

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ



1

НОВОСИБИРСК 1986

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Тезисы докладов
VII Всесоюзного петрографического совещания
8–12 сентября 1986 г., г.Новосибирск

Том I

НОВОСИБИРСК 1986

Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли: Тезисы докладов УП Всесоюзного петрографического совещания; т. I; Новосибирск / АН СССР Сиб. отд.-ние, Ин-т геологии и геофизики; Отв. ред. д-р геол.-мин.наук А.Ф.Белосусов. - Новосибирск, 1986. 191 с.

В настоящем томе публикуются тезисы докладов УП Всесоюзного петрографического совещания, посвященных общим проблемам формационного подхода к изучению магматических образований и их глобальной эволюции. Рассматриваются принципы систематики и картирования ассоциаций магматических пород разного ранга, связь состава и структуры их с геолого-тектоническим положением, геодинамические и физико-химические основы истолкования их магмо- и петрогенеза. Приводятся данные об эволюции состава магматических формаций в истории Земли в связи с глобальными изменениями состава и состояния вещества литосферы и интенсивных факторов магматизма.

Материалы представляют интерес для всех геологов и петрографов, занимающихся изучением магматизма.

Редакционная коллегия

А.Ф.Белосусов (отв. ред.), О.А.Богатиков, В.Б.Василенко,
Н.П.Михайлов, А.И.Кривцов, Л.Г.Кузнецова, Г.Г.Лепезин,
Г.В.Поляков (гл. ред.), В.В.Ревердатто, А.К.Симон,
Н.В.Соболев

Рецензенты

канд. геол.-мин.наук В.В.Хлестов (ИГиГ СО АН СССР),
канд. геол.-мин.наук С.С.Долгушина (СНИИГиМС Мингео СССР)

Е.В. Шарков, А.А. Цветков

ПРОБЛЕМА СЕРИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ
ГОРНЫХ ПОРОД – ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

1. Глобальный характер современной петрологии требует разработки общего подхода к систематизации и организации материала. Наиболее полно этому требованию отвечает понятие серии магматических горных пород. Под ней понимается естественная совокупность магматических ассоциаций, породы которых связаны в последовательные петрографические ряды. Каждая серия характеризуется общими, присущими только ей, чертами специфики минерального и химического состава, позволяющими говорить о генетическом родстве слагающих ее пород. Образования одной и той же магматической серии могут быть представлены как в эффузивном, так и интрузивном вариантах, существенно различающихся по структуре организации вещества.

2. В настоящее время можно выделить шесть магматических серий: а) толеитовую, б) известково-щелочную, в) К - Na - субщелочную, г) К - субщелочную (шононитовую), д) К-Na - щелочную, е) К - щелочную. Разделение серий производится на основании петрографических и петрохимических критериев, таких как содержание кремнезема, щелочей, отношение магния к железу и т.д., позволяющих проводить дискриминацию серий на ЭВМ.

3. Интрузивными членами магматических серий являются соответственно: а) расслоенные интрузивы основного и ультраосновного состава типа Скергаарда, Бушвельда, Златогорки (толеитовая серия), б) габбро-гранитные интрузивы типа андийских батолитов, анортозит-менгеритовые и анортозит-рапакивигранитные комплексы (известково-щелочная серия), в) расслоенные сиенит-габбровые интрузивы типа Гремяха-Вырмесского, Кизирского и др., (К-Na-субщелочная серия), г) габбро-монзонит-сиенитовые интрузивы Центрально-Французского массива, Курильских островов, ряда зеленока-

менных поясов докембрия (шшонитовая серия), д) расслоенные интрузивы щелочных пород типа Ловозерского, конфокальные интрузивы ультраосновных - щелочных пород типа Ковдорского, Африкандского и др. (к - Na-щелочная серия), е) расслоенные интрузивы псевдолейцитовых сиенитов типа Синнырского (К - щелочная серия).

4. Образования толеитовой и известково-щелочной серий относятся к группе пород нормальной щелочности. На диаграмме SiO_2 - сумма щелочей они отделяются дискриминантной линией Магдональда-Капуры, представляющей собой проекцию плагиоклазового барьера, от всех других серий. Тренд эволюции составов пород толеитовой серии, за исключением малоглубинных образований, не проходит ортопироксенового барьера, в то время как известково-щелочной, во всех случаях, проходит этот барьер, что, очевидно, связано с повышенной водонасыщенностью известково-щелочных магм.

5. К - Na-субщелочная и К - Na-щелочная серии, по-видимому, возникают при глубинной дифференциации пикробазальтовых магм нормальной щелочности в условиях существования жадеитового барьера ($P_{общ} > 15-20$ кбар.). Возникновение конечных членов серий обусловлено дифференциацией пикробазальтовых расплавов разной щелочности в промежуточных очагах ($P < 10-15$ кбар.), в условиях существования плагиоклазового и ортоклазового барьеров. К - щелочная серия, очевидно, может возникнуть при дальнейшей дифференциации тех же пикробазальтов за счет повышения калиевой составляющей в остаточном расплаве, связанном с фракционированием жадеитового клинопироксена. Наиболее сложным представляется происхождение шшонитовой серии, для которой, как и для известково-щелочной, в ряде случаев (Анды, Курильские острова, Болгария и др.) доказывается контаминация мантийных пикробазальтовых магм сиалическим материалом коры.

6. Таким образом, магматические серии, по существу, представляют собой совокупности пород, подчиняющихся одним и тем же физико-химическим закономерностям - овеществленные типы трендов дифференциации. Характер этих трендов обусловлен строением физико-химических систем и наличием физико-химических барьеров, собственно и определяющих различные пути эволюции природных расплавов.

О СООТНОШЕНИИ ПОНЯТИЙ СЕРИЯ ПОРОД И ФОРМАЦИЯ

1. Понятия магматическая серия и формация традиционно используются для определения ассоциаций изверженных пород. Они отражают сосуществование в петрологии различных (генетического и историко-геологического) подходов к изучению ассоциаций пород. В формировании этих подходов особенно велика заслуга В.С.Соболева и Ю.А.Кузнецова.

2. Открытым еще остается вопрос о том, применимы ли оба понятия к одним и тем же геологическим телам. Такое состояние представляется вполне правомерным, поскольку эти понятия отражают разные качества объектов. Двойственная природа ассоциаций пород связана с их исключительным положением в геологической иерархии на стыке двух самостоятельных систем (масштабов или порядков) структурной организации земного вещества: ... атом/ион - минерал - порода - серия пород/формация - структурно-вещественный комплекс - структурный тип коры ... - Земля/планета...

Разделение этих систем обусловлено преобладающим влиянием одного из двух видов фундаментальных взаимодействий - электромагнитных или гравитационных.

3. В первой системе материальным носителем движения выступают атомы химических элементов, которые, проявляя во взаимодействии с другими атомами свои ионные (электростатические) свойства, формируют последовательные уровни структурной упорядоченности. В зависимости от физико-химических условий атомных движений возникают самостоятельные генетические ряды таких уровней - магматический, метасоматический, метаморфический, которые предопределяют существование ближнего (генетического) геологического порядка. По своему внутреннему содержанию ассоциация пород, связанных общностью физико-химических условий происхождения, отвечает высшему уровню генетической организации и привычно характеризуется понятием "серия пород".

4. Вторая система (масштаб) контролируется перемещениями достаточно крупных масс вещества в гравитационном поле Земли. Благодаря гравитационной форме движений возникает сочетание объектов разной генетической принадлежности (например, магматических и осадочных), связанных близостью пространственного поло-

жения и иногда времени образования. Такие парагенезисы слагают тектонические тела, характеризующиеся единством структурного плана и общностью режима эволюции движений (структурно-вещественные этажи и комплексы). Самостоятельные эволюционные ряды последовательных уровней этой системы, такие как геосинклинальный и платформенный, ответственны за существование дальнего (тектонического, а также более отдаленного – геофизического) геологического порядка. Парагенетические сочетания не свойственны минералам и породам, которые находятся обычно в родственном окружении. Они включают серии пород, которые выступают как структурные элементы тектонических тел, как исходный уровень системы парагенетической упорядоченности земного вещества. И в таком качестве серия пород предстает не только как категория генетическая, но одновременно и как категория эволюционная, занимающая свое место в истории геологического развития. Для обозначения этого второго качества ассоциации пород целесообразно использовать понятие, формация.

В.Г.Лазаренков

О РАСШИРЕНИИ ПОНЯТИЙНОЙ БАЗЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА:
РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Основоположник учения о магматических формациях Ю.А.Кузнецов писал, что потребность оперировать при геологическом картировании и всяких геологических обобщениях не горными породами, а их ассоциациями давно назрела. Продолжая эту мысль, можно отметить, что настала необходимость оперировать не только "ассоциациями", но и "ассоциациями ассоциаций". Современное понимание терминов "ряд магматических комплексов (формаций)" было сформулировано Ю.А.Кузнецовым. Эти понятия, относящиеся к высокому уровню организации комплексов и формаций, являются фундаментальными понятиями формационного анализа и требуют геологического обоснования и определения. Пока им уделяется скромное внимание.

Вслед за Ю.А.Кузнецовым под "рядом магматических комплексов" (РМК) нами понимается сообщество комплексов, близких по времени и месту образования, т.е. относящихся к единой петрографической провинции и единому петрографическому периоду, но обычно разных по вещественному составу. Под их "временным рядом" понимается возрастная последовательность формирования в рамках петрографического периода, а под "латеральным рядом" — характер пространственного размещения в пределах петрографической провинции. Последний может быть телескопированным, диспергированным или закономерным латерально-зональным. РМК характеризуются геологическими (принадлежность к петрографическим провинции и периоду, размер, фациальная характеристика и вертикальная протяженность, последовательность формирования, взаимоотношения с соседними рядами комплексов, тектоническое положение), вещественными (количественно-породный состав и другие) и генетическими признаками. Классическим примером проявления РМК является Восточно-Африканская щелочная провинция.

Под "рядом магматических формаций" (РМФ) нами понимается совокупность рядов, близких по набору магматических комплексов, но разных по времени и месту образования. Под синхронным РМФ понимается совокупность близких по составу РМК, сформировавшихся в разных (или одной) петрографических провинциях в один и тот же петрографический период. Под латерально-синхронным РМФ предлагается понимать синхронный РМК, залегающих в одной петрографической провинции. Многие щелочные петрографические провинции атлантического типа, в частности Западно-Африканская, Западно-Европейская и другие, характеризуются латерально-синхронными РМФ. Пространственное размещение в них РМК обычно линейное, иногда диспергированное. Под полихронным РМФ понимается сообщество близких по составу РМК, сформировавшихся в разных (или одной) петрографических провинциях в разные петрографические периоды. Под латерально-полихронным РМФ предлагается понимать полихронный РМФ, залегающих в одной петрографической провинции, например, в Красноморско-Аденской щелочной провинции. Пространственное размещение РМК в латерально-полихронных РМФ может быть телескопированным, диспергированным, зональным (Красноморско-Аденская провинция) или линейным (Нигер-Нигерийская щелочно-гранитная провинция).

Под временным РМФ понимается возрастная последовательность формаций в пределах ряда, которая в общем виде повторяет структуру слагающих его временных РМК и представляет собой закономерную и ритмичную последовательность высокого ранга. Ритм формационного ряда может быть полным или сокращенным. РМФ характеризуется геологическими (число и размер, распространность во времени и в пространстве, последовательность формирования, вертикальные РМК, их тектоническое положение), вещественными (количественно-породный состав и др.) и генетическими признаками.

Ю.Н.Стрик

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННАЯ МОДЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

1. Будем понимать под магмосферой Земли область возникновения и развития магматических процессов. Магмосфера имеет слоисто-блоковое строение. В гравитационном и тепловом поле Земли ось анизотропии слоистой структуры, совпадающая с радиус-вектором гравитации является координатной осью литостатического давления (ОР) и температуры (ОТ). Тогда слоистую структуру магмосферы, состоящую из n слоев (каждый i слой гомогенен в отношении свойств $\{f_i\}$), можно рассматривать как комбинацию из n элементарных в отношении $\{f_i\}$ отрезков в системе отсчета ОР(ОТ)-структурно-вещественный профиль магмосферы (СВП). Тип СВП (s_i) определяется множеством элементарных отрезков, видом отношений между ними и координатами каждого отрезка на оси ОР(ОТ). Часть магмосферы, ограниченную вертикальными резкостными геологическими границами, гомогенную в отношении s_i , будем называть элементарным блоком магмосферы.

2. Исходный магматический расплав, а также жидкие продукты его дифференциации всегда имеют тенденцию к эвтектическому составу. Состав эвтектики является функцией компонентного состава системы и литостатического давления, $E^0 = f(M^0, P^0)$.

3. Плавление осуществляется пространственно обособленным

тепловым потоком \vec{N} в течение характерного времени t . Параметры \vec{N} определяются всей совокупностью разномасштабных процессов конвекции в мантии и являются случайными величинами. Часть элементарного блока магмосферы, подвергнутой воздействию \vec{N} и всех производных процессов, будем называть элементарной ячейкой магматизма (ЭЯМ). В изотропной среде форма ЭЯМ будет цилиндрической. L_∞ совпадает с радиус-вектором гравитации.

Исследование модели позволяет сформулировать основные следствия

1. Плавление вещества i слоя под воздействием \vec{N} в некоторой точке ЭЯМ возможно при достижении в ней температуры точки солидуса. Множество таких точек образует в геоцентрической системе координат замкнутую область — очаг плавления. Расплав, вследствие избыточного давления P^Δ , стремится к перемещению в направлении, параллельном максимуму главного напряжения. Образование "магматического разрыва" в некоторой точке — случайное событие, вероятность его пропорциональна степени плавления. Периодический характер зависимости $P^\Delta f(t)$ приводит к образованию множества питающих каналов, плотность распределения которых в горизонтальном сечении ЭЯМ представляет систему окружностей равной плотности распределения с центром в точке пересечения горизонтальной плоскости осью L_∞ ЭЯМ (концентрически-зональная структура ЭЯМ).

2. Состав эвтектики E_1^0 при заданной компонентной системе есть функция литостатического давления, $E_1^0 = F(P)$ являющаяся пределом дифференциации расплава E_1 при любых P . Последовательное изменение $E_1^0 (P \rightarrow I)$ приводит к образованию сингенетической серии магматических продуктов в случае разделения твердой и жидкой фаз. При малой эффективности процессов разделения сингенетическая серия вырождается в статистически однородную по составу породную группу.

3. Вследствие прерывистого характера функции солидуса ($T_{sol} = (S_1, P)$) для одного типа СВЦ как комбинации n слоев возможно выплавление k типов первичных магм ($n > k \geq 1$) в зависимости от параметров \vec{N} и соответственно образование серии разноглубинных k очагов плавления. Число возможных сочетаний первичных расплавов для S_1 будет $n!$. \vec{N} в течение t может сформировать в пределах ЭЯМ одну из $n!$ возможных для данного S_1 комбинаций первичных расплавов.

ГЛОБАЛЬНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА
С ПОЗИЦИЙ МОДЕЛЬНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Рассматривается теоретическая модель эволюции магматизма с позиций концепции ступенчатого развития и многослойной структуры земной коры. Она учитывает уровень зрелости коры, специфику магматизма в линейных и каркасных структурах, условия зарождения и уровневую миграцию магматических очагов и их способность генерировать магмы, дающие последовательно дифференцированные и недифференцированные-сквозные серии магматитов, особенности внутриочаговой кристаллизации и дифференциации магм. Показывает полигенность однооставных магматитов, вскрывает причины, затушевывающие индикаторную роль магматитов при палеореконструкциях тектономагматической эволюции земной коры.

Установленная закономерность эволюции магматизма в геотектоногенах Казахстана от основного на ранних стадиях геотектонических циклов к среднему и умеренно кислому на средних и к существенно кислому и субщелочному на поздних нередко нарушается вследствие специфики деятельности магматических очагов в различных линейных и блоковых корообразующих структурах при единых геодинамических режимах. Основные продукты магматизма не всегда могут служить индикаторами ранней стадии геотектонических циклов, равно как и граниты - поздней. Для одноименных стадий теоретически возможно образование по меньшей мере трех генотипов каждой из групп пород - ультраосновных, основных пород, среднего и существенно кислого состава как связанных между собой единством магматического очага (уровнем магмообразования), так и разноочаговых (разноуровневых).

Известно, что в разновозрастных магматических формациях всех стадий развития геотектоногенов присутствуют как базальтоидные, так и гранитоидные породы со всеми промежуточными по составу магматитами. Однако не всегда они принадлежат к единым рядам дифференциации и характеризуют определенную стадию. Ультраосновные и основные породы-производные глубинных очагов - могут формироваться не только на ранней стадии (ультрабазиты Жалаир-Найманской зоны в Чу-Илийском линейном, субширотных зон Итму-рудинского блока в Балкашском каркасном геотектоногенах), но и

на средней (малые интрузивные тела габбро-диабазов в осадочно-вулканогенных толщах кембро-ордовика и силуро-девона) и поздней (ультраосновные и основные дайки и малые тела в пермских посторогенных гранитах акчатауского комплекса и прослой базальтоидов в существенно кислой архарлинской свите Токрауского синклиория) стадиях развития структур. Будучи разновозрастными, эти породы составляют родственный генетический ряд магматитов по их принадлежности к одноуровневым магматическим очагам. Диориты, плагиограниты, кварцевые диориты, монцититы могут быть продуктами средней стадии и кристаллизоваться в очагах диоритового слоя, давая начало самостоятельным сериям, а могут быть и дифференциатами габбро-плагиогранит-гранитовой серии магматитов из более глубоких очагов-базальтовых и мантийных. Основные и кислые магматиты средней, а также поздней стадий, нередко включаемые в единые последовательно дифференцированные серии, могут быть производными разноуровневых, но одновременно действующих при определенных геодинамических режимах магматических очагов. Базальтоиды могут относиться к недифференцированным продуктам глубоких очагов, а липарит-гранитные породы - к двум-четырем рядам дифференцированных и недифференцированных серий разноуровневых очагов. Липариты могут быть крайними членами дифференцированных серий вулканитов ранней и средней стадий либо представлять самостоятельную недифференцированную серию поздней.

Разработка петрологических критериев отличия односоставных, но генетически неродственных магматитов базируется на анализе гетероморфных особенностей пород Балхашского, Кокчетавского и ряда других регионов. Предлагаемая теоретическая модель позволяет получить новую петрологическую информацию при анализе особенностей эволюции магматизма в сложных геотектонических регионах с полициклическим развитием.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ИДЕИ АКАДЕМИКА Ю. А. КУЗНЕЦОВА
ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА ГРАНИТОИДОВ
ПРИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЯХ

Академик Ю. А. Кузнецов, основавший учение о магматических формациях, уделял большое внимание их происхождению и эволюции, а также соотношению магматизма с тектоникой. Формационный анализ осадочных отложений является ведущим методом для палеотектонических реставраций, но для орогенной стадии применение этого метода затруднено. Орогенные области обычно интерпретируются лишь как области завершённой складчатости, молодой платформы и т. п., т. е. как консолидированные участки бывшей геосинклинали. В противовес этому Ю. А. Кузнецов писал, что орогенная стадия развития геосинклинали может настолько сильно отличаться от предшествующих стадий геосинклиналичного процесса, что ее вообще следует исключить из ряда последовательных этапов или стадий геосинклиналичного процесса. Это положение получает все больше подтверждений. Во многих случаях возникающие в постгеосинклиналичное время орогенные области обусловлены независимым от геосинклиналичного процесса гранитосводным тектогенезом. Последний определяется массовой гранитизацией на больших площадях, что ведет к возникновению крупных региональных структур — мегасводов, находящихся морфоструктурное выражение в виде орогенных областей или горных стран. Убедительно подтверждается, что если не всякое поднятие приводит к образованию гранитоидов, то всякое образование гранитов происходит только на фоне активных тектонических поднятий.

Инфраструктура мегасводов состоит из очагово-купольных структур и межкупольных провесов. Формирование купольных структур начинается с зарождения гнейсовых куполов и после целого ряда последовательных этапов завершается образованием зрелых гранитных куполов и вулканокупольных структур. При этом определенным этапам развития купольных структур соответствует определенные формационные серии. Происходит последовательное, синхронизированное с этапностью формирования купольных структур, появление гранитоидных формаций и даже перерождение одних формаций в другие. Возникает упорядочение гранитоидных формационных серий, ибо серия, которая сменяет предшествующую при ее перерождении или в

результате активного внедрения, становится более зрелой, постепенно приближаясь к лейкогранитному составу. Поэтому гнейсовые и мигматитовые серии, отвечающие начальным этапам зарождения куполов, стоят на низкой ступени зрелости, в то время как гранит-лейкогранитные и гранит-щелочно-гранитные, завершающие становление гранитных куполов, относятся к формациям с высокой зрелостью. Остальные гранитоидные формации располагаются между ними и в каждом конкретном случае имеют свои особенности.

Изучение эволюции гранитоидного магматизма мегасводов на формационной основе позволяет проследить историю их развития, наметить в их пределах купольные структуры и установить степень их зрелости, что в свою очередь определяет рудоносность купольных структур. Поэтому применение формационного анализа магматизма при рассмотрении эволюции магматизма и при палеотектонических построениях открывает новые возможности учения о магматических формациях, предсказанные Ю.А.Кузнецовым.

Т.А.Милай

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ, СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА, НЕ ЗАВИСЯЩИЕ ОТ ТИПОВ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН

Принято считать, что магматические формации возникают в условиях определенных тектонических (геодинамических) режимов и приурочены к соответствующим структурно-формационным (геодинамическим) зонам. Нередко обнаруживается, однако, что связи некоторых типов магматических формаций с тектоническими зонами недостаточно строги или вообще отсутствуют. Магматические формации такого рода принадлежат в большинстве случаев к субщелочным или щелочным и развиты в ареалах, независимых от тектонической зональности данного региона. Магматизм повышенной щелочности проявляется в этих ареалах неоднократно, на различных этапах их развития и в разных тектонических условиях. Пространственное расположение указанных ареалов контролируется поло-

жательными глубинными структурами (мантийными поднятиями). Эти структуры являются "скрытыми", но могут быть установлены по геофизическим (гравиметрическим, магнитометрическим и/или сейсмическим) данным и подтверждаются косвенными геологическими и геоморфологическими признаками.

Важным является то обстоятельство, что глубинные поднятия очень часто расположены несогласно по отношению к структурному плану верхних тектонических комплексов, чем и обусловлена независимость контролируемого ими магматизма от зональности этих комплексов. Тектоническая природа этих поднятий различна. Это могут быть верхние части астеносферных диапиров, подобных наблюдаемым в некоторых рифтовых зонах, неактивные, "мертвые" диапиры, возникшие задолго до проявления магматизма, или мощные зоны повышенной проницаемости, подчиненные структурам древнего основания. Во всех случаях они служили, по всей вероятности, проводниками глубинных мантийных флюидов, с которыми, по современным представлениям, связано формирование субщелочных и щелочных пород.

Глубинные мантийные поднятия влияют не только на пространственное размещение субщелочных магматических формаций, но и на их состав, объем и эволюцию, которые в той или иной мере связаны с размерами и глубиной залегания поднятий. Глубинные поднятия оказывают воздействие и на состав пород "нормальных" магматических формаций, если их тела попадают в пределы рассматриваемых ареалов, эти породы также приобретают повышенную щелочность. Этим подтверждается предположение о флюидном механизме воздействия глубинных поднятий на магматические процессы.

Многие магматические формации, находящиеся в зависимости от тектонических структур глубинного уровня, представляют металлогенический интерес, в частности формации латитовой (монцитовой) ассоциации, которым, по Л.В. Таусону, свойственна высокая потенциальная рудоносность.

Магматические формации и контролируемые их глубинные структуры описанного типа, устанавливаются в различных районах Кавказа, Казахстана, Забайкалья, Дальнего Востока, Средиземноморья, Юго-Восточной Азии, и, без сомнения, существуют на многих других территориях.

МАГМАТИЗМ ДНА ОКЕАНА И ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЕГО ЛИТОСФЕРЫ

Благодаря успехам петрологии, геохимии и быстрому развитию исследований в океане за последние годы, удалось установить закономерную связь между вариациями состава его магматических пород и их распределением в главных геоструктурах.

Современные методы петрологических исследований позволили определить, что состав магматических пород контролируется глубиной отделения их первичных расплавов от мантийного источника и эти расплавы являются перегретыми относительно океанских геотерм.

Показано, что второй сейсмический слой коры океанов сложен производными двух главных типов первичных толеитовых расплавов: TOP-1 (отделение расплава на уровне шпинелевой фации) и TOP-2 (на уровне плагиоклазовой фации). Продукты внутриплитового магматизма (подводные вулканы и острова, сложенные щелочными породами) образуются из расплавов, отделяющихся от мантии на уровне граватовой фации.

Каждый из трех типов (TOP-1, TOP-2 и щелочные породы островов) характеризуются устойчивыми геохимическими особенностями по содержанию редких элементов, благородных газов и по соотношению изотопов. В офиолитах складчатых областей установлены палеоаналоги всех трех типов магматических пород океана.

Приведенные данные позволили прийти к заключению о вертикальной геохимической гетерогенности мантии, сохраняющейся, по меньшей мере, весь период формирования офиолитов и современных океанов. Ее плавление происходит при адиабатическом подъеме диапиров, что позволяет приблизительно оценить глубину раздела мантийных источников TOP-1 и TOP-2 около 100 км, а границы раздела источников TOP-2 и щелочных пород 150-200 км.

Приведенные объективные и расчетные данные заставляют прийти к выводу о том, что в указанных пределах глубины существование непрерывной астеносферы и конвективное перемешивание вещества мантии весьма маловероятно. Отсюда возникает необходимость пересмотра моделей механизма тектоники литосферных плит и вопросов глубинного строения литосферы.

ЭВОЛЮЦИЯ ШОШОНИТОВОГО МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Субщелочной магматизм калиевой опецифика (шошонитовый) на всех этапах развития Земли был распространен весьма ограниченно. Данных о его проявлении в глубоком докембрии очень мало, что затрудняет проведение сравнительного анализа с современным шошонитовым магматизмом. Вместе с тем, субщелочной и щелочной магматизм, как было показано ранее, является наиболее чутким индикатором изменения вещественного состава глубинных горизонтов нашей планеты в ходе ее эволюции. Поэтому проведение такого анализа очень важно.

В современных геодинамических обстановках шошонитовый магматизм наиболее характерен для областей, развивающихся в режиме преобладающего сжатия - островных дуг, активных континентальных окраин андийского типа и зон коллизий. Установлена определенная вариативность составов шошонитов и ассоциаций, в которых они проявлены, что может свидетельствовать о различиях в условиях их образования. В островодужной обстановке шошонитовые ассоциации характерны для относительно поздних этапов развития, что связывается с увеличением мощности континентальной коры и ее участием в генезисе шошонитовых магм. Данные по содержанию редкоземельных элементов в континентальных шошонитах Юго-Восточного Забайкалья свидетельствуют о возможной первичной обогащенности источника шошонитовых магм калием и другими крупнокатионными литофильными элементами.

Авторами впервые предпринята попытка оценить характер изменения состава пород шошонитовой ассоциации во времени. Учитывая дискуссионность палеогеодинамических реконструкций в районах развития шошонитового магматизма, структурный фактор можно не принимать во внимание. Сопоставлялись следующие шошонитовые ассоциации: архейские - Канады, раннепалеозойские - Урала, позднепалеозойские - Франции и Австралии, триасовые - Греции, позднемезозойские - Юго-Восточного Забайкалья, Южной Монголии, Приморья и Болгарии, раннекайнозойские - Северо-Востока СССР, Курильских островов, Болгарии, запада Северной Америки, позднекайнозойские - запада Южной и Северной Америки, о. Виту-Леви (Фиджи) и Папуа - Новой Гвинеи. Анализ собранных данных позво-

ляет выявить ряд характерных особенностей распространения и состава рассмотренных ассоциаций:

1. Шошонитовый магматизм на Земле проявлялся на протяжении последних 2,6 млрд. лет, древнейшие единичные находки приурочены к зеленокаменным поясам Канады, в составе более древних гранито-гнейсовых толщ шошонитовые ассоциации неизвестны. Время проявления первых шошонитов коррелируется с появлением первых щелочных пород (2,6–2,5 млрд. лет). Этот рубеж представляет собой конец раннего мегацикла в истории Земли (4,6–2,6 млрд. лет), когда формируются первые наиболее древние массивы континентальной коры. Значительно более широко распространены шошонитовые породы с палеозоя.

2. Наблюдаются вариации в химизме близких по возрасту шошонитовых пород из различных районов мира, что, возможно, связано с различиями в строении и мощности коры соответствующих регионов и геодинамических обстановках проявления шошонитовых ассоциаций.

3. Основные отличия наиболее древних шошонитовых ассоциаций от современных сводятся к следующему: в докембрийских зеленокаменных поясах шошониты и близкие к ним по составу породы составляют значительно меньший процент от общего объема изверженного материала, чем в современных островных дугах и активных континентальных окраинах. Единственным исключением, по-видимому, является Канадский щит, где распространенность архейских субщелочных и щелочных пород аномально высока; в геохимическом отношении архейские шошониты отличаются от современных более высокими отношениями FeO^*/MgO , и более низкими изотопными отношениями $^{87}Sr / ^{86}Sr$. Повышенные значения отношений FeO^*/MgO могут свидетельствовать о менее глубинных уровнях генерации исходных субщелочных магм, что могло быть обусловлено более высокими геотермическими градиентами и более высокими содержаниями воды в архейской мантии. Изменение изотопных отношений $^{87}Sr / ^{86}Sr$ коррелируется с общепланетарной эволюцией изотопного состава Sr мантии и, возможно, связано также с возрастанием участия корового материала в образовании шошонитовых магм.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЕМЕЙСТВА ПАРАГЕНЕЗИСОВ ФОРМАЦИЙ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУД
(на примере областей активизации)

Исторически сложилось, что учения о формациях магматических пород и руд, заложенные в трудах Ю.А.Кузнецова, В.С.Соболева, В.А.Кузнецова, Е.А.Радкевич, А.Д.Щеглова и других развивались

назрела необходимость системного подхода к изучению этих образований и разработки учения о рудно-магматических системах и их производных – парагенезисах формаций руд и магматических пород. Под парагенезисом в данном случае понимается естественное сообщество формаций пород и руд, члены которого связаны между собой общностью происхождения, состава, а также положения во времени и пространстве. Связь между ними может быть генетической или парагенетической. Важный признак парагенезиса – повторяемость во времени и пространстве.

Назрела также необходимость классификации рудно-магматических систем и их производных на геохимической основе, что хорошо видно на примере парагенезисов породных и рудных формаций областей активизации щитов, платформ и складчатых регионов. Данные, например по карбонатитам, кимберлитам, апатитоносным базитам, месторождениям железа, олова, титана и золота этих областей, а также по метеоритам, свидетельствуют о большой роли в их образовании мантийных флюидов, в составе которых широко представлены кислотные элементы (P, S, B, Ti и др.), генерированные, видимо, за счет разложения фосфидов, карбидов, боридов и т.д., устойчивых на более значительных глубинах мантии по сравнению с источниками пород и руд геосинклинальных формаций. Указанием на это служит весьма сложный состав руд (карбонатиты и др.), тесная корреляция фосфора и бора с металлами в породах и рудах и другие данные.

В соответствии со сказанным в областях активизации на геохимической основе четко выделяются три наиболее распространенные семейства парагенезисов формаций магматических пород и руд: фосфор-углеродное, фосфорное и борное. Фосфор-углеродное семейство охватывает четыре магматических формации (щелочно-ультраосновную,

щелочно-габброидную; нефелиновых и фельдшпатовидных сиенитов, щелочных сиенитов-граносиенитов и гранитов) и широкий круг связанных с ними магматических (P-Ti-Fe, Pt), карбонатитовых (Fe-P; Ta, Nb) и гидротермальных (TR: Sr, Pb-Zn-TR, Cu, Ba, Mo) рудных месторождений. Фосфорное семейство парагенезисов объединяет ряд других магматических формаций (расслоенных нефелиновых сиенитов, пироксенит-габбро-сиенитов, гранодиоритов-гранитов; щелочных гранитов-граносиенитов) и большую гамму их магматических (V-Ti-Fe-P, Pt, V-Fe-Cu), пегматитовых (Ce, Y-Zr-U, Ti-Ta-Nb) и гидротермальных (Th-Nb-TR, Th-Be-TR-Pb-Zn, Fe-TR, P-U; Au-P) рудных месторождений. Борное семейство парагенезисов также охватывает несколько магматических формаций (габбро-монцит-гранитная, гранит-лейкогранитовая, гранит-щелочно-гранитовая и др.), с которыми связаны пегматитовые (Cs-Ta), скарновые (B-Fe, B-Sn, B-Fe-W, Fe-B-Cu, Fe-B-U, Fe-B-Be-W) и гидротермальные W-Sn, Au-B /турмалиниты/ месторождения полезных ископаемых.

