габбровых, дио-рит-гранодиорит-гранитных и т.п. породных ассоциаций.

Гипербазитовая формация

Как самостоятельный формационный тип данная ассоциация выде-лена Ю.А.Кузнецовым (1964). До этого она фигурировала в описани-ях петрографов под разными названиями, в том числе, как состав-ная часть знаменитой штейнманновской альпийской ассоциации сер-пентинитов, спилитов и кремнистых сланцев, названной им "офиоли-товой серией"; как интрузии серпентинизированных перидотитов так называемых "серпентинитовых поясов"¹⁷⁾; как "перидотито-серпен-тинитовые ассоциации" альпийских областей (Тернер, Ферхуген, 1961) и т.п.

ярского края, 1968.

¹⁶⁾ "Геология и геофизика", 1971, № 10; Автореферат кандидатской

В пределах Алтае-Саянской области формация в виде гипербазитовых плутонов, объединенных в систему так называемых "гипербазитовых поясов", довольно детально описана в ряде работ¹⁸⁾. В характеристике формации по состоянию на 60-е г.г.¹⁸⁾ было отмечено, что интрузивы её представляют собой чаще небольшие субвулканические и резко гипабиссальные, реже относительно крупные гип- и мезобиссальные, как правило, согласные, как исключение, несогласные тела, группирующиеся в линейно вытянутые пояса вдоль направления осей первичных эфеосинклинальных прогибов. Указывалось, что они сложены преимущественно гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами, что дунитов в них мало, а пироксениты, представленные диопсидитами и отчасти энстатититами, развиты ограниченно. Формационный тип аттестовался как петрографически чрезвычайно устойчивый однообразно повторяющийся во всех гипербазитовых поясах мира независимо от их протяженности и возраста. Подчеркивалась связь с формацией месторождений хромитов, хризотил-асбеста и некоторых других магнезиально-силикатных полезных ископаемых.

В своей фактической части эти описания формации в основном сохраняют свое значение и в настоящее время. Что же касается некоторых количественных характеристик, а также решения вопросов формационной принадлежности ряда конкретных проявлений ультраосновных пород и петрогенезиса формации в целом, то здесь появилась определенная нужда в довольно существенных уточнениях и дополнениях.

Так, появились материалы, согласно которым гипербазиты ряда плутонов, ранее включавшихся в состав гипербазитовой формации, сейчас следует относить к габбро-пироксенит-дунитовой формации. Таковыми, к примеру, являются гипербазиты Средне-Терсинской и

диссертации, 1972.

17) Г.Г.Хесс. Тр. ХУП Международного геол.конгресса, т.2, 1939; в кн.: Земная кора, 1957.

18) Г.В.Пинус и др., 1955, 1958; И.М.Волохов и др. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т.6, 1962; Г.В. Пинус, Ю.Н.Колесник. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири, 1966.

Кончик-Колтааской группы массивов в Кузнецком Алтае¹⁹⁾ [I2I], а также Карашатского, Шагонарского, Кодейского, Хопсекского и некоторых других плутонов в Туве [34-36] и др. Как выяснилось, все они, подобно ультрамафическим интрузиям Новой Зеландии²⁰⁾ представляют собой придонные части глубоко денудированных расслоенных гипербазит-базитских габброидных по составу исходной магмы плутонов. Это, как правило, оставшиеся не тронутыми денудацией "корни" трещинных стратиформных по типу тел, формировавшихся в жестком окружении кристаллических пород фундамента, либо ультрабазитовые фрагменты этих тел, отчлененные от базитов при тектоническом блокировании плутонов и в "протрузивном" варианте перемещенные в чуждое для них окружение вмещающих пород. Ультраосновные породы в таких плутонах в большинстве своем обнаруживают признаки магматической стратификации, проявляющейся в весьма характерном ритмическом чередовании перидотит-пироксенитовых слоистых последовательностей. Гипербазиты в таких последовательностях обладают преимущественно повышенной в сравнении с породами гипербазитовой формации железистостью ($MgO:FeO < 7$). Кроме того, породообразующий пироксен в них представлен, главным образом, моноклинными разновидностями, что закономерно повышает долю верлитов и лерцолитов в перидотитовой группе, а также вебстеритов и клинопироксенитов среди пироксенитов.

В ряде случаев в верхах таких перидотит-пироксенитовых разрезов наблюдаются переходы к габброидам, представленные плагиоклазовыми перидотитами и пироксенитами, а также габбро-перидотитами и габбро-пироксенитами (Шагонарский, Карашатский, Акхемский и некоторые др. плутоны); в низах разрезов при этом нередко наблюдаются развитые подчас в заметных масштабах квазидунитовые (дунит-верлитовые и подобные им) крайние члены дифференцированного ряда перидотитов.

Существование подобного рода тел вносит элемент неопределенности в типизацию гипербазитовых тел, делая некоторые из них совершенно не отличимыми от плутонов альпинотипной гипербазитовой формации, особенно в более крупных телах трещинного типа, разме-

¹⁹⁾ И.М. Волохов и др. "Докл. АН СССР", 1968, т. 179, № 4. В кн.:
Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. I, 1969.

щающихся на глубинах мезоабиссальной фации в консолидированном окружении кристаллических образований фундамента.

Итак, практически весь до недавнего времени казавшийся единым комплекс ультраосновных пород гипербазитовой формации представляется ныне петрогенетически довольно сложной породной ассоциацией. Кроме выделенных нами из её состава гипербазитов явно габброидного, а не "альпийно-типного" происхождения в ней остаются классически "альпийно-типные" породные типы, однако их уточненная петрографическая характеристика выглядит сейчас несколько иначе, включая в себя свидетельства о том, что гипербазитовые расплавы, их породившие, прямо или опосредственно связаны с мантийной габбровой (или базальтовой) магмой. В рамках этой связи ультраосновные магматические расплавы, дающие "альпийно-типные" гипербазиты, выступают совместно с базальтовой магмой как равноправные члены единого парамагматогенезиса. Члены этого парамагматогенезиса обособились при жидкостномагматической гравитационной дифференциации расплавов в магматических колоннах значительной радиальной протяженности, уходящих корнями глубоко в мантию и сформированных в результате прямого полного плавления магмообразующих мантийных субстратов в зонах активизированных глубинных разломов.

Возражения против магматической природы альпийно-типных гипербазитов сводились всегда лишь к сомнениям относительно возможности существования на малых глубинах низкотемпературных ультраосновных расплавов, а также к ссылкам на отсутствие в ассоциации с гипербазитами комплементарных им по объему базитов в интрузивных фациях. Трудности, связанные с обоими указанными обстоятельствами, были значительно уменьшены, если не сняты совсем, данными о существовании ультраосновных пород в стекловатых резко гипабиссальных фациях (породы типа меймечитов) и низкотемпературных ультраосновных расплавов, полученных экспериментально. Появление этих данных придало геологически и экспериментально оправданный смысл давним представлениям о тесной по существу генетической связи гипербазитов в офиолитовых сериях с породами спилито-диабазовых ассоциаций (Тернер, Ферхуген, 1961, и др.).

20) G.A.Challis, J.Petrology, 6, N 2, 1965; G.A.Challis, W.R.Lauder, Bull. volcanology, 1966, 29.

В пользу связи базитов и гипербазитов в офиолитовых сериях говорят также данные о составе альпинотипных гипербазитов, показавшие, что они не столь уж однообразно гарцбургитовые, как утверждалось ранее на основе недостаточно надежных реставраций их первичного состава по редким реликтовым минералам в серпентинитах, составляющих, как известно, главную массу пород альпинотипной гипербазитовой формации в массивах, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах. Проверка данных о якобы преимущественно "гарцбургитовой" природе формации на материалах плутонов, сформированных на больших глубинах, в том числе среди кристаллических пород фундамента, где перидотиты обычно слабо серпентинизированы, показала, что кроме гарцбургитов в составе "альпинотипной гипербазитовой формации" наблюдаются и другие перидотиты, в частности, в немалых количествах дуниты, верлиты, лерцолиты и совсем нередко оливиновые пироксениты и пироксениты. В свете этих фактов совершенно иными представились современные данные по петрохимии апогипербазитовых серпентинитов, обнаружившие значительную пестроту их химического состава (особенно заметную по изменениям величины магниезально-железистого отношения) и, соответственно, существенные колебания их нормативного состава, явно не укладывающиеся в рамках "альпинотипной" гарцбургитовой нормы и, таким образом, указывающие на близость к свойствам образований базит-гипербазитовых породных ассоциаций габброидного происхождения.

В свете существующих фактов также в совершенно ином виде выступает постоянный парагенезис альпинотипных гипербазитов с близкими к ним по возрасту базитами. Среди последних кроме пород послегипербазитовой габбро-диорит-диабазовой ассоциации постоянно обнаруживаются базиты в субизометричных (бескорневых) телах явно автохтонной природы со всеми признаками кристаллизации из своеобразных пегматоидных базитовых (габброидных) магматических остатков кристаллизации расплавов, дающих "альпинотипные гипербазиты". Близкими к таким базитам являются трещинные тоже базитовые тела, не выходящие за пределы гипербазитовых массивов и лишённые фации закалки, т.е. почти автохтонные. Базиты в таких автохтонных или квазиавтохтонных телах представлены ясно зернистыми габброидами довольно пестрого состава, а также полевошпатовыми клинопироксенитами и горнблендитами, т.е. комплексом пород,

близких к базитовым членам, например, габбро-пироксенит-дунитовой формации. Такого рода связь базитов с гипербазитами "альпинотипной" формации не случайная, а совершенно закономерная, по существу генетическая, свидетельствующая о принадлежности названных гипербазитов к производным ультраосновных расплавов, несущим на себе "родимые пятна" парамагматогенетической связи с базитовой магмой.

Впрочем, такие свежие разности базитов в гипербазитах довольно редки. Они возникли, очевидно, в особых условиях, скорее всего, на более глубоких уровнях залегания гипербазитовых plutonov в фации слабосерпентинизированных перидотитов, когда кристаллизация исходного расплава осуществлялась при относительно высокой температуре с отгонкой летучих компонентов.

Когда отгонка летучих из кристаллизующейся магмы была затруднена и выделявшаяся из неё твердая фаза по мере изменения P-T-условий могла взаимодействовать с газовой-жидкой фазой, вместо названных выше свежих габброидов формировались различные довольно широко развитые в гипербазитовых массивах апобазитовые автометасоматиты. Последние представлены чрезвычайно характерными для серпентинитовых массивов магнезиально-известково-алюмосиликатными метасоматитами, описанными в литературе многократно под разными названиями, в том числе под именем "гранатитов", "гранатовых пород", "хлограпитов" и т.п., а в последнее время очень удачно называемых "родингитами".

В механизмах автометасоматических преобразований названного типа интересны варианты, обеспечивающие образование барофильных минералов (парагенезисы с участием гранатов, кианита, жадеита и т.п.) в фации давлений, повышенных против нормального геобарического фона. Фациальные условия, оптимальные для функционирования таких механизмов, могли возникнуть при кристаллизации расплавов, обогащенных летучими, когда последние не связывались (или почти не связывались) в продуктах кристаллизации, а отжимались внутрь кристаллизующейся системы либо накапливались в промежутках между выделившимися кристаллами и, таким образом, консервировались непосредственно в самой системе в пределах пространства, постепенно сокращающегося в объеме. Парциальное давление флюидов в связи с сокращением объема, занимаемого ими, при этом должно было расти, причем верхний предел этого роста мог превы-

силье общее (петростатическое) давление на систему и достичь максимума, определяемого, очевидно, величиной механической прочности пород рамы, вмещающей систему, на данном уровне глубинности. Рост давления флюидов при этом может быть, по-видимому, весьма значительным, во всяком случае достаточным для образования парагенезисов барофильных минералов. Из этого, таким образом, следует вывод о том, что флюидное давление при такого рода метасоматических преобразованиях, подобно температуре, является вполне самостоятельным фактором минеральных равновесий.

Нужно думать, что указанная закономерность автометасоматической эволюции расплавных базитовых систем в гипербазитах может быть распространена на все магматические системы с летучими компонентами и, равным образом, на гидротермально-метасоматические системы, задействованные на подпруженных ювенильных рствах, поднимающихся из мантии по глубинным разломам.

Заканчивая этим рассмотрение альпинотипной гипербазитовой формации, отметим, что как самостоятельный формационный тип она достаточно хорошо индивидуализируется лишь на неглубоких фациальных уровнях среди стратифицированных эвгеосинклинальных отложений верхнего структурного яруса. В трещинных телах фундамента из-за конвергенции формационных признаков она может быть спутана с гипербазитовыми придонными останками стратифицированных плутонов габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Во всех случаях альпинотипные гипербазиты, очевидно, не являются интрузиями пресловутых "каше-расплавов" или "протрузиями" твердых блоков мантии, мантийных перидотитовых "реститов" и т.п., а представляют собой производные кристаллизации гипербазитовой магмы, рожденной в мантии вместе с базитовой (габбровой или базальтовой) магмой в рамках единого парамагмагенетического процесса и обособившейся от базитовой магмы при жидкостномагматической гравитационной дифференциации исходного для обеих магм расплава, возникшего в зоне глубинного разлома в результате полного плавления магмообразующего мантийного субстрата.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация

В современном своем виде эта формация выделена в Алтае-Саянской области в результате наших исследований²¹⁾ [32], [33],

²¹⁾ И.М. Волохов. В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской

[36] . Сводная характеристика её проявлений приводилась ранее как в сжатом виде ²²⁾ [37] , [62], так и в относительно раз-вернутом изложении ²³⁾ .

Плутоны формации, подобно другим проявлениям инициального магматизма Алтае-Саянской области, локализуются практически во всех районах развития салаирид, образуя пять интрузивных комплексов: Лысогорский в Западном Саяне ²⁴⁾ [60] , Нижнедербинский в Восточном Саяне ²⁵⁾ , Усинский в Кузнецком Алатау ²⁶⁾ [121] , Мажалыкский в Туве [32-37] Бехтемирский на Салаире и в Горном Алтае ²⁷⁾ .

Становление формации тесно связано с эволюцией древних, главным образом, салаиридских подвижных зон, имевших во время её формирования эвгеосинклинальный или субэвгеосинклинальный характер и размещавшихся в обрамлении ранее сформированных структур докембрийской консолидации Алтае-Саянской области.

складчатой области, 1965; И.М.Волохов и др. Тезисы докл. на III Всес.петрографич.совещании, 1963. В кн.: Магматические формации, т. I (Тр. III Всес.петрографич.совещания), 1964; И.М.Волохов и др., 1968, 1969; И.М.Волохов, В.М.Иванов, "Геология и геофизика", 1961, № II; 1964, № 5. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна, 1963, и др.

22) И.М.Волохов и др., 1963, 1964.

23) И.М.Волохов, 1965.

24) И.М.Волохов, В.М.Иванов, 1961, 1963; И.М.Волохов, В.М.Иванов. В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области, 1968; В.М.Иванов, И.М.Волохов, там же, 1968; и др.

25) И.М.Волохов, В.М.Иванов, 1964.

26) И.М.Волохов, В.М.Иванов, 1963; И.М.Волохов и др., 1968, 1969; В.П.Пругов. В кн.: Мат-лы к конференции молодых ученых и аспирантов ИГиГ СО АН СССР, 1967; И.П.Ивонин. "Геология и геофизика", 1968, № 5; О.И.Никонов. "Геология и геофизика", 1971, № II; Г.В.Поляков, А.Е.Телешев. В кн.: Основные идеи М.А.Усова в геологии, 1960; Г.А.Иванкин, Д.И.Царев. Изв. Томск.политехн.ин-та, т.177, 1971, и др.

Плутоны формации локализуются преимущественно в местах сочленения подвижных и стабильных структур, реже непосредственно во внутренних частях подвижных зон. В первом случае они представляют в основном секущие, во втором, как правило, согласные тела. Форма тел предпочтительно этмолиитообразная, иногда линзо- и желобовидная. Размеры обычно небольшие. В большинстве своем они относятся к однофазным плутонам с автономной внутренней структурой, главной особенностью которой является первично-магматическая стратификация пород, образуемая согласными магматическими слоями различного петрографического состава. Типы пород в слоистых последовательностях такого рода изменяются снизу вверх от ультраосновных дифференциатов через основные к более кислым. В некоторых плутонах отмечен иной, не стратиформный, а конфокальный тип внутренней структуры.

Чередование слоев и зон в разрезах описываемых плутонов часто имеет ритмический характер. Ритмы чередования обладают чаще двухчленным (дунит-перидотит, перидотит-пироксенит, пироксенит-габбро) реже трехчленным (перидотит-пироксенит-габбро) строением. Ритмичность наиболее эффектно проявлена в придонных и ядерных частях массивов. Магматическая стратификация и зональность нередко имеют скрытый характер. Контакты между магматическими слоями и зонами, как правило, постепенные: чаще плавные (внутри ритмов), реже резкие (между отдельными ритмами). Падение слоев направлено в сторону внутренних частей стратифицированных тел. У контактов оно более крутое, по мере приближения к центру все более пологое. Элементы залегания магматических зон в конфокальных плутонах в грубом приближении повторяют конфигурацию контактовой поверхности. Анизотропия в строении чашеобразно расчлененных и конфокальных плутонов находит свое отражение в план-параллельной текстуре пород, согласной с элементами залегания слоев и зон. Сочленение слоев со стенками магматической камеры обычно несогласное.

Ритмический характер строения плутонов усложняет общую закономерность плавного уменьшения основности пород снизу вверх по дифференцированному разрезу, свойственную, например, маломощным дифференцированным телам габбро-диорит-диабазовой или той же трапповой формаций. В стратифицированных телах габбро-пироксенит-дунитовой формации вместо моноритмии простой последова-

тельной смены пород от ультраосновных к основным, средним и более кислым наблюдается весьма эффектная полиритмия чередования слоев, расчленяющая генеральную гомодромную (и потому в принципе тоже в некотором роде моноритмичную) последовательность чередования слоев на ряд по-настоящему моноритмичных, но менее контрастных и менее емких последовательностей второго, а также третьего и более высоких порядков. Чередования такого типа имеют (и это важно подчеркнуть) возвратно-поступательный характер, при чем возврат каждой последующей последовательности на как бы уже пройденную ступень развития дифференцированной серии осуществляется в рамках указанной закономерности при обязательном постепенном поокислении состава пород в ритмических пачках слоев.

Подобное строение плутонов описываемой формации, в особенности на уровнях гипербазит-базитовых ритмических последовательностей в стратифицированных разрезах, служит одним из наиболее веских доказательств надуманности представлений некоторых исследователей о якобы реакционно-метасоматической природе взаимоотношений базитов и гипербазитов в габбро-пироксенит-дунитовой формации, позволяющих будто бы рассматривать её как продукт контактового воздействия интрузий габбровой магмы на тела альпийно-типных гипербазитов.

Многие тела формации наблюдаются во вторичном залегании расчлененными на отдельные тектонические блоки. В этом случае связь между отдельными фрагментами единого сложно дифференцированного разреза плутонов может нарушиться и в соприкосновении друг с другом могут оказаться крайние дифференциаты в позиции, вуалирующей их принадлежность к генетически единым образованиям. Нередко породы плутонов, облокированных в ходе тектонических движений, претерпевают метаморфизм, иногда весьма существенный, а местами, в частности, на контактах с батолитовыми гранитами "пестрого" состава, перерастающий в гранитизацию.

Собственный контактовый метаморфизм возле интрузивов формации выражен слабо. Фациально тела формации могут быть отнесены к образованиям мезоабиссальной, реже гипабиссальной фаций глубинности. Время их формирования падает на посленижнекембрийский

27) П.Е.Казаков. "Докл.АН СССР", 1971, т.198, № I, и др.

этап эволюции салаирид и определяется периодом между средним и верхним кембрием.

Габбро-пироксенит-дунитовая формация представлена широким рядом дифференциатов, включающим в себя всю гамму переходов от дунитов до диоритов, кварцевых диоритов и даже тоналитов. Наиболее распространены в этом ряду породы группы габбро, в частности, роговообманковые габбро и габбро-нориты. Гипербазиты, представленные, главным образом, верлитами и клинопироксенитами, подчинены габброидам. Породы фации закалки отсутствуют. Образования дайковой фации наблюдаются редко.

Спецификой минерального состава пород являются: 1) существенно магнезиальный состав мафических минералов, в частности, оливина, представленного, главным образом, форстеритовыми и форстерит-хризолитовыми разностями; ортопироксена - преимущественно энстатитом и энстатит-бронзитом; клинопироксена - высококальциевыми диопсид-салитовыми разностями; амфиболов - эденитами, куммингтонитами, маложелезистой зеленой роговой обманкой; 2) высококальциевый со значительным содержанием анортитовой молекулы состав плагиоклазов, представленных лабрадор-битовнитовыми и битовнит-анортитовыми разностями; 3) беститановый или малотитанистый состав акцессорного магнетита.

Петрохимически формация характеризуется как типичная щелочноземельная породная ассоциация, близкая по основным своим петрохимическим характеристикам к формации высокоглиноземистых базальтов. Имеются данные в пользу комагматичности двух этих породных ассоциаций.

Металлогенически интересны связанные с рядом плутонов формации проявления первичномагматического хромитового и сульфидного медно-никелевого оруденения, а также отдельные признаки присутствия металлов платиновой группы.

Специфика процессов формирования столь сложного спектра породных образований в рамках единой интрузивной ассоциации определялась в основном особенностями магматической дифференциации. Последняя начиналась еще на докристаллизационном этапе и вплоть до становления последней порции магмы осуществлялась под воздействием градиентов гравитационного поля Земли, обеспечивавшим перераспределение структурных компонентов расплава по плотности с перемещением наиболее тяжелых на нижние, а более легких - на

верхние горизонты магматической колонны. Кроме чисто гравитационных явлений, в дифференцирующейся магматической системе одновременно происходило выравнивание химических потенциалов легкоподвижных компонентов (щелочей, воды и др. летучих) обусловившее перемещение их на более интенсивно охлаждаемые эндоконтатные и гидростатически менее нагруженные приапикальные участки расплава. Миграция этих компонентов из внутренних и придонных частей магматической камеры приводила к осушению находившейся здесь магмы, что вызывало повышение температуры её плавления и, следовательно, переход на режим кристаллизации. Последняя имела характер фракционной, начиналась не по всей массе расплава, а в его наиболее осушенных, чаще придонных, реже внутренних частях и проходила, как правило, ритмически в связи с пульсирующим характером отделения летучих компонентов через разломы в кровле магматической камеры.

При довольно четко обозначенной индивидуализации каждого из рассмотренных выше главных типов интрузивных формаций инициального магматизма Алтае-Саянской области на изученной территории, кроме того, наблюдаются хотя и ограниченно развитые, но весьма интересные габброидные плутоны, формационные особенности которых не укладываются в рамках, очерченных характеристикой приведенных выше формационных типов, и демонстрируют черты и признаки образований как бы промежуточного типа. На возможность обнаружения подобных образований было указано ранее²⁸⁾. Конкретные их типы в одних случаях уже исследованы [II2-II5], а в других пока еще ждут своего исследователя.

Переходные типы габброидных плутонов являются важным звеном в цепи, связывающей воедино все многообразие внешне как будто бы разрозненных интрузивных формаций инициального магматизма и образующей в итоге тесно связанный с вулканическими производными этого магматизма сложно построенный ряд интрузивных породных ассоциаций.

Анализ закономерностей формирования членов рассмотренного ряда магматических формаций с позиций гипотезы магнообразования в потоке интрателлурических растворов и энергии²⁹⁾ показывает, что эта гипотеза, столь успешно примененная при решении проблем гранитного магматогенезиса³⁰⁾ может быть использована равным образом и при построении модели образования габброидных и базаль-

товых ассоциаций инициального магматизма подвижных зон, а также вообще всех проявлений любого базитового и ультрабазитового магматизма на любых этапах эволюции магматического процесса. Отдельные аспекты этой большой и интересной проблемы рассмотрены в некоторых наших публикациях [27-31].

А.Ф.Белоусов

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ДОКЕМБРИЯ И РАННЕГО
ПАЛЕЗОЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ДОКЕМБРИЯ
УРАЛО-МОНГОЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Завершено специальное исследование вулканических формаций [II, 2I] для геосинклинальных докембрийских и нижнепалеозойских толщ запада Алтае-Саянской области, начиная с "неметаморфической" (не испытавшей регионального бластеза) серии рифея.

Для времени формирования низов этой серии выделена Кузнецко-Алатауско-Солгонская вулканическая зона, которая может рассматриваться как продолжение вулканической зоны рифея Енисейского кряжа. В Кузнецко-Алатауско-Солгонской зоне развита ассоциация кислых и базальтоидных вулканитов, с преобладанием базальтоидной группы, которая имеет лейкократовый уклон.

В верхней половине разреза докембрийской "неметаморфической" серии (верхний рифей) эффузивы представлены базальтоидами с при-

28) И.М.Волохов, 1963.

29) Д.С.Коржинский. "Изв. АН СССР, сер.геол.", 1952, № 2; В кн.: Кора и верхняя мантия, 1968; В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. ч.1, 1972; В.А.Жариков. В кн.: Проблемы гранитогнейсов (Докл. сов. геологов на XXI сесс.Международн. геол.конгресса), 1960; В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии, т. I, 1969; Ю.А.Кузнецов, 1964; Ю.А.Кузнецов, А.Л.Яншин. Геология и геофизика", 1967, № 10; Ю.А.Кузнецов, Э.П.Изох. В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии; Д.Бейли. В кн.: Механизм интрузий магмы, 1972; Л.Н.Овчинников. В кн.: Проблемы магматической геологии, 1973; и др.