Таким образом, в указанных семействах минеральных образований находят свое место не только породы, но и руды.

М.И.Кузьмин, В.С.Антипин

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

I. Опыт исследования геохимии магматических пород показывает, что каждая геодинамическая обстановка характеризуется породами с определенными геохимическими свойствами. Под геодинамической обстановкой понимаются различные типы границ, т.е. взаимодействия литосферных плит, а также явления "активизации", связанные с внутриплитовым магматизмом. Одна из причин различий геохимических параметров магматических пород разных геодинамических обстановок определяется тем, что в магмообразовании участвуют три источника вещества: 1 - неистощенная мантия, 2 - истощенная мантия, 3 - литосфера, включая земную кору, соотношения ко-

торых в каждом конкретном случае будут различными. Это дает надежную основу для геохимической типизации магматических пород.

2. Образование продуктов внутриплитового магматизма связано с подъемом мантийных диапиров из "зон истощенной мантии". Участие вещества последней в магмообразовании определяет повышенные содержания в магматических продуктах некогерентных для мантии литофильных элементов с крупными ионными радиусами. Аналогичные процессы вызывают, очевидно, континентальный рифтогенез, а в образовании магматических пород этой геодинамической обстановки принимает большое участие вещество континентальной коры. В связи с этим магматические породы еще более обогащены литофильными элементами, а среди магматических образований большое значение имеют редкометалльные риолиты и граниты.

3. Магматические породы, формирующиеся в океанических рифтовых зонах, где непосредственно к поверхности подходит астеносфера, образуются из вещества истощенной мантии. Эти породы очень выдержанны в геохимическом отношении и характеризуются крайне низкими содержаниями всех литофильных элементов. Геохимические аналоги пород срединно - океанических хребтов на континентах встречаются только среди образований офиолитовых комплексов.

4. В породах активных континентальных окраин, формирующихся над зонами субдукции литосферных плит, выявляется широкий по своим геохимическим характеристикам спектр магматических продуктов, среди которых преобладают известково-щелочные серии. В генезисе пород этих геодинамических обстановок принимает участие вещество субдуцируемой литосферы, мантии, лежащей над зоной Бенъофа, и земной коры, подстилающей островные дуги или континентальные окраины. Учесть вклад каждого из этих источников в происхождение пород не всегда возможно. Однако по уровню концентраций ряда элементов, прежде всего литофильных, а также элементов группы железа, магматические породы активных окраин отличаются от их петрохимических аналогов, формирующихся в других геодинамических обстановках.

5. Рассмотрены примеры структурно-магматической зональности различного типа геодинамических обстановок.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРИ ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ ГРАНИТОВ

В основу формационного разграничения гранитоидов автором положен анализ закономерностей распределения и содержания в них редких щелочных элементов, в первую очередь содержания рубидия, изменение отношения K/Rb . Возможность использования этих параметров для формационного анализа гранитов основана на различных содержаниях рубидия и величины отношения K/Rb в исходных субстратах областей зарождения гранитоидных магм и на индикаторной роли этих параметров в магматических системах.

По геохимическим параметрам на графиках в координатах $Rb-K/Rb$, $K-Rb$, $Rb-Li$ четко разделяются между собой граниты следующих ведущих формаций: 1) гранитных интрузивных дифференцированных комплексов (плутон батолитовой формации Ю.А.Кузнецова); 2) граниты андезит-дацит-липаритовой формации (субвулканических гранитов по Ю.А.Кузнецову); 3) формация анатектических гранитов.

Область зарождения гранитов анатектической формации относится в породам амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Выплавление магмы андезит-дацитового состава, в процессе кристаллизационной дифференциации которой появляются граниты андезит-дацит-липаритовой формации, может происходить из эколгитизированных толеитовых базальтов на уровне верхней мантии (Т.Грин, А.Рингвуд). Одним из возможных механизмов образования гранитной магмы формации гранитных интрузивных дифференцированных комплексов, согласно экспериментам Т.Грина, является плавление нижних горизонтов земной коры андезитового состава на глубинах свыше 30 км с отделением аюртозитового остатка.

Граниты каждой из рассматриваемых формаций характеризуются своими кларками редких элементов и металлогенией.

Для гранитов анатектической формации металлогеническая специализация определяется главным образом элементарным составом кварц-полевошпатовой части кристаллических сланцев и гнейсов, участвующих в первую очередь в формировании анатектического гранитного расплава.

Специализация гранитов андезит-дацит-липаритовой формации является отражением специализации толеитовых базальтов, эколгити-

зированные разности которых являются исходным субстратом к выплавлению андезит-дацитовых магм. В свою очередь специализация формации гранитов интрузивных дифференцированных комплексов связывается со специализацией тех андезит-дацитовых магм, породы которых явились субстратом к образованию таких гранитов. Появление в процессе образования гранитной магмы анортозитовой остаточной фазы является мощным фактором концентрирования в расплаве лития, цезия, тантала, олова, фтора и других элементов, характерных для формации гранитов интрузивных дифференцированных комплексов.

Е.К.Станкевич

РЯДЫ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ
РАЗВИТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА
И ИХ СВЯЗЬ С ЭВОЛЮЦИЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Типизация существенно гранитоидных ассоциаций позволяет разделить их два семейства: салическое и мафическо-салическое. Пространственно-временные взаимоотношения между гранитоидными формациями, принадлежащими одному или разным семействам, проявляются в развитии временных и латеральных рядов формаций. Наиболее характерным временным формационным рядом для гранитоидов салического семейства служит ряд: гранитовая — лейкогранитовая формации, для гранитоидов мафическо-салического семейства — тоналит-гранодиоритовая — диорит-гранодиоритовая формации. Для этих же семейств формаций характерно пересечение конечных членов временных формационных рядов. Временной формационный ряд — гранитовая — лейкогранитовая формации дополняется диорит-гранодиоритовой формацией, завершающей этот ряд. С другой стороны, во временном формационном ряду — тоналит-гранодиоритовая — диорит-гранодиоритовая формации его конечный член замещается формациями салического семейства (лейкогранитовой и реже гранит-граносиенитовой).

Существование в природе двух гранитоидных ассоциаций и проявление их во временных формационных рядах, обусловлено двумя полярными по тенденции типами эндогенных геодинамических процессов в эволюции континентальной земной коры на ее границе с верхней мантией. Разрастание "гранитогнейсового" слоя за счет поглощения "гранулитобазитового" при общем увеличении мощности коры, определяемое как конструктивный тип развития, приводит к появлению временных рядов формаций салического семейства. Эндогенный процесс, ведущий к базификации континентальной земной коры за счет замещения "гранитогнейсового" слоя "гранулитобазитовым" при сокращении общей мощности коры, определяется как деструктивный. Ему соответствует проявление временных рядов гранитоидных формаций мафическо-салического семейства.

Исследование гранитоидного магматизма в истории развития Средиземноморского подвижного пояса позволяет связывать его с проявлением эбурнейского (поздний архей – ранний протерозой), панафриканского (ранний – поздний рифей), байкальского (средний рифей – ранний палеозой), герцинского (ранний – поздний палеозой) и альпийского (мезозой – кайнозой) тектономагматических циклов.

Для эбурнейского этапа характерно проявление временных рядов гранитоидных формаций салического семейства, панафриканского – мафическо-салического, для байкальского этапа выделяются временные ряды обоих семейств. В течение герцинского цикла тектогенеза преобладают временные ряды гранитоидов салического семейства, а в альпийском цикле – мафическо-салического.

Пересечение конечных членов временных формационных рядов салического и мафическо-салического семейства знаменует начальные стадии инверсии (смены) геодинамического режима корообразования (конструктивного на деструктивный или наоборот).

Признание двух полярных типов эволюции континентальной коры и обусловленность ими возникновения временных формационных рядов гранитоидов салического и мафическо-салического семейств позволяет понять закономерность и смены металлогенических эпох в истории развития структур Средиземноморского подвижного пояса.

СТЕХИОМЕТРИЧЕСКАЯ СИСТЕМА МАГМАТИТОВ (SSM)

Стехиометрия магматитов, очевидная для мономинеральных пород, например, дунита (Mg_2Si_4), проявляется также в простых кратных отношениях порообразующих элементов в валовом химическом составе полиминеральных плутонитов и вулканитов, явно отвечающая в последнем случае стехиометрии магм. По стилю атомные соотношения в магматических расплавах занимают промежуточное положение между вполне стехиометрически определенными и неопределенными соединениями, и водными растворами со строгой стехиометрией лишь в отдельных сингулярных точках. В поликомпонентных расплавах проявляется заметный "изоморфизм", поскольку петрохимические кластеры, группы совместно варьирующих элементов - ($Na+K$), ($Mg+Fe$), ($Ca+Al+Na+K$), часто обнаруживают более четкие стехиометрические соотношения, чем отдельные входящие в них элементы.

Стехиопетрохимическая методика - простейший способ отображения атомных соотношений элементов в валовом составе пород, подобный расчету формул минералов. В силикатных магматитах атомные количества элементов нормализуются по единственному радикальному элементу - кремнию, принимаемому за общий делитель ($Si = 1$). Единообразно нормализованные атомные доли элементов приобретают статус самостоятельных петрохимических параметров со следующими положительными особенностями: 1) они избавлены от свойственных всем прежним петрохимическим методикам искажений естественных атомных соотношений тройкого рода - массометрических (весовыми долями), математических (конечной системой процентов), методических (эклетическими частными отношениями и нормативными группировками); 2) они непосредственно количественно сопоставимы порознь и в любых сочетаниях в одном и разных составах, сохраняя адекватность исходным химическим анализам; и 3) создают единственно возможную основу достоверной оценки естественных (атомных) вариаций химизма во всем диапазоне составов силикатных магматитов. Сумма нормализованных долей катионов вместе с тем численно равна величине отношения суммы их атомных количеств к кремнию. Это отношение, названное базисилициевым модулем в Σ / Si , представляет главный стехиопетрохимический параметр, фиксирующий ва-

ловую кремнеземистость, а, следовательно, аналогичный по смыслу вес. % SiO_2 , повсеместно принятому за основу при химической систематизации силикатных магматитов. Отношение V_{Σ}/Si с любой степенью детальности разворачивается в стехиометрическую формулу, в том числе с участием воды и других анионов. Например, средний состав толеитовых базальтов выражается формулой $(\text{Mg}_{0,5}\text{Fe}^*_{0,5})_{1,0}\text{Al}_{1,0}[\text{Ca}_{0,66}(\text{Na},\text{K})_{0,33}]_{1,0}\text{Si}_3(\text{O}_{9,50}(\text{OH})_{0,50})_{10}0,05(\text{il},\text{mgt})_{0,01}$ ар, т.е. это маловодный метасиликат с равными третьими долями феррических элементов, алюминия и силикатных катионов и с незначительными гетерорадикальными окисными и фосфатными примесями. Вследствие нормализации поликомпонентные соотношения адекватно отображаются в двумерном пространстве, и корреляции достоверно выявляются визуально простейшим графическим способом на бинарных диаграммах: атомные доли элементов — базисилициевый модуль, что, конечно, не исключает применения любых математических методов обработки стехиопетрохимических параметров массовых выборок.

Стехиометрическая система магматитов (SSM) намечена по известным средним составам видов и различных групп магматитов. Избавленные от искажений стехиопетрохимические параметры членов естественных ассоциаций укладываются в узкие бивариантные поля или моновариантные прямолинейные тренды с различными градиентами, в пересечениях которых находятся стехиометрические узлы (инвариантные точки). Последние тяготеют к стехиометрическим уровням V_{Σ}/Si , в том числе у разрывов состава магматитов, примерно отвечающих принятым границам главных их групп по вес. % SiO_2 . Модуль V_{Σ}/Si распространенных силикатных магматитов ограничен шестикратной вариацией от 1/3 до 2. Наиболее полно вариации кластеров представлены на фундаментальном метасиликатном уровне ($V_{\Sigma}/\text{Si} = 1$) от чисто феррических пироксенитов до чисто силикатных фонолитов, включая наиболее распространенные вулканиды — толеитовые и андезитобазальты, муджериты и др. Как в целом, так и в отдельных полифазных комплексах стехиометрические решетки плутонитов и вулканидов значимо различаются, обычно со смещением в сторону увеличения кремнеземистости у вулканидов. Общая стехиопетрохимическая решетка, построенная по средним составам и типовым ассоциациям (сериям, формациям), может служить целям сопоставления. Однако для исчерпывающей интерпре-

тации SSM необходима переработка стехиопетрохимических параметров общего банка анализов с обоснованной оценкой дискретности вариаций состава магматитов статистическими методами. Эмпирически выявленная таким образом SSM, с одной стороны, фактически составит вполне естественную классификацию магматитов, а с другой стороны, позволит физико-химически обосновать их стехиометрию. В последнем аспекте, в частности, нуждаются в уточнении: представление В.И.Вернадского о стехиометричности равновесных магм, положение Н.В.Белова и других о связи дискретности силикатных расплавов со степенью полимеризации в них кремнекислородного радикала, соотношение радикальной и установленной П.Хессом базальной (катионной) ликвации, а также соотношение ликвации и кристаллизационной дифференциации, в том числе в генезисе ритмичной расслоенности.

Ю.Г.Щербаков

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОГО ВЕЩЕСТВА ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

Рассмотрены связи содержания редких, малых и главных петрогенных элементов в 44 международных геостандартах магматических и осадочных пород, их отношения к веществу углистых хондритов типа С I и коэффициенты относительной концентрации (OK) более чем 30 индикаторных пар в разной степени геохимически родственных и связанных элементов: $\frac{Li:Mg}{Li_M:Mg_M}$, $\frac{K:Na}{K_M:Na_M}$, $\frac{Ba:Sr}{Ba_M:Sr_M}$ и др.

Выявляется значительно большая информативность индивидуальных данных в отношении источников вещества пород, физико-химических и геологических условий их образования и эпигенетического изменения, уровня среза массивов и их формационной принадлежности сравнительно с усредненными, так называемыми кларковыми числами для отдельных массивов, формаций, а тем более крупных пет-

рографических подразделений (гранитоидов, базальтоидов, гипер-базитов и др.), которые вуализуют многие диагностически важные черты распределения элементов в конкретных объектах. При анализе генетически сопряженных серий пород привлечение представительных данных по отдельным пробам приобретает особую ценность.

Основной закономерностью развития земного вещества представляется его дифференциация, при которой в эндогенных процессах наиболее перемещенные, удаленные от источников апикальные фрагменты геохимических систем относительно обогащаются все более летучими, оксифильными, силикатными подвижными, т.е. в целом все более центробежными элементами, а остаточные, корневые, неразобщенные с источниками их части накапливают наименее подвижные фемические гетерофилы (центростремительные элементы). Все возрастающая сложность и разнообразие в процессе развития земной коры составов вновь возникающих при этом пород и их ассоциаций, таким образом, имеет не хаотический, а направленный и необратимый характер, что хорошо прослеживается при сопоставлении коэффициентов концентрации элементов во все более поздних и "зрелых" продуктах геохимической дифференциации относительно протопланетного метеоритного и солнечного вещества на основе периодической системы Д.И. Менделеева.

Рассмотрены на примерах геостандартов особенности экзогенной дифференциации вещества, предопределяющие в значительной мере разнообразие и геохимические черты внутрикоровых магматических комплексов, рудно-магматических систем и земной коры силикатного типа в целом.

Приведены некоторые примеры выявления индикаторного значения ОК элементов в магматических и осадочных породах в определении условий их образования и потенциальной рудоносности.

В.Брмаков, Ю.Москаленко, В.Махов, Е.Черных,
В.Николаев, Н.Короновский (СССР), А.Харковска, Й.Янев (НРБ),
П.Дьярмати, Б.Надь (ВНР), М.Боркош, С.Пельц (СРР),
В.Конечны, М.Ковач (ЧССР)

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КАЙНЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
КАРПАТО-БАЛКАНСКОГО РЕГИОНА И ОСТРОВНЫХ ДУГ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Сравниваются вулканические комплексы эпох молассообразования, расположенные в различных геоструктурных зонах Земли: плиоцен-четвертичные комплексы Курило-Камчатской островной дуги и кайнозойские комплексы альпийского пояса Европы (Кавказа, обрамления Паннонского массива и Болгарии). Использовано единообразное признаковое описание объектов (вулканов). Это описание, включает характеристики химического, минерального, фациального составов вулканитов и ксенолитов в них, объемные соотношения пород разного состава, морфогенетические характеристики, описание вулканотектонических и тектонических структур, связанных с вулканами, а также геофизические характеристики, в том числе данные о строении земной коры - всего 140 признаков. Приводятся описания 35 объектов Курило-Камчатского региона и около 150 объектов альпийского пояса Европы.

Для разбиения указанных описаний вулканов использован алгоритмический метод, основанный на итеративной процедуре выделения групп объектов, сходных в пространстве признаков. Оценка разбиения осуществляется по результатам логического анализа таксономических структур, порождаемых на каждом шаге предложенной процедуры. Апробация методики осуществлялась ранее на распознавании объектов островной дуги. В процессе исследований выделен ряд формаций (или ассоциаций) вулканических пород сравниваемых регионов. Обсуждаются типоморфные, общие и специфические признаки формаций, наборы формаций разнотипных структур. Рассмотрен вопрос об использовании петрологических данных островных дуг для выделения их палеоаналогов.

Предлагаемая методика распознавания вулканических формаций может быть широко использована для синтеза вулканологической информации в других регионах.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КАРТЫ КАМЧАТКИ

В настоящее время количество химических анализов магматических горных пород резко возросло не только при производстве специальных исследований, но и при геолого-съемочных и поисковых работах. Появилась возможность перейти к оценке характера изменения петрохимических особенностей магматических пород по площади в зависимости от конкретной геологической обстановки путем составления специальных карт, совмещающих петрохимическую и геологическую информации.

Опытные работы составления таких карт Камчатки по результатам химических анализов образцов, отобранных при геолого-съемочных работах и имеющих геологическую и географическую привязку, позволили составить петрохимические карты м-ба 1:200 000 для районов, расположенных в различных структурно-фациальных зонах и обзорную карту м-ба 1:1 000 000 для территории области.

При составлении карт ставились задачи показать на них: границы полей распространения толщ вулканитов и интрузивных тел различного возраста; точки отбора проб на химические анализы; петрохимическую характеристику различных пород, слагающих конкретные поля или тела магматических разновозрастных образований, а именно: наличие пород толеитовой, известково-щелочной, субщелочной и щелочной серий; степень насыщенности их кремнеземом, тип щелочности, тип железистости, наличие пород, пересыщенных глиноземом; поля или тела магматических пород, не имеющих петрохимической характеристики, поля осадочных отложений, возраст и взаимоотношения выделенных на карте образований.

На картах м-ба 1:200 000 оказалось возможным отразить все указанные выше петрохимические характеристики и геологическую информацию, показать особенности изменения химизма в зависимости от геологической обстановки. По картам можно сопоставить магматические комплексы одного или разных районов, судить о сходстве или различии петрохимических особенностей интрузивных пород и вмещающих их толщ вулканитов по показанным характеристикам без привлечения текстовой информации.

На обзорной карте м-ба 1:1 000 000 показаны только особенности распространения петрохимических серий магматических пород или их сочетания в разновозрастных комплексах различных струк-

турно-фациальных зон. Так, например, видно, что в комплексе четвертичных вулканитов Центральной Камчатки преобладают породы известково-щелочной серии, но отдельные вулканические постройки сложены только породами толеитовой серии или же породами различных серий, включая и щелочную. На Восточной Камчатке наряду с породами известково-щелочной серии развиты сочетания их с породами толеитовой и чисто толеитовой. Для позднемелового комплекса этой зоны характерно сочетание пород толеитовой, известково-щелочной, субщелочной и щелочной серий. В Олюторском районе такое сочетание наблюдается в полях распространения четвертичных и позднемеловых вулканитов.

Составленные карты позволяют также оценить полноту имеющейся петрохимической информации для исследованной территории.

В.А.Кутюлин, В.А.Широких

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для классификации вулканических пород использованы два параметра:

1. Общая меланократовость пород в форме числовой характеристики "b".

2. Щелочность пород, которая выражена в виде отношения

$$\text{Щ} = \frac{1000 \cdot a}{(a+c)} : (q + 50),$$

где a , c , q - числовые характеристики А.Н.Заварицкого. Эта величина представляет собой отношение количества щелочей к сумме щелочей и полевошпатовой извести, поделенное на величину пересыщенности кремнеземом, к которой прибавлено число 50, чтобы избавиться от отрицательных значений величины q . Деление отношения $a/(a+c)$ на величину $q + 50$ позволяет элиминировать возрастание содержания щелочей от основных пород к кислым и тем самым получить значение величины щелочности, примерно одинаковое для всех пород данной магматической формации, вне зависимости от содержания в них кремнезема. Для пород, пересыщенных щелочами

Петрохимическая классификация вулканических пород

Меланок- рато- вость (в)	П о р о д ы			Ультращелочные Щ > 45
	Щелочные Щ = 30-45	Субщелочные Щ = 15-30	Щелочные Щ = 30-45	
0-5	Риолиты	Трахирiolиты	Фонолиты	Ультрафoнолиты
5-10	Дацииты	Трахидацииты	Трахиты	Ультратрахиты
10-15	Андезиты	Трахиандезиты	Шонолиты	Ультратрашoниты
15-20	Андезитобазальты	Трахиандезитобазальты	Шошoбазаниты	Ультратрашoбазаниты
20-25	Лейкобазальты	Трахилейкобазальты	Лейкобазаниты	Ультрaлeйкoбазаниты
25-30	Базальты	Трахибазальты	Базаниты	Ультрaбазаниты
30-35	Мелaбазальты	Трахимелaбазальты	Мелaбазаниты	Ультрaмелaбазаниты
35-40	Пикритoбазальты	Трахипикритoбазальты	Анкаратритoбазаниты	Ультрaанкaратритoбазаниты
40-45	Лейкопикриты	Трахилейкопикриты	Лейкоанкaратриты	Ультрaлeйкoанкaратриты
45	Пикриты	Трахипикриты	Анкаратриты	Ультрaанкaратриты

(имеющих числовую характеристику с), величина а+с вычисляется как а-с. По величине коэффициента щелочности Щ все вулканические породы удобно разделить на четыре группы (см. таблицу).

Названия для нещелочных пород заимствованы у А.Ф.Белоусова. Для субщелочных использованы те же названия с приставкой "трахи", свидетельствующей об их повышенной щелочности по сравнению с породами первой колонки. Для щелочных пород подобраны наиболее употребительные названия. Для ультращелочных использованы те же названия, что и для пород третьей колонки, но с приставкой "ультра", подчеркивающей их очень высокую щелочность. Таким образом, вместо большого количества плохо определенных названий вулканических пород предложена простая классификация, использующая всего 20 основных названий пород и 20 производных от них.

ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ В ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ

В практике формационного анализа все большее значение приобретает сопоставление сообществ горных пород по их минеральному и химическому составам. При этом неизбежно возникает разнообразие вопросов петрологического содержания.

Существование таких сообществ крупного ранга как непрерывные габбро-гранитные (базальт-риолитовые) серии или самостоятельных габбровых и гранодиорит-гранитных комплексов регулируется отсутствием или соответственно появлением термальных барьеров на ликвидусе силикатных систем. В модельной диаграмме состояния направление снижения температуры на продолжающих друг друга котектических линиях диопсид-лабрадор, роговая обманка-андезин, биотит-олигоклаз, вдоль которых проходит тренд фигуративных точек горных пород, изменяется в зависимости от характера плавления роговой обманки (инконгруэнтного либо конгруэнтного), от парагенетических соотношений минералов и определяется химическими потенциалами щелочных металлов.

В связи с общей латеральной зональностью мезозойского магматизма на Северо-Востоке СССР, в частности, различаются: а) контрастные серии амфиболовых габбро-амфибол-биотитовых тоналитов (натриевых андезитобазальтов - натриевых риолитов) в Анадырско-Корякской складчатой системе; б) непрерывные габбро-гранодиорит (либо - тоналит, либо - кварцевый монзонит) - гранитные интрузивные и базальт-андезит-риодацитовые вулканические серии в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе; в) контрастные ассоциации эссексит-тешенитов и сиенитов с парагенезисом биотит-авгит на Омолонском массиве. Непрерывные серии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса формировались при таких значениях химических потенциалов щелочных металлов, когда возможна широкая дифференциация магмы (в модельной системе - два перитектических равновесия и единственная гранитная эвтектика). Для магматизма в Анадырско-Корякской провинции характерна повышенная активность натрия, на Омолонском массиве - калия; на диаграммах состояния появляются новые эвтектические равновесия и термальные барьеры.

Совсем другие задачи возникают при выяснении природы различий в генезисе, например слюдяных и амфиболсодержащих гранитов, распространение которых позволяет различить такие важнейшие гранитоидные комплексы, как колымский, басугуньинский, ожукчанский и быстринский. Амфиболово-биотитовые граниты в общем случае могут представлять собой минеральную фацию либо повышенной щелочности, либо повышенной известковистости, либо - обводненную фацию по отношению к "сухим" кордиеритовым двуслюдяным и биотитовым гранитам. Именно вторичной гидратацией магмы объясняются важнейшие особенности басугунтинского и быстринского комплексов: малый размер интрузивных тел, дифференцированность их краевых частей и окружающих даек, наличие пятиминерального (а не обычного четырехминерального) парагенезиса, металлогеническая зональность.

Петрологическое обсуждение помогает понять природу родственных отношений между ассоциациями горных пород и подойти к определению их геологического значения. Таким путем можно добиться сближения современного подхода (с приоритетом изучения состава формаций) с классическим, развитым в трудах Ю.А. Кузнецова, где на первое место ставились геологические признаки.

Д.М. Орлов

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И ПЕТРОХИМИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ (методический и генетический аспекты)

На основе предложенной методики с использованием более двадцати тысяч первичных силикатных анализов рассчитаны средние составы и тренды дифференциации для массивов, представляющих главные типы интрузий мафического и ультрамафического семейств нормальной и повышенной щелочности. Полученные данные обработаны методом факторного анализа. Включение в исследуемую выборку представителей главных типов формаций мафическо-салического и салического семейств, а также кимберлитов и карбонатитов поз-

волило стабилизировать компонентную структуру факторной диаграммы. Это дает возможность сопоставлять в единой системе координат по составу и трендам дифференциации интрузии фактически любой формационной принадлежности.

Стабилизированная факторная структура обусловлена различными количественными соотношениями в исследуемых объектах трех главных групп породообразующих элементов. Две первые группы, входящие в состав первой главной компоненты, представляют собой антагонистические ассоциации элементов: MgO , FeO , с одной стороны, и Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и SiO_2 - с другой. Поведение этих групп элементов в процессах магматической дифференциации определяется их различной степенью тугоплавкости, а их количественные соотношения обуславливают принадлежность исследуемых объектов к семействам ультрамафических, мафических и салических формаций.

Третья группа элементов, включающая TiO_2 , CaO , Fe_2O_3 и P_2O_5 , характеризуется более сложным поведением в процессах кристаллизационной дифференциации. Содержание их возрастает в ходе становления ультрамафитовых интрузий, достигает максимума в мафических и убывает в мафическо-салических и салических. В соответствии с разными количественными соотношениями этих групп элементов интрузии различной формационной принадлежности занимают разные фигуративные поля на факторной диаграмме.

Для анализа полученных данных использован метод тренд-анализа, что позволило сопоставлять исследуемые массивы разной формационной принадлежности по их составам и трендам как по суммарному эффекту взаимосвязи содержаний петрогенных элементов, так и по содержаниям каждого из них в отдельности. Полученные факторные диаграммы с комплектами тренд-накладок для каждого из петрогенных элементов позволяют: а) оценивать черты сходства и отличия по составам и трендам дифференциации изучаемых массивов, комплексов и формаций; б) применять их как диагностические для установления формационной принадлежности исследуемых массивов и выявления наиболее близких им аналогов; в) использовать их в классификационных целях, так как в анализируемую выборку включены практически все главные типы интрузивных магматических формаций.

Сводные факторные диаграммы и тренд-накладки к ним представляют интерес и для решения ряда генетических вопросов, свя-

занных с выявлением причин, обуславливающих разнообразие составов интрузий разной формационной принадлежности. Анализ и сопоставление их с моделями образования магм, основанными на результатах экспериментальных исследований, позволяет утверждать, что специфика составов интрузий, определяющая их формационную принадлежность (и соответственно их локализацию в фигуративном поле факторной диаграммы) в конечном счете обусловлена P-T-условиями генерации магм. В соответствии с этим на диаграмме выделены фигуративные поля, отвечающие представлениям о генерации магм в условиях низкого, умеренного и высокого давлений. В пределах каждого поля положение точек составов интрузивных комплексов и формационных типов интрузий определяется соотношениями в них силикатных и феррических элементов, которые связываются с температурой выплавления соответствующих магм.

О.Н.Егоров

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Поля магматических формаций, как и геотектонические обстановки их образования, в пределах вулканических поясов гетерогенны. В связи с этим возникает проблема выделения элементарного звена магматических формаций и элементарной геотектонической ячейки.

Естественно в качестве таковых принять фрагменты вулканического пояса, названные нами центрами эндогенной активности (ЦЭА), в которых локализована тектоническая, магматическая и газогидротермальная активность. В качестве наиболее непротиворечивой модели корней ЦЭА мы приняли модель всплывающего твердого мантийного диапира – носителя и источника энергии, и вещества – первопричины магматических формаций и их рядов.

Принятие локальности и автономности первопричины магматических формаций позволяет рассмотреть ряд проблем, связанных со строением формаций и формационных рядов магматических пород

вулканических поясов: проблему структурной, флюидной, петрохимической и геохимической неоднородности магмопроявлений в пределах структуры, представляющей ЦЭА; субсинхронности аналогичных формаций в формационных рядах различных, в том числе пространственно удаленных ЦЭА; региональной разномасштабности проявления формаций.

Природа первого явления связана, вероятно, с различием процессов в локальных магматических бассейнах (очагах, промежуточных камерах) в пределах ЦЭА – с разной степенью флюидизации магмы, различиями в ходе ликвационных, кристаллизационных, эманационных процессов, фракционирования и т.д.

Природа второго явления заключается в том, что темп развития ЦЭА задается и контролируется структурами иерархически более высокого, чем ЦЭА порядка, объединяющими группы ЦЭА.

Природа третьего явления связана с тем, что факторы, определяющие формационную принадлежность магматических пород, разнообразны по природе и разномасштабны (характер флюидов и флюидный режим, тип строения и характер эволюции недр и т.д.).

В.Н.Анфилов

ЭВТЕКТОИДНАЯ ПРИРОДА ПЕРВИЧНЫХ МАГМ И ПРЕДЕЛЫ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Анализ фазовых равновесий, проведенный с помощью последовательного наложения тройных диаграмм с общей вершиной SiO_2 , позволяет показать, что в сухих условиях при низких давлениях в многокомпонентных системах, какими являются магматические породы и их расплавы, существует не менее двух эвтектик, одна из которых отвечает составу базальтов, другая – андезитов. Эти эвтектики отделены друг от друга температурным барьером, и дифференциация расплавов, составы которых находятся в поле кристаллизации этих эвтектик, заканчивается кристаллизацией соответствующей эвтектики.

Метод последовательного наложения диаграмм позволяет совместить анализ фазовых диаграмм с анализом структурной эволюции расплавов в процессе его фракционной кристаллизации. Это дает возможность объяснить природу базальтовой и андезитовой эвтектик с учетом зависимости структуры алумосиликатных расплавов от их катионного состава и содержания сеткообразующих оксидов SiO_2 и Al_2O_3 . Структурный анализ позволяет также объяснить смещение эвтектик в сторону дацитов и риолитов при добавлении к алумосиликатному расплаву воды.

Важную информацию о положении эвтектик в многокомпонентных системах дают опыты по плавлению магматических пород. Состав эвтектик следует определять по составу первых порций расплавов, возникающих при пересечении P-T-поверхностью поверхности солидуса многокомпонентных систем. Анализ экспериментальных данных Ито и Кеннеди, Писена и Кусиро, Гровс и других подтверждает тезис о существовании базальтовой эвтектики. При плавлении базальтов в сухих условиях андезитовые и тем более дацитовые расплавы не образуются. Это делает сомнительным возможность выплавления андезитов из сухих базальтов, погружающихся под континентальную кору в зонах субдукции, а также из эклогитов, возникающих при метаморфизме базальтов. Для выплавления андезитов необходимо либо добавление к базальту кремнезема, который может попадать в зону субдукции в виде кремнистых илов, либо участие в процессе плавления значительных количеств воды. Из экспериментальных данных следует, что расплавы более кислые, чем андезит без участия воды из пород основного состава выплавляться не могут.