30) Д.С.Коржинский, 1952, 1968, 1972; В.А.Жариков, 1960; Ю.А.Кузнецов, 1964.

месяю кислых эффузивов. Базальтоиды имеют весьма характерные петрографические и петрохимические черты, выдержанные на огромных площадях. Весьма однообразна вулканическая ассоциация в самой обширной из выделенных палеовулканических зон докембрия области – Томско–Обской, которая охватывает Горный Алтай, Салаир, Горную Шорию и западный склон Кузнецкого Алатау. Эта ассоциация состоит из слабопорфировых metabазальтовых пород и небольшого количества кислых эффузивов. На восточном склоне и восточных отрогах Кузнецкого Алатау вулканическая ассоциация отличается рядом особенностей состава (лейкократовый уклон базальтоидной группы и субщелочной уклон кислой) и обособляется в Восточно–Кузнецкую вулканическую зону.

Распределение составов вулканических ассоциаций верхнего докембрия области является относительно простым, что находится в соответствии со сравнительно простой литофациально–палеотектонической зональностью для этого этапа развития рифейско–раннепалеозойской геосинклинали.

Зональность существенно усложняется в раннем и начале среднего кембрия, где выделено II вулканических зон. Эти зоны обычно имеют признаки палеотектонической и литофациальной обособленности и существенно различаются по составу и другим особенностям эффузивов и характеризуют стадию сложного расчленения эвгеосинклинали.

На этой стадии в зонах Юго–Западного Алтая и Центрально–Алтайской сформированы вулканические ассоциации базальтового состава, а в Восточно–Алтайской – ассоциация базальтов с подчиненными кислыми продуктами. В Салаирской зоне сформирован комплекс кислых вулканических дацитового уклона и подчиненных базальтоидов лейкократового уклона. В Горной Шории образована ассоциация базальтов с подчиненными риолитами в Амзасской зоне, лейкобазальтоидов с подчиненными трахитами в Тельбесской и трахитов с подчиненными базальтами в Кондомской зоне. В Шорско–Азыртальской зоне представлен комплекс лейкобазальтоидов с подчиненной кислой группой вулканических пород. В Кузнецком Алатау вулканическая ассоциация рассматриваемой стадии представлена базальтами с небольшим количеством трахитовых продуктов в Золотокитатской зоне, базальтоидами с подчиненными кислыми эффузивами в Кожуховской и лейкобазальтоидами с подчиненной трахилипаритовой группой в Кийско–Ба-

тенеvской зоне.

На уровне верхов среднего кембрия – нижнего ордовика, где площадь развития вулканических проявлений сокращена, выделяется три вулканических зоны. Бердь-Чумышская зона Салаира характеризуется лейкобазальтоидной ассоциацией, а Прикузбасская зона Салаира – ассоциацией лейкобазальтоидов с подчиненным кислым вулканиитами. Золотокидатская зона в Кузнецком Алатау характеризуется развитием лейкобазальтоидов с подчиненными кислыми эффузивами субщелочного уклона. Эти вулканические ассоциации относятся к началу длительного этапа перехода области от геосинклинального режима к орогенному.

Выделенные региональные вулканические ассоциации (вулканические комплексы) занимают крупные статиграфические интервалы и разделены геологически длительными периодами вулканического затишья. Они занимают ареалы регионального масштаба, которые либо разделены безэффузивными зонами одновременных накоплений, либо непосредственно смыкаются. Эти ареалы приблизительно совпадают с тектоно-формационными зонами, выделяемыми с учетом общего состава, строения и мощностей толщ. Палеотектонически они отвечают частным интрагеосинклинальным прогибам (иногда их крыльям) участкам с интрагеоантиклинальной тенденцией. Между ареалами обычно усматривается разница режима вертикальных движений в эпоху вулканизма. Ареалы распространения смежных комплексов в ряде случаев имеют признаки разного глубинного строения, проявленные гравиметрически.

Начиная с венда-нижнего кембрия, просматривается связь границ некоторых вулканических зон с региональными (глубинными) разломами – Кузнецко-Алтайским и др.

В основу сравнительного изучения составов выделенных вулканических комплексов положены петрохимические данные, для чего использовано более 1000 силикатных анализов лавовых и субвулканических пород, около половины из которых – оригинальные.

Специальное внимание было уделено методике сравнительного изучения составов природных ассоциаций вулканических пород. В порядке опыта, в качестве основных единиц для сравнения и классификации составов ассоциаций были взяты простые совокупности пород, ранее названные породными группами (Белоусов, 1967).

Породные группы (в рассматриваемых эффузивных ассоциациях –

базальтоидная, кислая и щелочносалическая) – однородные или квазиоднородные части природных совокупностей магматических пород, которые устойчиво отделяются друг от друга признаками резкой неоднородности статистического распределения составов (нередко также – резкими петрографическими границами между разными фазами внедрения и др.), к которым применимо рабочее предположение о существенной независимости (автономности) друг от друга. Резкая неоднородность в распределении составов проявляется, в частности, наличием разрыва или статистически достоверного минимума на одномерном распределении (гистограмме), наличием перелома линии регрессии на двумерном распределении. Статистическая проверка изучаемой совокупности пород на неоднородность включает в себя перебор возможных делящих признаков состава. В общем случае, породы разных породных групп разделяются с учетом статистических признаков неоднородности распределения составов и содержательно-го анализа всей имеющейся петрографической и геологической информации о конкретных породах.

На основе породных групп легко реализуются последовательные ступени оценки и классификации составов магматических ассоциаций: 1) выявление качественного перечня породных групп, входящих в ассоциацию; 2) установление полуколичественного или количественного соотношения между разными породными группами; 3) оценка и классификация состава каждой породной группы. Для оценки и классификации составов базальтоидной, кислой и щелочносалической породной групп предложена формализованная петрохимическая классификация пород.

Предложенная методика перспективна для построения унифицированной классификации составов магматических формаций.

Качественное подразделение составов вулканических комплексов выявляет зональность их распределения в пределах изученной области. Различаются восточный пояс, где развиты лишь базальтоидно-салические ассоциации, и западный пояс, где развиты чисто или почти чисто базальтоидные ассоциации. На докембрийском этапе последние занимали обширную площадь, а на нижнепалеозойском – менее широкую полосу на западе Алтая и западном склоне Салаира. В пределах восточного пояса развития базальтоидно-салических ассоциаций (Кузнецкий Алатау, Горная Шория) в верхней части докембрийской енисейской серии появляются кислые эффузивы субщелочного

уклона, а в нижнем палеозое – эффузивы щелочносалической группы.

Проанализированы с помощью статистических оценок тенденции изменения составов базальтоидной, кислой и щелочносалической породных групп в стратиграфическом и латеральном рядах вулканических ассоциаций. Сравнением составов как базальтоидной, так и салических породных групп устанавливается петрохимическая крупноплощадная зональность, выраженная в повышении уровня калия и уменьшении натриевости с запада на восток, в сторону Сибирской платформы. Устанавливается повышенная щелочность базальтоидов и салических пород среднего кембрия – нижнего ордовика, завершающих вулканизм нижнепалеозойского геосинклинального этапа на изученной территории.

Отработана система петрографических показателей, удобная для сравнительного петрографического описания древних эффузивных комплексов на статистической основе. Используются следующие группы признаков, позволяющие выявить различия между вулканическими комплексами:

1) качественный состав первичных минералов в порфирированных вкрапленниках; 2) соотношение объемов и соотношение размеров первичных минералов во вкрапленниках; 3) валовое содержание вкрапленников; 4) габитус вкрапленников; 5) соотношение объемов бывшего стекла и микролитов и некоторые другие структурные и текстурные особенности основных масс.

Количественное соотношение, соотношение размеров и иногда качественные особенности набора минералов – вкрапленников позволяют судить о первичном валовом составе лав. Для метаэффузивов это особенно важно, так как позволяет прокорректировать выводы о первичном составе, делаемые по химическим анализам этих измененных пород (об относительных уровнях первичной общей меланократовости, глиноземистости; общей щелочности, степени пересыщения кремнеземом).

Статистическая обработка первичных петрографических признаков лав дает ценный материал для феноменологических и петрогенетических заключений. В частности, слабая порфирированность и другие особенности базальтоидов верхней докембрийской вулканической ассоциации вместе с геологическими данными говорят об ускоренном подъеме магмы и преобладающем массовом лавово-трещинном типе излияний. Данные о вкрапленниках позволяют судить о порядке крис-

таллизации и относительной водонасыщенности расплавов.

Проведено статистическое сопоставление выделенных метаэффузивных комплексов по петрографическим показателям, выражающим степень сохранности главных первичных минералов и элементов первичной структуры в metabазальтоидах.

Большинство изученных метаэффузивных ассоциаций характеризуется полным или почти полным изменением плагиоклазов. Только в отдельных зонах на востоке территории региональное изменение плагиоклазов не достигло такой степени завершенности.

Устанавливается, что среди изученных ассоциаций примерно одинаково развиты комплексы с преобладанием эпидот- и (или) актинолитсодержащих базальтоидов (т.е. пород частью зеленосланцевой ступени), и комплексы, в которых преобладают базальтоиды без этих минералов. В нижнепалеозойском ряду ассоциаций отмечается уменьшение роли этих минералов (уменьшение интенсивности метаморфизма) с запада на восток.

При обобщении и анализе материала по вторичным изменениям эффузивов широко использована математико-статистическая обработка, которая дала возможность во многом по-новому подойти к выяснению петрологических вопросов зеленокаменного изменения эффузивов.

По минеральным ассоциациям зеленокаменных базальтоидов области прослеживается прогрессивная смена стадий (и зон) регионального изменения, которая отражает рост температур и давлений в ходе захоронения пород в геосинклинальном разрезе. Каждая из стадий соответствует максимуму развития характерного минерала, намечаемому по данным статистической обработки массовых наблюдений в шлифах. Между стадиями имеется частичное совмещение, отчасти сильное.

Кварцево-хлоритовая стадия сопряжена с начавшейся региональной девитрификацией эффузивов и отмечает неполное связывание кремнезема во вторичных алюмосиликатах и тенденцию к пересыщению им растворов. Избыточный кремнезем выпадает в виде кварца и реже - колломорфных модификаций.

Альбит-хлоритовая стадия отмечается массовым псевдоморфным замещением (деанортитизацией - альбитизацией) плагиоклазов и в гораздо меньшей мере - развитием инкрустационных альбитов. Массовая альбитизация идет одновременно с расстеклованием. Она оква-

зывается довольно ранней стадией в региональном перерождении эффузивов и отвечает стадиям позднего диагенеза, катагенеза или раннего метаморфизма по разным классификациям. На следующей стадии зеленокаменного перерождения (карбонатно-хлоритовой) альбитизация затухает. Деанортитизация – альбитизация в базальтоидах сопровождается уменьшением, в среднем больше чем наполовину, объема плагиоклазовой фазы (альбит плюс реликтовые плагиоклазы) по сравнению с первоначальным.

Карбонатно-хлоритовая стадия характеризуется массовым развитием кальцита в инкрустациях и в замещении тканей лав, сопровождается массовым разложением клинопироксена, совпадает с закрытием макропористости в лавовых породах и окончанием девитрификации.

Эпидото-хлоритовая стадия проявляется развитием минералов ряда эпидот-цоизит (как правило, эпидота) по ранее образованным фазам, интенсивным замещением карбонатов и сопровождается перекристаллизацией хлорита в более магнезиальные разновидности.

Актинолитово-хлоритовая стадия характеризуется продолжением декарбонатизации, замещением клинопироксенов и переходом гематита в магнетит.

В процессе зеленокаменного перерождения эффузивов наиболее подвижными пороодообразующими компонентами (помимо воды и углекислоты) оказываются кальций, натрий и калий. Кальций и калий в зоне регионального зеленокаменного изменения проявляют тенденцию к выносу, а натрий – к привносу. Привнос – вынос указанных компонентов происходит в основном на ранних стадиях изменения.

Остальные пороодообразующие компоненты в зеленокаменном процессе и в более ранних процессах регионального изменения лав более стабильны, приблизительно сохраняя в среднем первоначальный уровень содержания (в расчете на нелетучую часть).

Минералообразующей средой зеленокаменного метаморфизма геосинклинальных толщ правомерно считать минерализованные геотермальные воды подземной гидросферы, в том числе хлоридные глубинные рассолы общепланетарного распределения. Региональная альбитизация плагиоклазов и калишпатов не связана непосредственно с действием морской воды и подводно-морской фацией излияний. Натрий при альбитизации заимствуется из подземных рассолов.

Цикл зеленокаменных превращений начинается в ходе погруже-

ния геосинклинальных толщ и завершается в процессе тектонических деформаций пород.

Проблемы систематики, а также петрогенеза вулканических формаций подвижных зон, вытекающие из фактических данных по рассматриваемой области и другим регионам, рассмотрены в монографии [11].

Текущие результаты исследований отражены в серии статей и докладов [4-10, 14-20, 22].

Выполнен обзор распространения и состава вулканических ассоциаций докембрия Урало-Монгольской провинции, для среднего и верхнего и частично для предполагаемого нижнего протерозоя [12, 13]. Вмещающие эти ассоциации толщи и структуры имеют в основном геосинклинально-складчатый, отчасти орогенный характер. Толщи метаморфизованы в дозеленосланцевой, зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и иногда амфиболитовой фациях. У окраин Русской и Сибирской платформ эти толщи лежат на архейско-нижнепротерозойских гнейсо-амфиболитовых комплексах платформенного фундамента.

Устанавливается крупнопоясовое распределение протерозойского вулканизма, выражающееся в его интенсивности и составе. Распределение это очевидным образом сопряжено с положением внешних границ Урало-Монгольской геосинклинально-складчатой провинции с Русской и Сибирской платформами и с южной областью выходов древних массивов протерозойской консолидации (Байсунтауского, Таримского, Юго-западного Памира).

Внешними (приплатформенными) поясами являются Западноуральско-Тиманский, Среднеазиатский и Заенсейский со скудным вулканизмом (миогеосинклинальные). Суммарная доля базальтоидов в разрезе протерозойских толщ здесь не превосходит нескольких процентов, а калийных эффузивов — долей процента. Базальтоиды концентрируются в единичных зонах, иногда большой протяженности.

Уралтауский пояс примыкает к Западноуральско-Тиманскому на южном фланге Урале. Он характеризуется большим развитием базальтоидов (первые десятки процентов протерозойского разреза); калийные вулканы здесь в докембрии неизвестны. Этот вулканический пояс по составу и положению уподобляется локальным зонам развития базальтоидов в упомянутых миогеосинклинальных поясах.

Ближе к центральной части провинции располагаются Восточноуральско-Большеземельский, Кокчетавско-Тяньшанский и Енисейско-

Селенгинский пояса, где значительно развиты докембрийские базальтоиды (первые десятки процентов разреза) и салические вулканиды (несколько объемных процентов).

В центре провинции выделяются Еремантау-Чингизский и Алтае-Западносааянский пояс интенсивного базальтоидного вулканизма (первые десятки процентов, для верхнерифейско-вендской части разреза - 40-60%) и скудного салического (от долей процента до 2-3%).

Базальтоидная группа вулканидов в докембрии провинции представлена довольно разнообразно. По петрохимическим данным, характеризующим около 100 вулканических ассоциаций отдельных районов, базальтоидная группа в подавляющем большинстве их оказывается в основе базальтовой (метабазальтовой) и щелочной.

Лейкобазальтоиды (лейкобазальты, андезитобазальты, андезиты) преобладают лишь примерно в I из каждых 9 петрохимически документированных комплексов. Они тяготеют в основном к поясам Восточноуральско-Большеземельскому, Среднеазиатскому и Енисейско-Селенгинскому.

Примерно в одной из каждых шести-семи ассоциаций базальтоидная группа обнаруживает щелочной уклон. Щелочные базальтоиды примерно в половине случаев сопровождаются салическими эффузивами трахитового и трахилипаритового ряда. Большинство выявленных щелочнобазальтоидных ассоциаций имеет позднерифейско-вендский возраст.

Салические эффузивы зафиксированы примерно в половине изученных ассоциаций разных районов и относятся к кислому ряду, изредка к трахитовому. Кислые вулканиды почти в половине тех комплексов, где они обнаружены, имеют щелочной (трахилипаритовый, трахидацитовый) уклон. Соизмеримо представлены комплексы с кислой группой эффузивов калиевого и натриевого уклона, причем калиевые заметно чаще встречаются в западном секторе провинции. Известны единичные кислые эффузивные комплексы, не обнаруживающие видимой связи с базальтоидами (Кокчетавско-Тяньшанский пояс).

Наибольшая пестрота составов докембрийских вулканических формаций характерна в общем для верхнего рифея - венда провинции.

Несомненно почти повсеместное вторичное снижение средних

содержаний калия и повышение натрия в базальтоидах за счет зеленокаменного преобразования.

Проведено петрохимическое сравнение составов господствующих в докембрии провинции щелочных метабазальтоидов с щелочными кайнотипными ассоциациями базальтоидов океанов, окраинноокеанических вулканических дуг, внутри- и окраинноматериковых подвижных поясов, материковых плато, а также траппами древних платформ. Обычно докембрийские базальтоиды провинции по относительно стабильным при зеленокаменном метаморфизме компонентам (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , ΣFeO , MgO) оказываются аналогичными траппами древних платформ и материковых плато, гораздо меньшая часть - базальтоидам молодых материковых орогенов и окраинноокеанических островных дуг. Некоторая часть щелочных лейкобазальтоидов докембрия (низкоглиноземистые) довольно специфична для древних внутриматериковых подвижных поясов разного возраста и почти не находит аналогов в вулканических комплексах юных материковых орогенов и островных дуг. В некоторых поясах (Уралтауский, Алтай-Западносибирский, Заенсейский) заметно распространены метабазальтовые ассоциации с повышенной общей железистостью, характерной для материковых платформ и плато (и редкой в океанических базальтах), но с повышенным содержанием магния.

Лишь в редких зонах щелочные базальтоиды докембрия провинции имеют специфическую аналогию с обычными базальтами современных океанов (при этом часть этих редких комплексов располагается в районах с присутствием выходов сравнительно кислого гнейсового и гранито-гнейсового фундамента).

Кислая группа вулканитов докембрия провинции не обнаруживает специфических особенностей, свойственных по имеющимся данным кислым вулканическим продуктам современных океанических областей; в частности, отсутствует агпаитовая тенденция.

Можно считать, что состав докембрийского вулканизма Урало-Монгольской провинции в основном не выходит за рамки составов, свойственных областям с материковой корой. Следовательно, со стороны состава докембрийского вулканизма прямая и широкая аналогия с обстановкой современных океанов, проводимая для докембрия провинции некоторыми исследователями, не подтверждается. Большинству авторов реферируемого исследования представляется более правдоподобной точка зрения об эпиконтинентальной ("сре-

диземноморской") обстановке и о возможности лишь ограниченного рифтообразования с "океанизацией" коры.

В.А. Кутолин

ПЕТРОЛОГИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В БАЗАЛЬТАХ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Как известно, в последние годы очень сильно вырос интерес к изучению глубинных ксенолитов в базальтах и кимберлитах, изучение которых дает важные сведения как о составе глубоких зон Земли (нижней коры и верхней мантии), так и об особенностях процесса образования и эволюции базальтовых и кимберлитовых расплавов. Этим обстоятельством и была обусловлена постановка исследований по данному разделу темы.

В процессе выполнения этих исследований было проведено полевое и камеральное изучение ультраосновных нодулей из щелочных базальтов Минусинской впадины [95,101,39], Забайкалья [95,101,39], Приморья [39], из пикритовой трубки взрыва "Тувиш" в Таджикистане [103] и, для сравнения, из андезитов Авачинского вулкана на Камчатке. Кроме того, был проведен критический анализ всех литературных данных по ультраосновным включениям в базальтах. Полученные результаты позволили прийти к следующим выводам.

Среди ультраосновных нодулей в базальтоидах имеются как ксенолиты вещества верхней мантии, так и родственные включения — аккумуляты, которые являются продуктом накопления минеральных фаз, выделившихся из магмы при высоком давлении. Ортодоксальные точки зрения, сводящие все разнообразие включений или к ксенолитам мантии или к аккумулятам, не учитывают ряда важных фактов, обнаруженных в последние годы, и потому должны быть оставлены.

К первой группе нодулей — ксенолитам вещества верхней мантии относятся лерцолиты и связанные с ними дуниты, гарцбургиты, вебстериты и клинопироксениты. Характерной чертой этой группы является зеленый цвет, наличие хром-диоксида и хромовой шпинели, а также многочисленные следы интенсивного динамометаморфического воздействия. Вторая группа — аккумуляты — представлена черными шпинелевыми или керсутитовыми пироксенитами и верлитами, для которых характерен бедный хромом, но богатый титаном клинопироксен и шпинель герцинитового типа, а также весьма дифференцированной серией пород от анортозитов до дунитов, обладающих обычно ти-

пичными кумулятивными структурами. Детальное описание этих двух групп нодулей имеется как в наших работах [95,99,101,102,103], так и в статьях М.Г.Беста, К.Ишибаши, Е.Д.Джексона и многих других геологов.

Как известно, наиболее распространенным и характерным членом первой группы нодулей являются шпинелевые лерцолиты. Именно для них мантийное происхождение устанавливается наиболее отчетливо. В дополнение к многочисленным аргументам, приводимым в литературе в защиту этой точки зрения, и в порядке полемики с теми исследователями, которые склонны считать шпинелевые перидотиты аккумулятами базальтов (Фрекен, О³Хара, Волохов), мы хотим подчеркнуть следующие факты [95, 103]:

1) Наличие лерцолитовых нодулей не только в базальтах, но и в кимберлитах и, даже в трахитах и фonoлитах. Совершенно очевидно, что кимберлиты, трахиты и фonoлиты не могут дать такие же по составу аккумулятивные накопления, как и базальты.

2) Абсолютный возраст включений шпинелевых перидотитов оказывается значительно большим, чем возраст вмещающих их базальтов.

3) Тонкие геохимические исследования, выполненные независимо друг от друга многими исследователями, свидетельствуют о ксеногенной природе изученных ими включений лерцолитов.

Дуниты, гарцбургиты, вебстериты и клинопироксениты первой группы очень сходны по составу минералов с шпинелевыми лерцолитами. Кроме того, иногда наблюдается переслаивание этих пород с шпинелевыми лерцолитами в пределах одного нодуля. Поэтому все перечисленные породы, также как и шпинелевые лерцолиты, должны представлять собой ксенолиты вещества верхней мантии.

Одним из главных доказательств аккумулятивной природы нодулей второй группы является наличие у них кумулятивных структур, которые описывались Е.Д.Джексоном, М.Г.Бестом, нами [95,103] и рядом других исследователей. Не менее важным доказательством являются специфические особенности состава минералов этих пород. Так клинопироксениты из черных шпинелевых клинопироксенитов описываемой группы резко отличаются от клинопироксенитов из вебстеритов и клинопироксенитов мантийного происхождения повышенной железистостью, более высоким содержанием глинозема в обеих координациях, а также титана, при сильно пониженном содержании хро-

ма. Эта разница хорошо видна из таблицы 3, где кроме того приведен также средний состав черных клинопироксенов, встречающихся в виде обломков крупных кристаллов в базальтах, содержащих ультраосновные нодулы [102]. Как известно, эти кристаллы представляют собой фенокристы, кристаллизовавшиеся из базальтовой магмы при высоком давлении, по-видимому, в верхней мантии на глубине около 50 км (Грин и Гибберсон). Сходство этих фенокристов и клинопироксенов из черных клинопироксенитов не вызывает сомнений, так как их средние составы очень близки между собой (таблица 3).

Шпинель черных клинопироксенитов сильно отличается от шпинели из мантийных шпинелевых перидотитов низким содержанием хрома и магния. Характерно значительное сходство этой шпинели с крупными кристаллами шпинели из базальтоидов, которые также считаются фенокристами высокого давления [102].

Значительное сходство составов клинопироксена и шпинели черных шпинелевых клинопироксенитов с аналогичными фенокристами, кристаллизующимися из базальтоидов при высоком давлении, позволяет считать, что эти клинопироксениты имеют аккумулятивное происхождение. По-видимому, такие аккумуляты образовались в глубинных очагах, где произошла частичная кристаллизация базальтовой магмы. Судя по экспериментальным данным Д.Х.Грина и У.Гибберсона, эти очаги располагались в верхней мантии на глубине около 50 км. Затем движение магмы возобновилось, аккумулятивные накопления были взломаны, а их обломки вынесены на поверхность.

В процессе транспортировки на поверхность ультраосновные нодулы подвергаются сильной коррозии базальтовым расплавом. Наиболее стойким к корродирующему воздействию базальтов оказывается оливин, который подвергается лишь механическому дроблению. Пироксены и шпинель значительно уступают в этом отношении оливину, причем в хром-диопсиде обычно появляются многочисленные игольчатые зернышки новообразованного клинопироксена, ортопироксен подвергается инконгруэнтному плавлению, замещаясь агрегатом из мелких округлых зернышек оливина, интерстиции между которыми заполнены коричневатым прозрачным стеклом кислого состава, а шпинель становится непрозрачной, забиваясь окислами железа [95, 101].