В.А.Путин

"ЭКЛОГИТОВЫЕ БАРЬЕРЫ" В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Академик В.С.Соболев рассматривал кварц-нормативные эклогиты как составную часть вещества верхней мантии. В них он видел источник кварц-нормативных магматических расплавов, изливающихся на поверхность Земли. Им разработано обоснование природы "эклогит-

тового барьера", отделяющего кварцсодержащие эклогиты от двуминеральных эклогитов.

В настоящее время можно говорить еще об одном "барьере", ограничивающем возможность существования эклогитов в верхней мантии. В результате анализа экспериментальных работ показано, что двуминеральные эклогиты, характерные для ксеногенного материала мантии, могли образоваться только из щелочных составов пород или расплавов. Установлено, что с повышением щелочности пород вероятность образования эклогитов из них уменьшается. В условиях давлений от 20 до 40 кбар при содержании Na_2O в породе от 3,5 до 3,9 % эклогиты с повышением щелочности преобразуются в пироксениты. Это второй "эклогитовый барьер". Правомерно сделать вывод, что эволюция толеитовых и щелочных базальтовых магм связана с различиями состава эклогитовых пород в астеносферном слое верхней мантии.

И.Н.Котляр

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ РАСТВОРЕНИЯ ВОДЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВАХ

Взаимодействие силикатной и флюидной фаз является одним из ведущих факторов петро- и рудогенеза, определяя пути и конечные продукты кристаллизации магм. Вода, являющаяся ярко выраженным амфотерным окислом, теоретически может растворяться в расплаве, в зависимости от его основности, по схеме как кислоты, так и основания. Однако противоречивость экспериментальных данных не позволяет априори определить тип ее диссоциации в магме. В связи с этим нами предпринята попытка выявить тип диссоциации воды в основных и кислых расплавах путем сравнения природных дифференцированных серий разной водонасыщенности (срединно-океанические хребты, островные дуги, континентальные вулканогенные пояса).

Базальт-дацитовые (габбро-гранодиоритовые) "водонасыщенные" серии по отношению к аналогичным "сухим" ассоциациям обладают следующими особенностями:

- минералы с кислотными свойствами относительно минералов с основными характеристиками более магнезиальны;

- в обогащенных летучими компонентами эндоконтактных зонах габброидных плутонов повышены концентрации кремнезема, калия, окиси железа;

- в составе вулканических толщ преобладают высокоглиноземистые андезиты;

- в вулканоплутонических ассоциациях составы интрузивных пород сдвинуты в кремнекислую область относительно вулканогенных образований; габброиды более щелочные и калиевые, чем базальты.

Вышеперечисленные особенности "водонасыщенных" серий свидетельствуют о растворении воды в расплавах основного состава по типу оснований.

Салические "водонасыщенные" серии относительно их "сухих" разновидностей характеризуются следующими особенностями:

- минералы с кислотными свойствами относительно минералов с основными характеристиками более железисты;

- в обогащенных летучими компонентами эндоконтактных зонах гранитоидных плутонов мало кремнезема и повышены концентрации натрия и окиси железа;

- в составе вулканогенных толщ преобладают липариты и липарито-дациты, субщелочные, натровые или калий-натровые;

- в вулканоплутонических ассоциациях интрузивные породы относительно вулканогенных обеднены кремнеземом и обогащены натрием;

- характерно присутствие акцессорных флюорита и граната.

Эти особенности "водонасыщенных" салических серий свидетельствуют о растворении воды в расплавах кислого состава по типу кислоты.

Таким образом, на магмы основного и кислого составов вода оказывает противоположное воздействие. Геологические следствия этого явления отражаются на различных уровнях организации магматических образований - от межфазового распределения компонентов до строения магматических серий. Амфотерное поведение воды позволяет понять генезис контрастных базальт-липаритовых ассоциаций, объясняет наличие устойчивого статистического минимума между составами базальтоидов и салических образований в базальт-андезит-липаритовых сериях. Зависимость щелочности магмы от ее водонасы-

ценности обуславливает два типа основных расплавов - толеитовый, (сухие и, как следствие, низкощелочные расплавы) и известково-щелочной (водонасыщенные расплавы повышенной щелочности). Происхождение больших объемов кислых пород в известково-щелочных сериях также правильней связывать с метамагматизмом, а не с кристаллизационной дифференциацией.

Ю.А. Литвин

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МАНТИЙНЫХ МАГМ

И ГОРНЫХ ПОРОД В СВЕТЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПЛАВЛЕНИЯ
В СИСТЕМЕ ОЛИВИН-КЛИНОПИРОКСЕН-ГРАНАТ-КОЭСИТ ПРИ 40 КБАР

Значение системы $Ol-Cpx-Gr-Cs$ как фундаментальной физико-химической основы анализа процессов глубинного магматизма определяется важной ролью Ol, Opx, Cpx, Gr и Cs в строении ультрабазитовых и базитовых пород гранат-перидотитовой фации верхней мантии. Fe - и Na -компоненты принадлежат к числу важнейших в составе мантийных минералов (до 10-16 мас. % Fe и Fe_2 , соответственно, в Ol и Opx , до 15-20 мас. % Ned и 50-65 мас. % Jd в Cpx , до 50-65 мас. % Alm в Gr), поэтому система $Na_2O-FeO-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ наиболее адекватна для моделирования составов реальных минералов мантийного происхождения. Теоретический анализ с обобщенной оценкой физико-химических факторов, контролирующих образование и эволюцию мантийных магм, требует исследования субликвидусной структуры системы $Ol-Cpx-Gr-Cs$ с реалистичными составами фаз.

Экспериментальное изучение при 40 кбар плавления в Fe -содержащих системах $Fe, Fe-Di, Ned-Py, Alm$ и $Fe, Fe-(En, Fs)-Cs$ (модельные варианты в рамках системы $FeO-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$) иллюстрирует важную роль Fe -содержащих компонентов как физико-химического фактора, определяющего особенности субликвидусной структуры систем мантийных минералов, что выражается в существенном понижении температур первичного плавления, в сохранении конгруэнтного характера плавления Fe и En и стабилизации их в качестве ликвидусных фаз.

Экспериментальное изучение при 40 кбар плавления в Na-содержащих системах Jd-Fe, Jd-En, Jd-Py, Di-Jd-Py. (модельные варианты в рамках системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$) показывает разнообразие типов взаимодействия Jd с главными породообразующими компонентами, в том числе и перитектические отношения Jd с Fe и En; обнаруживает физико-химическую конкуренцию Ca- и Na-компонентов и иллюстрирует важную роль Na-содержащих компонентов как физико-химического фактора, определяющего особенности субликвидусной структуры систем мантийных минералов, что выражается в значительном понижении температур первичного плавления, в реакционном превращении Fe и En в другие фазы и ограничении условий их существования в качестве ликвидусных фаз.

Реальное приближение в эксперименте к системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ методически обеспечено разработкой способов синтеза минералов, содержащих двухвалентное железо, а также использованием вольфрамовой футеровки герметичных ампул из благородных металлов. При этом обеспечиваются вариации модалных соотношений и составов исследуемых минералов.

Экспериментальное изучение при 40 кбар плавления в реалистической системе Ol-Cpx-Gr-Ca затрагивает такие ключевые проблемы мантийного магматизма, как а) условия генерации и состав первичных магм, б) условия, факторы контроля и закономерности кристаллизационной дифференциации магм, в) эколгитовый термальный барьер. Исследование "перидотитовой" системы $\text{Cpx}(\text{Ca}_{0,60}\text{Mg}_{0,90}\text{Fe}_{0,14}\text{Na}_{0,18}\text{Al}_{0,18}\text{Si}_2\text{O}_6)-\text{Gr}(\text{Mg}_{2,20}\text{Ca}_{0,30}\text{Fe}_{0,50}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12})$ и "эколгитовой" системы $\text{Cpx}(\text{Ca}_{0,46}\text{Mg}_{0,45}\text{Fe}_{0,19}\text{Na}_{0,51}\text{Al}_{0,39}\text{Si}_2\text{O}_6)-\text{Gr}(\text{Mg}_{0,97}\text{Ca}_{0,49}\text{Fe}_{1,54}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12})$ обнаруживает физико-химическую конкуренцию Ca-, Fe- и Na-компонентов в формировании субликвидусной структуры реалистических систем и зависимость ее от соотношений концентраций и активностей указанных компонентов. Исследования субликвидусных отношений в сечениях системы Ol-Cpx-Gr-Ca, сопряженных с областями существования пятифазовой ассоциации $\text{Ol}+\text{Cpx}+\text{Cpx}+\text{Gr}+\text{L}$ и важнейших котектических линий, позволяет оценить условия генерации и эволюции мантийных магм и генезиса глубинных пород.

ПЛАВЛЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОРОД
В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ (модель)

Рассмотрена следующая петрологическая модель. Континентальная литосфера (0–120 км) в интервале глубин 0–20 км представлена гранитоидами, в интервале 20–40 км – гранулитами, в интервале 40–120 км – перидотитами. В двух последних интервалах имеется некоторое количество пород базальтового состава (эклогитов) – продуктов более ранних процессов плавления в нижележащей астеносфере. В составе основных и ультраосновных пород присутствуют также водосодержащие минералы – амфиболы и флогопит – как результат фиксации H_2O выше границы устойчивости этих минералов, приблизительно совпадающей с основанием литосферы. При активизации эндогенной деятельности в литосфере образуется вертикальная проницаемая зона – глубинный разлом, дренирующий флюид существенно углекислого состава. При этом за счет конвективного переноса тепла и понижения температуры солидуса (T_c) в результате поступления в систему воды при дегидратации водосодержащих минералов и в зоне разлома начинается плавление базальтового субстрата. Величина $(T_i - T_c) \cdot 100 / (T_L - T_c)$, где T_L – температура ликвидуса, а T_i – температура в рассматриваемой точке разлома, приблизительно отвечает доли (в %) расплава в образующихся очагах. Задача заключается в определении положения областей плавления в разрезе литосферы и динамики их развития при различных значениях флюидного потока ($Q_{фл}$) и начальной температуры флюида ($T_{фл}^0$) на входе в глубинный разлом.

Численные расчеты динамической модели плавления были сделаны на ЭМ для $Q_{фл} = 10^{-8}$ кг/м²с, $T_{фл}^0 = 1025^\circ\text{C}$, мощности глубинного разлома 8 км. Использованы данные фазовых диаграмм гранита, трахибазальта и перидотита при наличии в системе нескольких вес. % H_2O .

Результаты расчетов показали, что при указанных условиях плавление базальта происходит на глубинах 70–95 км с максимальной долей расплава около 15 % вблизи нижней границы очага. Формирование очага происходит в течение первых 10 млн. лет, затем его расширение идет крайне медленно и к моменту 30 млн. лет (расчеты сделаны на период до 80 млн. лет) наблюдается практически стацио-

нарное распределение температур. Согласно экспериментальным данным околосolidусными фазами здесь являются амфибол, гранат и клинопироксен.

При увеличении $T_{\text{фл}}^{\circ}$ в самых низах литосферы возникает второй очаг плавления базальтов и перидотитов. Эффект совместного существования двух магм оценить достаточно трудно; можно предполагать общее повышение доли вылавки базальтового состава за счет включения в нее вещества ультрабазитов. Оба очага сливаются только при достижении высоких $T_{\text{фл}}^{\circ}$ (не менее 1300°C), которые маловероятны. В случае концентрации флюидного потока по ходу его движения к поверхности и увеличения $Q_{\text{фл}}$ в коре на порядок происходит плавление гранитоидов в интервале глубин 12–20 км при $T_{\text{с}}$ и $T_{\text{д}}$ в водосодержащих системах соответственно около 665 и 710°C .

Таким образом, в глубинных разломах континентальной литосферы возможно образование сложных магматических систем с магмами различного состава без допущения значительных температурных аномалий. Производными этих систем могут быть ассоциации магматических пород с широкими вариациями составов.

В.С. Штодзинский

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА КИСЛЫХ И СРЕДНИХ МАГМ В СВЕТЕ АНАЛИЗА ИХ ФАЗОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПРИ ПОДЪЕМЕ

Генерация и кристаллизация магм, определяющие главные петрографические особенности магматических пород и их рудоносность, с физико-химической точки зрения являются процессами фазовой эволюции магм. Разработка количественных моделей этой эволюции имеет основополагающее значение для решения многих проблем магматического петрогенезиса. Впервые рассчитанные количественные фазовые модели показали, что реальные перегретые кислые и средние магмы в глубинных условиях под влиянием высокого давления переходят преимущественно в твердофазное состояние. Можно считать, что подниматься начинает не расплав, а слабо подплавленные породы, которые переplавляются при подъеме под влиянием декомпрессии и виде-

ления тепла трения вязкого течения, и, следовательно, рассматриваемые первичные (не являющиеся продуктом малоглубинного магматического фракционирования) магмы должны иметь декомпрессионно-диссипативное происхождение.

В случае такого генезиса состав первичных магм определяется составом и механизмом образования их исходных субстратов, в районах развития кислых и средних магматитов должны присутствовать идентичные им по составу глубинные субстраты. Последнее подтверждается наличием на многих древних щитах мощного гранитогнейсового основания и геофизическими данными о присутствии в некоторых областях интенсивного андезитового магматизма на границе коры и верхней мантии пород с промежуточными физическими свойствами.

Анализ геохимических, геологических и планетологических данных позволяет предполагать, что крупные массы первичных кислых и средних субстратов сформировались в результате фракционирования глобального магматического океана, возникшего на заключительной стадии аккреции Земли под влиянием особенно интенсивного в это время импактного тепловыделения. Как показывают расчеты, в областях с максимальной глубиной этого океана, где вследствие повышенного давления гранат кристаллизовался и в средних по составу остаточных расплавах, участие в фракционировании этого бедного щелочами и кремнекислотой минерала привело к формированию огромных объемов кислых остаточных расплавов, закристаллизовавшихся в виде мощной (~ 20 км) гранитной протокоры. В областях пониженной глубины магматического океана, где гранат был менее устойчив, дифференциация завершилась образованием в основном средней по составу протокоры. На Луне, где существование глобального магматического океана почти общепризнано, редкость кислых и средних пород обусловлена небольшой силой тяжести здесь и неустойчивостью в связи с этим граната, отсутствие отсадки которого редуцировало процесс поокисления остаточных расплавов после завершения кристаллизации оливина.

Рассмотренные механизмы образования кислых и средних магм и их исходных субстратов объясняют развитие кислых магматитов преимущественно в районах с континентальной земной корой, в нижней части которой широко распространены гранитоидные субстраты; древность большей части континентальной коры; существование рез-

кого европиевого минимума почти во всех кислых магматических породах, связанное с глобальной отсадкой плагиоклаза при формировании их исходных субстратов; обычно повышенные первичные отношения изотопов стронция в этих породах и некоторые их другие особенности.

В.А.Киркинский

НОВЫЙ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Анализ изменения фазового состава и физических свойств вещества Земли с глубиной в связи с процессами глобального тектогенеза показывает, что ведущим процессом образования магматических пород основного и среднего состава является адиабатическая декомпрессия. Она сопровождается плавлением вещества астеносферы в результате снижения давления. Увеличение доли расплава в исходном материале одновременно сопровождается дифференциацией последнего, так как менее вязкая и более легкая по сравнению с кристаллами жидкая фаза перемещается вверх с большей скоростью. Результатом является создание градиента состава в вертикальном разрезе, связанное с увеличением в нижней части доли вкрапленников кристаллов минералов с наиболее высокими температурами плавления. Такой динамический процесс разделения по составу исходной породы, который можно назвать декомпрессионной дифференциацией, существенно отличается как от кристаллизационной дифференциации, так и от фильтр-прессинга (выжимания расплава из гетерогенной смеси) тем, что он протекает в резко нестационарных условиях и включает гидродинамические явления и фазовые превращения.

Соотношение долей расплавленного и кристаллического материала в дериватах определяется составом материнской породы и величиной декомпрессии. Базальты океанических рифтовых зон с малой толщиной земной коры, характеризуются региональной выдержанностью составов и относительно слабой дифференциацией. Значительно сильнее проявлена декомпрессионная дифференциация во вне-

рифтовых надводных и подводных вулканах океанов, островных дугах и окраинах континентов, а также в континентальных рифтах.

Декомпрессионная дифференциация является одним из наиболее крупномасштабных процессов разделения исходных ультраосновных и основных пород и заслуживает всестороннего теоретического и экспериментального исследования.

В.Ю.Скрябин

КОНВЕКЦИОННАЯ И ИНФИЛЬТРАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ГРАНИТНОГО РАСПЛАВА В ИНТРУЗИВНОЙ КАМЕРЕ

На основании анализа петрохимических данных установлена неоднородность состава гранитов в гиабиссальных интрузиях и липарит-гранитных серий в вулканоплутонических ассоциациях различных регионов СССР. На примере детально изученного гиабиссального массива рассмотрены особенности состава и закономерности пространственного распределения структурно-вещественных неоднородностей гранитов, выражающиеся в образовании гломерокристаллических скоплений и межагрегатных обособлений различных минеральных фаз, а также в их пространственном разделении с образованием в интрузии зон различного состава. Предельным выражением неоднородностей является присутствие в гранитах силекситовых, полевошпатовых, биотитовых и других шпиров.

Рассмотрены модели формирования наблюдаемых неоднородностей состава в результате: а) внедрения исходного гетерогенного расплава, отражающего неоднородность субстрата и условий генерации магмы; б) глубинного или внутрикамерного гибридизма (смешения) магм; в) ликвации расплава; г) ассимиляции магмой вмещающих пород; д) флюидно-магматического взаимодействия магмы с вмещающими породами; е) внутрикамерной кристаллизационной и газовой-эманационной дифференциации; ж) авто- и ксенометасоматических изменений гранитов. С учетом результатов изучения расплавных включений в минералах обосновывается вывод о формировании рас-

смаатриваемых неоднородностей состава в интрузивной камере в результате процессов фракционирования системы кристаллы-расплав-флюид.

Составлены и рассчитаны гидродинамические модели процессов течения магмы в гравитационном поле в результате тепловой конвекции, а также течения магмы в интрузивной камере и в зонах ограниченной проницаемости под действием градиентов давления (под зонами ограниченной проницаемости понимаются зоны трещиноватости во вмещающих породах и частично закристаллизованные краевые части интрузии с системой сообщающихся пор с остаточным расплавом).

Результаты расчетов свидетельствуют о том, что в интрузивной камере фракционирование кристаллизующейся магмы может осуществляться с помощью механизма "дифференциации течения" путем сепарации кристаллизующихся минералов и обособления остаточного расплава. Реализация этого процесса возможна как в участках принудительного (гетеробарического) течения, так и в областях тепловой конвекции магмы, а следствием является формирование в интрузивном массиве зон различного минерального и химического состава.

Расчеты модели инфильтрации магмы через зону ограниченной проницаемости под действием градиента давления свидетельствуют о том, что при реальном размере сечения трещин и пор, через которые происходит просачивание флюидонасыщенного расплава, в зависимости от соотношения величины градиента давления, вязкости расплава, размеров обособлений и плотности флюидной фазы, этот процесс должен сопровождаться формированием опережающего фронта флюидных компонентов (эффект дифференциальной фильтрации). Подобный механизм флюидно-магматической дифференциации обуславливает, вероятно, развитие процессов магматического замещения, а также формирование во вмещающих породах до- и синмагматических гидротермально-метасоматических месторождений, рудные тела которых могут пересекаться генетически связанными с ними магматическими образованиями.

И.Т.Бакуменко, Н.Ф.Красов, И.В.Моторина,
В.П.Чупин, Н.М.Попова

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ РОЛЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ, СМЕШЕНИЯ И ЛИКВАЦИИ МАГМ В СВЕТЕ ДАННЫХ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Для получения рТХ-информации о процессах кристаллизационной дифференциации, смешения и расслоения магм изучались расплавленные и синхронные с ними флюидные включения в минералах различных магматических пород.

Сведения о направленности кристаллизационной дифференциации получены с помощью микросондовых анализов валового состава гомогенизированных и остаточных стекол негомогенизированных расплавленных включений. В частности, изучены случаи пойкилотектуры остаточных дифференциатов базальтоидных магм трапповой и андезитовой формаций с формированием риолитовых остаточных продуктов (до 74,6 % SiO_2 в стеклах включений и до 72,6 % - в мезостазице лав Карымского вулкана). При отсутствии сепарации кристаллов даже в крайних случаях кристаллизационной дифференциации базальтоидов (с образованием риолитового остатка в андезитах, синныритового - в некоторых щелочных базальтах и т.д.) валовой состав формирующейся породы не отличается от состава исходной магмы. При дифференциации расплава в открытом магматическом очаге накопления летучих не происходит и водосодержащие минералы не образуются. Дифференциация того же расплава во включениях часто приводит к формированию водосодержащих фаз. В относительно закрытых гранитных макросистемах подобный механизм накопления воды (до 10 вес. %) и других летучих и флюидных компонентов наблюдается при образовании остаточных пегматитовых расплавов, с которыми связаны более поздние и низкотемпературные (до 540°C) магматические зоны камерных пегматитов. С этими же явлениями, по-видимому, связано формирование карбонатитов, онгонитов, редкометалльных пегматитов и гранитов.

Изучение включений в разнообразных случаях расслоения природных магм показало, что ликвационное разделение расплавов на две силикатные жидкости не играет существенной петрогенетической роли, так как оно наблюдается лишь в остаточных, чаще всего высокожелезистых дифференциатах базальтоидных магм, и связано с глубоко зашедшей их кристаллизационной дифференциацией. Лишь в

одном случае эти явления были обнаружены во включениях в высокотемпературных вкрапленниках плагиоклаза, относящихся к ранней стадии кристаллизации. Но и здесь они реализовались после существенной раскристаллизации исходного андезитового расплава при низком P_{O_2} , подавляющем кристаллизацию железистых минералов, что привело к формированию высокожелезистого остаточного расплава, распавшегося на жидкости риолитового и пироксенитового составов.

Имеются данные об отделении от силикатных магм расплавов сульфидов, самородного железа, галогенидов и иных солей, а также рассолов и водных растворов, играющих заметную роль в процессах рудообразования и вторичных изменений плутонических и вмещающих пород.

Изучение вещественного состава включений и определение температур их гомогенизации позволяют доказать широкую распространённость явлений смешения и гибридызма магм и определить условия кристаллизации до и после смешения этих магм. С этими процессами связано формирование некоторых сиенит-порфиров (смешение низкотемпературной фonoлитовой и высокотемпературной тефритовой магм), лунных пород (основная и ультраосновная магмы), кварцевых базальтов (основная и кислая магмы), а также тех приконтактных пород, где наряду с процессами смешения регенерированного кислого и регенерирующего основного расплавов проявляются процессы гибридызма (микрограниты Онежского озера).

И.Т.Расс, С.М.Кравченко

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНАЯ ФОРМАЦИЯ - ПАРАГЕНЕЗИС ДВУХ КОМАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ

I. Геологические, петролого-минералогические и геохимические данные свидетельствуют о том, что щелочно-ультраосновная формация, вероятно, представляет собой парагенезис двух комагматических серий, производных двух глубинных мантийных магм, - меймечитовой и высококальциевой (потенциально мелкитсодержащей). Обе магмы являются ультраосновными высокомагнезиальными

(магнезиальность соответственно 88 и 83 %) и приурочены к единому глубинному разлому. По характеру распределения микрокомпонентов высококальциевая магма отвечает большим глубинам плавления мантии.

2. Геологические соотношения двух комагматических серий в составе щелочно-ультраосновной формации аналогичны сочетаниям комагматических серий в пределах некоторых океанических островов (толеитовые и щелочно-базальтовые серии на Гавайях и Тенерифе) и областей активизации древних щитов, которые в иных геологических условиях проявляются автономно.

3. На петрохимической диаграмме нормативного тетраэдра кварц-нефелин-оливин-ларнит, составы пород в координатах которого спроектированы на плоскости кварц-нефелин-оливин и кварц-ларнит-оливин (по методу А.Н.Заварицкого) отчетливо обособляются две серии: меймечиты-перидотиты-якуширангиты-ийолиты нефелиновые и щелочные сиениты и серия мелилитсодержащих пород (кутдит, ункомпакрит, окаит и др.), отличающаяся от первой повышенным содержанием кальция. Максимально обогащены кальцием карбонатиты, причем породы промежуточного карбонатно-силикатного состава чрезвычайно редки.

4. Моноклинный пироксен и магматический гранат мелилитовой серии отличаются соответственно более высокими содержаниями кальция и алюминия по сравнению с теми же минералами аналогичных по химизму пород меймечитовой серии.

5. На бинарных логарифмических диаграммах некоторых микрокомпонентов породы двух комагматических серий меймечитовой и мелилитовой в соответствии с логарифмическим соотношением Релея характеризуются различными трендами фракционирования.

В.А.Вахрушев

РУДНАЯ ЛИКВАЦИЯ В МАГМАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Рудная ликвация свойственна магмам разнообразного состава и происхождения. Каплевидные обособления сульфидов выявлены в лавах андезитового, андезит-базальтового и базальтового составов Кам-

чатки, Курил, Гавайев, Оаху, Таити и других островов Тихого океана. Они постоянно присутствуют в глубоководных толеитовых базальтах дна Индийского и Тихого океана. В значительно больших количествах затвердевшие капли халькопирит-пентландит-пирротинового состава содержатся в габбро, диоритах, сиенитах и других интрузивных образованиях.

Сульфидные минералы обычны и для ультраосновных пород, в том числе для ультраосновных включений, глубинное (мантийное) происхождение которых принимается большинством петрографов. В частности, признаки первично магматического происхождения сульфидов прекрасно сохранились в ультраосновных породах, размещенных в виде мелких тел среди глубокометаморфизованных толщ архея Прибайкалья. Основной набор сульфидных минералов тот же самый, однако количественные соотношения между ними иные, чем в других магматических породах земной коры. Постоянно наблюдается резкое преобладание пентландита над халькопиритом, что служит одним из типоморфных признаков мантийного происхождения сульфидной минерализации. Возможности рудно-силикатной ликвации в верхней мантии, по-видимому, не меньше, чем в сравнительно ограниченных по объему магматических камерах верхних горизонтов земной коры.

Каплевидная форма в равной мере свойственна и хромшпинелидам. Роль окисно-рудной ликвации в магмах не ограничивается образованием нодулярных разностей хромитовых руд. В ксенолитах из верхней мантии широко распространены затвердевшие капли ильменитового состава, что служит одним из веских доказательств расслоения вещества в магмах наиболее глубинного происхождения. Обособление в капельно-жидком состоянии ильменита исключительно резко проявлено в оливиновых пироксенитах архейского комплекса Прибайкалья.

Среди магматических пород корового становления каплевидный ильменит отмечен в титаноносном габбро докембрийского фундамента Белоруссии. Здесь же обнаружены рудные капли — магнетитовые и ильменит-магнетитовые. В виде мельчайших капельно-эмульсионных выделений магнетит выявлен в онгонитах Монголии. Изобилие щелочей и летучих компонентов в исходном гранитном расплаве привело к полному обособлению в капельно-жидком состоянии окислов железа в форме магнетита. Ликвационную породу, вероятно, имеют и магнетитовые лавы с обильным содержанием апатита из вулкана Эль-Лако на севере Чили.

В **магмах** промежуточных очагов под воздействием восстановительных флюидов в капельно-жидком состоянии происходит обособление самородных металлов. Примером служат описанные в литературе габбро-долериты Сибирской платформы, содержащие в отдельных участках до 20-30 % самородного железа или камасита.

Рудные капли - один из надежных критериев для восстановления изначального состояния метаморфических пород, в частности для разграничения орто- от параамфиболитов, а также для уточнения способа образования гранитов (собственно магматического или метасоматического), карбонатитов и других спорных по происхождению горных пород. Рассеянные в земной коре и верхней мантии сульфидные капли, капли окислов железа, титана, хрома и многих самородных металлов несут большую информацию о природе магматических и метаморфических пород и могут иметь важное значение при решении проблем петрологии, геохимии и рудообразования.

А.М. Дымкин, И.Б. Бобылев, В.Н. Анфилогов, Г.И. Анфилогова

ВОЗМОЖНОСТИ ЛИКВАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ КАК ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Проведено исследование ликвации в системе лейцит-фаялит-анортит - SiO_2 , приближающейся к составам некоторых природных магматических расплавов.

Опыты проводились в печи с платиновым нагревателем в атмосфере гелия в интервале температур 1000-1150°C. Парциальное давление кислорода соответствовало буферу $Mo-MoO_2$ и изменялось в зависимости от температуры от 10^{-11} до 10^{-13} мм рт.ст. Закаленные продукты опытов исследовались под микроскопом в иммерсионных жидкостях.

Из результатов экспериментов следует, что введение анортита в расплавы системы лейцит-фаялит - SiO_2 сужает поле ликвации. Наиболее широкие области ликвации наблюдаются в интервале температур 1050-1100°C. Максимальное содержание анортита, при котором еще имеет место расслаивание, составляет около 15 вес. %. Пониже-

ние температуры вызывает сильное уменьшение размеров поля ликвации, что, вероятно, связано с кристаллизацией компонентов расплава, которая приводит к изменению состава жидкой фазы.

Составы сосуществующих фаз, полученных в результате расслаивания ряда расплавов при $t = 1150^{\circ}\text{C}$ приведены в таблице. Наиболее близок к природным расплавам по содержанию K_2O , Al_2O_3 и FeO расплав № 2. По соотношению петрогенных компонентов его высококремнеземистая фаза отвечает составу гранодиорита-граносиенита, отличаясь от них повышенным содержанием FeO и низким глинозема. Кристаллизация такого расплава может привести к выделению значительного количества магнетита, который может накапливаться в магматической камере в виде донных кумулятов, образуя тела магнетитовых руд. В результате кристаллизации магнетита содержание глинозема возрастет, а состав конечного расплава приблизится к составу гранита.

Составы фаз некоторых ликвирующих расплавов по данным микроанализа

№	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Σ
1	12,0	78,8	6,6	0,63	4,7	102,7
	49,8	44,5	4,2	2,1	1,5	102,1
2	18,9	67,3	8,1	0,8	5,5	100,6
	27,1	59,2	7,2	1,1	4,3	98,9
3	24,6	60,2	7,3	0,95	4,6	97,3
	28,5	56,6	6,7	1,1	4,1	97,0
4	22,9	64,5	7,5	0,66	5,1	100,7
	29,3	57,6	6,6	1,0	4,4	98,9

Опыты, проведенные в открытых тиглях с закачиванием на воздухе показали, что в расплавах данной системы в течение короткого времени развивается неравновесное расслаивание. Область неравновесной ликвации значительно шире области равновесной. Это явление имеет место в расплавах с содержанием анортита более 30 вес. %, в том числе не содержащих лейцит. Неравновесная ликвация как фактор, определяющий повышенные концентрации рудного железа в эффузивах, может проявляться при резком обогащении расплава кислородом в процессе излияния на поверхность.

Е.В.Коптев-Дворников, А.А.Арискин, Г.С.Бармина, Б.С.Киреев,
М.Я.Френкель, А.А.Ярошевский

ПЕТРОЛОГИЯ ВНУТРИКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ДОЛЕРИТОВЫХ СИЛЛОВ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ: МОДЕЛЬ И ПРИРОДА

Внутрикамерная дифференциация расслоенных интрузивов традиционно рассматривается как удобный объект для анализа преобразования магм. Долеритовые силлы являются характерными представителями расслоенных интрузивов хотя бы потому, что для объяснения закономерностей их внутреннего строения привлекались все без исключения концепции магматической эволюции.

Еще В.С.Соболев установил, что набор дифференциатов интрузивных трапфов хорошо согласуется с законами кристаллизации базальтовых расплавов. Однако ряд особенностей их строения не укладывается в простые схемы. К ним относятся: 1) различный характер дифференцированности близких по мощности и составу интрузивов; 2) залегание более плотных пород (обогащенных, например, пироксеном и (или) магнетитом) над менее плотными; 3) наличие как резких, так и постепенных границ между дифференциатами, причем нередко в пределах одного интрузива; 4) зональность прикровельных пегматитов, которые обычно рассматриваются как отжата остаточная жидкость и должны были бы иметь соответствующие фазовые взаимоотношения; 5) отсутствие плотной упаковки оливина в обогащенных им породах (и вообще кумулятивных структур); 6) некоторые геохимические особенности (например, максимальные концентрации хрома в средних и даже верхних частях разрезов ряда интрузивов); 7) ритмическая расслоенность. Кроме того, считается, что перегретость магмы и конвекция препятствуют гравитационному перераспределению фаз в магме. Для полного понимания процесса необходимо иметь четкое представление о свойствах механизмов тепло- и массопереноса и их взаимодействия, т.е. об их динамике, а также детальную информацию о пространственном строении дифференцированных комплексов.

Нами изучена динамика кристаллизационной дифференциации методом моделирования на ЭВМ. Разработанная модель включает совместное решение термодинамической задачи о зависимости набора и состава фаз от температуры и уравнений тепло- и массопереноса (диффузии, относительного перемещения кристаллов и жидкости, кон-

вективного перемешивания жидкости со взвешенными кристаллами). Показано, что в условиях интрузивного процесса: 1) перенос тепла и вещества перемещающимися фазами и конвекцией подавляет эффекты, связанные с диффузией; 2) перегретость расплава и самопроизвольная конвекция не являются препятствием проявлению кумуляции кристаллов; 3) количественно процесс определяется скоростями оседания (всплывания) твердых фаз, пористостью кумулула и относительной ролью конвективного перемешивания жидкости со взвешенными кристаллами. Непосредственно смоделированные эффекты затвердевания силлов трапшовой формации сопоставлены с собранной нами детальной петролого-геохимической информацией. Комплекс фактов, характеризующих различную степень дифференцированности, последовательность структурно-петрологических типов пород в разрезах, характер переходов между ними, особенности строения верхней и нижней приконтактных зон, положение пегматоидного горизонта и количественные закономерности распределения по разрезам содержаний в породах и минералах главных и второстепенных элементов, в деталях может быть предсказан и объяснен в рамках кумуляционно-конвекционной модели кристаллизационной дифференциации. Проблема ритмичности на нынешней стадии исследований не решена. Однако поскольку ритмичность вызывает колебания состава пород вокруг хорошо воспроизводимых в модели трендов, можно рассматривать процесс ее образования как некоторое осложнение, которое может быть понято при дальнейшем развитии модели.

Выявлен неанхизвтектический характер магмы сибирских траппов. Ликвидусным минералом является оливин; после кристаллизации магмы на 2-6 % к нему присоединяется плагиоклаз. Клинопироксен же начинает кристаллизоваться не ранее чем исходный расплав затвердевает на 35-40 %. Это указывает на OI-PI-анхизвтектическую природу платобазальтов.

Все основные дифференциаты интрузивных траппов получили генетическую интерпретацию, позволяющую выстроить их в последовательный ряд: пикриты (OI-кумуляты) - пойкилоофитовые долериты (OI-PI-кумуляты) - такситоофитовые долериты и призматически-зернистые габбро-долериты (разновидности OI-PI-Crx кумулятов) - грауфиры и железистые габбро-пегматиты (продукты затвердевания остаточного после глубокого кристаллизационного фракционирования

расплава, возможно, осложненного низкотемпературным ликвидационным расщеплением).

Установленные закономерности внутрикамерной дифференциации долеритовых силлов дадут отправные моменты для анализа процессов становления крупных расслоенных комплексов.

И.В.Лапин, О.А.Луканин, А.А.Кадик

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО РЕЖИМА НА ДИФФЕРЕНЦИАЦИЮ ТОЛЕИТОВЫХ И ЦЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ И АНДЕЗИТОВ ИСЛАНДИИ

Среди существующих представлений о происхождении пород базальт-риолитовых серий наиболее обоснованной представляется гипотеза кристаллизационной дифференциации. Согласно этой гипотезе весь спектр пород упомянутых серий или, по крайней мере, часть из них образовывалась в результате кристаллизационной дифференциации исходных высокомагнезиальных базальтов в приповерхностных вулканических очагах. В этих условиях одним из важных факторов кристаллизации и дифференциации расплавов является окислительно-восстановительный режим (фугитивность кислорода - $f O_2$). Изменение фугитивности кислорода в пределах, характерных для развития исландских пород, может заметно влиять на температуры кристаллизации силикатных и рудных фаз, определяя таким образом пути дифференциации природных расплавов.

Другим важным фактором, определяющим кристаллизацию природного расплава, является его состав, а именно содержание наряду с другими петрогенными окислами MgO , SiO_2 и щелочей. Влияние магнезиальности и кремнекислотности на температуры кристаллизации пород изучено довольно полно, тогда как влиянию щелочности достаточного внимания не уделялось, несмотря на то, что именно содержание щелочей может определять дифференциацию расплава в сторону кварц- или нефелин-нормативных пород.

С целью изучения влияния фугитивности кислорода и щелочности на кристаллизацию базальтовых и андезитовых расплавов была осу-

ществлена серия экспериментов по плавлению толеитовых и щелочных базальтов и андезитов Исландии. Эксперименты проводились при 1 атм общего давления в интервале фугитивностей кислорода от соответствующих буферам железо-вустит (IW), никель-окись никеля (NNO), гематит-магнетит (HM). Результаты экспериментального изучения, сведенные на графики зависимостей температур выделения минералов от фугитивности кислорода, позволили сделать следующие заключения:

1. Интервал фугитивностей кислорода, характерный для природных базальтов и андезитов, можно разбить на две части; первая в области низких значений fO_2 (IW - NNO для толеитовых и IW - HM для щелочных базальтов и андезитов) и вторая в области высоких значений fO_2 (NNO и выше для толеитовых HM и выше для щелочных пород).

2. В области низких fO_2 кристаллизация базальтов и андезитов характеризуется ранним выделением оливина, плагиоклаза и клинопироксена и отсутствием или поздним выделением магнетита. Дифференциация высокомагнезиальных базальтов с отсадкой указанных силикатных фаз будет приводить к обогащению остаточных расплавов железом (реализуется феннеровский тип дифференциации) и, следовательно, к образованию ферробазальтов.

3. В области высоких fO_2 кристаллизация базальтов и андезитов характеризуется ранним выделением магнетита. Дифференциация низкомагнезиальных базальтов при таких условиях будет приводить к обогащению остаточных расплавов кремнеземом и обеднению железом и, следовательно, к образованию кварц-нормативных андезитов и риолитов.

4. Увеличение щелочности базальтов и андезитов приводит к повышению стабильности рудной фазы (магнетита) по отношению к другим фазам. Это означает, что дифференциация щелочных базальтов с образованием кварц-нормативных расплавов возможна в более широком интервале фугитивностей кислорода по сравнению с толеитовыми расплавами.

ПРЕДКРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА

Информация о докристаллизационной дифференциации магмы несут стекла и стекловатые породы. В стекловатых магматических породах широко распространены скелетные кристаллы минералов. Они обычно встречаются в эндоконтактных зонах геологических тел и в эксплозиях, т.е. в объектах, сформировавшихся при относительно быстром остывании. Это обстоятельство, а также ажурность морфологии кристаллов свидетельствуют, что они образовывались на месте становления расплава при достаточно высокой его вязкости. Из этого положения следует, что скелетные кристаллы формируются очень быстро: в вулканических бомбах подобные минералы успевают, по-видимому, образоваться за период от момента застывания расплава после выброса его из кратера до падения бомб на землю. Очевидно, что диффузия в высоковязкой застывающей магме не в состоянии собрать вещество в объеме указанных кристаллов за такой короткий промежуток времени. Поэтому, скорее всего, в застывающем субстрате происходит лишь оформление кристаллов, завершающее процесс кристаллообразования. Сегрегация вещества субмономинерального состава из расплава в объеме будущего кристалла (протоминеральные обособления) должна была произойти при относительно высоких скоростях диффузии еще на стадии существования расплава. Этому предположению соответствуют данные об анхимономинеральных стекловатых обособлениях в земных и лунных магматических породах. Электронно-микроскопическое изучение порообразующих скелетных кристаллов вскрывает их доменное строение, которое может свидетельствовать о формировании их в результате агрегации жидкостных обособлений соответствующего состава.

В природных стеклах различного происхождения выявляются также неоднородности с признаками ликвационного разделения, соответствующие по составу ассоциациям минералов, т.е. в общем случае магматическим горным породам. Неоднородности варьируют по размерам от десятков ангстрем до десятков метров в поперечнике, отражая различные стадии ликвационного разделения.

Оба явления представляются естественным и равноправным выражением процесса докристаллизационной дифференциации магмы, основной тенденцией которого является атомно-молекулярное агрегирование и структурирование. Основой и ликвационных, и протомине-

ральных обособлений являются дофазовые микронеоднородности ("кластеры" и т.п.), формирующиеся в расплаве в докристаллический период. В случае, когда состав этих неоднородностей соответствует кристаллической фазе, они могут дать начало последней. Агрегация, конденсация кремнекислородных кластеров приводит к увеличению вязкости и стеклованию.

Н.С.Никольский

ТИПЫ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ И ИХ РОЛЬ В МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

По степени нагретости первичные восстановительные эндогенные флюиды разделяются на два основных типа: высокотемпературные — магмогенные или магматические и относительно низкотемпературные. Третий тип — производный первых двух, относится к разряду низкотемпературных гидротермальных флюидов.

Высокотемпературные флюиды, нагретые до 1250–1300°C в пределах верхней мантии и до 900–1000°C в условиях земной коры, обладают магмогенерирующими свойствами. Глубинные потоки этих флюидов способствуют разогреванию пород, снижению температур плавления твердых фаз, перераспределению легкоподвижных компонентов, что создает условия для достижения субстратом эвтектоидного состояния и образования флюидно-магматических систем. Направленность и характер эволюции этих систем, дающих начало разнообразным изверженным породам, во многом зависит от поведения флюидной фазы и ее взаимодействия с расплавом. Первичный магмогенерирующий флюид в большинстве случаев имеет восстановительный характер, что подтверждается субликвидусным выделением оливинов, ортопироксенов, некоторых шпинелидов, ильменита, присутствием в изверженных породах акцессорных выделений самородных элементов (железо, алюминий, хром и др.), интерметаллических соединений (аварунит, силициды железа и др.), карбидов (муассанит, когенит и др.). В свободных и окклюзированных в минералах газах из магматических пород нередко отмечаются повышенные относительно равновесных количества водорода и углеводородов. В

зависимости от компонентного состава восстановленной флюидной системы, в магматических породах должны преобладать самородное железо, когениит, пирротин. Выделение их в последовательности железо-пирротин-когениит свидетельствует о постепенном насыщении первично водородного флюида вначале серой, затем углеродом. Более часто магматизм сопровождается флюидами системы H-O-C. Источником глубинных водородных флюидов служит, вероятно, расплавленное внешнее ядро Земли. Углеродистые соединения появляются в мигрирующих флюидах, по-видимому, выше астеносферного слоя, а сернистые - в земной коре. В процессе эволюции флюидно-магматических систем растворенные восстановленные газы при выделении в самостоятельную фазу окисляются кислородом, выделяющимся в результате полимеризации кремнекислородных анионов расплава. Поэтому в большинстве случаев на заключительной стадии консолидации магматических пород флюиды имеют водный или углекислотно-водный состав и дают начало гидротермальным, нередко рудообразующим, флюидам. Исключения составляют магматические системы, образующиеся в земной коре.

Относительно низкотемпературные глубинные флюиды первоначально имеют преимущественно водородный или метановый состав. В восстановительной среде углеродсодержащих отложений они могут участвовать в формировании залежей нефти и газа, иногда в метасоматических процессах. Окисляясь в земной коре, эти флюиды становятся существенно водными или углекислотно-водными и принимают активное участие в метасоматической и гидротермальной деятельности, в образовании минеральных вод. Оба типа глубинных флюидов непосредственно причастны к формированию месторождений графита, алмазов, сульфидных и окисных руд.

Р.Л.Бродская

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ И КИНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Кристаллизация минерального агрегата рассматривается как необратимый процесс в открытой системе при обмене с окружа-

шей средой, энергией и веществом. Горная порода и ее структура являются продуктом этого процесса. В силу энергетической упорядоченности кристаллов – минеральных индивидов, представляющих собой подсистему в системе горная порода, точки расщепления термодинамической ветви развития породообразующего процесса составляют "отпечатки" в структуре горной породы.

Предлагается концептуальная модель реставрации генезиса и условий преобразования поликристаллического минерального агрегата в свете постулатов и некоторых теорем линейной термодинамики необратимых процессов. Границы минеральных зерен, раздела фаз, их ориентировка, протяженность и поверхностная энергия принимаются в качестве основного носителя информации.

Вдали от равновесия формирование границ в пространственной структуре агрегата соответствует принципу демпфирования – принципу Ле Шателье–Брауна. Поэтому морфология минеральных индивидов прямо указывает на локальный потенциал и производство энтропии процесса к моменту кристаллизации.

Универсальный критерий эволюции связывает производство энтропии с локальным потенциалом. В неравновесной системе "горная порода" детальное равновесие сил и потоков описывается феноменологическими коэффициентами взаимности Онзагера. Функция скоростей роста кристаллов в направлении границы и объема их фаз, которые зависят от скорости химических реакций в объеме системы, диффузии кристаллизующихся компонентов, скорости и энергии фазовых превращений, скорости и объема присоединения новых порций кристаллического вещества и пр. трактуется как поверхностная энергия границы раздела фаз, границы минерального индивида. В случае локального равновесия коэффициенты взаимности одновременно происходящих процессов должны быть равны, следовательно, равенство поверхностных энергий двух кристаллических индивидов, имеющих общую границу, свидетельствует о состоянии, близком к равновесию в рассматриваемом участке. Критерий эволюции здесь стремится к нулю.

Химически равновесные системы в силу различных кинетических условий кристаллизации часто оказываются нестационарными или энергетически неравновесными. В связи с этим наблюдаются горные породы палеотипные и кайнотипные, структуры распада твердых растворов, девитрификация вулканических стекол и пр. В пределах не-

равновесных систем существуют участки локального энергетического равновесия, которое переводит систему в стационарное состояние.

В горных породах близкого и адекватного модалного состава исследовались границы зерен породообразующих минералов. Оказалось возможным восстановление природы минеральных агрегатов — первичной или вторичной. В соответствии с критерием эволюции, принципом Ле Шателье—Брауна и теоремой взаимности Онзагера намечены гомодромная и антидромная линии эволюции структуры минеральных агрегатов в ряду от эффузивных к метаморфическим горным породам.

Ю.Н.Колесник, С.Б.Степченко, Г.В.Бухбиндер

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ И ПРОБЛЕМЫ ИХ ЭВОЛЮЦИИ

К настоящему времени известно более 30 геологических термометров и барометров, которые основаны на экспериментальном изучении распределения петрогенных и редких элементов между существующими минералами перидотитов. Оценки температур и давлений у разных авторов недостаточно согласуются и в некоторых случаях противоречивы. Одна из причин этих трудностей связана с тем, что подавляющее большинство экспериментов выполнено в упрощенных по отношению к природным системам или ограничено изучением равновесия между отдельными минеральными парами при сравнительно узких вариациях составов минералов. Определенное влияние, кроме того, оказывает кинетика обменных реакций, в частности условия, при которых может быть достигнуто равновесие в экспериментах.

Геологические термобарометры широко используются в современных петрологических моделях структуры и эволюции верхней мантии. Вместе с тем, сравнение в РТ-координатах геотермобарометрических оценок для природных перидотитов с равновесиями, полученными теоретической петрологией (например, солидусом перидотитов), и с геотермическим градиентом мантии рассматривается рядом исследователей как средство для анализа степени надежности и согласованности геотермобарометров.

Нам представляется более объективным анализ надежности геотермобарометров, основанный на разработке системы минеральных равновесий для перидотитов, которая бы при минимальном количестве (или отсутствии) подгоночных параметров согласовывалась бы на основе общих законов термодинамики с возможно более широким кругом независимых экспериментальных данных (эксперименты по минеральным равновесиям в простых и сложных системах; внутрикристаллическое распределение катионов в минералах; измерения термохимических и других физических свойств минералов). Путем такого анализа получены согласованные геотермобарометры для равновесий с участием оливина, граната, ортопироксена и шпинели. Показано, что оценки температуры и давления по распределению элементов между минералами должны зависеть от термической истории образца. На основе этих данных рассматриваются существующие модели петрогенезиса в верхней мантии.

В. А. Симонов

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД В ОФИОЛИТАХ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ ОКЕАН-КОНТИНЕНТ

Офиолитовые ассоциации переходной зоны океан-континент Дальнего Востока и Северо-Востока СССР привлекли к себе пристальное внимание в связи с развитием новых глобальных тектонических гипотез. С целью изучения температурного режима формирования пород офиолитов этого региона методами термобарогеохимии исследовались породы с хр. Пекульней и Усть-Бельского массива (Чукотка), Кузьмьинского массива и Ватянской зоны офиолитов (Корякия), о. Шикотан (Курильские о-ва). Наиболее высокие температуры минералообразования (до 1450°C) были установлены для кумулятивных гипербазитов. Оливиновые разности габбро формировались при температурах $1300-1420^{\circ}\text{C}$. Габбро и габбро-нориты кристаллизовались из расплавов с температурами $1150-1350^{\circ}\text{C}$. Здесь наиболее высокотемпературным минералом оказался плагиоклаз (иногда до 1380°C). Породы дайкового комплекса имеют температуры формирования $1200 -$

1250°C. Довольно широкий диапазон температур устанавливается в эффузивах 1150–1280°C.

Температуры формирования, близкие к перидотитовым, имеют пикритовые дайки хр. Пекульней (свыше 1420°C). Для плагιοгранитов этого же района установлены наиболее низкие температуры в целом для офиолитов переходной зоны (около 800–900°C).

Н.М.Подгорных, Д.Доржнамжаа, И.К.Кузнецова
О ВОЗМОЖНОСТИ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ
ДЛЯ ДРЕВНИХ ЛАВ

Изучены липаритовые порфиры дзабханской свиты (R₃), обнажающиеся в районе массива Хасагту–Хайрхан–Ула (Монголия) с целью восстановления условий их образования с применением комплекса методов петрографических и термометрических исследований.

Породы отличаются весьма хорошей сохранностью, имеют сферолоидную текстуру. Сферолоиды размером до 6 см расположены бессистемно, занимая примерно равный с основной стекловатой массой объем. В сферолоидах, в отличие от основной массы, кроме вкрапленников кварца присутствуют вкрапленники калишпата.

Термометрические исследования показали идентичность температур гомогенизации расплавных включений (интервал 1230–990°C) во вкрапленниках кварца из основной массы и из сферолоидов. Причем отмечается как прямая, так и обратная температурная зональность кристаллов, что объясняется различием в условиях зарождения и роста отдельных вкрапленников кварца в процессе излияния лав и формирования лавовых покровов.

Химическими анализами сферолоидов, основной массы липаритов, а также стекла азональных включений в кварце (спектральный анализ) установлена близость их химических составов.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод об отсутствии либо незначительном влиянии внешних термобарических воздействий на изученные лавы после их застывания.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ
МЕТАСТАБИЛЬНЫХ СОСТОЯНИЙ МИНЕРАЛОВ

Большинство горных пород, выходящих на дневную поверхность, находится в метастабильном, закаленном состоянии. При этом закалка фиксирует истинное термодинамическое равновесие (эвтектические граниты), метастабильное равновесие (стекловатные породы) или какую-то промежуточную стадию приближения к равновесию (реликты минералов ранней стадии при метаморфизме).

Наряду со стекловатыми породами можно указать на длительную метастабильную устойчивость цеолитов, полевых шпатов различного структурного состояния, метамиктных минералов и т.д. Возможность быстрого установления равновесия с изменившимися внешними условиями реализуется за счет таких механизмов, как растворение-кристаллизация и ионный обмен, которые лимитируются конвекцией и диффузией в жидкой фазе в открытых внутрикристаллических полостях. Медленные процессы, лимитируемые диффузией в твердой фазе, могут приводить к возникновению метастабильных состояний. В качестве примера можно указать на метастабильную устойчивость щелочных полевых шпатов различного структурного состояния при реакциях ионного обмена. В процессах приближения к равновесию могут возникать новые метастабильные фазы, скорость образования которых значительно выше скорости образования равновесных фаз. В этом отношении характерна длительная метастабильная устойчивость цеолитов, образовавшихся за счет вулканического стекла, в поле равновесной кристаллизации полевых шпатов и кварца. Возникновению метастабильных состояний способствует резкое изменение внешних условий. Очевиден метастабильный характер гипербарических фаз кремнезема и углерода, образовавшихся при взрывных и импактных процессах. Диффузионные процессы экспоненциально ускоряются с ростом температуры. Этим можно объяснить равновесный характер структур при прогрессивном метаморфизме и обычное присутствие реликтовых минералов на регрессивной стадии.

Важное петрогенетическое значение имеют и устойчивые неравновесные состояния типа сопряженных стационарных потоков, обусловленных постоянными градиентами внешних сил. Сюда относится термо- и бародиффузия, а также тепловая конвекция, термоосмос и др. Примером может служить экспериментально установленный ста-

ционарный фронт альбитизации микроклина. Вдали от равновесия могут возникать устойчивые макроскопические диссипативные структуры, являющиеся результатом самоорганизации резко неравновесных систем. В качестве следов макроупорядочения можно рассматривать столбчатую отдельность в базальтах и ритмическую зональность в расслоенных магматических комплексах.

А.В.Мананков, А.Д.Строителей

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ТЕХНИЧЕСКОЙ ПЕТРОГРАФИИ И ЕЕ СВЯЗЕЙ С ПЕТРОЛОГИЕЙ

Техническая петрография, созданная академиком Д.С.Белянкиным в 20-е годы для нужд ведущих отраслей народного хозяйства, в последнее время получила дальнейшее развитие. Интерес к ней обусловлен рядом обстоятельств, из которых можно отметить два основных: 1) ориентацию решения задач расширения минерально-сырьевой базы за счет повышения комплексности использования сырья, разработки безотвальных технологий, создания на основе промышленных отходов новых материалов; 2) овладение современными структурно-чувствительными методами, с новым высоким уровнем информативности (электронная микроскопия и электронография, рентгеноспектральное микрозондирование, ИК-спектроскопия и др.). Первое из отмеченных обстоятельств обуславливает развитие технической петрографии главным образом вширь, путем вовлечения новых разноплановых объектов исследования. Возможности использования новейшей аналитической аппаратуры открывают перспективу развития технической петрографии вглубь. Первостепенное значение при изучении силикатных и других окисных искусственных систем приобретают проблемы: а) субмикроскопического строения и микронеоднородности расплавов; б) механизмов фазовых переходов в расплавах и стеклах, включая предкристаллизационную ликвацию; в) кинетики элементарных стадий неравновесной кристаллизации и ее влияния на структурные особенности и минеральный состав ликвидусных фаз;

г) типоморфизма твердых растворов; д) многофакторного моделирования процессов кристаллизации расплавов и стекол.

Все перечисленные проблемы являются актуальными и для современной петрологии. О том, что техническая петрография и петрология должны дополнять одна другую, выдвигая новые идеи и содействуя развитию единой петрографической науки, указал еще Д.С.Белянкин. Подтверждением плодотворности комплексного решения пограничных проблем этих дисциплин являются результаты исследований механизма и кинетики процессов минералообразования при получении стеклокристаллических материалов на основе промышленных отходов переработки полезных ископаемых. Подобный подход к изучению расплавов и стекол основного состава позволил оптимизировать параметры синтеза целого ряда петроситаллов и пироксенового литья с заданными свойствами. В конечном счете были обоснованы рекомендации по повышению степени комплексного вовлечения в сферу производства извлекаемой из недр горной массы, включая вскрышные горные породы, хвосты обогащения, металлургические шлаки, шламы и др. Следует привлечь внимание к таким перспективам технической петрографии, как ультраосновные магматические породы — плавленный периклаз, огнеупоры ультраосновного состава и др.

Одновременно полученные экспериментальные данные позволяют конкретизировать ряд качественных положений учения о фациях магматических тел и магматических фациях глубинности. Полученные морфокинетические параметры достаточно точно моделируют физико-химические условия фракционирования базитовых магм в условиях вулканической, субвулканической фаций и отделения рудных расплавов от базитовой магмы; они также могут быть использованы для расчетов динамики формирования структур базитов, кристаллизующихся в бездиффузионной (кинетической) и диффузионной областях.

Т.И.Фролова

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ОКЕАНА
И ЕГО ОКРАИН КАК ИНДИКАТОР ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Исследование синхронных проявлений магматизма океанов и зон перехода от океанов к континентам дает возможность путем сравнения и анализа латеральных рядов магматических образований наметить различия в эндогенных процессах под этими структурами. Наиболее эффективным методом сравнения магматизма является формационный. Представляя собою историко-геологические единицы, формации, а особенно формационные ряды, являются более чуткими индикаторами глубинного строения и геодинамического режима, чем сугубо вещественные единицы - породы.

Общей особенностью магматических формаций океанов является их базит-гипербазитовый профиль. Выделяются однородные формации толеитовых базальтов, более дифференцированные - щелочных пород, вплоть до относительно редких фельдшпатовидных, с преобладанием базитовой группы, гипербазитовые, часто ассоциирующиеся с габбро, сходные с офиолитами геосинклиналей и непрерывные формации, сложенные габбро, гипербазитами и переходными между ними породами, сходные с расслоенными интрузивами платформ. Для базитовых формаций характерны анортозитовый и железистый (Феннеровский) типы дифференциации, показательные для автономной эволюции мантийных магм.

Временные (вертикальные) ряды формаций океанов имеют генеральную направленность от формаций нормальной щелочности к щелочным, иногда с формациями повышенной щелочности в начале рядов (Атлантика), что характерно также для ранних стадий развития континентальных рифтов и соответствует этапу деструкции континентальной коры. Формационные ряды океанов близки таковым областей активизации континентальных платформ, исключая геохимичес-

кие различия, связанные с особенностями состава магматического субстрата и с меньшими глубинами магмообразования, обусловленными спецификой термального режима океанской мантии.

Два типа океанических окраин – пассивные и активные, принципиально отличны по типу магматизма. Для пассивных окраин, которые характерны для более молодых океанов – Атлантического и Индийского-и находятся в режиме интенсивного прогибания и накопления мощных толщ осадков, известны редкие магматические проявления близки по типу к океаническим: это базальтовые и габбро-гипербазитовые формации. Активным окраинам, связанным с более древним Тихим океаном, свойствен обильный магматизм и резко отличный спектр формаций: для геантиклиналей островных дуг наиболее характерны непрерывные известково-щелочные формации разной степени дифференцированности, при подчиненном развитии толеитовых и щелочных, а тыловым окраинным морям свойственны слабо дифференцированные формации повышенной щелочности, реже толеитовые и щелочные, причем последние сходны с формациями рифтов. Общим для магматизма активных окраин является калиевый тип щелочности, редкость гипербазитов, в целом более калиевый тип щелочности. Магмообразование в активных окраинах над сейсмофокальными зонами осуществляется в условиях более высокого давления водного флюида по сравнению с океанами и пассивными окраинами. Интенсивный разогрев не только мантийного магмогенерирующего субстрата, но и нижних частей коры приводит к вовлечению последней в магмообразование путем магматического замещения, плавления, меньше ассимиляции. Различия в формационных рядах свидетельствуют о преобладании режима сжатия в островных дугах и растяжения, и деструкции коры в окраинных морях, с общим надвиганием активных окраин в сторону океана.

Активные окраины, несогласно наложенные на края древних континентальных массивов, сопряжены со структурами глубокого заложения – сейсмофокальными зонами и мантийными диапирами, выносящими вверх глубинное тепло, вещество и энергию и осуществляющими глубокие преобразования в верхних частях литосферы. Они связаны с более поздними стадиями развития океанов и периодами максимального возбуждения мантии в их окраинах.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ АНОРТОЗИТЫ – ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Крупные массивы анортозитов, характерные для древних метаморфических комплексов, представляют одну из загадок ранней истории Земли, поскольку такие образования отсутствуют в фанерозое. Новые петрологические, геохимические и геохронологические данные позволяют сделать некоторые обобщения, касающиеся этой проблемы.

Устанавливается эволюция анортозитового магматизма, заключающаяся в закономерной смене архейской габбро-анортозитовой ассоциации (типичными представителями которой являются массивы Гренландии, Индии, Кольского полуострова), раннепротерозойской диорит-анортозитовой (массивы Сибирской и Северо-Американской платформ) и позднепротерозойской анортозит-гранитной (анортозитовый пояс Восточно-Европейской платформы). Сравнительный анализ выделенных ассоциаций показывает, что по мере консолидации континентальной коры их состав закономерно меняется: увеличивается доля средних и кислых разновидностей, повышается железистость пород и минералов, увеличивается содержание калия в основных породах, хромитовая и титаномagnetитовая рудная специализация сменяется апатит-ильменитовой.

Геохимические данные, в том числе и распределение редкоземельных элементов, показывают, что образование габбро-анортозитовой, диорит-анортозитовой и анортозит-гранитной ассоциаций происходило из различных исходных расплавов, состав которых был соответственно близок к толеитовому и высокоглиноземистым андезит-базальтовому и андезитовому. Изотопные данные свидетельствуют в пользу образования родоначальных расплавов в верхней мантии или в нижних частях коры.

Образование анортозитовых массивов – результат кристаллизационной дифференциации в магматических камерах на средних глубинах. Оценки P-T-условий образования докембрийских анортозитов весьма разнообразны. Наиболее точные из них, очевидно, могут быть получены по редким зонам экзоконтактового метаморфизма. По трем известным в настоящее время экзоконтактовым зонам с осумилитовым парагенезисом (Найн, Рогалан, Джугджур) определены P – T-условия становления диорит-анортозитовой ассоциации, соответствующие тем-

пературе около 1000°C и давлению 4–7 кбар. Там, где удается наблюдать неизменный массив, устанавливаются признаки расчлененности с закономерным изменением состава породообразующих минералов по разрезу. Средние и кислые породы концентрируются в верхних частях массивов. Такое строение анортозитовых комплексов удовлетворительно объясняется кристаллизационной дифференциацией.

Закономерная смена анортозитовых ассоциаций связана с развитием крупнейших геотектонических структур. Самые древние габбро–анортозитовые ассоциации распространены ограниченно, возможно, это реликты первичной меланократовой коры. Главной эпохой образования диорит–анортозитовой и анортозит–гранитной ассоциаций является протерозой, однако нельзя выделить глобальные эпизоды анортозитобразования, они связаны с развитием конкретных структур. Образование протерозойских анортозитовых ассоциаций многими исследователями связывается с рифтогенезом, в результате последующего столкновения литосферных плит анортозиты могут быть перемещены в верхние горизонты коры. Отсутствие анортозитов автономного типа в фанерозое, связано, вероятно, как с пониженными значениями геотермического градиента, так и с исчерпанием исходного вещества древней коры тоналит–гранодиоритового состава, благоприятного для выделок высокоглиноземистых расплавов.

Д.А.Великославинский, А.П.Биркис

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ АНОРТОЗИТСОДЕРЖАЩИХ АССОЦИАЦИЙ

Среди докембрийских интрузивных комплексов нами выделены восемь ассоциаций эпигенетических естественных рядов магм–пород (термин А.А.Полканова), под которыми понимается последовательный ряд интрузивных фаз в многофазном плутоне. Совокупность вариаций пород внутри отдельной фазы образует сингенетический естественный ряд пород. Однофазный плутон можно рассматривать как одночленный эпигенетический ряд магм – пород.

Анортозиты и габбро-анортозиты (лейкократовые габбро-нориты), с содержанием Al_2O_3 20 вес. %, присутствуют в трех ассоциациях эпигенетических естественных рядов магм-пород таких, как анортозит-рапакиви-гранитная, мангерит-анортозитовая и анортозит-габбро-ультрабазитовая.

Анортозит-рапакиви-гранитная ассоциация

В составе сложных многофазных анортозит-рапакиви-гранитных плутонов значительно преобладают породы гранитного состава (Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский, Салминский и другие плутоны). Анортозиты и лейкократовые габбро-нориты доминируют в ранней интрузивной фазе, представленной габбро-анортозитовым комплексом. Кристаллизация в базитовых интрузиях начиналась с выделения надэвтектического плагиоклаза (феннеровский тип) с образованием кумулятивных обособлений анхимономинеральных анортозитов и габбро-анортозитов, которые рассекаются габбро-норитами и перидотитами, кристаллизовавшимися из остаточной жидкости.

Мангерит-анортозитовая ассоциация

Анхимономинеральные анортозиты и габбро-анортозиты являются преобладающими породами грубо расслоенных габбро-анортозитовых плутонов, содержащих небольшие объемы габбро-норитов и ультрабазитов (Мончетундровский, Кольвицкий, Джугджурский, Анабарский и другие). Отдельные плутоны сопровождаются небольшими интрузиями гранитоидов (мангеритов-чарнокитов). Все члены сингенетического естественного ряда пород этой ассоциации (от анортозитов до ультрабазитов), в отличие от пород габбро-анортозитового комплекса предыдущей ассоциации, характеризуются более высокой магнезиальностью, а лейкократовые разновидности, кроме того, повышенной известковистостью и глиноземистостью. Порядок кристаллизации в этих породах — как и в предыдущей ассоциации (феннеровский тип).