Описанные факты показывают, что ультраосновные включения в

Т а б л и ц а 3
Средние составы клинопироксенов из нодулей
пироксенитов в базальтах

Компоненты	1		2		3		4	
	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s	\bar{X}	s
Si	1,863	0,033	1,878	0,048	1,768	0,055	1,779	0,038
Al ^{IV}	0,137	0,033	0,122	0,048	0,232	0,055	0,221	0,038
Al ^{IV}	0,094	0,046	0,050	0,026	0,138	0,067	0,149	0,035
Ti	0,015	0,006	0,011	0,005	0,040	0,011	0,036	0,012
Fe ³⁺	0,038	0,013	0,037	0,021	0,085	0,048	0,063	0,019
Cr	0,018	0,007	0,014	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004
Fe ²⁺	0,109	0,034	0,119	0,036	0,149	0,027	0,170	0,043
Mn	0,003	0,001	0,004	0,001	0,004	0,002	0,005	0,001
Mg	0,860	0,055	0,951	0,063	0,709	0,107	0,804	0,080
Ca	0,813	0,055	0,790	0,092	0,801	0,054	0,690	0,077
Na	0,056	0,021	0,042	0,007	0,066	0,028	0,088	0,029
K	0,002	0,003	0,002	0,001	0,004	0,003	0,004	0,010
f	16,3	2,8	15,4	3,4	25,7	6,6	23,1	4,2
Fe	9,9	2,0	9,6	3,0	15,7	3,6	15,7	2,9
Mg	46,3	1,3	49,2	3,0	39,5	4,9	45,4	4,1
Ca	43,8	1,9	41,2	5,0	44,8	2,8	38,9	3,7
Fe/Mg	0,127	0,046	0,12	0,04	0,215	0,051	0,214	0,060
Wxv	2,007	0,014	2,021	0,020	1,998	0,029	2,013	0,020

ПРИМЕЧАНИЕ: 1 - клинопироксены из мантийных вебстеритов (10 анализов). 2 - клинопироксены из мантийных клинопироксенитов (11 анализов). 3 - черные клинопироксены из аккумулятивных шпинелевых клинопироксенитов (16 анализов). 4 - обломки крупных кристаллов черного клинопироксена (фенокристы высокого давления) (21 анализ)

процессе транспортировки на поверхность подвергаются значительному изменению, которое носит избирательный характер и состоит в преимущественной дезинтеграции пород, богатых пироксенами, вследствие чего доля этих пород в общей массе транспортируемых включений неуклонно уменьшается и, следовательно, увеличивается доля пород, обогащенных оливином. Поэтому вебстериты и клинопироксениты имеют значительно меньше шансов уцелеть и попасть в руки исследователей, чем дуниты и перидотиты. То опробование, которому подвергается верхняя мантия базальтовыми вулканическими аппаратами и трубками взрыва, является опробованием со смещением, степень которого зависит от интенсивности процесса дезинтеграции нодулей. Судя по геологическим данным, скорость ассимиляции ультраосновных включений базальтами достаточно велика.

Приведенные рассуждения делают весьма вероятным предположение о том, что в пределах верхней мантии в областях генерации базальтов, наряду с перидотитами может присутствовать значительное количество различных пироксенитов, которые сравнительно редко наблюдаются среди ультраосновных включений лишь потому, что успевают дезинтегрироваться во время транспортировки на поверхность. Необходимо подчеркнуть, что по сравнению с перидотитами пироксениты содержат больше кремнезема, глинозема, кальция, титана и натрия при значительно меньшем количестве магния (таблица № 4). Таким образом, если допустить достаточно широкое распространение пироксенитов в верхней мантии, придется признать, что существующие оценки её состава являются сильно заниженными для содержаний кремнезема, глинозема, кальция, титана и натрия и завышенными для содержания магния. Как известно, наибольшим признанием в настоящее время пользуется "пиролитовая" модель Рингвуда, который считает, что средний состав мантии отвечает смеси из трех частей перидотита и одной части базальта. В связи с изложенным выше нам представляется, что доля базитового ингрдиента в модели той части верхней мантии, где генерируются базальты, должна быть увеличена по сравнению с оценкой Рингвуда, которая никак не учитывает наличия пироксенитов в верхней мантии.

Изложенное предположение о содержании в пределах верхней мантии значительного количества пироксенитов снимает ряд трудностей в интерпретации существующих фактов. Так, если считать

верхнюю мантию состоящей исключительно из перидотитов, придется признать её значительную однородность, даже учитывая возможные вариации в минеральном составе в зависимости от температуры и давления. Между тем геофизические данные свидетельствуют о наличии в верхней мантии существенных неоднородностей, которые легко объяснить, если принять, что верхняя мантия состоит из сложного чередования разнообразных перидотитов и пироксенитов, которые как переслаиваются друг с другом, так и сменяют друг друга в горизонтальном направлении, причем количественные соотношения этих типов пород неодинаковы для подкорового субстрата разных тектонических зон. Как следует из анализа сейсмических данных, содержание пироксенитов должно быть более высоким в верхней мантии срединно-океанических хребтов, островных дуг и рифтовых зон [102]. Видимо, оно минимально для древних платформ, которые уже лишились легкоплавких компонентов мантийного субстрата в процессе своей геологической эволюции.

Нами была сделана попытка оценить относительное количество пироксенитов в составе верхней мантии континентальных и океанических секторов Земли [102]. В таблице 4 даны средние составы шпинелевых перидотитов из нодулей в базальтах континентов и океанов. Как видно из таблицы, они очень близки между собой. Между тем, Ф.Пресс показал, что верхняя мантия в пределах океанов до глубины в 100–150 км должна иметь повышенную плотность (порядка $3,5 \text{ г/см}^3$) по сравнению с континентами. Перидотиты не могут обеспечить столь высокую плотность, поскольку давления на глубине в 100–150 км недостаточны для перехода оливина в шпинелеподобную модификацию, тогда как пироксенитовое вещество, если оно находится в форме эклогита, обладает примерно такой плотностью. Поэтому, чтобы объяснить результаты Ф.Пресса и обнаруженное нами сходство составов шпинелевых перидотитов из нодулей в базальтах континентов и океанов, необходимо сделать заключение, что шпинелевые перидотиты не представляют собой основную составную часть мантии океанических секторов Земли. По-видимому в верхней мантии океанов содержание пироксенитов значительно выше, чем в подкоровом субстрате континентов.

Таким образом, вслед за В.С.Соболевым с соавторами, сейчас имеет смысл говорить не об абстрактной верхней мантии, одинаковой для всей Земли в целом, но о конкретных типах верхней ман-

Т а б л и ц а 4

Средние составы перидотитов и вебстеритов из
нодулей в базальтах [102]

Окислы	1		2		3	
	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
SiO ₂	43,43	1,31	44,77	1,97	50,68	1,58
TiO ₂	0,13	0,10	0,20	0,13	0,43	0,17
Al ₂ O ₃	1,81	1,28	2,99	1,31	4,42	2,06
Fe ₂ O ₃	3,06	2,33	1,49	0,54	1,55	0,66
FeO	5,95	2,03	8,18	1,28	5,63	1,90
MnO	0,11	0,06	0,14	0,01	0,14	0,03
MgO	41,80	3,05	38,61	4,83	21,26	3,08
CaO	2,15	1,30	2,40	1,80	13,16	5,49
Na ₂ O	0,31	0,30	0,40	0,19	0,54	0,30
K ₂ O	0,10	0,12	0,05	0,04	0,08	0,08
Cr ₂ O ₃	0,39	0,36	0,34	0,11	0,69	0,16

1 - нодули перидотитов из базальтов континентальной оливин-базальтовой формации (83 анализа). 2 - нодули перидотитов из базальтов океанической оливин-базальтовой формации (13 анализов) 3 - нодули вебстеритов (19 анализов).

тии, различных для разных структурно-тектонических зон.

Изложенные соображения о наличии в пределах верхней мантии значительного количества пироксенитов позволили по-новому подойти к пониманию генезиса базальтов [94,95,100]. Как известно, многочисленные эксперименты, выполненные различными исследователями в последние годы, доказали, что при частичном плавлении вещества, имеющего состав шпинельного лерцолита, гранатового лерцолита или пиролита по Рингвуду при высоком давлении в сухих условиях будет образовываться расплав не базальтового, а пикритового состава. Это обстоятельство заставило М.Д. О'Хару предположить, что базальты являются дифференциатами такой пикритовой магмы, причем дифференциация происходит во время подъема этого пикритового расплава к поверхности Земли. Гипотеза О'Хары была поддержана некоторыми авторами, однако нам представляется, что она противоречит ряду геологических данных. Прежде всего трудно объяснить почему дифференциация пикритовой магмы во время подъема во всех случаях приводит к одному и тому же результату - появлению именно базальтов. Так как скорость подъема, температура, давление, проницаемость и другие физические условия должны сильно варьировать в разных вулканических областях, следовало бы ожидать, что состав базальтовых магм, изливающихся на поверхность, будет значительно более разнообразным, чем это имеет место в действительности. Несомненно при этих условиях были бы широко распространены породы, дающие всю гамму переходов от пикритов до базальтов, чего, как известно, на самом деле не наблюдается. Наконец сами "первичные пикриты" в случаях особо быстрого подъема должны были бы достигать поверхности, однако породы такого типа широко не распространены ни в одной области базальтового вулканизма.

Нам представляется, что построения О'Хары, появившиеся лишь в связи с необходимостью объяснить экспериментальные данные по частичному плавлению перидотитов, носят искусственный характер. Между тем, предположение о наличии в пределах верхней мантии значительного количества пироксенитов позволяет по-новому подойти к пониманию генезиса базальтов. Такие пироксениты по своему валовому химическому составу могут рассматриваться как смесь из 60% базальта и 40% перидотита. Очевидно, что частичное плавление такой смеси даже при высоком давлении должно дать расплав

базальтового, а не пикритового состава. Таким образом базальты можно считать по-прежнему продуктом частичного плавления материала мантии, а необходимость в сложных и искусственных построениях о первичной пикритовой магме полностью отпадает. Важно подчеркнуть также, что из пироксенита может вылавиться значительно больше базальтовой магмы, чем из лерцолита или пиролита Рингвуда, что ликвидирует те трудности, которые возникают при рассмотрении вопроса о механизме отделения базальтовой магмы от исходного субстрата и обеспечивает объяснение геологических данных о громадном площадном распространении базальтов некоторых типов.

Все соображения, изложенные выше, были основаны на результатах изучения нодулей первой группы - ксенолитов вещества верхней мантии. В свою очередь специальное изучение включений второй группы - аккумулятивных нодулей позволило получить ряд интересных данных в отношении процесса глубинной дифференциации. Оказалось, что он во-первых протекает по-разному в базальтоидах, относящихся к различным формациям, а во-вторых является более сложным и многообразным, чем это представлялось по экспериментальным данным [99].

В таблице 5 сведены данные о составе аккумулятов и направлении глубинной дифференциации для базальтоидов разных типов в зависимости от их формационной принадлежности по классификации Ю.А.Кузнецова. Как видно из этих данных, глубинная дифференциация протекает различно для базальтоидов разных формаций. Так для траппов глубинная дифференциация вообще не характерна, поскольку нодули в них никем не обнаружены, хотя нельзя исключить возможности их уничтожения во время подъема магмы. Для пород андезитовой формации в качестве глубинных дифференциатов обычно описывают элливалиты, которые состоят из 70% анортита и магнетитового оливина. Иногда эти породы представлены чистыми анортитами, в других случаях в них появляются пироксены и они переходят в эвкриты или габбро. Химический состав пород этой серии характеризуется низким содержанием кремнезема и щелочей, при значительном количестве глинозема и кальция. Расчеты показывают, что удаление из магмы базальтового состава 20% аккумулятов такого типа может привести к появлению андезито-базальтов. Как следует из экспериментальных данных Н.И.Хизрова с соавторами,

Т а б л и ц а 5

Характер глубинно: дифференциации базальтоидов разных формаций

Тип базальтоидов	Место происхождения дифференциации:	Состав аккумулятов		Направление дифференциации	
		В безводных условиях	В присутствии воды	В безводных условиях	В присутствии воды
Тр ДП Тр АП	Г л у б и н н а я д и ф ф е р е н ц и а ц и я о т с у т с т в у е т				
АнДБ	Кора	Альбиды, рекегабро, анортоситы, эвриты	-	Содержание кремнезема и щелочей увеличивается, глинозема, магния и кальция - уменьшается. Появление андезито-базальтов	-
КОб	Кора	-	Магнетитовые и оливин-магнетитовые габро	-	Содержание кремнезема, глинозема и щелочей увеличивается, железа - уменьшается.
	Нижняя кора	-	Черные керузитовые клинопироксениты, верлиты и габро	-	Содержание кремнезема и щелочей увеличивается, магния и кальция - уменьшается
	Верхняя кора	Черные шпинельные клинопироксениты, верлиты	-	Содержание щелочей увеличивается, кальция - уменьшается	-
	Кора	Дифференцированная серия анортосит-троктолит-габро-дунит-верлит-герцбургит	-	Содержание кремнезема и щелочей увеличивается, магния - уменьшается	-
ОбТ	Кора	Дифференцированная серия анортосит-дунит	-	Содержание кремнезема и щелочей увеличивается, магния - уменьшается	-
ОбЩ	Верхняя мантия	-	Черные керузитовые клинопироксениты, верлиты и габро	-	Содержание кремнезема и щелочей увеличивается, магния и кальция - уменьшается

ПРИМЕЧАНИЕ: ТрДП - труппы древних платоформ. ТрАП - труппы молодых платформ. АнДБ - базальтоиды андезитовой формации. КОб - базальтоиды континентальной оливин-базальтовой формации. ОбТ - толеитовые базальтоиды океанической оливин-базальтовой формации. ОбЩ - щелочные оливиновые базальтоиды океанической оливин-базальтовой формации.