Анортозиты и габбро-анортозиты в анортозит-габбро-ультрабазитовой ассоциации являются породами, явно подчиненными в количественном отношении доминирующим габбро-норитам и ультрабазитам. Примерами плутонов этой ассоциации являются Мончегорский, Бураковский, Йоко-Довыренский и другие базитовые расслоенные интрузии. Кристаллизация в них идет по боуэновской схеме (кумуляты рудных минералов, оливина или оливина и плагиоклаза). Габбро-

анортозиты и особенно габбро-нориты и гипербазиты отличаются очень высокой магнезиальностью.

Последовательность пород в сингенетическом естественном ряду этих трех ассоциаций (т.е. порядок кристаллизации) и особенности состава пород и минералов объясняются глубиной и величиной давления при кристаллизации магмы. Глубина выплавления мантийных расплавов уменьшается, а уровень их кристаллизации повышается от первой ассоциации к третьей.

А.А.Вфимов

ПРИРОДА СЕРИИ ДУНИТ - ТРОКТОЛИТ:
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОБОСНОВАНИЕ И ЗНАЧЕНИЕ
ДЛЯ ПРОБЛЕМЫ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

О.Андерсен впервые установил, а Е.Осборн и Д.Тайт подтвердили, что в двойной системе анортит-форстерит при атмосферном давлении нет эвтектики. Поля анортита и форстерита на ликвидусе разобщены полем шпинели, которая в данной системе либо является единственной ликвидусной фазой, либо сосуществует с жидкостью вместе с анортитом, либо форстеритом (но не с анортитом и форстеритом!). Увеличение давления расширяет поле кристаллизации шпинели не только в системе анортит-форстерит, но и в более сложных системах с участием диопсида и альбита.

Эти фазовые отношения являются решающими для генетической трактовки лиминеральных габбро - троктолитов, состав которых (оливин до Fe_{10} , плагиоклаз до And_{95}) соответствует модельной системе. Объяснение их генезиса кристаллизацией из магматической жидкости либо фракционированием оливина и плагиоклаза из магматической жидкости встречает непреодолимое препятствие в виде ликвидусной шпинелевой фазы. Шпинель должна быть более предрасположенной к фракционированию, чем оливин, однако шпинелевые кумуляты в природе неизвестны. В мощных существенно троктолитовых разрезах (Рамский, Довыренский, Кемпирсайский массивы) троктолиты с самым различным отношением оливин/плагиоклаз ассоциируют только с дунитами и оливиновыми габбро. Равная шпинель или ее

метастабильные реликты в троктолитах не обнаружены, обычные же для них шпинельсодержащие короны образуются при твердофазных реакциях оливина и плагиоклаза за пределами устойчивости парагенезиса анортит-оливин.

Возможно предположение, что вся ликвидусная шпинель реагирует с остаточной жидкостью в области перитектики. Однако в таком случае неизбежен вывод об отсутствии какого бы то ни было фракционирования кристаллов при образовании троктолитов.

Традиционная трактовка дунит-троктолитовой серии, в равной мере свойственной расслоенным интрузиям платформ и офиолитовым комплексам складчатых областей, в свете экспериментальных данных приводит к неразрешимым противоречиям, которые долгое время игнорировались петрологами. Однако те же данные допускают вполне корректный вывод: троктолиты образовались в области устойчивости парагенезиса анортит-форстерит при температурах ниже солидуса модельной системы, т.е. иными словами, не были в состоянии жидкости и не являются продуктом фракционирования и аккумуляции ликвидусных фаз из жидкости. С этим ответственным выводом, подтверждаемым геолого-петрологическими данными, в наибольшей степени согласуется предположение о мантийно-реститовой природе специфических габбро, в том числе троктолитов, обнаруживающих универсальную структурную, химическую, геохимическую и парагенетическую связь с гипербазитами. Габбро типа троктолитов появляются в земной коре вместе с гипербазитами в составе структурно и фациально единых комплексов, тектонически перемещенных из места их генерации. Последним, судя по весьма низкому барическому пределу устойчивости парагенезиса анортит-форстерит около 7 кбар, может быть лишь верхняя мантия в тех геодинамических обстановках, где возможен аномальный геотермический градиент (зоны спрединга в океанических структурах, рифтовые зоны на континентах).

ЭВОЛЮЦИЯ БАЗИТОВОГО МАГМАТИЗМА КАМЧАТКИ КАК ОТРАЖЕНИЕ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК НА ГРАНИЦЕ ОКЕАН-КОНТИНЕНТ

Проявления базитового магматизма на территории Камчатки известны в докембрии, палеозое, позднем мезозое-кайнозое. Алобазиты докембрия - ортоамфиболиты и пироксен-амфиболовые гнейсы ассоциируются парагнейсами. Объем метаспоровидного основного состава увеличивается с запада на восток от отдельных прослоев в разрезах Срединного выступа до преобладания в Гавальском массиве; на восточной окраине Камчатки известны только меланократовые образования. Докембрийские metabазиты характеризуются геохимическими признаками толеитов континентального и океанического классов. Им присущи умеренно низкие и весьма низкие содержания щелочей, редких щелочных и радиоактивных элементов, спектры РЗЭ обнаруживают заметную обедненность легкими лантаноидами, отношения изотопов стронция - 0,7036-0,7038. Полученные данные характеризуют первые в геологической истории региона проявления деструкции окраин континента, завершившиеся в рифее(?) формированием слоистого базит-ультрабазитового комплекса - меланократового фундамента Периокеанического пояса и кайнозойской островной дуги.

Палеозойский базитовый магматизм локализован в Центрально-Камчатской зоне, где выступы докембрийского фундамента обрамляются метаморфизованной эффузивно-осадочной толщей, датируемой, по данным спорово-пыльцевого анализа, в диапазоне от девона до среднего мезозоя. Небольшая (первые километры) мощность отложений позволяет предполагать их субплатформенную природу. Концентрация породообразующих, радиоактивных и других редких элементов в основных породах палеозойского возраста выявляет их сходство с трапсами.

С раннего мела и в течение всего позднего мела Камчатка являлась ареной проявления интенсивного магматизма субгеосинклинального типа, давшего комплексы, отвечающие по составу офиолитам и образующие часть Периокеанического пояса. В конце позднего мела и начале палеогена подводный базальтовый вулканизм продолжался на восточных полуостровах, в то время как в пределах Западной Камчатки магматизм приобрел субаэральный островодужный характер. Вулканизм этого типа получил широкое развитие в оли-

гоцене, миоцене и продолжается поньше. Эффузивы поздне мелового комплекса обнаруживают значительные вариации микрокомпонентного состава при большом петрохимическом разнообразии пород: от толеитов до щелочных калиевых базальтов и от пикритов-меймечитов до лейкобазитов. Установлены различные тренды радиоактивных и редкоземельных элементов.

Магматизм островодужного типа характеризуется существенной ролью кислых пород в составе ассоциаций, при этом между базитовой и риолитоидной породными группами конкретных вулканических центров и зон прослеживаются тесные петрогеохимические связи. Кайнозойские базальтоиды Камчатки многообразны по составу и геохимическим характеристикам, что свидетельствует о множественности магмопродуцирующих субстратов, но их распределение в структуре островной дуги статистически упорядочено.

Эволюция базитового магматизма в послепалеозойское время отражает противоположные тенденции в развитии окраины континента: деструкцию сиалической коры в позднем мезозое и появление новообразованной "андезитовой" коры в островодужную стадию.

Н.А.Богданов, И.Р.Кравченко-Бережной, П.К.Кепежияскас

ЭВОЛЮЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО И ОСТРОВДУЖНОГО ВУЛКАНИЗМА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВОМОРСКОГО РЕГИОНА

Развитие океанических окраин представляет собой важное звено в понимании эволюции зон сочленения океан-континент. Один из подходов к такому пониманию - палеотектоническая интерпретация развитых в этих областях магматических серий. Нами эта проблема рассматривается на примере западной части Берингоморского региона, где широко представлены меловые и кайнозойские ассоциации океанического и островодужного типов.

Меловые образования Южной Корякии представлены главным образом океаническими сериями. Древнейшие из них (на севере Олюторского хребта) датируются альбом-туроном и, вероятно, отвечают океанической палеоплите Кула. В послетуронское время проис-

ходит заложение зоны вторичного спрединга, положившей начало образованию Палеокомандорской впадины. На востоке спрединг компенсировался формированием зоны сгущивания и частичной субдукции, т.е. ремнантной дуги; во фронтальной, обращенной на запад ее части, изливаются толеиты ($K_2O = 0,6\%$, $TiO_2 = 1\%$, $Ti/V = 19$), переходные от океанических к островодужным, а на востоке — высококальциевые известково-щелочные базальты ($TiO_2 = 0,8\%$, $K_2O = 1,3\%$, $Ti/V = 14$, $Ba/Zr > 10$). На западе компенсация спрединга происходила путем субдукции новообразованной коры под островную дугу, зародившуюся в конце коньяка на границе Берингово-морского региона и более древних структур Северной Кореи и Камчатки и сложенную островодужными толеитами ($Ti/V = 10-20$), наследующими в своем химизме некоторые черты океанических базальтов ($TiO_2 = 1,5\%$, $Zr/V = 2,5$). В кампане продолжается развитие зоны вторичного спрединга, где формируются базальты, близкие к абиссальным толеитам ($TiO_2 = 1,5\%$, $Zr/V = 2,5-3,0$, $Ti/V = 30-40$), но обогащенные литофильными элементами ($Ba/Zr = 1$) за счет влияния неистощенной мантии. С этим связано дальнейшее развитие на западе островной дуги, сопровождавшееся появлением известково-щелочных ($TiO_2 = 1\%$, $K_2O = 1,6\%$, $Ba/Zr = 13$), но еще слабо дифференцированных серий.

В палеогене дальнейшее развитие процессов спрединга приводит к формированию близких к океаническим толеитов ($TiO_2 = 1,5\%$, $K_2O = 0,1\%$, $Zr/V = 2$, $Ti/V = 35$), обогащенных некоторыми крупноионными литофилами и отвечающих фундаменту окраинно-морской впадины. Ремнантная дуга на восточном фланге отмирает, на западном же — продолжается развитие активного островодужного сооружения и излияния дифференцированных известково-щелочных и переходных к шшонитовым серий ($SiO_2 = 48-62\%$, $K_2O = 1-5\%$, $TiO_2 < 1\%$, $Ba/Zr = 5$).

В неогене спрединг в Командорской котловине прекращается и начинается новый этап вулканизма, с площадным развитием толеитовых ($SiO_2 = 50-60\%$, $TiO_2 = 1\%$, $Ba/Zr = 2$) и известково-щелочных ($SiO_2 = 50-68\%$, $TiO_2 < 1,2$, $Ba/Zr = 3-4$) существенно андезитовых серий, аналогичных вулканическим сериям островных дуг, развитых на коре субокеанического типа. Появление этих лав объясняется частичным плавлением обогащенного крупноионными литофилами гранатосодержащего субстрата. Данный этап вулканизма,

вероятно, связан с заложением субмеридиональной зоны растяжения на периферии Командорской котловины.

Таким образом, в западной части Беринговоморского региона можно проследить эволюцию граничной системы океана и континента от заложения в середине мела на океанической коре зоны вторичного спрединга через зачаточные формы островных дуг до современной обстановки активной континентальной окраины.

Н.Г.Гладков, Е.Е.Лазько

ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ
ЛОЖА ФИЛИППИНСКОГО МОРЯ И ИХ ПАЛЕОАНАЛОГИ

Изучение магматических пород, слагающих ложе окраинных морей, важно для решения проблемы офиолитогенеза. Данные о таких породах пока немногочисленны и для большинства краевых бассейнов сводятся по существу к сведениям о базальтах самых верхних горизонтов их коры. Поэтому результаты работ, проведенных в третьем рейсе НИС "Академик Виноградов" в северной части зоны Паресе-Вела (Филиппинское море), имеют большое значение для уточнения представлений о магматизме задуговых областей западной окраины Тихого океана и выяснения их возможных палеоаналогов. Здесь был драгирован набор пород, характеризующий полный разрез коры окраинного моря (ультрабазиты, габброиды, долериты, подушечные базальты). Особый интерес среди них представляют интрузивные базиты и ультрабазиты. Ультраосновные породы сильно серпентинизированы; оливин в них полностью отсутствует. Реликтовые петельчатые структуры и сохранившиеся зерна первичных минералов позволяют выделять среди ультрабазитов количественно преобладающие гарцбургиты, подчиненные лерцолиты и, вероятно, дуниты. Микроструктуры перидотитов типично порфирукластические, с крупными, часто искривленными "вкрапленниками" ромбического пироксена, погруженными в мелкозернистый алооливиновый агрегат. Строение перидотитов говорит о том, что породы подверглись обычному для океанических ультрабазитов процессу высокотемпературной пластической де-

формации и перекристаллизации. Сохранившиеся минералы ультрабазитов (хромшпинелид и пироксены) представлены высокомагнезиальными разностями. Среди габброидов преобладают меланократовые троктолиты и оливиновые габбро, но типичных верлитов с плагиоклазом среди изученных образцов не установлено. Кроме оливинсодержащих габброидов, имеются габбро и, возможно, габбро-нориты. Все базиты заметно метаморфизованы. Структуры большинства пород типично кумулятивные, с изометричным субидиоморфным оливином среди резко ксеноморфных плагиоклаза и реже клинопироксена. Полученные данные позволяют выделить среди интрузивных пород две генетически независимые серии образований – тектонизированные реститовые ультрабазиты и магматогенные кумулятивные габброиды. В изученном разрезе они сопровождаются субвулканическими породами и подушечными базальтами. Среди субвулканических базитов присутствуют сильно амфиболлизированные метадолериты (диабазы), возможно, генетически родственные кумулятивным габброидам, и серия более молодых неметаморфизованных долеритов и габбро-долеритов, связанных непосредственными переходами с подушечными лавами. Образование всего комплекса драгированных пород удовлетворительно вписывается в мантийно-диабазовую схему, разработанную для рифтовых зон срединно-океанических хребтов, с той разницей, что в последних среди перидотитов обычно преобладают дёрцолиты. Гарцбургиты шире распространены в составе офиолитовых комплексов складчатых поясов. Среди разнообразных офиолитов с изученной серией интрузивных пород краевого моря лучше всего сопоставимы комплексы гарцбургитов, дунитов, троктолитов, оливиновых габбро и габбро, классическим примером которого является западная часть Кемпирсайского массива на Южном Урале. Петрографическое подобие обеих серий пород открывает возможность палеотектонических аналогий.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА АССОЦИАЦИИ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ОСТРОВНЫХ ДУГ

Общей чертой строения дуг северо-западной части Тихого океана является развитие на них однотипных олигоцен - четвертичных вулканических отложений, залегающих с перерывом и несогласием на гетерогенных разновозрастных породах основания. Состав и строение позднекайнозойских собственно островодужных образований позволяет расчленить их на вертикальный ряд комплексов, отличающихся ассоциациями пород, условиями их формирования и характером изменения.

Продукты вулканизма в составе разновозрастных комплексов представлены разновидностями известково-щелочных пород, включающими базальты, андезиты, дациты и риолиты, количественное соотношение которых и степень изменения варьируют. Общность минералогического, петрографического, петро- и геохимического составов эффузивов свидетельствует об их генетическом родстве. Изученную совокупность вулканических комплексов можно рассматривать как современный эталон островодужной вулканической ассоциации.

В каждой дуге породы обнаруживают переходы от составов, близких к "океаническим", до "континентальных". В их пространственном распределении проявляется отчетливая закономерность: известковые лавы с пизонитом и анортитом приурочены к фронтальным частям дуг, субщелочные с оливином и амфиболом - к тыловым. В этом же направлении в породах увеличивается содержание калия, натрия, рубидия, стронция, бария, бериллия, фтора и лантан - иттербиевое отношение, уменьшается концентрация кальция и закисного железа.

Независимо от этих вариаций, вся ассоциация островодужных пород обладает общими особенностями, отличающими ее по содержанию главных породообразующих и редких элементов от океанических и окраинно-континентальных вулканических комплексов. В этом отличии состоит значение пород островодужной ассоциации как индикатора эндогенного режима островных дуг.

Петрогенетическая модель формирования расплавов разработана с учетом основных пространственных и временных закономерностей

тей островодужного вулканизма и характера сопряженности состава пород с глубинными и приповерхностными структурами. Показано, что содержания ряда элементов, в первую очередь щелочных и легких РЗ, обнаруживают на каждой дуге значимые корреляционные связи с положением основной структуры верхней мантии — сейсмофокальной зоны, что указывает на глубинную природу исходных магматических расплавов. Концентрация крупнокатионных литофильных элементов сопряжена с мощностью земной коры дуг и их "гранитно-метаморфического" слоя. Эта тенденция подтверждается сравнением с составами пород континентальных окраинных вулканических поясов Азии, расположенных на мощной коре континентального типа.

Зависимость содержаний в лавах островодужной ассоциации ряда элементов от параметров строения верхней мантии и земной коры отражает многостадийный процесс формирования состава магматических расплавов, включающий анатексис метасоматизированного вещества верхней мантии и взаимодействие магм с породами земной коры. Роль коровых процессов возрастает от океанических магм к островодужным от них — к окраинно-континентальным.

В.И.Федорченко, А.И.Абдурахманов, Р.И.Родионова

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ СОВРЕМЕННОГО ОСТРОВОДУЖНОГО ВУЛКАНИЗМА

Известково-щелочные вулканические ассоциации являются непременной принадлежностью современных островных дуг (ОД) и активных окраин континентов. Они играют большую роль в эволюции континентальной земной коры и в накоплении многих рудных компонентов (полиметаллов, золота и др.). Нет сомнения, что основная информация для решения вопроса о генезисе вулканических ассоциаций ОД заключена в самих продуктах вулканизма. В круге петрогенетических проблем современного островодужного вулканизма выделяются следующие — основные:

I. Полное отсутствие ОД в пределах современных океанов, ее отчетливые связи с континентальной земной корой.

2. Малоглубинный (барофилы отсутствуют), существенно литофильный и алмосиликатный геохимический облик как лав, так и включений, резко отличающий их от сидерофильных, заведомо мантийных по природе вулканитов океанов.

3. Широкие вариации состава, его зональность по отношению к простиранию ОД, шшонитовый тренд в сторону прилежащего континента.

4. Признаки формирования большинства пород в условиях повышенной газонасыщенности расплавов.

5. Связь средних и кислых пород с основными, их геохимическая преемственность, явные свидетельства кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов (многочисленные алливалит-эвкритовые сегрегации).

6. Отчетливые признаки гибридизма, ликвиации, ассимиляции и контаминации при формировании средних и кислых пород, определенная автономность кислых пемзово-игниобритовых образований.

Перечисленные проблемы находят логичное решение в рамках гипотезы, предусматривающей сложную эволюцию коровых расплавов в зональном по щелочности (прежде всего калийности) потоке сильно восстановленных мантийных флюидов. Исходный для вулканических ассоциаций ОД высокотемпературный и относительно сухой базальтовый расплав (близкий к системе андезит+форстерит+диопсид+кремнезем) формируется в низах земной коры существенно габбрового состава под воздействием на нее глубинного флюидного потока. В результате котектического сброса почти чистого анортита и маложелезистого оливина, а затем и диопсид-авгита в силлоподобных периферических очагах на сравнительно небольших глубинах (соответствующем уровню устойчивости $An+Fo$, т.е. около 7-8 кбар или глубине 20-25 км) из такого расплава возникало небольшое количество (до 10 %) обогащенной железом и летучими (прежде всего водой) относительно низкотемпературной (менее 1100°) андезитобазальтовой магмы, способной к фракционированию по схеме Осборна (гиперстенная серия Х.Куно), а также, в соответствующих условиях, к ликвиации. Перед фронтом поднимающихся колонн такого расплава при активном участии "сквозьмагматических" флюидов происходило образование вторичных кислых расплавов путем магматического замещения пород вулканогенно-осадочной земной коры, сформировавшихся в процессе предшествовавшего полициклического эв-

геосинклинального развития, а при сбросе летучих – резкая неравновесная объемная кристаллизация магматической системы, смешение в различной мере закристаллизованных основных и кислых расплавов с обильным извержением гибридных продуктов в виде пемз и игнимбритов.

Стимулирующие магмогенерацию флюиды приносят в магму щелочные, щелочно-земельные, редкоземельные, радиоактивные элементы в увеличивающихся в сторону континента количествах (за счет большей их глубинности), что и является главной причиной наблюдаемой поперечной петрохимической зональности с эволюцией состава в шшонит-латитовом направлении.

О.Н.Вольнец, Г.Н.Аношин, В.С.Антипин,

Ю.М.Пузанков, А.Б.Перепелов

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КАЛИЕВЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Калиевые щелочные базальтоиды известны преимущественно на континентах, однако встречаются и на активных континентальных окраинах (запад США) и в островных дугах (Италия, Индонезия, Камчатка). Проанализированы особенности состава островодужных калиевых базальтоидов с целью петрогеохимической типизации их на основе данных, полученных при исследовании субвулканического комплекса неогеновых базальтоидов Западной Камчатки.

В составе комплекса выделяются две группы пород: щелочная – ряда абсарокит-трахибазальт, шонкинит-щелочной сиенит и субщелочная – ряда шшонит-латит. Особенности пород щелочной группы является сочетание оливина и клинопироксена со слюдой, высококальциевого плагиоклаза с ортоклазом и анальцитом, Al-Cr-Fe шпинели с титаномагнетитом и ильменитом, а также тренды пироксенов и слюд от Cr-содержащих разновидностей с низкими и умеренным содержанием Ti к высокотитанистым. Лавы субщелочной серии содержат во вкрапленниках оливин, клинопироксен, биотит, амфибол и плагиоклаз, а иногда и кварц (ксенокристи?). Состав темноцветных минералов в лавах варьирует незначительно. Геохимическая

специфика пород щелочной группы определяется сочетанием повышенных концентраций K, Rb, Ba, F, легких TR, Zr, Hf, U, Th с высокими содержаниями Mg, Ni, Cr, V ; высоких K/Na, Ba/Sr, La/Yb , низких K/Rb отношений с высокими Mg/Ca и Ni/Co отношениями. Породы субщелочной группы также отличаются повышенными концентрациями литофильных редких элементов, особенно Ba , однако содержания Mg и редких элементов группы железа в них близки к обычным для камчатских лав. Уровни концентрации Nb в породах обеих групп, а также Ti в базальтах в общем низкие, типично островодужные.

Особенности минералогии и химизма пород щелочной группы сближают их с лампроитами орденитового ряда, от типичных представителей которых они отличаются повышенными содержаниями глинозема и в целом меньшей щелочностью и титанистостью. Высокая магнезиальность и преобладание MgO над CaO в калиевых щелочных лавах Камчатки отличает их от калиевых базальтоидов Италии и островных дуг Индонезии. В этом отношении они наиболее близки к калиевым базальтоидам запада США, которым они также соответствуют по минеральному составу и содержанию редких элементов. Для всех случаев проявления калиевых базальтоидов в островных дугах характерно сочетание пород щелочного и субщелочного (шшонитового) рядов. Для объяснения такой ассоциации нередко привлекаются модели смешения расплавов калиевых щелочных базальтоидов с обычными островодужными магмами или контаминации щелочных расплавов породами коры. В случае камчатских лав наличие в шшонитах ксенокристов кварца свидетельствует как будто в пользу модели контаминации. Однако сравнение содержаний редких элементов в породах субщелочной и щелочной групп, в частности концентраций Ba , которые в шшонитах еще более высокие, чем в абсарокитах и трахибазальтах, не позволяет принять эту гипотезу. Скорее постоянное сочетание щелочной и субщелочной групп пород может, наряду с геохимическими данными, указывать на принадлежность их к единой (шшонитовой по геохимии) серии.

БЫЛ ЛИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ ПАЛЕООКЕАН В ВЕНДЕ - РАННЕМ ПАЛЕЗОЕЕ?

Ряд исследователей (Зоненшайн, Моссаковский, Дергунов, и др.) полагают, что каледониды Центральной Азии сформировались на месте венд-раннепалеозойского Океанического бассейна, являвшегося частью более обширного Центрально-Азиатского палеоокеана. В их работах не учтена разновозрастность офиолитовых ассоциаций Центральной и Средней Азии, в частности, совместно рассматриваются и байкальские ($R_2 - R_3$) и венд-раннепалеозойские офиолитовые комплексы.

Анализ литературных данных и собственного фактического материала, накопленных за последние десять лет при исследованиях структуры метаморфизма и петрохимии пород симатических поясов байкальского - раннекаледонского возраста Центральной (джебашский, куртушибинский, северо-саянский пояса Западного Саяна, Западной Тувы) и Средней Азии (Северо-Нуратинский, Каяско-Араванский и Зеравшано-Гиссарский пояса Южного Тянь-Шаня), позволяет высказаться в пользу другой точки зрения, развиваемой С.В. Руженцевым и др., согласно которой в Высокой Азии существовала серия эвгеосинклинальных разобщенных прогибов разных временных уровней заложения - система рифтогенных прогибов (типа Красного моря), постепенно закрывавшихся и сдвигающихся к югу.

Рифтогенная в своей основе природа симатических поясов байкалид и венда-раннего палеозоя подтверждается следующими фактами:

а) петрохимическими особенностями инициальных вулканитов (базальты толеитового и щелочно-оливинового состава), близких преимущественно составом базальтов рифтовых зон;

б) наличием пикритов, часто сопряженных с вулканитами рифтов;

в) существенными отличиями континентальных офиолитовых ассоциаций позднего рифея - раннего палеозоя от океанических по химическому составу;

г) частым присутствием вблизи и в пределах самих симатических поясов байкалид - ранних каледонид блоков (микроконтинентов) гранитогнейсового (архейского) и осадочно-вулканогенного, карбонатного (карельского) фундамента;

д) наличием гиперстеновых гнейсов типа адданских в трубках взрыва Минусинских впадин (Западный Саян), расположенных далеко от края Сибирской платформы; присутствием в ксенолитах (глубинных включениях) щелочных базальтов мезозойского возраста (Южный Тянь-Шань) наряду с мантийными коровых образований – гнейсов и кристаллических сланцев гранулитовой и амфиболитовой фации;

е) выдержанностью по простиранию на тысячи километров типов разрезов и характера метаморфизма (низко- и высокобарического) в симатических поясах байкалид и венда-раннего палеозоя;

ж) нормальным зеркально-симметричным строением большей части поясов;

з) отсутствием той закономерности в расположении зон спрединга и субдукции, которая должна была бы быть в поле развития древнего палеоокеана;

и) крутым падением контактов гипербазитовых массивов офиолитовых комплексов типа брусского и других, по геологическим и геофизическим данным до глубины 5–10 км.

Эти факты свидетельствуют, что сплошного обширного палеоокеана на месте Центральной и Средней Азии в позднем докембрии – раннем палеозое не было.

Ведущими тектоническими режимами, по-видимому, как и для Урала, являются диасхизис (тектономагматическая активизация) и рифтогенез, обусловившие утонение коры, ее разрыв и образование глубоководных внутриконтинентальных впадин типа Красного моря (рифтогенных морей), на которых в ходе дальнейшей эволюции развивались интракратонные геосинклинали.

Е. М. Крестин

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Из анализа состава архейских зеленокаменных поясов (ЗП) мира следует, что в них развиты коматитовая, толеит-базальтовая, базальт-андезит-дацит-риодитовая, базальт-риодацитовая

эффузивные и гипербазитовая, габбро-диабазовая и гранодиорит-плагиогранитная интрузивные формации, характеризующиеся различной металлогенической специализацией.

Эффузивы коматиитовой формации развиты в нижней части разрезов ЗП и представлены потоками перidotитовых коматиитов с подчиненным количеством пироксенитовых коматиитов и коматиитовых базальтов. Образования гипербазитовой формации проявлены обычно в виде самостоятельных интрузий дунитов и перidotитов, в небольшом количестве пироксенитов и габбро-пироксенитов. Редко отмечаются дифференцированные массивы. С ультрамафитами в молодых ЗП связаны сульфидные никелевые, а в древних ЗП — хромитовые месторождения.

Слагающая основную часть разрезов всех ЗП толеит-базальтовая формация выражена потоками базальтов, по составу колеблющихся от нормальных до оливиновых толеитов. Интрузивным эквивалентом их являются силлоподобные тела габбро-диабазов, в единичных случаях дифференцированные и несущие медно-никелевое оруденение.

Верхние части разрезов ЗП сложены вулканогенными образованиями базальт-андезит-дацит-риолитовой или базальт-риодацитовой формаций.

Последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация (БАДР) развита только в молодых ЗП и характеризуется широким развитием андезитов и кислых (натровые дациты и риолиты) вулканитов, среди которых отмечаются потоки базальтов и прослои осадочных пород турбидитового типа. Средние вулканиты существенно кислые и в основном представлены пирокластической фацией. Широко проявлены субвулканические тела порфировых пород андезитового, дацитового и риолитового состава и риолитовых экструзивных куполов. Только с этой формацией связаны промышленные стратиформные колчеданно-полиметаллические (с серебром и золотом) месторождения, локализуемые около и среди кислых пирокластов по периферии экструзивных куполов. С этой же формацией ассоциируют часть золоторудных и, вероятно, сурьмяные (с ртутью) месторождения.

Контрастная базальт-риодацитовая формация (БРД) представлена мощной толщей кислых пирокластов с подчиненными потоками риодацитов и базальтов и прослоями вулканогенно-осадочных по-

род. Для нее также характерно развитие субвулканических тел дацитовых и риолитовых порфиров, с которыми связано кварцевожильное золотое оруденение и часть эпигенетических медных руд.

Гранодиорит-плагιοгранитная формация проявлена в виде крупных плутонов по периферии ЗП и даек, и штоков диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, иногда кварцевых монцититов, развитых внутри ЗП. С этими образованиями генетически связана основная масса золотого оруденения в кварцевых жилах и минерализованных прожилково-вкрапленных зонах и, в единичных случаях, оруденение медно-порфирового (с молибденом, золотом, серебром) типа.

Различия ЗП, как одного, так и разных регионов, заключаются в наборе и количественном соотношении формаций и в первую очередь в развитии последовательно дифференцированной БАДР или контрастной БРД формаций и в количестве, и особенностях состава ультрамафитовых образований.

Выделяются провинции ЗП с определенным типом разрезов и, соответственно, специфичной металлогенической специализацией. Так, подавляющее большинство ЗП блока Йылгарн, Южной Африки и КМА не содержат образований БАДР формации, в то время как для ЗП Северной Америки, Танзанийского кратона, Карелии и Украинского кристаллического щита она весьма характерна и определяет их металлогенический облик.

Выявленные основные закономерности развития ЗП и земной коры в раннем докембрии позволяют дать прогнозно-металлогеническую оценку вновь выделяемым зеленокаменным поясам.

Н.К.Курбанов, В.И.Романов

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ, ОСОБЕННОСТИ ИХ СОСТАВА И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Наиболее типичным для колчеданосных терригенных геосинклиналей, широко развитых в складчатых поясах фанерозоя (от каледонид до альпид), является господство терригенных или карбо-

натно-терригенных формаций (со сводной мощностью до 15 000 м) при резко редуцированной роли продуктов инициального и остро-водужного базальтоидного магматизма (со сводной мощностью 500 - 1300 м). Геотектонические позиции терригенных геосинклиналей как типичных узких зон линейного растяжения определяются тем, что они заложены на утоненной континентальной коре и частично (в своей осевой зоне) на коре океанического типа между кратонами и срединными массивами или областями ранней консолидации. Магматические комплексы подобных зон представлены практически полным набором рудоносных и рудогенерирующих формаций, характерных для колчеданосных вулканогенных геосинклиналей (эвгеосинклиналей) уральского и кипрского типов.

Среди продуктов трещинных излияний инициального базальтоидного магматизма терригенных геосинклиналей выделяются: ранняя, кремнисто-пикрит-спилито-базальтовая и поздняя, спилито-диабазовая формации, относящиеся по петрографо-петрохимическим свойствам к унимодальным формациям натровой серии океанических толеитовых базальтов; завершает инициальный магматизм субокеаническая бимодальная (контрастно-дифференцированная) риолит-базальтовая формация натровой серии.

Унимодальные рудоносные формации развиты исключительно в пределах осевых, троговых зон, полициклично повторяясь в разрезе терригенных комплексов с отложениями аспидной и терригенно-флишоидной формаций. Над потоками лав, в рудоносных горизонтах различных стратиграфических уровней формируются стратиформные гидротермально-осадочные колчеданные залежи пирит-пирротин-халькопиритового и сфалерит-халькопирит-пирротин-нового состава.

Бимодальная риолито-базальтовая рудоносная формация связана с терригенными отложениями полимиктовой, глинисто-граувакковой формации активного континентального подножия, где стратиформные гидротермально-осадочные залежи представлены исключительно колчеданно-полиметаллическими рудами существенно свинцово-цинкового профиля.

Последующий, редуцированный островодужный магматизм охватывает преимущественно область активного континентального подножия, где представлен продуктами тримодальной базальт-андезит (риолитовой) известково-щелочной формации, с коэффициентом эксплозивности 65-75 %. Это типичная формация энсиалических островных дуг, слагающая протяженные вулканогенные гряды, сменяется внедрением малых интрузий и даек габбро-диорит-плагиогранитной формации известково-щелочного ряда. Обе формации играют роль рудогенерирующих комплексов, с которыми связаны как привнос, так и регенерация продуктивных сульфидов в заключительные этапы формирования комбинированных полигенно-полихронных колчеданных месторождений меди, свинца и цинка.

С.Т.Агеева, А.Г.Волчков

ЛАТЕРАЛЬНО-ВРЕМЕННЫЕ РЯДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ГЕРЦИНСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА

В различные периоды герцинской истории геосинклинально-складчатых систем западной части Урало-Монгольского пояса (Урал, Прибалхашье, Джунгария, Тянь-Шань, Алтай) реконструируются ряды сопряженных во времени и латерально расположенных палеоструктур, сопоставимых с рядом геоструктур, ранее выделенных для мезо-кайнозойских окраинно-континентальных геосинклиналей Восточной Азии: океан-желоб-зона Бенбофа - барьерная зона островной дуги-внутренняя зона островной дуги - срединный вулканоплутонический пояс (ВПШ) - континент с локальными прогибами терригенного заполнения. Во временных рядах устанавливается направленность, заключающаяся в преобладании масштабов первично-геосинклинальных рифтогенных структур в сядуре, регенерированных вторично-геосинклинальных - в девоне и крайних ВПШ в карбоне. Эта направленность определяется повышением зрелости коры, смещением во времени рядов палеоструктур в вос-

точном и юго-восточном направлении с вовлечением в геосинклинальный процесс более жестких частей рамы.

Режим формирования палеоструктур запечатлен в слагающих их геологических формациях. Входящие в них магматические комплексы и вулканоплутонические ассоциации образуют латерально-временные дискретные ряды, эволюционирующие во времени по составу от базальтоидных толеитовых серий в первичных геосинклиналях через базальтоидные известково-щелочные — во вторично-геосинклинальных структурах к андезитоидным известково-щелочным и щелочным в краевых ВПП. При этом увеличиваются объемы кремнекислых вулкаников, роль плутоидов и терригенных образований. Петрографический облик как вулканогенных, так и плутогенных пород представлен преимущественно плагиопорфировыми разностями, которые в заключительные фазы сменяются роговообманковыми.

Установлена латерально-временная направленность в развитии геологических и рудных формаций, от раннегеосинклинальных до орогенных, которая представляется в следующем обобщенном виде: раннегеосинклинальные внутренних зон островолужных систем контрастная, непрерывная, дацитсодержащая колчеданоносные → позднегеосинклинальные вулканоплутонические ассоциации базитовых ВПП барьерных зон базальт-андезит-базальтовая и габбро-диорит-плагиогранитная, продуктивные на медно- и золото-медно-порфировое оруденение → вторично-геосинклинальные (регенерированные) андезит-дацитовая-кремнисто-терригенная, несущая колчеданно-полиметаллическую, железорудную минерализацию и габбро-диорит(тоналит)-гранодиоритовая, с которой связана золотобарит-полиметаллическая, скарново-железорудная и медно-порфировая минерализация → позднегеосинклинально-раннеорогенная флишеидная-карбонатная, содержащая золотокварцевые месторождения и адамеллит-плагиогранитная с золотосульфидным оруденением → раннеорогенная вулканоплутоническая ассоциация краевых андезитовых ВПП андезитокремнисто-карбонатная, включающая залежи свинцово-цинковых, медных, железных руд стратиформного типа и габбро-диорит-гранодиоритовая, с которой связаны скарново-магматитовые и медно-порфировые месторождения → позднеорогенная вулканоплутоническая ассоциация трахиандезит-риолитовая с золотосеребряными рудами и аляскитовых гранитов с редкометальным оруденением.

Сочетание палеореконструкций и формационных методов изучения геологических и рудных образований является эффективным при прогнозировании конкретных типов руд, в частности медно-колчеданных и медно-порфировых.

А.Э.Изох, Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, В.И.Богнибов

ГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Исследованиями последних лет в Западной Монголии в качестве самостоятельных ассоциаций выявлены и изучены докембрийская габбро-анортозитовая формация, раннепалеозойские вебстерит-габбро-норитовая, габбро-диабазовая, перидотит-пироксенит-габбро-норитовая и пироксенит-габбровая формации, позднепалеозойские пикрит-долеритовая, габбро-диабазовая, щелочно-базитовая и габбро-монцодиоритовая формации.

Массивы габбро-анортозитовой формации приурочены к выступам раннего докембрия в Хангайском нагорье. По возрасту, составу и рудной специализации они сопоставляются с каларским и джуджурским анортозитовыми комплексами. С массивами анортозитов установлены апатит-ильменит-титаномagnetитовые руды.

В офиолитовых поясах габброиды представлены вебстерит-габбро-норитовой формацией с весьма низкощелочным, низкотитанистым составом пород. Интрузивные тела этой формации прорывают вендраннекембрийские вулканогенные породы и гипербазиты. К этим же структурам приурочены дайжи и штокообразные тела габбро-диабазового состава.

Массивы перидотит-пироксенит-габбро-норитовой формации развиты в салаирских структурах Озерной зоны и байкалидах Хангайского нагорья. Они прорывают нижнекембрийские отложения и секутся раннепалеозойскими гранитоидами тохтогеншильского комплекса. Интрузивы характеризуются автономным внутренним строением с элементами расслоенности и дифференцированности, активными интрузивными контактами с вмещающими породами, наличием габбро-норитовых эндоконтактных фаций. Слагающие их породы обладают высо-

кой магнезиальностью, низкой щелочностью и низкой титанистостью, по этим признакам они сопоставляются с мажальским, лисогорским и нижнедебринским комплексами Алтае-Саянской складчатой области и с перцолит-пироксенит-габбро-норитовыми массивами Забайкалья, которые перспективны в отношении Cu-Ni оруденения.

Раннепалеозойские массивы титанистой пироксенит-габбровой формации распространены в Западном Прихубсугулье. Слагающим их породам присуща повышенная щелочность. С массивами этой формации установлены ильменит-титаномагнетитовые руды. Таким образом, можно говорить о крупноплощадной зональности размещения раннепалеозойского базитового магматизма, при этом титанистые габброидные ассоциации тяготеют к северной части центрально-азиатского складчатого пояса, тогда как низкотитанистые ультрабазит-базитовые ассоциации распространены шире, проявляясь в более южных районах в удалении от края Сибирской платформы.

Интрузии пикрит-долеритовой формации проявлены в различных структурах Западной Монголии, но особенно широко они развиты в Южно-Монгольской зоне. Возможна параллелизация интрузий пикрит-долеритового состава Монголии с максутским комплексом Обь-Зайсанской складчатой системы и пикрит-долеритовыми интрузивами Новосибирского Приобья, с которыми установлены проявления Cu-Ni руд.

Дайковые тела и силлы щелочно-базитового состава известны среди пермской вулканической ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба и хр. Арц-Богд. Они комагматичны базальт-трахибазальтовой серии пород. В Орхон-Селенгинском прогибе эти интрузии проявляются двухфазными массивами габбро-монциодоритовой формации.

ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ БАЗИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА
(по материалам зарубежных территорий)

Большинство мезозойских базитовых формаций восточной части Средиземноморского складчатого пояса относится изучавшими их исследователями к офиолитовым эвгеосинклинальным сериям. При многочисленных попытках интерпретации данных об этих образованиях с позиции тектоники плит они, как правило, относятся к ряду океанических формаций, особенно если характеризуются наличием пространственной связи с ультраосновными породами. Базитовые и ультраосновные комплексы считаются в этих случаях реликтами спрединговых зон (или океанической коры), не уничтоженными при субдукции и надвинутыми в виде тектонических покровов на окраины континентов.

Критический анализ состава базитовых вулканических серий и их интрузивных производных свидетельствует о формировании их в условиях, значительно отличающихся от типичных для рифтовых зон океана. Для многих из рассмотренных базитовых формаций характерна относительно высокая степень дифференцированности, наличие в разрезе значительных по объему андезитовых и даже риолитовых составляющих. В некоторых из них отмечаются такие изотопные отношения стронция и содержания редких элементов, которые характерны для островодужных и окраинно-континентальных магматических образований.

Вывод о формировании рассматриваемых формаций в условиях, отличавшихся от типичных океанических, подтверждается и анализом одновременной с вулканизмом седиментации. Она характеризовалась большими скоростями накопления осадков, присутствием в разрезах большого количества грубообломочного терригенного материала, что свидетельствует об ограниченном характере бассейнов и близости центров вулканизма к областям эрозии. Совокупность геологических и петрологических данных позволяет обсудить иную, чем предлагаемая тектоникой плит, модель образования офиолитовых ассоциаций. Она основана на предположении о первоначальном генезисе базитов офиолитовой ассоциации в бассейнах

внутриконтинентального средиземноморского типа. Пространства с корой океанического типа в пределах таких бассейнов имели ограниченное развитие, располагаясь в виде отдельных окон среди участков с корой переходного и континентального типов. Метаморфические и структурные преобразования базитов и соединение их в пространстве с ультраосновными породами происходили в постгеосинклиальный период одновременно с замыканием бассейнов.

В.И.Рыбалко

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА КРАЕВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Геотектоническая позиция краевых вулканических поясов определяется их приуроченностью к зонам весьма протяженных глубинных разломов (зоны Бенъофа), отделяющих области завершенной складчатости (платформы, срединные массивы, молодые платформы и т.п.) от молодых миеогеосинклинальных прогибов, в которых накапливаются терригенные отложения, синхронные магматическим образованиям. Краевые вулканические пояса являются граничными структурами, длительно и направленно развивающимися по определенной, общей для всех поясов схеме между жесткими и мобильными геоблоками. В общем виде краевой (или лиминарный) вулканический пояс — это объемное геологическое тело, характеризующееся специфической внутренней структурой и металлогении, определенными магматическими комплексами.

Для всех поясов обязательны три этапа: начальный с существенно андезитовым вулканизмом, главный с интенсивным кислым вулканизмом и конечный, для которого характерен в общем незначительный по объему базальтовый вулканизм. Кроме этих обязательных этапов у некоторых поясов между главным и конечным этапами наблюдаются один-два промежуточных этапа с контрастным андезит-липаритовым или базальт-липаритовым вулканизмом.

Начальный этап отличается преимущественным накоплением вулканитов андезитового состава при практически полном отсут-

ствии базальтов. Вулканические процессы сопровождались внедрением силлоподобных залежей диорит-порфиритов и грано-диорит-порфиров в отложения фундамента. Магматические породы относятся к известково-щелочной серии, имеют пониженную щелочность при явном преобладании натрия. Магматизм этого этапа приурочен к тыловым частям вулканических поясов.

Главный этап характеризуется интенсивным и повсеместным кислым вулканизмом, распространяющимся и на внутренние районы поясов. Накапливаются мощные толщи кислой пирокластике (поля игнимбритов больших объемов), в конце этапа внедряются крупные сложно дифференцированные интрузии габбро-диорит-гранит-лейкогранитового состава. В целом магматические породы отличаются повышенной глиноземистостью и увеличением роли калия в конечных типах дифференциального ряда. В этот этап формируются крупные вулканотектонические депрессии и интрузивно-купольные поднятия.

Отличительной особенностью промежуточных этапов является одновременная деятельность вулканов, различных по составу продуктов. В общем виде андезитовый вулканизм преобладает во внутренних частях поясов, тогда как липаритовый и трахилипаритовый характерен для тыловых частей. При этом контрастность параллельно развивающихся магматических серий в каждом последующем периоде будет выше: андезиты-дациты (липаритодациты) в первом периоде и базальты-липариты (трахи-липариты) в конечном. С вулканами генетически тесно связаны интрузии габбро-монодиорит-граносиенит-лейкогранитного состава. Как вулканические, так и интрузивные породы отличаются повышенной щелочностью с преобладанием натрия в средних и калия в кислых разностях. Магматизм промежуточных этапов контролируется глубокими поперечными разломами, вдоль которых формируются крупные очаговые кальдеры проседания, связанные с периферическими очагами.

Конечный этап характеризуется практически исключительно базальтовым вулканизмом толеитового или щелочно-оливинового типа, приуроченным к глубоким поперечным расколам земной коры.

Магматические породы проявляются в тектономагматических либо собственно магматических структурах разного ранга внутри вулканического пояса структурно-магматической упорядоченностью, отчетливо проявленной на различных уровнях.

Устойчиво повторяющиеся направленность развития и пространственная структура краевых вулканических поясов различного возраста и длительность их формирования, достигающая сотен миллионов лет, позволяют ставить их в один ряд с такими геоструктурами, как геосинклинали, с которыми эти вулканические пояса развиваются, вероятно, синхронно и сопряженно.

А.Я.Салтыковский

ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ
КАК ИНДИКАТОР НЕОДНОРОДНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Кайнозойский этап развития многих континентальных тектонических структур характеризовался широким развитием щелочно-базальтового вулканизма. Его проявления, по-видимому, были обусловлены определенным типом эндогенного режима, а также строением глубоких частей земной коры и верхней мантии, что отражает особенности общего неоднородного состояния тектоносферы.

О гетерогенности тектоносферы свидетельствуют данные геофизики (особенности состояния глубинного субстрата, его физические характеристики и т.п.; см. таблицу), а также результаты региональных петрологических и геохимических исследований продуктов щелочно-базальтового вулканизма и связанных с ними включений ультраосновных пород и минералов. По минеральным парагенезисам устанавливаются температурный режим и вещественный состав глубинных зон на уровнях размещения магматических очагов. Рассмотрены результаты собственных региональных исследований некоторых областей кайнозойского континентального вулканизма (Центральная Азия, Малый Кавказ, Центральная Европа), а также многочисленные литературные данные по другим, близким по характеру вулканизма, районам Земли.

Определение типов базальтов дается согласно классификации Д.Грина, где к щелочно-базальтовым сериям относятся те из них, в которых содержание нормативного нефелина более 0,5 %. Показа-

Особенности глубинной структуры областей
кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма

Структурные особенности	Рифтовые зоны континентов				Области эпиплатформенной активизации	Полвижные структуры (орогены)
	Рейнский грабен	Рино-Градце	Гайгал	Кения (Грегори)		
Мохо (км) по оси	20-25	34	35-38	20(?)	45-55	55
на флягах	30	45 (зап.) 50 (вост.)	40-42	Не изв.		
V_p км/с (по оси)	8,1	7,6	7,6-7,7	7,4(?) - 7,6(?)		7,6-7,7
Аномальная мантия	Есть	Есть	Есть	Есть (?)	Есть (в центральной части МНР)	Фрагментарно
Внутрикоровые проявления магматизма	Нет(?)	Есть	Есть	Недостаточно данных	Нет	Есть
Мантийный вулканизм	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	Слабо выражен

но, что развитие щелочно-базальтового вулканизма происходит в условиях меняющейся динамики верхней мантии, изменения физико-механического и физико-химического состояний глубинной среды.

П.П.Курганьков, В.В.Кеpezинскas
ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА
В КАЙНОЗОЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Кайнозойский вулканизм в Центральной Азии сформировал лавовые поля на значительной территории, включавшей Туву, Восточный Саян, Прибайкалье, Монголию, Северный Китай, Кунь-Лунь и Тибет. Кайнозойский вулканизм Центральной Азии локализован в крупных структурах мезо-кайнозойского возраста, а возникновение вулканических ареалов связано с кайнозойской тектономагматической активизацией, широко проявленной на этой территории.

В результате кайнозойского вулканизма были сформированы многослойные лавовые поля, свидетельствующие об их длительном и многократном формировании "долинные" базальты, образующие террасы, мощные вулканокластические толщи, некки, дайки, а также хорошо сохранившиеся центральные вулканические постройки различного состава. Проявился кайнозойский вулканизм как на этапе платформенного развития территории (палеоген), так и на этапе новейшей тектонической активизации региона (неоген-антропоген). Наиболее древние образования отмечены в южном секторе Монголии и по южной периферии Хангая. Омоложение продуктов вулканизма идет по направлению к Прибайкалью, Восточному Саяну, Туве, где они связываются со структурами Байкальской рифтовой зоны и относятся к плиоцен-антропогенному времени.

Для Центральной Азии установлено подавляющее развитие щелочных базальтоидов и выделены ассоциации: 1) калиевых щелочных базальтоидов; 2) натриевых щелочных базальтоидов; 3) щелочных и толеитовых пород; 4) переходных к известково-щелочным вулканитов. Наиболее дифференцированные серии лав имеют место в Монголии и на хр. Удокан, более слабо дифференциация проявлена в Прибайкалье и практически отсутствует на территории Тувы и Восточного Саяна. Щелочные базальтоиды поздних этапов геологического развития региона в кайнозой, в отличие от ранних, содержат мегакристы высокого давления (авгит, пироп, титан-флогопит, оливин, санидин), а также глубинные ксенолиты, среди которых выделены шпинель- и гранатсодержащие ультраосновные парагенезисы, эглогитовый и гранулитовый парагенезисы, а также мономинеральные клинопироксеновые породы.

Тенденция эволюции вулканизма от платформенного этапа развития к этапу тектономагматической активизации выражается: 1) в увеличении степени дифференцированности продуктов вулканизма; 2) усилении масштабов и интенсивности вулканических извержений; 3) смене толеитовых, щелочных и в меньшей степени переходных с известково-щелочным уклоном серий, преимущественно щелочными базальтоидами. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Центральной Азии связываются с активизацией все более глубоких уровней генерации магм, состав которых зависит также от латеральной неоднородности подкорового субстрата и различной степени дифференциации исходных расплавов.

ДЕПЛЕТИРОВАННАЯ МАНТИЯ "ПИРОЛИТОВОГО" СОСТАВА:

КСЕНОЛИТЫ ШПИНЕЛЕВЫХ ЛЕРЦОЛИТОВ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРА МНР

Ксенолиты мантийных пород в щелочных базальтах севера МНР представлены в основном грубозернистыми "безводными" шпинелевыми перидотитами хромдиоксидовой серии при резко подчиненной роли шпинелевых и гранат-шпинелевых пироксенитов и других пород. В отличие от серий ксенолитов Западной Европы, Австралии, запада США перидотиты севера МНР по минеральному и химическому составу представляют собой примитивные или очень слабо деплетированные лерцолиты при почти полном отсутствии дунитов и гарцбургитов. Средний химический состав случайной выборки лерцолитовых ксенолитов трубки Шаварын-Царам ($n = 10$) составляет (вес. %): $\text{SiO}_2 - 44,3$; $\text{TiO}_2 - 0,14$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - 3,60$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 - 0,39$; $\text{FeO} - 7,7$; $\text{MnO} - 0,13$; $\text{NiO} - 0,27$; $\text{MgO} - 39,4$; $\text{CaO} - 2,94$; $\text{Na}_2\text{O} - 0,24$; $\text{K}_2\text{O} - 0,01$, что очень близко к модельным составам мантийного пиролита (по А.Рингвуду, Д.Грину).

Напротив, с точки зрения несовместимых литофильных элементов (легкие РЗЭ, К, Rb, Sr) и изотопных систем Rb/Sr и Sm/Nd (по данным Г.Стоша и др.), эти лерцолиты являются умеренно деплетированными и, по-видимому, подвергались частичному плавлению не менее 1 млрд. лет назад. Следует предположить, что первичное вещество мантии было еще богаче пироксенами, т.е. представлено лерцолитами, близкими к оливзиновым вебстеритам. Этот вывод подтверждается анализом вариационных диаграмм главных окислов. Близки температуры (и, по-видимому, глубина) образования всех лерцолитов ($1000^\circ\text{C} \pm 50^\circ$).

Редкие флогопитсодержащие ксенолиты аналогичны по составу нормальным лерцолитам за исключением повышенного содержания щелочей и редких литофильных элементов и наиболее богаты радиогенными изотопами Sr и Nd. Их образование связывается с метасоматическим преобразованием деплетированных лерцолитов.

О ПРИРОДЕ ГРАНИТНОГО ВЕЩЕСТВА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ
С ПОЗИЦИЙ КОНЦЕПЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКОГО БАЛАНСА

Понимание происхождения масс гранитоидов, являющихся принципиальным компонентом континентальной коры и составляющих около половины объема ее гранитно-метаморфического слоя, предполагает решение следующих главных проблем: 1) тип и химический состав исходного для гранитообразования вещества; 2) место и условия формирования главной массы гранитоидов; 3) механизм перераспределения химических элементов с образованием громадных масс в целом устойчивого и закономерного состава; 4) геологические условия и механизм внедрения и особенности взаимодействия с вмещающей рамой на стадии интрузивного и, возможно, эффузивного процесса. Решение второй, третьей и четвертой проблем, в принципе, может опираться на весь комплекс геологических фактов и их конкретную физико-химическую интерпретацию; именно в этой области и получен материал, позволивший разработать широко распространенные представления об особенностях гранитоидного магматизма. Эти представления, вероятно, могут быть резюмированы в виде следующих положений.

Основная масса гранитоидов формируется в пределах континентальной коры на глубинах 15–20 км (и более) в условиях амфиболитовой, реже граулитовой фации метаморфизма. Геохимической сутью процесса гранитообразования является изменение состава пород, подвергшихся гранитизации, со стремлением к устойчивому конечному составу, контролируемому составом эвтектических жидкостей в системе кремнезем–полевые шпаты–биотит (или амфибол). Механизм этого процесса, вероятно, сводится к взаимодействию толщ гранитизируемых пород с потоком растворов, состав которых таков, что конечным продуктом изменения должны быть породы с гранитным парагенезисом породообразующих минералов. При этом полиминеральность и устойчивость состава гранитоидов объясняется плавлением на определенной стадии метасоматического процесса и развитием механизма магматического замещения.

Однако в этих представлениях остается нерешенным, с геохимической точки зрения, центральный вопрос, непосредственно связанный с первой проблемой: каков баланс вещества при гранитообразо-

вании. Попытки на основании данных геологии решить эту проблему надо признать неудачными. Острота проблемы резко возрастает, если учесть, что развитие гранитоидных масс в пределах континентальной коры считается процессом, формирующим специфику ее химического состава. При этом главным вопросом становится механизм транспорта и условия формирования гипотетических флюидов, способных принести громадные массы вещества и привести к формированию гранитоидов. Предлагается следующая схема процессов, ведущих к образованию гранитоидного вещества континентальной коры. Континентальная кора формируется только за счет накопления островодужных вулканических пород, представленных смесью базальтов, андезитов и риолитов в пропорции 6:3:1. Соответственно вся континентальная кора имеет средний химический состав этой смеси. В пределах коры это вещество вовлекается в геохимический круговорот, важнейшим эндогенным фактором которого являются процессы метаморфизма и палингенеза, ведущие к метаморфической дифференциации, формированию гранитоидного вещества и химической расслоенности коры в целом. При этом, если приписать гранулит-базитовому слою состав, аналогичный базальтам, удастся составить полный баланс вещества континентальной коры с преобладанием в ее верхней, гранитно-метаморфической части гранитоидов. При таком подходе гранитоиды формируются целиком в пределах континентальной коры и для их образования отпадает необходимость привлекать гипотетический поток мантийных флюидов, а изменение состава пород при гранитизации является следствием перераспределения вещества, в котором и источником, и поглотителем компонентов является вся толща метаморфизирующихся пород. Это перераспределение обеспечивается циркуляцией растворов и перемещением в пространстве возникающих масс гранитов.

Новым в этой схеме является возможность построения в рамках достаточно традиционных представлений геохимического баланса вещества континентальной коры и отказа от определяющей роли мантийных источников вещества в формировании гранитоидов.

НУЖЕН ЛИ ПРИВНОС КРЕМНИЯ И КИСЛОРОДА ПРИ ГРАНИТИЗАЦИИ ГАББРОИДОВ?

Кремний и кислород в виде кремнекислородных и алюмокислородных тетраэдров составляют основу породообразующих минералов, занимая по В.И.Вернадскому до 97 % их объема.

Для того, чтобы сопоставить содержание элементов и, прежде всего, кислорода в разных породах и минералах, следует сравнивать между собой количества атомов в единице объема (1 см^3) или же объем, проходящийся на один атом данного элемента.

Нами использована методика пересчета химических анализов минералов и пород с введением величин плотности, молекулярного объема и числа Авогадро, предложенная П.Н.Чирвинским и позже дополненная.

Пересчет по этой методике более 400 химических анализов моноклинного пироксена и гиперстена, роговой обманки, биотита, плагиоклазов, калиевого полевого шпата и кварца показал, что наиболее высокая концентрация кислорода в проанализированной группе минералов наблюдается в пироксенах $5,1-5,8 \times 10^{22}$ в 1 см^3 , в то время как роговой обманке, биотите, плагиоклазе и калиевом полевым шпате понижается, составляя в последнем $3,8-4,4 \times 10^{22}$.

Концентрация кремния $1,9-2,1 \times 10^{22}$ в пироксенах, $1,5-1,65$ - в полевых шпатах, $1,3-1,5 \times 10^{22}$ - в роговой обманке, $1,0-1,2$ - в биотите. В кварце концентрация атомов кислорода в единице объема сопоставима с пироксенами, а концентрация кремния - $2,6-2,7 \times 10^{22}$ - является максимальной для изученной группы минералов.

При образовании псевдоморфозы плагиоклаза по гиперстену избыточным окажется около 14 % атомов кислорода исходного пироксена; этого кислорода достаточно для образования дополнительно более чем 16 % плагиоклаза от объема исходного пироксена. В случае образования калиевого полевого шпата по основному плагиоклазу освобождается около 7 % атомов кислорода из исходного плагиоклаза, что соответствует возможному дополнительному увеличению объема на 9 %, а если за счет высвободившегося кислорода образуется кварц, то объем породы увеличится на 7-8 %.

Важнейшими выводами из произведенных расчетов являются:

1) при превращении рассматриваемых темноцветных минералов в

лейкократовне не нужен привнос кислорода и кремния;

2) новообразования (полевые шпаты) имеют менее плотную упаковку кислорода, чем исходный минерал (пироксен), поэтому происходит увеличение объема породы.

Расширение гранитоидов при их образовании делает понятными явления плейчатости, мелкой складчатости, разрыва сопряженных тел более меланократового состава.

Увеличение объема пород при указанном преобразовании минералов может вызвать местное увеличение давления, что делает возможным образование здесь минералов с более плотной упаковкой кислорода, чем в исходных пироксенах, прежде всего кварца. Это можно рассматривать как частичную компенсацию расширения породы.

С.В.Чесноков, И.С.Красивская

ПРОБЛЕМА ПЕРВЫХ КИСЛЫХ МАГМАТИТОВ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ РАЗНОГО ВОЗРАСТА

Континентальная кора, если исключить платформенные чехлы — это совокупность складчатых областей разного возраста от архея до кайнозоя. В каждой из них распознаваемая геологическая история начинается с обстановки энзиматического морского бассейна (геосинклинали). Главный типоморфный компонент континентальной коры — кислые магматиты и их метаморфические эквиваленты — появляются в результате последующего геологического развития. Даже древнейшие на Земле (по комплексу радиозотопных датировок) "серые гнейсы" оказываются метаинтрузивными породами (тоналитами и т.п.), кое-где внедрившимися в еще более древние мафические осадочно-вулканогенные толщи того же типа, что входят в раннегеосинклиналиальный комплекс энзиматических зон складчатых областей фанерозоя. Обнаруживаются и фанерозойские аналоги "серых гнейсов". В вариссидах, альпидах и т.п. они входят в состав наиболее глубокой метаморфизованной части геосинклиналиальной призмы осадков и магматитов. Во всех случаях калиевым гранитам, знаменующим собой

окончательное созревание континентальной коры, предшествуют плагиогранитоиды. Они относятся по меньшей мере к трем формационным типам и часто приобретает облик "серых гнейсов". Наиболее ранние из них, составляющие первое "гранитное звено" в цепи преобразований симатической коры в сиалическую, предлагается выделять в раннегеосинклинальную плагиогранит-плагиориолитовую формацию (РПФ).

В зонах слабого метаморфизма, включая поколь современных инных островных дуг и зеленокаменные пояса архея, РПФ представлена плагиориолитовыми и дацитовыми вулканитами (преимущественно туфами), субвулканитами, туфотурбидитами, а также комагматичными плагиогранитами. При усилении метаморфизма все эти породы переходят в кварц-серпичитовые и тому подобные сланцы, затем в слюдяные сланцы и гнейсы, которые нередко трудно отличить от метапелитов и гнейсовой лейкосомы раннекинематических мигматитов. Наиболее легко эта задача решается для кварцевых порфироидов, в том числе очковых гнейсов с бластофенокристаллами голубого кварца. Хотя лавового облика кислые субвулканиты РПФ могут залегать в самых низах видимого разреза в контрастной ассоциации с офиолитовыми подушечными базальтами, сам кислый вулканизм приурочен лишь к концу раннегеосинклинальной стадии. Ему предшествует весьма длительный (сотни млн. лет?) мафический вулканизм, о чем говорит анализ разреза туфотурбидитов. Подлинно контрастный характер раннегеосинклинальный вулканизм приобретает лишь при своем завершении (смешанные туфы с "обрывками" плагиориолитов в мафическом цементе). С РПФ (чаще всего с палеовулканами) связаны колчеданные месторождения. Породы этой формации прорываются позднегеосинклинальными габбро, тоналитами и плагиогранитами, в том числе гнейсовидными, а также подвергаются метаморфизму и ранне- и позднекинематической мигматизации. Наименее измененные из них обнаруживают геохимическое родство с толеитами: низкие содержания K_2O ($< 2\%$), Rb (< 20 г/т), Sr (< 200 г/т), "толеитовое" распределение РЗЭ с пологими графиками на уровне 10-15 раз выше хондритового; низкие начальные отношения $^{87}Sr / ^{86}Sr$ ($< 0,7035$).

Эти особенности состава РПФ, а также относительно позднее появление ее сразу в больших объемах, признаки перегретости расплавов, частое наличие кварца в фенокристаллах и прочие особенности хорошо согласуются с известной петрологической моделью, предпо-

лагающей селективное плавление metabазитов (скорее всего эклогитов) на глубинах более 30 км в присутствии H_2O , т.е. после накопления достаточно мощной геосинклинальной призмы.

В.В.Золотухин, Б.И.Малюк

О РОЛИ ВЕЩЕСТВЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ГЕНЕЗИСЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПЛАТФОРМ

Глубинные и особенно алмазсодержащие включения в кимберлитах подавляющим большинством исследователей расцениваются как отторженцы мантии, дающие прямую информацию не только о конкретном составе мантийных пород и о неоднородности ее строения по составу до глубины 200 км и более. Известно, что по ксенолитам определяется набор пород, принадлежащих верхней мантии, от преобладающих гранитовых дунитов и гарцбургитов через гранатовые лерцолиты и верлиты до эклогитов, в том числе дистеновых и корундовых. Тела эклогитов развиты в дифференцированной верхней мантии под континентами и особенно под древними платформами. Характерными магматическими формациями платформ являются трапповая, трахибазальтовая, щелочно-ультраосновных пород и кимберлитовая. Из них наиболее широко развита трапповая. Ряд этих формаций (во всей полноте) связан с рифтовыми и аналогичными им разрывными структурами. Специфика вариаций платформенного магматизма может объясняться влиянием вещественной неоднородности верхней мантии. Существование мантийных магматических источников с гетерогенной "коронарной" структурой, в составе которых представлено несколько петрологических типов пород субстрата в различных пропорциях, будет способствовать образованию наблюдаемого многообразия магм и магматических формаций. Наиболее легкоплавкие эклогиты уже полностью переплавляются, когда степень плавления пироксенитов достигает 50-70 %, а перидотитов 15-25 %, судя по экспериментальным данным для этих пород. За счет материала переплавленных эклогитов с добавлением частичных выплавов из пе-

ридититов и пироксенитов можно ожидать появления материнских расплавов с составом магнезиальных базитов ("базальтовых коматиитов") и полевошпатовых пикритов. За счет последующего фракционирования этих расплавов по пути их к поверхности и в промежуточных очагах можно получить все многообразие наблюдаемых эффузивных и интрузивных трапш. В условиях быстрого подъема такого исходного расплава и последующей его дифференциации в камерах возникают расслоенные гипербазит-базитовые интрузивы, в том числе с сульфидным Cu - Ni оруденением.