плагиоклаз состава анортита кристаллизуется из высокоглиноземистого базальта при давлении до 10 килобар. Это обстоятельство свидетельствует о том, что описанные алливалиты образовались на глубине, не превышающей 35 км.

Наиболее разнообразны глубинные дифференциаты базальтоидов континентальной оливин-базальтовой формации. К ним относятся прежде всего черные шпинелевые клинопироксениты, которые описывались в базальтоидах Минусы [95, 101, 39] юго-западной Японии, Таджикистана [103] и ряда других районов. Иногда в этих породах появляется оливин, вплоть до перехода их в верлиты. Химический состав шпинелевых клинопироксенитов варьирует очень сильно, даже в серии включений из одной трубки взрыва [103], что зависит от относительного содержания пироксена и шпинели. Однако для всех этих пород характерно очень небольшое количество щелочей при повышенном содержании кальция, что приводит к последовательному увеличению отношения суммы щелочей к полевошпатовой извести в процессе дифференциации, тогда как отношение железа к магнию остается примерно постоянным, поскольку эти элементы извлекаются при дифференциации в постоянной пропорции. Ранее нами было показано [95, 98], что эта тенденция является типичной для базальтов континентальной оливин-базальтовой формации по сравнению с траппами, для которых, напротив, характерно возрастание отношения железа к магнию.

Судя по экспериментальным данным Д.Х.Грина и А.Е.Рингвуда, кристаллизация клинопироксена начинает преобладать над кристаллизацией оливина из расплавов щелочного оливинового базальта при давлении свыше 9 килобар. Д.Х.Грин и У.Гибберсон получили фенокристы клинопироксена, сходные с природными мегакристами, при давлении в 14-16 килобар. Поэтому можно считать, что описанные шпинелевые клинопироксениты образуются на глубине не менее 35-50 км, т.е. в пределах верхней мантии.

Другой разновидностью глубинных дифференциатов базальтоидов континентальной оливин-базальтовой формации являются черные керсутитовые клинопироксениты, верлиты и габбро, которые очень похожи на предыдущую группу составом клинопироксена, но отличаются от неё отсутствием шпинели, при наличии керсутита. Эти породы бедны кремнеземом и щелочами, но богаты магнием и кальцием, поэтому извлечение аккумулятов такого типа приводит к последо-

вательному накоплению кремнезема и щелочей, при падении содержания магния и кальция. По мнению К.Аоки и М.Г.Беста, описавших нодулы керсутитовых пироксенитов и верлитов, они кристаллизовались из базальтовой магмы в присутствии воды на глубине около 30 км, т.е. в нижней части коры.

Несколько особняком стоят нодулы своеобразных магнетитовых габброидов, которые были описаны К.Аоки в базальтах на о-ве Ики (юго-западная Япония). Эти породы чрезвычайно богаты железом и титаном, напоминая в этом отношении некоторые базальты Луны, но бедны кремнеземом и щелочами. По мнению Аоки, они образовались на глубине менее 15 км при высоком парциальном давлении кислорода.

Для толеитовых базальтов океанов глубинная дифференциация не является распространенной, хотя, например, на Гавайских островах Е.Д.Джексон описывает из толеитов серию разнообразных аккумулятов, меняющих свой состав от анортозитов до перидотитов, причем среди них преобладают породы, богатые оливином. Более характерна глубинная дифференциация для океанических щелочных оливиновых базальтов, в которых, кроме аккумулятов серии анортозит-дунит, описанных на Гавайях и на о-ва Лансароте, наблюдаются также черные керсутитовые пироксениты, верлиты и габброиды, аналогичные своим континентальным аналогам и известные на островах Тристан-Да-Кунья, Грав Канария и Тенериф.

Как видно из приведенного описания, обломки глубинных аккумулятов в базальтоидах встречаются достаточно часто. Весьма обычны в них и крупные кристаллы авгита, ортопироксена, санидина, оливина, керсутита и некоторых других минералов, которые являются фенокристами, кристаллизовавшимися из магмы на большой глубине. Тем не менее, можно утверждать, что глубинная дифференциация играет значительно более скромную роль в создании всего разнообразия пород базальтоидного состава, чем это предполагали Д.Х.Грин и А.Е.Рингвуд и, особенно, М.Дж.О'Хара. По мнению последнего, дифференциация родоначальной пикритовой магмы при различных условиях может дать широкую гамму пород от толеитовых базальтов, через щелочные оливиновые базальты, меллититовые базальты, лейцитовые базальты до кимберлитов и даже карбонатитов. Нет надобности придумывать схемы столь сложной эволюции, поскольку хорошо известно, что такие наборы пород никогда не встречаются в генетически единых ассоциациях, но всегда принадлежат к раз-

ным магматическим формациям.

Другим доказательством того факта, что глубинная кристаллизационная дифференциация не играет значительной роли в создании базальтовых магм разного состава, является небольшое содержание в базальтах фенокристов высокого давления, кристаллизационной отсадке которых принадлежит решающая роль в схеме Д.Х.Грина и А.Е.Рингвуда. Кроме того, базальтовая магма энергично резорбирует эти фенокристы [95, 101], так что при медленном подъеме магмы [96] они будут полностью ассимилированы, что сведет на нет эффект кристаллизационной дифференциации.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. АЛАБИНА А.А., АРНАУТОВ Н.В., ЗЕРКАЛОВА М.И., СЛОБОДСКОЙ Р.М. Соотношения между химическими составами вмещающих пород и гранитоидных батолитов Алтая. - "Докл. АН СССР", 1972, т.203, № 3, с.667-669.
2. АРНАУТОВ Н.В., ЗЕРКАЛОВА М.И., СЛОБОДСКОЙ Р.М. Изохимический контактовый метаморфизм, связанный с гранитоидными массивами Центрального Алтая. - "Докл. АН СССР", 1971, т.197, № 1, с.182-184.
3. АРНАУТОВ Н.В., ЗЕРКАЛОВА М.И., СЛОБОДСКОЙ Р.М. Метасоматоз в контактовых ореолах гранитоидных массивов Северо-Западного и Южного Алтая. - "Докл. АН СССР", 1971, т.199, № 4, с.915-917.
4. БЕЛОУСОВ А.Ф. Статистические особенности петрохимического состава вулканических ассоциаций подвижных областей. - Тезисы докл. Междунар. ассоциации вулканологии и химии недр Земли, XV Генеральная Ассамблея Междунар. Союза геодезии и геофизики. М., 1971, с.12.
5. БЕЛОУСОВ А.Ф. О соотношении между составами базальтоидов в геосинклинальных и орогенных вулканических ассоциациях. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1971, № 7, с.28-38.
6. БЕЛОУСОВ А.Ф. Статистические особенности поведения калия в базальтоидах при зеленокаменном метаморфизме. - "Геохимия", 1971, № 7, с.830-836.
7. БЕЛОУСОВ А.Ф. О природе связи между базальтоидными и селитчскими породами в эффузивных ассоциациях. - В кн.: Проблемы

петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972, с.146-160.

8. БЕЛОУСОВ А.Ф. Связь состава и массовости вулканизма с тектоническими факторами. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973 (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.213), с.262-278.

9. БЕЛОУСОВ А.Ф. Об основаниях формационного анализа. - В кн.: Проблемы магматических формаций. М., "Наука", 1974, с. 6-14.

10. БЕЛОУСОВ А.Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород. - "Геология и геофизика", 1974, № 3, с.20-26.

11. БЕЛОУСОВ А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, "Наука", 1975. 332 с.

12. БЕЛОУСОВ А.Ф., ДОБРЕЦОВ Н.Л., ДОДОНОВА Т.А., ФИЛАТОВА Л.И., ШТЕЙНБЕРГ Д.С., АНТОНЮК Р.М., ЗАХАРОВ И.Л., ИВАНОВ К.П., ПОЛЯКОВА Э.Г. Вулканизм докембрия Урало-Монгольской провинции. Материалы II Всес. палеовулк. симпозиума. Петрозаводск, 1975, с.106.

13. БЕЛОУСОВ А.Ф., ДОБРЕЦОВ Н.Л., ДОДОНОВА Т.А., ФИЛАТОВА Л.И., ШТЕЙНБЕРГ Д.С., АНТОНЮК Р.М., ЗАХАРОВ И.Л., ИВАНОВ К.П., ПОЛЯКОВА Э.Г. Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции. Новосибирск, "Наука", (в печати).

14. БЕЛОУСОВ А.Ф., ДОВГАЛЬ В.Н. История развития субщелочного и щелочного магматизма Кузнецкого Алатау. - "Геология и геофизика", 1972, № 4, с.22-27.

15. БЕЛОУСОВ А.Ф., ИЗОХ Э.П., КУЗНЕЦОВ Ю.А., ПОЛЯКОВ Г.В. О карте магматических формаций СССР. - "Геология и геофизика", 1973, № 5, с.130-134.

16. БЕЛОУСОВ А.Ф., ИЗОХ Э.П. О формационном и фациальном анализе магматических образований. - "Сов. геология", 1974, № 12, с.145-149.

17. БЕЛОУСОВ А.Ф., КУТОЛИН В.А., ФРОЛОВА В.М. Линейные корреляции породообразующих элементов в базальтах и вопросы их петрогенетического истолкования. - В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск, "Наука", 1974, с.34-43.

18. БЕЛОУСОВ А.Ф., ЛАВРЕНТЬЕВ Ю.Г., НАЛЕТОВ Б.Ф., ПОЛЯКОВА

З.Г., ПОСПЕЛОВА Л.Н. Клинопироксены рифейско-нижнепалеозойских геосинклинальных базальтоидов Кузнецкого Алатау. - "Геология и геофизика", 1974, № 6, с.70-76.

19. БЕЛОУСОВ А.Ф., ЛАПИН Б.Н., ПОЛЯКОВ Г.В., АНТОНОВ П.С., БОЛТУХИН В.П., ЗАЙКОВ В.В., ВАН А.В., ТЕЛЕШЕВ А.Е., ТУРЧЕНКО Г.П. Вулканогенно-осадочные комплексы докембрия и палеозоя Алтае-Саянской провинции. Тезисы докладов Всесоюз. семинара по вулк. осад. типу литогенеза и его продуктам. Петрозаводск, 1972, с.51-52.

20. БЕЛОУСОВ А.Ф., НАЛЕТОВ Б.Ф., ПОЛЯКОВА З.Г. Статистическое сравнение химизма кислых вулканитов геосинклинальных, орогенных и платформенных областей и вопросы их петрогенезиса. - "Геология и геофизика", 1971, № 10, с.3-12.

21. БЕЛОУСОВ А.Ф., НАЛЕТОВ Б.Ф., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск, "Наука", 1974. 211 с.

22. БЕЛОУСОВ А.Ф., ПОЛЯКОВА З.Г. Статистическое сравнение щелочносалических вулканитов разных тектонических провинций по породообразующим окислам. - "Геология и геофизика", 1971, № 4, с.14-23.

23. БОГНИБОВ В.И. Большереченский габбро-норитовый комплекс в Тельбесском районе Горной Шории. - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.79), с.61-102.

24. БОГНИБОВ В.И. Раннедевонский дайковый комплекс плагиопорфиров Кузнецкого Алатау. - Материалы конф. посвящ. 75-летию Томск.пол.ин-та, Изд-во Томск. гос. ун-та, Томск, 1973, с.54.

25. БОГНИБОВ В.И., ДОВГАЛЬ В.Н., ПОЛЯКОВ Г.В., ТЕЛЕШЕВ А.Е., ФЕДОСЕЕВ Г.С. Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск, "Наука", 1974. 243 с. (АН СССР. Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 177).