Более интенсивное плавление пироксенитов приведет к появлению расплавов с составами малощелочных пикритов, пироксеновых коматиитов и авгититов. Продвинутое плавление мантийного субстрата с полным расплавлением эклогитов, пироксенитов и перидотитов может привести к формированию специфических перидотитовых коматиитов, особенно характерных для архейских и нижнепротерозойских зеленокаменных поясов. Плавление гранатовых перидотитов (или "пиrolита") на значительных глубинах приводит к возникновению кимберлитовых и меймечитовых расплавов, а также щелочных пикритов. Существование глубинных магматических камер в пределах мантийного диапира, образованных в местах полного переплавления эклогитов, создает условия для поглощения глубинных метасоматизирующих флюидов, несущих значительное количество щелочей. Получающиеся расплавы являются исходными для трахибазальтовых и щелочных базальтоидных магм платформ. Кроме того, частичные вылавки из перидотитов в условиях высоких давлений, как показывают эксперименты, имеют отчетливо щелочной характер. Они могут объединяться с полностью расплавленным эклогитовым материалом и образовывать щелочно-ультраосновные расплавы, характерные для континентальных рифтовых зон.

Д. А. Додин

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ТРАПШОВЫХ ФОРМАЦИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Установление закономерностей происхождения и эволюции наиболее широко распространенных в пределах древних платформ трапш

формаций имеет первостепенное значение для решения общих проблем магматогенного рудообразования и разработки критериев прогнозирования различного типа рудоносности на огромных платформенных территориях.

Оригинальной, отмеченной еще В.С.Соболевым и Ю.А.Кузнецовым, особенностью трапсовых провинций является совместное развитие трахибазальтов, трапш и щелочно-ультраосновных пород. Проявление трахибазальтов в начальные фазы тектономагматических циклов можно считать глобальной закономерностью магматической активизации не только платформ, но также рифтовых и геосинклинальных зон. Именно в начальную фазу цикла расплав был обогащен подвижными компонентами, а также флюидами, способствующими подщелачиванию магм, характеризующихся, вероятно, повышенной магнезиальностью и возникающих при почти полном плавлении мантийного материала, близкого по составу к магнезиально-железистому или алмазосному эклотиту.

Состав трапш, варьирующий во времени и пространстве, отражает неоднородности верхней мантии и вариации глубины первичных магматических очагов. Гетерогенность мантии обусловила возникновение серии очаговых зон — обширных магматических бассейнов, длительно функционирующих, о чем свидетельствует общность вещественного состава их производных в течение крупных промежутков времени.

Основными направлениями эволюции в заключительные фазы тектономагматических циклов были накопление кремнезема, железа и щелочей в ограниченных участках очага и усиление анортозитовой тенденции. Большой объем накопившихся вулканитов затруднял выход магмы на поверхность, благоприятствуя формированию интрузивных тел в завершающие фазы циклов, а проявление указанных тенденций внутрикамерной дифференциации и ассимиляции вмещающих пород обусловило разнообразие массивов по составу. Одновременно могли повторяться и процессы локального подщелачивания магм, что при борно-фторидном профиле флюидов приводило к смене натриевых серий калиевыми.

Анализ закономерностей развития магматизма, метасоматизма и оруденения в геологической истории трапсовых провинций, позволяет объяснить петрогеохимические тренды пространственно-временной эволюции, определяющие смену и латеральную зональность составов

магматизма указанных регионов. Особенности выявленных трендов обусловлены различиями составов и глубины генерации родоначальных магм, их флюидонасыщенностью и определяющим профилем водородных флюидов, различиями в характере процессов внутрикамерной дифференциации, наложением ее на собственно магматическую и другими причинами.

Важнейшей особенностью ряда трапсовых расслоенных интрузий является появление на завершающих стадиях особых никеленосных фаз массивов — производных наиболее глубоко генерированной магмы. Они являются составными частями никеленосных магматических комплексов — северминского, надеждинского, центрально-пайхойского, лимакэского, эйлифского и др. Для рудоносных очаговых зон отдельных провинций характерна максимальная степень как временной, так и пространственной неоднородности, что является глобальным магматическим критерием прогнозирования медно-никелевого оруденения в трапсовых регионах. По убыванию магнезиальности никеленосных интрузивов и сопряженному возрастанию в них отношений медь/никель и палладий/платина траппы платформ образуют ряд: Китайская (20–25 % MgO) → Африканская (15–20 %) → Русская и Сибирская (10–15 %).

П. В. Коваль

ГРАНИТОИДНЫЕ АССОЦИАЦИИ И МАГМЫ ЗОН ВНУТРИПЛИТОВОГО ОРОГЕНЕЗА (Центральная Азия)

Внутриконтинентальные подвижные зоны, классическим примером которых может служить Монголо-Охотская, принадлежат к своеобразному типу тектонических обстановок, связываемому обычно с процессами тектономагматической активизации и не нашедшему пока удовлетворительного истолкования в построениях тектоники плит. Особенностью подобных обстановок является широкая распространенность гранитоидных ассоциаций с большим объемом редкометалльных гранитов в сочетании с базальт-андезитовыми и контрастными вулканическими ассоциациями повышенной щелочности.

В зональном ареале раннемезозойского магматизма Монголо-Охотской зоны центральную (Дауро-Хэнтэйскую) область занимают интрузивные ассоциации нормальной щелочности; эта область обрамляется зоной субщелочного и щелочного магматизма. В Дауро-Хэнтэйской зоне различаются подзона нормальной щелочности, представленная гранодиорит-гранитными, реже гранит-лейкогранитными ассоциациями её центральной части, и подзона повышенной щелочности, включающая габбро-гранитную и гранит-лейкогранитную ассоциации северо- и юго-западного крыльев Хэнтэйского поднятия. Зона субщелочного и щелочного магматизма разделяется на субщелочную (монцодиорит-гранодиорит-сиенит-гранитные и трахиандезитовые ассоциации Орхон-Селенгинской, а также сиенит-лейкогранитные и трахиандезито-базальтовые ассоциации Центрально-Монгольской областей) и щелочную (трахит-сиенит-лейкогранитная ассоциация Желтуринского прогиба) подзоны. Возрастание щелочности магматизма коррелируется с общим увеличением возраста структур основания от герцинского (в Хэнтэйской зоне) до протерозойского (периферия ареала).

Следующий, позднемезозойский этап магматической активности Монголо-Охотской зоны совпал с глобальной тектонической перестройкой литосферы, включавшей, в частности, раскол Гондваны. Сформировавшийся в этот период ареал магматизма отличается "очаговым" характером, большей внутренней дифференцированностью, латеральной изменчивостью фаций глубинности в каждом очаге, преимущественным проявлением гранитоидных ассоциаций в промежутках и за пределами развития предшествующих раннемезозойских ассоциаций. Гранитоиды имеют в среднем менее щелочной состав, обычны шопонит-латитовые, щелочные и контрастные вулканические ассоциации.

Геохимия магматических ассоциаций рассматриваемой внутриконтинентальной подвижной зоны и пространственные их соотношения обнаруживают определенное сходство с ассоциациями активных континентальных окраин и континентальных рифтов.

Установленным рядом гранитоидных ассоциаций соответствуют три ряда первичных коровых гранитоидных магм: гранодиорит-гранитные нормальной щелочности, субщелочные сиенит-гранодиорит-гранитные и щелочно-гранитные. Вторичные гранитоидные магмы образуются в результате дифференциации первичных палингенных гранитоид-

ных расплавов (лейкогранитные и аляскитовые) и средних - основных магм повышенной щелочности (магмы порфировых ассоциаций).

Баланс вещества и зональность ареалов магматизма свидетельствуют об участии в магмообразовании кивильных тепло- и массопотоков (потоков флюидов), геохимическая специфика которых закономерно связана с уровнем "зрелости" континентальной литосферы.

Н. В. Бутурлинов

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ВНУТРИПЛАТФОРМЕННЫХ ГРАБЕНООБРАЗНЫХ ПРОГИБОВ

Для внутриплатформенных грабенообразных прогибов от момента их заложения установлен следующий полный ряд магматических формаций (и соответствующих эндогенных режимов): щелочно-ультраосновная, щелочно-базальтоидная, трахибазальтовая, толеит-базальтовая (рифтовый режим); базальт-андезит-липаритовая (орогенный режим); габбро-монзонит-сиенитовая и андезит-трахиандезитовая (миogeосинклинальный режим); щелочно-базальтоидная (режим магматической активизации платформ). Некоторые члены или части этого ряда преобладают в отдельных грабенообразных структурах. На этом основании были выделены грабенообразные структуры с рифтогенным, орогенным и миogeосинклинальным режимами развития.

Для ранних этапов развития грабенообразных прогибов, независимо от того, где заложены грабены - на древних или молодых платформах, характерны два главных типа магматизма, отвечающих рифтовому или орогенному режимам. Для грабенов "рифтогенного" типа установлена группа формаций существенно мафитового, ультрамафитового и щелочного составов, а для грабенов орогенного ("эпирогенного") типа характерен базальто-андезито-липаритовый вулканизм. Для первого типа грабенов установлено более полное и длительное развитие мантийного магматизма, для второго типа - коровые или мантийно-коровые вулканические ассоциации, которые формируются в относительно короткие отрезки геологического времени.

Эволюция магматической деятельности в грабенах на ранних этапах отражает глубинный процесс эволюции магм и свидетельствует о принципиальной смене эндогенных режимов. Основным процессом рифтового режима (по В.В.Белюсову) является растяжение коры, а вертикальные движения глыб представляют собой следствие растяжения, а не самостоятельные явления. При орогенном режиме широко распространены "клавишные" структуры, состоящие из чередования грабенов и горстов, образованные вертикальными движениями соседних глыб без участия растяжения.

Характерной особенностью орогенных ("эпиорогенных") грабенов является пространственная связь их со смежными орогенными областями и унаследованность состава магматизма последних. Для рифтогенных грабенов такой связи с орогенными областями не устанавливается, т.е. характерно автономное развитие магматизма.

Различия продуктов вулканизма в "эпиорогенных" грабенах находятся в прямой зависимости от характера земной коры под ними, степени ассимиляции исходной базальтовой магмой корового материала в областях с океанической и континентальной земной корой. Формирование магматических комплексов в этих структурах путем дифференциации базальтовой магмы едва ли возможно, если учитывать большие объемы кислых продуктов вулканизма и несопоставимо малую пропорцию долеритов и базальтов в составе комплекса.

А.И.Киселев

ФОРМАЦИОННЫЙ ПОДХОД К ВУЛКАНИЗМУ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН

Вулканизм и рифтогенез обычно обнаруживают пространственно-временную сопряженность, еще недостаточно ясную в генетическом отношении. Насыщенность континентальных рифтовых зон продуктами магматизма не везде одинакова, причем их отдельные звенья вообще амагматичны. Установлено, что вулканы могут существенно отличаться по составу не только между рифтовыми зонами, но и внутри последних как во времени, так и в пространстве. Наиболее конт-

растной в цикле развития рифтов по Т. Вильсону является смена континентальных базальтовых пород примитивными океаническими толеитами вследствие раскола континентальной литосферы (Афар, Красноморский рифт).

Сравнительный анализ эффузивов Восточно-Африканской рифтовой системы, Рейнского грабена и Запада США показал, что для них типичны щелочные ассоциации, но также встречаются известково-щелочные и толеитовые. Ассоциации щелочных пород считаются "типично" рифтовыми, хотя они встречаются и в иных геодинамических обстановках, и, следовательно, сами по себе не могут выступать в качестве достоверного индикатора палеорифтов. Субщелочные и щелочные ассоциации, объединенные в такие формации, как базальтовая, трахибазальтовая, трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, щелочно-ультраосновная, карбонатитовая и кимберлитовая, в структурном отношении являются сквозными. В широком смысле это продукты внутриплитового вулканизма, связанного с тектоникой растяжения, энергетическим источником которой могут быть "горячие точки", мелкоячеистая конвекция в мантии или перераспределение напряжений внутри плит вследствие изменения кинематики их движения (например, при столкновении). В такой интерпретации рифтовый вулканизм континентов рассматривается как экстремальный случай внутриплитового вулканизма, когда растяжение и разрыв литосферы получают не только вещественное, но и определенное структурно-морфологическое выражение на земной поверхности. Отсюда следует, что некоторые из перечисленных выше магматических формаций являются необходимым, но недостаточным условием для установления рифтогенеза в геологическом прошлом.

Ю.С. Геншафт

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ— ЕГО ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ И ВУЛКАНИЗМ

Детальные петрологические и геолого-геофизические исследования современных континентальных рифтов и сопряженных с ними во

времени и в пространстве зон тектономагматической активизации показали, что последние в большинстве случаев характеризуют различные стадии развития рифтового эндогенного режима и соответствующие им этапы развития рифтовых структур. Под рифтами находится аномальная в геофизическом и геохимическом смысле мантия, динамика которой определяет особенности геофизических полей, петрохимический тип образующейся магмы и историю формирования собственно рифтовой тектонической структуры.

Начальный этап рифтообразования характеризуется формированием сводового поднятия, рассеянным вулканизмом, образующим обширные покровы и потоки. Как правило, с этим этапом связано образование низкощелочной магмы Na-K типа (от толеитовой до субщелочной). Динамика мантии, интенсивность растяжения поверхностных областей определяют характер сводообразования: в предельном случае (при максимальных растяжениях литосферы) свод может быть и не выражен, а наоборот, образуются депрессионные структуры.

Развитие мантийного магнеообразования сопровождается вовлечением в этот процесс глубинного вещества аномальной мантии, обогащающего магму щелочами (в первую очередь K), Ti, P, рядом некогерентных элементов. Базальтовая магма эволюционирует в сторону более щелочных разновидностей, а вулканы содержат разнообразные глубинные включения — ксенолиты и мегакристаллы. Присутствие пиропового граната среди минералов включений указывает на образование щелочно-базальтовых магм в условиях существования гранатовой фации ультрабазитов верхней мантии, т.е. на глубинах более 60–80 км.

Стадия формирования рифтогенных грабенов сопровождается затуханием интенсивности вулканизма, сосредоточением его преимущественно в рифтах, сменой рассеянного, трещинного типа извержений на центральный или ареальный. Яркими примерами подобной эволюции вулканизма являются структуры Восточной Африки, Центральной Азии, где выделяются предрифтовая (дорифтовая) и собственно рифтовая стадии тектономагматического развития.

Палеогеотермы участков верхней мантии, установленные по температурам равновесия минералов ксенолитов, вынесенных из областей размещения магматических очагов, позволяют оценить динамику развития эндогенного рифтового режима: изменение температурных условий во времени на одном глубинном уровне и смещение изотерм по глубине. Вычисленные оценки для неоген-четвертичного этапа раз-

вития Байкало-Монгольского региона показали, что на глубинах 50-60 км за 20 млн. лет под рифтовыми структурами произошел разогрев на 150-200°C. Причиной этого изменения температуры мог быть только массоперенос путем диапиризма или тепловой конвекции.

М.Ю.Коротаев , А.М.Никишин

МОДЕЛЬ СТАДИЙНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ РИФТОГЕННЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

К рифтогенным подвижным поясам /РПП/ относятся архейские гранулитовые и зеленокаменные пояса, протерозойские и фанерозойские авлакогеосинклинали, рифейско-палеозойские авлакогены, мезо-кайнозойские рифтогенные пояса и т.п.

В эволюции РПП выделяется два этапа. Первый этап отвечает разогреванию и воздыманию астеносферного выступа и сопровождается сухим мантийным магматизмом. Второй этап - охлаждение и консолидация астеносферного выступа, сопровождающаяся деформацией рифтогенных прогибов. В результате кристаллизации астеносферных расплавов происходит их последовательное обогащение летучими компонентами, а также Na, K, Ca, Al, Si и некогерентными элементами. Верхняя часть астеносферного выступа в верхней мантии, в которой достигается концентрация насыщения силикатного расплава летучими компонентами и присутствует свободная флюидная фаза, представляет собой "кипящий слой".

На основе анализа физико-химических закономерностей кристаллизации содержащего летучие компоненты межзернового расплава и сопоставления относительной миграционной способности силикатного расплава и флюидной фазы в "кипящем слое" установлены основные закономерности эволюции второго этапа развития РПП.

В первую стадию второго этапа "кипящий" слой редуцирован. Подвижность флюидной фазы пока еще невелика. Эндогенная активность минимальна. В ряде случаев к этой стадии приурочен "сухой" мантийный магматизм с повышенным содержанием Ca, Al, Si. На

протяжении второй-четвертой стадий эндогенные процессы определяются потоками восходящих к्वенильных флюидов, последовательно обогащающихся водой. На второй стадии к्वенильные флюиды состоят главным образом из плохо растворимых в силикатном расплаве компонентов (N_2 , Ar, CO_2). Потоки таких флюидов приводят к разогреву коры и прогрессивному метаморфизму вулканогенно-осадочных комплексов. На третьей стадии молярная доля воды во флюидах достигает 0,5-0,7. В пределах коры начинают формироваться гранитоиды, происходит ретроградный метаморфизм. На четвертой стадии состав к्वенильных флюидов приближается к существенно водным. В это время формируется комплекс гранитоидов малых интрузий, с которыми связано большинство гидротермальных рудных месторождений. На пятой стадии происходит затухание к्वенильных потоков летучих, при глубоком погружении "кипящего слоя" происходит финальный щелочно-базальтовый магматизм.

В полном объеме предложенная стадийность проявлена только в РПШ со сравнительно тонкой, проницаемой для региональных флюидных потоков литосферой, характерной для ранней стадии развития Земли. Увеличение глубины верхней границы "кипящего слоя" обуславливает затухание потоков летучих компонентов и, соответственно, приводит к выпадению из предложенной схемы эволюции тех или иных стадий.

Т.Ф.Негруга

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЭПОХИ ДЕСТРУКЦИИ ЭПИАРХЕЙСКИХ КОНТИНЕНТОВ

Эпиархейская литосфера 3100-2900 млн. лет назад характеризовалась консолидацией участков коры с разными геодинамическими режимами и образованием платформенных областей гетерогенного строения. Деструкция этой континентальной коры привела к заложению рифтоподобных линейных структур с мощным вулканизмом. Большая часть таких структур пространственно тяготеет к типичным зе-

ленокаменным поясам, наследуя их черты, что дает основания многим исследователям относить эти структуры к зеленокаменным поясам второго типа, завершающим архейский мегацикл развития литосферы. Анализ вещественного состава и характера магматизма и морфологии таких структур показывает, что они существенно отличаются от зеленокаменных поясов. Различие прежде всего выражено более четким и протяженным линейным рисунком структур, спорадическим развитием ультрабазитов, при интенсивном базальтовом вулканизме — лишь отсутствием регионального метаморфизма, складчатости и гранитизации. Образование этих структур связано с раннепротерозойской тектоно-магматической активизацией.

Данные по Балтийскому и другим докембрийским щитам показывают, что одни из них развивались внутри эпипарейских континентов, обретая черты континентальных рифтов с характерными для них магматическими формациями. Другие, приуроченные к шовным зонам между геоблоками, образовывали протяженные пояса, ограничивавшие их, и развивались либо как краевые пояса с переходным типом коры и мощным проявлением базальтового вулканизма от недифференцированных толеитовых до контрастных андезит-дацит-липаритовых серий, либо как глубоководные области материковых склонов с "окнами" мафической коры и излияниями преимущественно недифференцированных и слабо дифференцированных толеитовых базальтов.

В целом магматизм рассматриваемого периода в интервале 2900-2400 млн. лет характеризуется отмеченной четко выраженной структурной обусловленностью, циклическостью проявления, обычно гомодромной направленностью, преимущественным развитием базальтоидов эффузивного происхождения, которые часто сопровождаются интрузивными комагматитами различного состава в виде даек и интрузий, иногда расслоенных. Среди базальтоидных ассоциаций наиболее распространены базальты толеитовой и известково-щелочной серий. Ультраосновные и щелочные дифференциаты встречаются спорадически. Кислый вулканизм в широком масштабе проявляется лишь в шовных зонах с разным типом коры.

В.И.Коваленко, Г.М.Царева, В.В.Ярмолюк, А.В.Горегляд
РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЙ ПАНТЕЛЛЕРИТ-ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТНЫЙ МАГМАТИЗМ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

В поздней перми на территории Северной Монголии, от Монгольского Алтая на западе до Джидинской зоны на востоке, широко проявился агпаитовый кислый магматизм. Его позиция определяется связью с пермской рифтовой зоной Северной Монголии, а в современной структуре – с системой субширотных разломов (Хан-Хухэйский, Болнайский, Селенгинский) и приуроченных к ним грабенов. Щелочные образования представлены щелочными трахидацитами, пантеллеритами, комендитами, щелочными сиенитами, тенсбергитами, щелочными кварцевыми сиенитами, нордмаркитами, щелочными гранитами. В вулканических разрезах агпаитовые кислые породы ассоциируют с субщелочными оливиновыми базальтами, преобладающими по объему, и сопровождаются трахириолитами и трахидацитами, а в интрузивных массивах – с субщелочными габброидами, имеющими подчиненное распространение.

Сходный бимодальный характер имеют позднепалеозойские магматические ассоциации рифтовых зон Южной и Центральной Монголии. Однако они характеризуются преобладанием среди агпаитовых кислых пород комендитов и щелочных гранитов, тогда как северомонгольские отличаются более щелочным и менее кремнекислым составом аналогичных образований, представленных в основном пантеллеритами и щелочными кварцевыми сиенитами. Комендиты и щелочные граниты магматических ассоциаций Северной Монголии связаны с завершающими фазами развития щелочного магматизма.

В последние годы в западной части Северо-Монгольской рифтовой зоны (Монгольский Алтай) выявлено крупное редкометалльное проявление (циркониево-ниобиево-редкоземельная с фтором минерализация), в Халдзан-Бурэгтэгском нордмаркитовом массиве связанное с редкометалльными щелочными гранитами дополнительной фазы. По геологическому строению и составу оно имеет определенное сходство с редкометалльным оруденением Южной Монголии, но отличается от них связью не с комендитовой, а с богатой фтором нордмаркитовой или пантеллеритовой магмой более концентрированной, богатой и разнообразной минерализацией. Редкометалльные щелочные граниты содер-

жат (мас. %) Zr до 3,6, Nb до 0,4, TR до 1,8, F > I. Они имеют высокие содержания таких металлов, как Sn, Pb, Zn, Ag. Основные минералы — концентраты редких металлов характеризуются спецификой состава: калийсодержащий альпадит, висмутсодержащий и обогащенный редкоземельными элементами пироксид, впервые установленный в Монголии гиттинсит (по-видимому, вторая находка в мире) и др.

Наличие в Северной Монголии целого ряда массивов щелочных гранитов, становление которых, по-видимому, так же как Халдзан-Бурэгтэгского редкометалльного проявления связано с умеренно кислым агпаитовым магматизмом позволяет ставить вопрос о выделении в Монголии кроме южно-гобийского также Северо-Монгольского щелочно-редкометалльного пояса.

В.Е.Попов, Н.Н.Апхутина

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА И РУДОНОСНОСТЬ ДОЛГОЖИВУЩИХ ИНТРУЗИВНО-ДАЙКОВЫХ ПОЯСОВ ДОКЕМБРИЯ

Среди дайковых поясов особое внимание привлекают долгоживущие (протерозой-ранний палеозой) интрузивно-дайковые пояса (ИДП), намечившиеся в последние годы в качестве специфических зон тектономагматической активизации в пределах докембрийских щитов. Примерами их могут служить Ладожско-Мезенская и Девладовская зоны Балтийского и Украинского щитов, Северо-Муйский пояс на Алдане, Моусон-Белт в Канаде.

ИДП представляют структуры растяжения линейного типа длиной в несколько сот км и более при ширине от 15-20 до 100-150 км со сложным внутренним строением. Наряду с использованием ослабленных зон, отвечающих генеральному простиранию основных складчатых структур, ИДП широко используют трансформные разломы более древних рифтогенных трогов, тектонические швы в обрамлении блоково-купольных поднятий и другие секущие зоны, фиксируя ясное автономное направление, в целом отчетливо несогласное с общим структурным планом более древних комплексов (при наличии конформного залегания отдельных магматических тел).

Состав магматических образований ИДП характеризуется значительным разнообразием при явном преобладании пород мафит-ультрамафитового ряда. Главными разновидностями в интрузивных массивах являются дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, габбро, габбро-монциты, мангериты, габбро-диориты, диориты и гранофиновые граниты. В дайках развиты, кроме того, габбро-диабазы, пойкилопорфировидные микрогаббро-нориты (типа "беербахитов"), рудные пироксениты и кимберлитовиды.

Наличие кимберлитов, а также данные по изотопному составу серы в породах свидетельствуют о мантийном происхождении магматических комплексов ИДП. Вместе с тем явления гибридности в сиенит-габбровой формации и сложнодифференцированный характер интрузий перидотит-пироксенит-габбровой формации свидетельствуют о вовлечении в расплавы корового материала и специфичном тектоническом режиме формирования ИДП, отвечающем внутриконтинентальному спредингу.

Эволюционный ряд магматических формаций ИДП в самом общем виде имеет ясно выраженный антидромный характер - от габброидных и щелочно-габброидных комплексов к перидотит-пироксенит-габбровым и перидотит-норит-анортозитовым, вплоть до щелочно-ультрамафитовых на наиболее "продвинутых" участках. В соответствии с этим рудно-геохимическая специализация характеризуется трендом Fe, Ti, Cu-Pt, Pd-P для ранних стадий развития поясов, Cu, Ni-Ur, Os-Cu, Au для их более поздних производных, со сменой в палеозое на Fe, Ti-P(TR)-C

Широкие масштабы проявления магматизма в ИДП и сходство в их эволюционном развитии с интрузивно-вулканическими комплексами протерозойских рифтогеналей позволяют предполагать для них более высокую потенциальную рудоносность, чем известна ныне.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ – ИНДИКАТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА
И ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Петрографический и химический состав дайковых пород, их размещение в пространстве с ранних этапов развития Земли свидетельствуют о повышенной эндогенной активности отдельных участков земной коры и изменении химизма дайковых пород. На ранних этапах развития Земли преобладали основные и ультраосновные дайки, появившиеся в крупных линейных зонах растяжения, особенно в районах развития офиолитовых ассоциаций, совпадая по направлению с последними. По мере формирования земной коры и усложнения ее геологического строения увеличивалось разнообразие составов дайковых пород, а их развитие во времени тесно связано с глубиной зарождения магм, наличием промежуточных магматических очагов, составом их магмы, обуславливая гомодромную или антидромную последовательность дайковых пород в регионах.

Дайки основного состава наблюдаются преимущественно в зонах трещиноватости, совпадающих с крупными региональными разломами, а кислого и среднего составов приурочены к зонам трещиноватости, оперяющим крупные региональные разломы, локальным и купольным структурам, реже наблюдаются в самих региональных разломах, отражая при этом эволюцию промежуточных очагов, не вскрытых современным эрозионным срезом.

Дайковые породы абиссального, мезоабиссального и гипабиссального уровней обладают свойственными им петрографическими особенностями, позволяющими различать их и устанавливать связь с вулканическими или плутоническими процессами.

Все вышеупомянутые закономерности устанавливаются на примере Северо-Американского и Евро-Азиатского континентов.

ДАЙКОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ МНР

Озерная структурно-формационная зона МНР окаймляет западное окончание Монгольского срединного массива. Начиная с работ В.А.Амантова, Н.С.Зайцева, П.С.Матросова и других, ее сопоставляют с ранними каледонидами (салаиридами) Алтае-Саянской складчатой области.

Магматические образования северо-восточной части Озерной зоны представлены гипербазитовыми и габбро-гипербазитовыми массивами основания офиолитовых серий венда-нижнего кембрия, габбро-диоритами и диорит-плагиогранитами раннего палеозоя, нормальными и субщелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами девона.

Наряду с известными магматическими комплексами здесь в последние годы установлено широкое проявление молодых дайковых поясов. Впервые для северо-восточной части Озерной зоны выделено два самостоятельных дайковых комплекса: 1) диабаз-порфиритовый и 2) щелочных основных лампрофиров.

Оба комплекса даек приурочены к сочленению двух глубинных разломов - субширотного Хангайского (Хан-Хухэйского) и субмеридионального Дзабханского, с зонами повышенной трещиноватости и милонитизации верхнепротерозойских вулканогенно-терригенных толщ, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Дайки не имеют пространственной связи ни с гранитоидами, ни с эффузивами, являясь, по-видимому, производными подкоровых базальтоидных магматических очагов. Об этом свидетельствует характерный набор элементов-примесей никеля, хрома, скандия, сурьмы, мышьяка и редких земель.

Комплекс диабаз-порфиритов имеет простирание, согласное с общим простиранием структур и пород района, включает диабазы, реже порфириты, еще реже кварцевые порфиры. Аналогичные по составу и структурно-тектоническому положению дайки в соседних районах Северной Монголии, в Горном Алтае и Забайкалье относятся к позднему палеозою.

Дайковый комплекс щелочных основных лампрофиров имеет простирание, поперечное к простиранию основных структур района, представлен керсантами, минеттами и спессартитами. Дайки лампрофиров пересекают дайки диабаз-порфиритового комплекса. Близ-

кие по составу и структурной позиции дайковые комплексы лампрофировых пород, с которыми связывают ряд рудных месторождений, в смежных регионах имеют мезозойский возраст.

А.И.Альмухамедов, Ю.А.Богданов, Л.П.Зоненшайн, М.И.Кузьмин,
А.П.Лисицин, В.В.Матвеевков, А.М.Сагалевич, И.М.Сборщиков

ВУЛКАНИЗМ НИЗКОСКОРОСТНЫХ СПРЕДИНГОВЫХ ЗОН

Рассмотрены особенности базальтового вулканизма низкоскоростных (скорость раскрытия не более 2 см/год) спрединговых зон на примерах районов, изученных с помощью подводных обитаемых аппаратов: Атлантики (район FAMOUS), хребта Рейкьянес, Красного моря и Аденского залива (рифт Таджура). Материал для исследований, кроме района FAMOUS, получен в экспедициях Института океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР.

Современная вулканическая активность в спрединговых зонах приурочена к осевым их участкам шириной 1-2 км. Характер вулканизма, главным образом высота вулканических построек, тип подводных извержений и тому подобное определяются интенсивностью магматизма, под которой понимается количество вулканического материала, изливающегося в пределах 1 км по простиранию экструживной зоны за 10 000 лет. По интенсивности вулканизма рассматриваемые районы разделяются на низкопродуктивные (рифт Таджура), нормально продуктивные (район FAMOUS, Красное море) и высокопродуктивные (хребет Рейкьянес). Очевидно, продуктивность вулканизма, как и скорость раскрытия, является одним из важнейших параметров, которые необходимо учитывать при анализе магматизмоспрединговых зон.

Исследованные районы представляют собой спрединговые зоны на различных стадиях развития: начальным стадиям отвечают районы Красного моря и Аденского залива; Срединно-Атлантический хребет и хребет Рейкьянес являются рифтовыми структурами зрелых океанов. Устанавливается, однако, что состав базальтов практически не зависит от степени раскрытия. Во всех рассматриваемых районах ба-

зальты отвечают примитивным толеитам и характеризуются низкими содержаниями литофильных элементов, высокими — элементов группы железа, а также близким к хондритовому распределением редких земель.

Наблюдаемые вариации в составе исследованных базальтов объясняются процессами фракционирования, главным образом оливина и плагиоклаза, в близповерхностных магматических очагах. Рассмотрены площадные вариации состава базальтов в пределах исследованных участков экструзивных зон и показана их связь с особенностями кристаллизационной дифференциации первичных магм. Выявлено, что вблизи трансформных разломов, пересекающих рифтовые зоны, развиты наименее фракционированные базальты. Обсуждается возможная модель очага под низкоскоростными срединговыми центрами, предусматривающая пополнение камер родоначальной магмой пикритового состава, которая в процессах фракционирования генерирует породы третьего слоя океанической коры. В верхние горизонты таких камер отфракционированные жидкости поднимаются, имея уже состав низкокальциевых толеитов.

В.М.Кубко, О.Д.Корсаков, В.В.Стоянов

ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ТИХОГО ОКЕАНА

Вулканогенные магматические ассоциации Тихого океана, распространенные в рамках разнородных морфотектонических элементов структуры дна, могут быть простыми, представленными либо толеитовыми (Восточно-Тихоокеанское поднятие /ВТП/), либо щелочными (о.Гаити) эффузивами и сложными, образованными сочетанием лав различной щелочности (о.Гавайи). Кроме того, для ряда ассоциаций характерно появление в их составе дифференциатов базальтовой магмы (о.Пасхи, Галапагосские о-ва и др.). Достаточно надежно устанавливается, что петрохимические особенности серии дифференциатов (в первую очередь щелочных) формируются в определенной связи с составом начальных базальтовых магм. Осуществлена типич-

зация вулканогенных магматических ассоциаций Тихого океана, учитывающая число, степень дифференцированности и индекс щелочности серии эффузивов, слагающих ту или иную ассоциацию. Выделены моносерийные (толеитовые, щелочные) и бисерийные (толеитово-щелочные) ассоциации.