В содержании: Сравнительный анализ девонских вулканоплутонических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области (Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешев А.Е.), с.7-36. Масивы среднепалеозойских гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау (Довгаль В.Н.), с.36-85. Раннедевонский дайковый комплекс плагиопорфиров восточного склона Кузнецкого Алатау (Богнибов В.И.),

с.85-148. Массивы среднепалеозойских гранитов и сиенитов Восточного Саяна. Интрузии гранитов и сиенитов восточного обрамления Сыдо-Ербинской и Южно-Минусинской впадин (Федосеев Г.С., Поляков Г.В.). Сиенит-гранитовые интрузии Гутапо-Агульского района (Телешев А.Е.), с.148-229. Сравнительный анализ девонских гранит-сиенитовых интрузий Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна и вопросы их формационной принадлежности (Поляков Г.В.), с. 229-236.

26. ВОЛОХОВ И.М. К количественно-минералогической классификации основных и ультраосновных пород известково-щелочных габброидных ассоциаций. - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971 (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.79), с.103-124.

27. ВОЛОХОВ И.М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах - родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? Новосибирск, "Наука", 1972. 72 с. (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.150).

28. ВОЛОХОВ И.М. К вопросу об источнике и условиях образования магматических расплавов. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1973, № 9, с.147-152.

29. ВОЛОХОВ И.М. О поведении алюминия при центрифугировании "сухих" базальтоидных расплавов, - "Геология и геофизика", 1974, № II, с.67-74.

30. ВОЛОХОВ И.М. К оценке точности термобарогемических реконструкций условий образования магм и магматических минералов. - "Геология и геофизика", 1975, № I, с.12-19.

31. ВОЛОХОВ И.М. О "земной коре, единой для континентов и океанов", и "давлении столба океанической воды", определяющем "высокое положение раздела Мохоровичича" под океанами. - "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1975, № 3, с.129-134.

32. ВОЛОХОВ И.М., ИВАНОВ В.М., АРНАУТОВ Н.В., ЗЕРКАЛОВА М.И., КИРЕЕВ А.Д. Базиты и гипербазиты "третьей фазы Таннуольского комплекса" - формационно самостоятельная интрузивная ассоциация габбро-пироксенит-дунитового типа. - "Докл. АН СССР", 1971, т.197, № 2, с.415-418.

33. ВОЛОХОВ И.М., ИВАНОВ В.М., АРНАУТОВ Н.В., ЗЕРКАЛОВА М.И., КИРЕЕВ А.Д. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува). - В кн.: Проблемы петроло-

гии ультраосновных и основных пород. Новосибирск, "Наука", 1972, с.130-145.

34. ВОЛОХОВ И.М., ИВАНОВ В.М., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. Ассоциация базитов и гипербазитов Карашатского плутона - Новое проявление габбро-пироксенит-дунитовой формации в Туве. - В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СНИИГТимС, 1972, с.57-59.

35. ВОЛОХОВ И.М., ИВАНОВ В.М., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. Основные и ультраосновные породы Карашатского массива Южно-Тувинского гипер-базитового пояса - магматическая ассоциация габбро-пироксенит-дунитового формационного типа. - "Докл. АН СССР", 1973, т.211, № 2, с.441-444.

36. ВОЛОХОВ И.М., ИВАНОВ В.М., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. Карашатский базит-гипербазитовый плутон - еще одно проявление габбро-пироксенит-дунитового формационного типа в Туве. - В кн.: Проблемы магматической геологии, Новосибирск, "Наука", 1973, (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.213), с.61-86.

37. ВОЛОХОВ И.М., ИВАНОВ В.М., ПОЛЯКОВА З.Г., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. О химизме пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. - "Докл. АН СССР", 1971, т.201, № 1, с.191-194.

38. ГЕНШАФТ Ю.С., МОЛЧАНОВ В.А., КУТОЛИН В.А. Устойчивость вебстерита в верхней мантии. - "Докл. АН СССР", 1973, т.210, № 2, с.435-437.

39. ГЛУБИННЫЕ ксенолиты и верхняя мантия. Отв. редакторы: В.С.Соболев, Н.Л.Добрецов, Н.В.Соболев. Новосибирск, "Наука", 1975 (АН СССР, Сиб. отделение. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.271).

В содержании: Глава 3. Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. § 9. Минусинская впадина (Кутолин В.А., Фролова В.М.), с.68-82. § 11. Прибайкалье и Приморье (Кутолин В.А., Фролова В.М.), с.106-117. § 16. Европа и Азия (Кеппежинская В.В., Кутолин В.А.), с.148-160, § 17. Общие особенности включений в базальтоидах и проблема пироксенитовой мантии (Добрецов Н.Л., Кутолин В.А.), с.160-164. Глава 4. Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов. § 22. Острова Атлантического и Индийского океанов (Кутолин В.А.), с.196-204.Гла-

ва 5. Мантийное происхождение глубинных включений. § 24. Петрохимические особенности глубинных ксенолитов (Соболев Н.В., Кутолин В.А., Добрецов Н.Л.), с.216-225.

40. ДИСТАНОВА А.Н. К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов юго-западного Забайкалья. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с.137-147.

41. ДИСТАНОВА А.Н. Раннепалеозойская гранитоидная формация Джидинского района Юго-Западного Забайкалья. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с.112-113.

42. ДИСТАНОВА А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье). - В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау, Новосибирск, "Наука", 1975 (АН СССР, Сиб.отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.250), с.49-123.

43. ДОВГАЛЬ В.Н. Массивы щелочных сиенитов и граносиенитов Туимо-Карышского водораздела. - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971 (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 79), с.128-147.

44. ДОВГАЛЬ В.Н., ШИРОКИХ В.А., АЛАБИН Л.В. Новые данные о составе и возрасте раннепалеозойского габбро-сиенитового комплекса окрестностей Берикюля. - В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972, с.115-130.

45. ДОВГАЛЬ В.Н. Магматизм повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973, (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.213), с. 112-128.

46. ДОВГАЛЬ В.Н., БОГНИБОВ В.И., ШИРОКИХ В.А. О взаимоотношении Сырского гранитоидного плутона с карбонатными породами. - "Геология и геофизика", 1973, № 5, с.12-20.

47. ДОВГАЛЬ В.Н., АЛАБИН Л.В. и др. Состояние вопроса о формационном расчленении магматических образований Кузнецкого Алатау. - Труды II-го петр. совещ. Зап.-Сиб. совета Всесоюзного петрографического комитета СССР. М., "Недра", 1976.

48. ДОВГАЛЬ В.Н. О природе раннепалеозойской сиенит-габбровой ассоциации Кузнецкого Алатау. - "Геология и геофизика", 1975, № 1, с.3-11.

49. ДОВГАЛЬ В.Н., БОГНИБОВ В.И., ШИРОКИХ В.А. О главных факторах повышения щелочности пород раннепалеозойской формации гранитоидных батолитов Кузнецкого Алатау. - В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау, Новосибирск, "Наука", 1975 (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.250), с.23-48.

50. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С. Верхнеудоминский многофазный интрузив (Северный Сихотэ-Алинь). - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока, М., "Наука", 1971 (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.79), с.235-269.

51. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С., ПОСПЕЛОВА Л.Н. Распределение ванадия в многофазной габбро-гранитной серии. - "Геология и геофизика", 1972, № 6, с.128-130.

52. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С., МУСИХИН Э.Н., ТРОЯН В.Б. Механизм формирования Колбинского плутона (Сихотэ-Алинь). - "Геология и геофизика", 1973, № II, с.119-122.

53. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С. К вопросу о связи палеозойского интрузивного магматизма с тектоникой Монголо-Охотского пояса. - В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии. Улан-Уда, 1973, с.150-152.

54. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С. Мезо-кайнозойские магматические формации некоторых зон тектоно-магматической активизации Дальнего Востока и вопросы их металлогенической специализации. - В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973, с.75-77.

55. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С., ЕРМИКОВ В.Д. Вопросы тектоно-магматических связей и петрологии гранитоидных и трахибазальтовых формаций Забайкалья. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с.104-105.

56. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С. Классификация внегеосинклинальных магматических формаций Забайкалья. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с.37-39.

57. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С. К вопросу о внегеосинклинальном магматизме на Урале. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала, Свердловск, 1974, с.9-10.

58. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С. Формационная принадлежность и петрология базальт-липаритовых и габбро-гранитовых ассоциаций на Урале. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала, Свердловск, 1974, с.96-98.

59. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С. Структурное положение и магматические формации вулканических поясов Дальнего Востока. - В кн.: Тектоника, магматизм и металлогения вулканических поясов Дальнего Востока, Владивосток (в печати).

60. ИВАНОВ В.М. Закономерности изменения состава пород и породообразующих минералов ряда ритмически расслоенных плутонов Алтае-Саянской области. - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.79), с.21-43.

61. ИВАНОВ В.М., ВОЛОХОВ И.М., ПОЛЯКОВА Э.Г., ОБОЛЕНСКАЯ Р.В. Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, "Наука", 1972. 80 с., (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.151).

62. ИЗОХ Э.П. Золотоносная магматическая формация Западного Узбекистана. - В кн.: Мат.-лы П-го Среднеазиатского регионального петрогр. совещ., Душанбе, 1971, с.79-81.

63. ИЗОХ Э.П. Схема классификации гранитоидных формаций с различной рудоносностью и пример её применения в Западном Узбекистане. - В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов, Свердловск, 1971, с.34-43.

64. ИЗОХ Э.П. О систематике гранитоидных формаций при металлогенических и геохимических исследованиях. - В кн.: геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. ч.П, Иркутск, 1971, с.3-27.

65. ИЗОХ Э.П. О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. ч.П, М., "Наука", 1972, с.16-21.

66. ИЗОХ Э.П. Габбро-гранитные плутонические серии как индикаторы глубинных процессов. - В кн.: Кора и верхняя мантия Земли, Изд-во Моск. ун-та, 1975, с.35-37.

67. ИЗОХ Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. Изд-во "Недра" (в печати).

68. ИЗОХ Э.П., ВАХРУШЕВ В.А. Рудные минералы как признак формационной принадлежности интрузивов в Западном Узбекистане. - "Геология и геофизика", 1972, № II, с.58-66, 135.

69. ИЗОХ Э.П., НАГОВСКАЯ Г.И., РУСС В.В. Сихотэ-Алиньская складчатая система: раннемеловой интрузивный магматизм. - В кн.:

Геология северо-восточной Азии. Т.Ш. Л., "Недра", 1973, с.220-222.

70. ИЗОХ Э.П., НАГОВСКАЯ Г.И., РУСС В.В. Сихотэ-Алиньская складчатая система: датский и раннепалеогеновый интрузивный магматизм. - В кн.: Геология Северо-Восточной части Азии. Т.Ш (магматизм). Л., "Недра", 1973, с.232-235.

71. ИЗОХ Э.П., НАГОВСКАЯ Г.И., РУСС В.В. Сихотэ-Алиньская складчатая система: позднепалеогеновый интрузивный магматизм. - В кн.: Геология северо-восточной части Азии. Т.Ш (магматизм). Л., "Недра", 1973, с.237-238.

72. ИЗОХ Э.П., НАЛЕТОВ Б.Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. - "Зап.Всес.минер.о-ва", 1974, ч.103, вып.2, с.205-218.

73. ИЗОХ Э.П., ПОНОМАРЕВА А.П. Об опыте формационного анализа гранитоидов в Западном Узбекистане. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973, с.188-212.

74. ИЗОХ Э.П., ПОПОВ В.С., ФЕРШТАТЕР Г.Б. Опыт корреляции герцинских интрузивных серий ЮЗ части Урало-Монгольского складчатого пояса. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974 (Мат-лы Ш Уральскому петрографическому совещанию).

75. ИЗОХ Э.П., ПОТАПЬЕВ В.В., ПОЛИКАРПОЧКИН В.В. II сессия Совета по научным основам геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых. - "Геология и геофизика", 1971, № 11, с.155-158.

76. ИЗОХ Э.П., ЮДАЛЕВИЧ Э.А., ПОНОМАРЕВА А.П., САНДОМИРСКИЙ Г.Г., ШМУЛЕВИЧ Г.Д. Схема расчленения гранитоидов Западного Узбекистана. - "Докл. АН СССР", 1971, т.200, № 3, с.676-679.

77. ИЗОХ Э.П., ЮДАЛЕВИЧ Э.А., ПОНОМАРЕВА А.П., СУХИН М.В. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, "Наука", 1975. 518 с.

78. КОРСАКОВ В.С., ИЗОХ Э.П., ШМУЛЕВИЧ Г.Д. Каледонские гранитоиды в Зеравшано-Алайской зоне Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан). - "Докл. АН СССР", 1971, т.200, № 4, с.925-928.

79. КРИВЕНКО А.П. Особенности строения и некоторые вопросы генезиса габбро-сиенитового плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971 (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геоло-

гии и геофизики, вып.79), с.3-20.

80. КРИВЕНКО А.П. Сиенит-габбровый плутон Б.Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск, "Наука", 1972. 106 с.

81. КРИВЕНКО А.П. Генезис расчлененности и характер дифференциации в габбро-сиенитовом плутоне Большой Таскыл. - В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., "Наука", 1973, с.162-165.

82. КРИВЕНКО А.П., КОНЕНКО В.Ф., ГУЛЕЦКАЯ Э.С. Опыт применения магнетит-ельменитового термометра для оценки температуры кристаллизации интрузивных базитов. - "Геология и геофизика", 1973, № 3, с.126-129.

83. КРИВЕНКО А.П., ОРЛОВ Д.М. Пироксены габбро-сиенитовой фации Алтае-Саянской области. - В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972, с.269-292.

84. КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВ Г.В. О двух типах ассоциации габбро с породами повышенной щелочности в каледонидах Алтае-Саянской области. - "Геология и геофизика", 1973, № 12, с.112-116.

85. КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВ Г.В., ЛАВРЕНТЬЕВ Ю.Г. Зональность авгитов и некоторые вопросы генезиса сиенит-габбровой фации. - "Докл. АН СССР", 1974, т.246, № 4, с.895-898.

86. КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВ Г.В., БОГНИБОВ В.И., БАЛЫКИН П.А. О когтахском комплексе габбро и диорит-монцитов на восточном склоне Кузнецкого Алатау. - В кн.: Региональные схемы магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. М., "Недра", 1976.

87. КУЗНЕЦОВ Ю.А., БЕЛОУСОВ А.Ф., БОГНИБОВ В.И., ВОЛОХОВ И.М., ДИСТАНОВА А.Н., ДОВГАЛЬ В.Н., ИВАНОВ В.М., КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВ Г.В., СЕРГЕЕВА Е.С., ТЕЛЕШЕВ А.Е., ФЕДОСЬЕВ Г.С. Магматические фации каледонид Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СНИИГГМС, 1971, с.5-11.

88. КУЗНЕЦОВ Ю.А. О состоянии и задачах учения о магматических фациях. - "Геология и геофизика", 1973, № 8, с.3-11.

89. КУЗНЕЦОВ Ю.А., ШАРАПОВ В.Н. О магматических фациях глубинности. - "Геология и геофизика", 1973, № 7, с.3-17.

90. КУЗНЕЦОВ Ю.А. Академик М.А.Усов - организатор геологических исследований Сибири. - В кн.: Академия Наук и Сибирь, Но-

восибирск, "Наука", 1975 (в печати).

91. КУЗНЕЦОВ Ю.А., БОГНИБОВ В.И., ДИСТАНОВА А.Н., СЕРГЕЕВА Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., "Наука", 1971. 352 с. (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. II5).

92. КУЗНЕЦОВ Ю.А. Магматические формации и тектоника. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. I (Труды IV Всесоюзного петрографического совещания), М., "Наука", 1972, с. 43-44.

93. КУЗНЕЦОВ Ю.А., БОГНИБОВ В.И., ДИСТАНОВА А.Н., ДОВГАЛЬ В.Н., ПОЛЯКОВ Г.В., СЕРГЕЕВА Е.С., ТЕЛШЕВ А.Е., ФЕДОСЕЕВ Г.С., АЛАБИН Л.В. Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в раннепалеозойских структурах Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. I (Труды IV Всесоюзного петрографического совещания). М., "Наука", 1972, с. 54-58.

94. КУТОЛИН В.А. К вопросу о генезисе базальтов в связи с составом верхней мантии. - "Докл. АН СССР", 1971, т. I98, № 6, с. I424-I426.

95. КУТОЛИН В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, "Наука", Сибирское отделение, 1972, с. 3-207.

96. КУТОЛИН В.А. К энергетике подъема базальтовой магмы в пределах верхней мантии. - В кн.: Внутренняя геодинамика, вып. 3, Ленинград, 1972, с. 5-8.

97. КУТОЛИН В.А. Учение о магматических формациях - основа для петрохимических и петрологических построений. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 408-416.

98. КУТОЛИН В.А. Некоторые проблемы петрологии базальтов в связи с их петрохимией. - В кн.: Петрология и металлогения базальтов. М., "Наука", 1973, с. 90-97.

99. КУТОЛИН В.А. К вопросу о глубинной дифференциации базальтов разных формаций. - "Докл. АН СССР", 1974, т. 216, № 5, с. II42-II45.

100. КУТОЛИН В.А. Происхождение и глубинная эволюция базальтов разных формаций. - В кн.: Доклады советских геологов к XXV сессии Международного геологического конгресса. М., "Наука" (в печати).

101. КУТОЛИН В.А., ФРОЛОВА В.М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли. - В кн.: Вопросы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972, с.55-79.

102. КУТОЛИН В.А., ФРОЛОВА В.М. Пироксениты в верхней мантии. - "Геология и геофизика", 1974, № 2, с.59-67.

103. КУТОЛИН В.А., ФРОЛОВА В.М., МУШКИН И.В., ЖУКОВА Е.Н. Петрология ультраосновных включений в трубке взрыва "Тувин". - "Геология и геофизика", 1973, № 6, с.37-44.

104. ЛЕСНОВ Ф.П., ПРУГОВ В.П., ГУЛЕЦКАЯ Э.С. О химизме плагиоклазов и пироксенов из габброидов Рыбинского плутона (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т.10. Новосибирск, "Наука" (в печати) (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.305).

105. НАЛЕТОВ Б.Ф., ИЗОХ Э.П. Региональная петрохимия гранитоидов (на примере Западного Узбекистана), Новосибирск, "Наука", 1975 (в печати).

106. ПОЛЯКОВ Г.В. Палеозойский магматизм и железоруднение юга Средней Сибири. М., "Наука", 1971. 296 с.

107. ПОЛЯКОВ Г.В. Вопросы магматизма Восточного Саяна. - В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с.86-89.

108. ПОЛЯКОВ Г.В., АБРАМОВИЧ Г.Я., ГАВРИЧЕНКОВ В.М. и др. Интрузивные комплексы складчатой области Восточного Саяна, вопросы их возрастной и формационной корреляции. - В кн.: Региональные схемы магматических комплексов Алтае-Саянской складчатой области. М., "Недра", 1976.

109. ПОЛЯКОВ Г.В., БЕЛОУСОВ А.Ф., ДОВГАЛЬ В.Н., КРИВЕНКО А.П. и др. Основные проблемы в изучении магматических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Магматические формации и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с.10-11.

110. ПОЛЯКОВ Г.В., ДОВГАЛЬ В.Н., ТЕЛЕШЕВ А.Е., ФЕДОСЕЕВ Г.С., БОГНИБОВ В.И. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледоно-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области. - "Докл. АН СССР", 1972, т.203, № 6, с.1374-1377.

III. ПОЛЯКОВ Г.В., ДОВГАЛЬ В.Н., ТЕЛЕШЕВ А.Е., ФЕДОСЕЕВ Г.С.,

БОГНИБОВ В.И. О латеральной изменчивости девонских вулканоплутонических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Геология. Материалы конференции посвященной 75-летию Томского политехнического института. Изд-во Томск. гос. ун-та, Томск, 1973, с.49-50.

II2. ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., ОРЛОВ Д.М., ФЕДОСЕЕВ Г.С., БАЛЫКИН П.А. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, "Наука", 1974. 130 с.

II3. ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., ФЕДОСЕЕВ Г.С. Новые данные о раннепалеозойских габбровых интрузиях каледонид Восточного Саяна. - В кн.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с.66-69.

II4. ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., ФЕДОСЕЕВ Г.С. Раннепалеозойские базитовые интрузии каледонид Восточного Саяна. - В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., "Наука", 1972, с.85-II5.

II5. ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., ФЕДОСЕЕВ Г.С., БОГНИБОВ В.И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "Наука", 1973, (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 213), с.87-III.

II6. ПОЛЯКОВ Г.В., ФИРСОВ Л.В., ТЕЛЕШЕВ А.Е., ФЕДОСЕЕВ Г.С. Калий-аргоновый возраст раннепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна по породам и биотиту. - "Докл. АН СССР", 1972, т.202, № 4, с.935-937.

II7. ПОНОМАРЕВА А.П. Контакты магматических пород с высококальциевыми вмещающими породами. - "Геология и геофизика", 1975, № 5, с.33-40.

II8. ПОНОМАРЕВА А.П. О контактовом взаимодействии интрузивных образований разной основности с алюмосиликатной вмещающей средой. - "Геология и геофизика", 1975, № 7, с.72-79.

II9. ПОНОМАРЕВА А.П. О формировании краевых лейкократовых зон в интрузивных гранитоидных сериях (в печати). - В кн.: Гранитообразование и летучие. Свердловск.

II0. ПОПОВ В.С., ИЗОХ Э.П., ФЕРШТАТЕР Г.Б. Корреляция герцинских интрузивных серий Урала, Казахстана, и Тянь-Шаня. - "Геология и геофизика", 1975, № 7, с. 60 - 71.

II1. ПРУГОВ В.П. Среднетерсинский габбро-пироксенит-дуниито-

вый плутон (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, с.44-60 (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.79).

122. РЕВЕРДАТТО В.В., СЛОБОДСКОЙ Р.М. Особенности контактового метаморфизма в условиях стресса. - В кн.: Внутренняя геодинамика, вып.2, Л., 1972, с.92-94.

123. РУСС В.В., ИЗОХ Э.П., НАГОВСКАЯ Г.И. Сихотэ-Алиньская складчатая система: сенонский интрузивный магматизм. - В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Т.Ш (магматизм), Л. "Недра", 1973, с.223-228.

124. СЕРГЕЕВА Е.С. Саксырский (Сырский) гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, "Наука", (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.250), с.5-23.

125. СЛОБОДСКОЙ Р.М. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов. Новосибирск, "Наука", 1971. 172 с.

126. СЛОБОДСКОЙ Р.М. Признаки внедрения магмы при формировании гранитоидных массивов. - "Геология и геофизика", 1971, № 4, с.3-13.

127. ТЕЛЕШЕВ А.Е. К вопросу о возрасте буюдзюльского интрузивного комплекса в западной части Восточного Саяна. - В кн.: Краткие тезисы докладов конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971, с.72-74.

128. ТЕЛЕШЕВ А.Е., ФЕДОСЕЕВ Г.С. Геологическое положение и возраст субвулканических гранит-сиенитовых интрузий северо-западной части Восточного Саяна и гранитоидов Белькского комплекса. - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971 (АН СССР, Сиб. отд-ние. Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.79), с.148-168.

129. ТЕЛЕШЕВ А.Е., ПОЛЯКОВ Г.В., БАЛЫКИН П.А. Дерзигский плутон - типичный представитель среднепалеозойского граносиенит-гранитового комплекса Восточной Тувы. - "Геология и геофизика" (в печати).

130. ШАРАПОВ В.Н., ПАВЛОВ А.Л., ПОНОМАРЕВА А.П. О петрохимическом критерии аллохтонных и автохтонных гранитоидных плутонов. - "Геология и геофизика", 1975, № 6, с.12-23.

131. ШАРАПОВ В.Н., ГОЛУБЕВ В.С., ПОНОМАРЕВА А.П. О динамике

реакционного взаимодействия гранитоидных интрузивов с вмещающими породами. - "Геология и геофизика", 1975, № II.

132. ALABINA A.A., ARNAUTOV N.V., SLOBODSKOY R.M., ZERKALOVA M.I. The chemical peculiarities of contact metamorphism related to some granitoid batholiths (Altai region, USSR). - "Chemie der Erde", 1972, Bd.32, N 2, p.237-244.

133. KUZNETZOV JU.A., SHARAPOV V.N., GOLUBEV V.S. To the dynamics of granitisation and melting of crustal rocks during filtration of volatiles. - "Pacific Geology", 1975, (в печати)

134. REVERDATTO V.V., SHARAPOV V.N., SLOBODSKOY R.M. Some questions of analytical simulations of contact metamorphism. - "Contributions to Mineralogy and Petrology", 1972, v.36, N 3, p. 195-206.

135. SLOBODSKOY R.M. Formation of pygmatic veins in contact aureoles of granitoid plutons. - "International Geol. Review", 1971, v.13, N 2, p. 198-204.

136. SLOBODSKOY R.M. Indications of injection of magma during formation of granitoid massifs. - "International Geol. Review", 1972, v. 14, N 12, p. 1351-1358.

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 18.11.1976 г. МН 02652.

Бумага 60×84/16. Печ.л. 8,0. Уч.-изд. л. 7,6.

Тираж 550. Заказ 97. Цена 53 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.