Анализ площадного распределения выделенных ассоциаций позволил установить, что в направлении от осевых частей системы Южно-Тихоокеанское поднятие - ВТП - хр. Горда - хр. Хуан-де-Фука происходит усложнение их состава и увеличение степени дифференцированности. На примере фрагментов Северо-Восточной и Южной котловин показано, что усложнение состава ассоциаций, расположенных вне пределов системы срединно-океанических хребтов связано с формированием молодых и современных серий эффузивов повышенной щелочности.

Особенности условий залегания, морфологии и состава лавовых тел, сложенных упомянутыми эффузивами, исследованы авторами с использованием данных глубоководного фотопрофилирования и пробобора. На всхолмленной поверхности абиссальной равнины были отмечены многочисленные выходы магматических пород, слагающих небольшие лавовые потоки, а также более крупные тела, уступообразно возвышающиеся на 2-3 м над поверхностью осадочного покрова. Размеры этих тел вдоль линий фотопрофилей варьируют от первых метров до нескольких сотен метров. Их количество в среднем составляет одно тело на 10 км профиля.

В петрографическом отношении характеризуемые эффузивы относятся к полипорфировым (оливин-пироксен-плаггиоклазовым) базальтам со стекловатой основной массой. В химическом составе исследованных образцов устойчиво повышено содержание K_2O (1,26-2,28%). Средние значения суммы щелочей и содержания кремнезема составляют 6,14 и 45,57 %.

Таким образом, в отличие от толеитовых базальтов фундамента, современные эффузивы описываемой области характеризуются щелочным уклоном.

И.Д.Батиева, И.В.Бельков, В.Р.Ветрин, А.Н.Виноградов,
Г.В.Виноградова, М.И.Дубровский, М.М.Ефимов, В.Ф.Смолькин,
В.С.Докучаева, А.А.Предовский, В.И.Болотов, Ж.А.Федотов •

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

В истории магматизма раннего докембрия Кольского полуострова выделены три этапа - нуклеарный нижнеархейский ($> 3100 \cdot 10^6$ лет), протогеосинклинальный верхнеархейский ($3100-2600 \cdot 10^6$ лет), протоплатформенный нижнепротерозойский ($2600-1750 \cdot 10^6$ лет), на каждом из которых происходило скачкообразное увеличение числа генетических, формационных и геохимических типов пород. Слабо дифференцированным породам нижнего архея соответствует ареальный магматизм с образованием вулканоплутонических ассоциаций, в которых преобладали существенно натровые породы среднего и кислого составов тоналитовой серии. Гранитоиды нуклеарного этапа являются производными эпиандезитовых расплавов, образованных в процессе плавления "неистощенной" мантии, а также сиалической протокоры, сложенной комагматичными эффузивами базальт-андезит-дацитового состава. Кристаллизация в условиях повышенного давления воды определила характерные особенности состава первичнокоровых гранитоидов - их лейкократовость, пониженное содержание кварца при относительно высоком содержании кремнезема, низкую величину отношения Fe/Mg , близкую к значениям этой величины в производных анатектических расплавах.

В верхнем архее, в связи с развитием протогеосинклинали на жестком сиалическом фундаменте, установлен переход от площадного к поясовому типу магматизма. Выявлена зависимость состава вулканитов и интрузивных пород от геодинамического режима развития структурных зон, что проявилось в приуроченности магматитов определенного состава к различным структурно-фациальным зонам. Для мезогеосинклинальных зон характерны андезитовые и базальтовые се-

рии, местами с преобладанием риодацитов, для зеленокаменных поясов, близких по геодинамическому режиму к палеорифтам — толеит-коматитовые и контрастные базальт-дацит-риолитовые серии. К средним массивам приурочено образование андезит-базальтовых и дацит-риолитовых серий. Преобладающими по объему в интрузивном магматизме являются габбро, габбро-лабрадориты, плагиогранитоиды; на инверсионной стадии происходит образование больших объемов коровых плагиомикроклиновых гранитов и на стадии кратонизации — образование формации габбро-диабазов-рапакивиобразных гранитов, архейского гомолога протерозойской анортозит-рапакиви-гранитной формации.

В нижнем протерозое локализация магматизма обусловлена зонами глубинных разломов, что определило увеличение вертикального диапазона очагов магмообразования, циклический (пульсирующий) характер магматизма с последовательным расширением и усложнением магматических ассоциаций. Последовательно сменявшимся платформенно-авлакогенному и аркогенно-рифтогенному режимам соответствуют формации магнезиальных базальтов-андезит-базальтов и субщелочных базальтов-андезитов, завершающихся формированием базальтов и пикрит-базальтов. Интрузивные формации представлены производными ультраосновного-основного состава, в период эпиплатформенного орогенеза происходило образование формаций чарнокит-гранитов, монцонит-гранитов, щелочных гранитов и граносиенитов. Углубление очагов магмообразования в рифтогенную стадию фиксируется образованием формации щелочных габбро и нефелиновых сиенитов. На послерифтовом этапе режима повторного орогенеза происходило формирование резонансно-магматических формаций лейкогранитов и гранодиорит-гранитов, коррелируемых с орогенезом в зоне свекофенна.

Отмеченные закономерности пространственного размещения и состава магматитов тесно связаны с особенностями формирования сиалической земной коры — увеличением её мощности, консолидации и вовлечением в сферу магмообразования более глубоких горизонтов Земли.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА БАЛТИЙСКОГО ШИТА
И ЕГО КОРООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ

Формационный анализ докембрийских магматических образований Балтийского щита (БЩ) позволил выделить в его пределах четыре тектономагматических цикла: позднеархейский (ребольский), раннепротерозойский (свекокарельский), раннерифейский (готский) и среднерифейский (дальсландский), завершившиеся соответственно на рубежах 2800–2700, 1840–1800, 1600–1500 и 1000–900 млн. лет назад. Заложение подвижных поясов, с развитием которых связаны названные тектономагматические циклы, происходило на сиалической коре, отвечающей "диоритовому" слою четырехслойной модели современной структуры земной коры БЩ.

В докембрии этого щита эндогенная активность циклически распространялась с северо-востока на юго-запад. Позднеархейский цикл проявился в пределах Карельского и Кольского геоблоков, раннепротерозойский – Свекофеннского, а раннерифейский и среднерифейский циклы – в границах Дальсландского геоблока.

На ранней и средней стадиях каждого цикла в условиях растяжения наблюдалось проявление в различных объемных соотношениях ультраосновного, основного и кислого вулканизма совместно с интрузивным магматизмом. Вулканизм протекал в условиях конседиментационного погружения мелководных бассейнов. Каждый цикл завершался синскладчатым гранитообразованием в условиях сжатия. Значительные стадии циклов характеризовались высоким тепловым потоком, обеспечивавшим региональный метаморфизм амфиболитовой, а местами гранулитовой фаций. Каждый последующий цикл при отмеченном сходстве не был полным аналогом предыдущего, что обусловило направленность в эволюции магматизма. Завершением каждого тектономагматического цикла являлись стабилизация подвижной области и формирование гранитоультраметаморфического слоя. Мощность последнего последовательно увеличивается с северо-востока на юго-запад БЩ.

С завершением позднеархейского и раннепротерозойского циклов большая часть щита представляла собой кратон с корой континентального типа, который многократно подвергался тектономагматической активизации. Магматизм стабильных зон обладал высокой

напряженностью и эволюционной направленностью. В раннюю стадию платформенной тектономагматической активизации в условиях общего вздымания наблюдалось чередование корового (кислого) и мантийного (основного) магматизма, приуроченного к зонам линейных разломов.

В зонах сочленения геоблоков формировались вулканоплутонические пояса с бимодальным характером магматизма. Магматизм тектономагматической активизации, проявившийся после накопления платформенного чехла, слагающего верхний вулканогенно-осадочный слой, повсеместно носил щелочной характер.

Комплементарность генетически связанных магматических образований, дискретность в их составах, региональные геохимические особенности вулканических и плутонических серий разнообразных структурно-формационных зон БЦ предполагают важную роль в петрогенезисе магматических пород в предвулканические стадии флюидно-магматического расщепления родоначальных расплавов. Кристаллизационное фракционирование ликвидов определяло дальнейшую эволюцию вулканических и плутонических серий на разных стадиях их формирования.

Различия вещественного состава синхронно формировавшихся вулканоплутонических ассоциаций в разноудаленных магматических ареалах явились следствием латеральной неоднородности мантийного субстрата и разной степени его истощения.

Н.В.Аксаментова, А.А.Архипова, И.В.Найденков, Е.А.Никитин

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ БЕЛОРУССИИ КАК ПОКАЗАТЕЛИ СТАДИЙНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА

Модель стадийного формирования континентальной земной коры, разработанная А.В.Пейве и другими, эффективна при расшифровке последовательности эндогенных процессов и структурообразования в раннем докембрии, когда происходило формирование первой в истории Земли континентальной коры. Показателями геодина-

мической обстановки и глубинной структуры земной коры на разных стадиях развития являются характерные магматические формации.

В кристаллическом фундаменте Белоруссии выявлена последовательность магматических и ультраметаморфических формаций, свидетельствующая о прогрессивном преобразовании первичной протоокеанической коры в кору сначала переходного, а затем континентального типа.

Наиболее древними магматическими образованиями Белоруссии являются основные кристаллические сланцы щучинской серии раннего архея, особенности химизма которых, а также латеральная и вертикальная выдержанность состава указывают на принадлежность исходных для них пород к слабо дифференцированным толеитовым базальтам океанического типа (однородная толеит-базальтовая или протофиолитовая формация). Обедненность их алюминием, щелочами и сидерофильными элементами, высокая железистость и повышенные содержания ряда литофильных элементов свидетельствуют об образовании первичных расплавов из слабо рестированного вещества верхней мантии, а отсутствие кислых дифференциатов — о формировании толеит-базальтовой серии на маломощном ультрабазит-базитовом субстрате протоокеанической коры.

Самое раннее в регионе гранитообразование, положившее начало преобразованию протоокеанической коры в кору континентального типа, задокументировано имеющими площадное развитие ультраметаморфической эндербит-чарнокит-мигматитовой и аллохтонной формациями магматических чарнокитоидов (осмоловский комплекс), слагающих крупные массивы в долгоживущих зонах разломов. Процессы чарнокитообразования привели к существенному поокислению базитовой протоокеанической коры и преобразованию ее к концу раннего архея в кору переходного типа, послужившую субстратом для вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов позднего архея. Своеобразие данного этапа для территории Белоруссии заключается в отсутствии анортозитов.

Окончательное становление континентальной коры связано с интенсивным гранитообразованием в конце архея — начале протерозоя, вещественным выражением которого являются такие формации, как складчатая гранит-мигматитовая, микроклиновых и плагиоклаз-микроклиновых гранитов (жуховичский и выгоновский комплексы) и постскладчатая гранитоидных батолитов пестрого состава

(микашевичский комплекс). Геохимические особенности пород этих формаций — унаследованность состава от вмещающих пород, обедненность редкими литофильными элементами, повышенная калиевая щелочность и снижение в более поздних кремнекислых продуктах содержания олова, циркония, бериллия, иттрия, иттербия и лантана — указывают на их образование в результате мобилизации наиболее легкоплавких компонентов метаморфических пород в результате повышения температуры и привноса щелочей.

Появление в нижнем протерозое характерных для орогенных и платформенных этапов развития магматических формаций — континентальных липаритовой и трахандезитовой (кожановичская и збраньковская свиты), субщелочных рапакивиподобных гранитов (мостовский и житковичский комплексы), оливиновых долеритов, щелочных габброидов и долеритов (нагорновский, ничипоровский и каменецкий комплексы), характеризующихся редкометальной и редкоземельной геохимической специализацией, — служит надежным показателем существования в это время в рассматриваемом регионе консолидированной континентальной коры в составе гранулит-базитового и гранитогайсового слоев.

Специфика эндо- и экзогенного литогенеза каждого из рассмотренных этапов определяет металлогеническую специализацию вещественных комплексов кристаллического фундамента Белоруссии.

Р.З.Левковский, Е.И.Кравцова, В.В.Сидоренко, К.А.Щуркин

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В раннедокембрийской геологической истории Восточно-Европейской платформы установлено шесть тектономагматических — этапов: катархейский, раннеархейский (саамский), позднеархейский (ребольский), раннепротерозойский I (селецкий), раннепротерозойский II (свекофеннский), раннепротерозойский III (хогландский). Каждый этап включает три стадии: а) радиально-тангенциального растяжения, характеризующуюся инициальным доскладчатым базит-ультрабазит-

товым вулканоплутонизмом, б) радиально-тангенциального сжатия, характеризующимся ранне-, со-, средне- и постскладчатым преимущественно кислым магматизмом, в) относительной консолидации.

Анализ магматизма, проведенный для главнейших этапов тектонического развития земной коры платформы в раннем докембрии, свидетельствует о циклической, направленной и необратимой эволюции магматогенных процессов. Так, специфика магматизма катархейского этапа состоит в слабой структурной дифференцированности земной коры, фациальной выдержанности на больших площадях существенно вулканогенных толщ, небольшом разнообразии формационных типов магматогенных пород, ареальном характере изотермических и изобарических условий проявления регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Свекофенский этап (ранний протерозой II) отличается от предыдущих наибольшей структурной дифференцированностью земной коры, наибольшей контрастностью эндогенных режимов в разных структурных зонах, максимальным разнообразием магматических формаций. В целом от этапа к этапу имеет место возрастание степени дифференцированности магматических образований по вещественному составу и увеличение разнообразия формаций. Хогландский этап (ранний протерозой III) определяет начало длительного периода платформенного развития региона.

Расположение комплексов магматических пород раннего докембрия в пределах Восточно-Европейской платформы подчинено определенной закономерности. Оно обусловлено ориентацией главнейших разрывных дислокаций докембрийского фундамента, отражающих наиболее существенные черты его строения. В пределах платформы выделены три кратона: Балтийский, Южно-Русский и Волго-Уральский. Центральные части кратонов - Карельский массив, Днепровско-Донецкий и Сергиевско-Абдулинский авлакогены - являются синклинорными структурами относительно граничащих с ними архейских блоков. В пределах кратонов установлены субконцентрические кольцевые грабены, вмещающие раннепротерозойские магматические комплексы, кольцевые горсты, представленные архейскими образованиями, и вихревые структуры, ветви которых радиально трассируются из центров кратонов к их периферии, изгибаясь против часовой стрелки. На пересечении кольцевых грабенов и вихревых структур, в частности, залегают комплексы гранитов рапакиви и анортозитов. Составы однотипных и одновозрастных магматических

пород ряда формаций характеризуются латеральной изменчивостью от центров кратонов к их периферии. Комплексы магматических формаций докембрия, за исключением ультраметагенных образований, залегают преимущественно в унаследованных с раннего архея линейных структурах, дискретная сопряженность которых определяет контуры кольцевых и вихревых структур.

Е.М.Крестин, А.Д.Ножкин

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ (на примере КМА)

На основании сравнительной характеристики магматических формаций раннего докембрия региона Курской магнитной аномалии и анализа данных по петрографии, петрохимическим особенностям, геохимической специализации и радиогеохимическим свойствам выявлена устойчивая цикличность магматизма и постоянная смена в течение циклов ультраосновного-основного магматизма кислот. Наблюдается следующая последовательность формаций: для раннеархейского нуклеарного цикла (до 3,5 млрд. лет): габбро-норит-пироксенитовая и базальтоидная - мигматит-тоналит-плагногранитная; для позднеархейского рифтогенного (3,5-3 млрд. лет): коматитовая и гипербазитовая - толеит-базальтовая и габбро-диабазовая - базальт-дацит-риолитовая и гранодиорит-плагногранитная - гранитная, риолитовая; для раннепротерозойского протоплатформенного (3-1,9 млрд. лет): толеит-базальтовая и габбро-диабазовая - габбро-норитовая - андезит-базальтовая и габбро-диорит-гранодиоритовая - мигматит-гранитная; для среднепротерозойского платформенного (1,9-1,6 млрд. лет): трашсовая - гранит-аляскитовая.

На фоне этой цикличности устанавливается и общая направленность эволюции магматизма, выявляемая при сравнении однотипных разновозрастных образований. Для гранитоидных и риолитоидных формаций от древних к молодым характерен устойчивый рост содержаний SiO_2 , K, U, Th, и величины $K_{\text{ж.эл.}}$ и снижение содержаний Al_2O_3 ,

MgO, CaO и Na₂O при довольно постоянном содержании TiO₂ и ΣFeO. В целом для них устанавливается четкая смена известково-щелочного (натрового) магматизма существенно калиевым нормального ряда. Исходя из того, что региональное развитие мигматит-тоналит-плаггиогранитной и мигматит-гранитной формаций фиксирует кульминационные моменты коренной перестройки земной коры, в развитии последней выделяются два основных цикла: раннеархейский (примерно до 3,5 млрд. лет), завершившийся образованием "тонвалитового" слоя, и раннепротерозойский (до 1,9±0,1 млрд. лет), знаменовавшийся образованием "гранитного" слоя. Эти циклы являются глобальными и выявляются на всех древних щитах и платформах. Для ультрамафитовых и мафитовых формаций в целом выявляется общая смена существенно ультраосновного магматизма (ранний и начало позднего архея) основным (конец позднего архея и протерозой). При этом наиболее значительные изменения составов мафитов устанавливаются на трех рубежах: между ранним и поздним археем, в нижнем (2,2-2,0 млрд. лет) и среднем (1,7±0,1 млрд. лет) протерозое; т.е. главные циклы протомантии практически полностью совпадают с эволюцией земной коры и в основном ее определяют.

Раннедокембрийский магматизм осуществлялся на фоне увеличения мощности земной коры, что приводило к ее устойчивой кратонизации и возрастанию концентрирующей роли глубинных разломов. Направленная дифференциация протовещества Земли приводила, с одной стороны, к образованию и необратимой эволюции земной коры и мантии, и, с другой, - структура и мощность эволюционирующей земной коры оказывали все возрастающее влияние на режим выделения из мантии магматических расплавов, тепла, летучих и других подвижных компонентов.

Следовательно, основной закономерностью эволюции докембрийского магматизма во времени является постоянное уменьшение основности и возрастание кислотности, щелочности (особенно калия) и содержания радиоактивных элементов, что обусловлено увеличением мощности, жесткости и силочности земной коры и возрастанием контрастности геосфер Земли в процессе ее развития.

Т.А.Лапинская, С.В.Богданова, Л.П.Попова,
А.В.Постников, Д.О.Яковлев

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ГРАНУЛИТОГНЕЙСОВОЙ ОБЛАСТИ

В эволюции раннедокембрийского магматизма Волго-Уральской гранулитогнейсовой области четко проявляется направленность становления континентальной коры и циклический (импульсивный) характер эндогенных процессов. Эволюционная направленность магматизма была обусловлена снижением во времени общего теплопотока через кору, ее утолщением и перемещением магматических очагов во все более высокие уровни коры. При этом как архейский, так и раннепротерозойский этапы формирования коры начинаются с образования основных дайковых комплексов в условиях растяжения (деструкции) ранее созданного корового субстрата. Позднее основной эффузивный магматизм сопровождается осадконакоплением, вновь сменяясь к концу каждого этапа интрузивной дайковой формой. Процессы гранитообразования в связи с региональным метаморфизмом резко преобладали на завершающих стадиях каждого цикла и приводили к наиболее существенным изменениям физических свойств древнего субстрата, переработке старых и образованию новых слоев коры, перестройке ее блоковой структуры. Вместе с тем масштаб и интенсивность магматизма, его состав и структурная приуроченность резко различаются в архее и раннем протерозое, отвечая специфике их геодинамического режима.

Важнейшей особенностью строения и развития Волго-Уральской гранулитогнейсовой области является то, что в основании первых геологически документированных осадочно-вулканогенных разрезов архея лежит дацит-андезитовая протокура? (отраденская серия, нурлатский комплекс). Ее "базитовой" деструкцией открывается собственно архейский цикл корообразования. Нурлатский комплекс сложен гиперстеновыми плагiogнейсами (эндербитогнейсами) — средними эффузивами известково-щелочного ряда, чарнокитоидами тоналитового состава в сочетании с основными кристаллосланцами. "Бимодальность" комплекса создана как за счет близких во времени основных и кислых магмопроявлений из разнородных источников, так и за счет основных дайковых комплексов, неоднократно интрузивировавших древнейшую протокуру в различные этапы архейской

истории. Разная степень насыщенности основными магматитами определяет большую изменчивость суммарных физических свойств отраденской серии от почти "гранитных" до почти "базальтовых".

Накопление осадков верхней в разрезе архея большечеремшанской серии сопровождалось основным вулканизмом, образованием мощных тел толеитовых базальтов и широкластов высокожелезистого состава, особенно в нижних частях разреза серии (сулеевский комплекс). Это сказалось на высокой магнитности большечеремшанской серии, которая четко выражена в магнитном поле интенсивными положительными аномалиями.

Ареальный гранулитовый метаморфизм, охвативший весь рассматриваемый регион в интервале 2,9–2,7 млрд. лет, контролировал и процессы гранитообразования. Петрохимическая характеристика гранитоидов прямо связана с составом архейских разрезом. Гранитоиды этого этапа образуют мигматиты и слагают отдельные обширные ареалы, иногда существенно влияющие на конфигурацию аномальных геофизических полей. Более резко выделяются в архейской структуре удлиненные межблоковые тела натрокалиевой серии интрузивных чарнокитоидов, заключающей процессы гранулитового гранитообразования. Почти синхронны им или предшествуют мощные расслоенные интрузии габбро–норит–анортозитов туймазинского комплекса, иногда включающие гиперстеновые диориты.

Раннепротерозойский магматизм связан с зонами тектонической перестройки и диафорической переработки архейской коры. В начале цикла в узких троговых структурах локализовались дайки и вулканы состава толеитовых базальтов и андезитобазальтов повышенной щелочности (сармановский комплекс). Сравнительно невелик объем эффузивов в разрезе флишодной воронцовской и унийской серий, а также секущих их даек основного и среднего составов. Значительное влияние на формирование континентальной коры и ее современной глубинной структуры, на характер потенциальных геофизических полей в этот этап оказали процессы гранитообразования и повторного метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот–амфиболитовой фаций, на обширных пространствах преобразовавших архейскую кору и более молодые осадочно–вулканогенные комплексы. Более ранние гранитоиды натровой диорит–плагиогранитной серии во многом наследуют химизм вмещающих пород (бакалинский комплекс, первая серия). Более поздние, существенно калиевые гранитоиды гра-

нодиорит-гранитной серии (бакалинский комплекс, вторая серия) развиты преимущественно в пронипаемых приразломных зонах или образуют однородные по составу массивы и характерные гранитные купола. В областях площадного развития раннепротерозойских осадочных образований формируются крупные массивы волгоградского гранодиорит-гранитного комплекса, который контролирует метаморфическую зональность вмещающих комплексов. Гранитоидный магматизм иногда завершается внедрением сиенитов. Даже при одинаковой кремнекислотности и щелочности плотность раннепротерозойских гранитоидов в среднем ниже, чем архейских. Магнитные параметры пород обнаруживают более сложные соотношения и лишь для наиболее кислых разновидностей гранодиорит-гранитной серии во всех случаях отмечается снижение значений.

Усложнение тектонической структуры Волго-Уральской гранулитогнейсовой области, отчетливое влияние, начиная с позднего архея, сети разломов, приводят к значительной дифференцированности процессов магматизма и, как следствие этого, к увеличению разнообразия магматических комплексов раннего протерозоя и значительным вариациям петрофизической характеристики верхней части коры.

О.И.Матковский

ДРЕВНЕЙШИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МАРМАРОШСКОГО МАССИВА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Большой фактический материал по изучению советской части Мармарошского массива свидетельствует о значительной роли первично-магматических образований в строении белопотокского и деловецкого комплексов, слагающих кристаллический фундамент рифей-нижнепалеозойского возраста Восточных Карпат. Среди них выделяются стратифицированные эффузивно-туфогенные породы, преимущественно кислого состава и породы интрузивного характера как основного, так и кислого оостава, залегающие в виде даек, штоков и небольших массивов. Их первичная природа подтверждается структурными особенностями, химическим составом и кристалломорфологией аксессуарного циркона.

Формационный анализ произведен, исходя из данных о петрохимическом составе пород. Установлено, что для белопотокского комплекса характерен однородный базальтоидный тип магматизма. С данным этапом развития пород этого комплекса связано формирование гнейсогранитов яворникового типа, которые мы склонны относить к реоморфическим (частично перемещенным) гранитоидам или аллохтонным гранитам.

Эффузивные образования деловецкого комплекса представляет собой типичный пример контрастно-дифференцированной формации базальт-липаритового состава, в пределах которой выделяются базальтовый и липаритовый формационные типы. Характерной особенностью контрастной формации является широкое распространение дифференциатов кислого состава при резко подчиненном значении основных пород. Этим данная формация отличается от широко распространенных контрастно-дифференцированных липарит-базальтовых формаций Урала и проявляет сходство с контрастной базальт-липаритовой формацией Рудного Алтая. Преобладающее развитие кислых вулканитов может служить одним из важных доказательств значительной мощности коры, а частичная совмещенность кислого и основного вулканизма позволяет связывать их происхождение с локализацией в коре крупных очагов мантийных базальтовых магм, вызвавших локальный разогрев коры с последующим выплавлением эвтектоидных магм.

С раннеэоценовым этапом формирования пород деловецкого комплекса связано образование гранитоидных интрузий, представленных гранитогнейсами типа Черный Див-Рарау и отнесенных к формации субвулканических гранитов. В позднеэоценовый этап образовались плагиограниты, которые можно отнести к габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

М.В.Филиппов, В.Н.Охотников, В.И.Степаненко,
М.Н.Костихин, В.И.Мизин

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Европейский Северо-Восток СССР, охватывающий Тиман, полуостров Канин, Печорскую низменность, север Урала, Пай-Хой и Новую Зем-

лю, характеризуется развитием разновозрастных (от протерозоя до палеогена) магматических образований, отличающихся формационной и генетической принадлежностью. Они представлены базитовыми, гипербазитовыми и гранитными типами и отражают все стадии эволюции геосинклиналей на протяжении байкальского, каледонского и варисийского циклов, а также этапы субплатформенного и платформенного развития части регионов.

Наибольшая магматическая активность свойственна позднерифейскому, венд-кембрийскому, ранне-среднеордовикскому, средне-позднедевонскому, позднепермскому и триасовому ее этапам, на протяжении которых синхронными магматическими процессами охватывалась вся или почти вся территория. В позднем рифее при развитии на Тимане габбро-диабазов и практическом отсутствии здесь их вулканогенных эквивалентов к востоку развивались формации базальтов, диабазов и спилитов, наиболее распространенные на Урале. Для фанерозоя характерно крайне неравномерное распределение магматитов. Раннефанерозойские из них, при весьма широком развитии на севере Урала, полностью отсутствуют на Тимане. В средне-позднедевонском этапе, наряду с геосинклинальными на Новой Земле и севере Урала, широкое распространение получила трапшовая формация, становление представителей которой характерно также для триаса. Более поздний мезозойский магматизм известен только вдоль Карского побережья.

Наиболее широко развиты магматиты базитовых формаций, представленных вулканогенными (базальтовыми, андезитобазальтовыми, липаритобазальтовыми) и интрузивными (габбро-плагiogранитными, габбро-гранитными и габбро-диабазовыми) комплексами, свидетельствующими о фемической направленности магматизма на европейском Северо-Востоке СССР. Гипербазитовые формации формировались на двух этапах магматизма - кембрийском (кимберлиты Тимана и пикриты севера Урала) и ранне-среднепалеозойском (хромитоносные дунит-периidotитовые массивы севера Урала). Гранитоидные формации получили наибольшее развитие в венд-кембрии и раннем-среднем ордовике, в позднем палеозое формировались внегеосинклинальные редкометалльные ассоциации.

На характер размещения магматических формаций и их разнообразие несомненное влияние оказало линейно-зональное строение каждого региона, осложненное развитием поперечных структур.

Установленные формационные и генетические типы магматитов и эволюция магматизма во времени и пространстве определяют и основные закономерности в размещении эндогенных рудных скоплений на европейском Северо-Востоке СССР.

Е. А. Кораго, Т. Н. Тимофеева, В. Ф. Ильин

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ НОВОЙ ЗЕМЛИ

Новая Земля представляет собой сложное складчатое сооружение, составляющее единое целое со структурами Вайгача и Пай-Хоя, и является частью Уральско-Новоземельской складчатой системы. Вместе с тем, если Уральская область, имевшая геосинклинальный режим развития с раннего палеозоя, претерпела инверсию в герцинское (предпермское) время, то Новоземельский регион развивался в значительной степени по другой схеме, а его складчатая структура создана раннекаменноугольным (триасово-юрским) тектогенезом.

Выделяется ряд структурно-формационных мегакомплексов, отвечающих основным этапам развития региона: позднекараельский (формирование гранитизированного кристаллического фундамента); позднебайкальский, выраженный на юге архипелага угловым несогласием между верхним протерозоем и ордовиком; каледонско-герцинский. Последний распадается на ряд комплексов, отвечающих менее значительным преобразованиям. Основные рубежи геологического развития Новой Земли фиксируются в магматических и рудных формациях.

Наиболее древнему этапу отвечает гранитизация кристаллических пород эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, выраженная мелкими секущими и согласными инъекциями пегматоидных лейкогранитов (мигматит-плагιοгранитовая формация), насыщающих толщу метаморфитов вплоть до появления мигматитов.

Позднебайкальский этап характеризуется внедрением мелких тел габбро-диабазовой формации и пространственно ассоциирующего с ней лампрофирового комплекса (вероятно, начало орогенеза), а также

посторогенных гранитоидов гранит-аляскитовой формации (U - Pb, возраст по циркону 680 и 730 ± 50 млн. лет).

Широко распространен средне-позднедевонский базитовый магматизм. Его продукты частично относятся к формации, занимающей промежуточное положение между базальт-долеритовой и натриевых базальтов, частично же - к трахибазальтовой.

На западной и восточной оконечностях Новой Земли вдоль глубинных расколов располагаются раннемезозойские посторогенные интрузии (K - Ar, возраст по биотиту 180-200 млн. лет), выстраивающиеся в последовательный вертикальный ряд формаций (диорит-гранодиоритовая - гранитовая - гранит-аляскитовая). Неясное формационное положение занимает лампрофировый комплекс, представленный неким и дайтами камптонитов-спессартитов, прорывающих нижнекаменноугольные породы.

Молодые (моложе 10 млн. лет) движения в Предновоземельском прогибе зафиксированы появлением на востоке архипелага вулканических трубок взрыва, сложенных базит-гипербазитами, относимыми к производным пошонитовых формаций.

Подавляющее большинство эндогенных рудных формаций связано с раннемезозойским тектогенезом и частично - со среднепалеозойской активизацией, т.е. ассоциируются с гранитоидами и базитами соответственно. Для среднего палеозоя - это формации самородной меди, борнит-халькозиновая, кварц-халькопиритовая, агатовая и хризотил-асбестовая, связанные как с магматическими, так и постмагматическими процессами; для раннего мезозоя - халькопирит-магнетитовая, галенит-флюоритовая (скарновые), молибденитовая (грейзеновая), золотоантимонит-арсенопиритовая (гидротермальная).

Таким образом, базитовый магматизм имел место в протерозое, среднем палеозое, мезозое (?) и кайнозое, а гранитоидный - дважды в докембрии и раннем мезозое. Магматиты мафического профиля являются производными толеитовой и трахибазальтовой магм, а разновозрастные салические формации свидетельствуют о неоднократном переплавлении коры континентального типа.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ
СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН АЗЕРБАЙДЖАНА

Территория Азербайджана расположена на Кавказском сегменте Средиземноморского пояса, в ее пределах развиты продукты семи этапов мезо-кайнозойского магматизма – раннеюрский, среднеюрский, позднеюрско-раннемеловой, позднемеловой, палеогеновый, неогеновый и четвертичный, принимающие участие в строении Малого, Большого Кавказа и Куринской впадины.

Этапы магматизма неодинаковы по формационным типам пород и их генезису. На разнообразие формационных рядов и на их пространственное размещение существенное влияние оказывает мозаично-блоковое строение докембрийского фундамента и эволюция земной коры. В начальном этапе альпийского цикла в структурно-формационных зонах (СФЗ) различной геодинамической обстановкой, связанной с утонением гранитного слоя, вплоть до его уничтожения, формируются спилит-диабазовая формация толеитовой серии (Тфанская зона Большого Кавказа) и офиолитовая ассоциация (Севано-Акеринская и Веди-Нахичеванская зона Малого Кавказа), эффузивные члены которой представлены известково-щелочными и субщелочными базальтами. В последующем эти СФЗ испытывают различную эволюцию – область Большого Кавказа переходит в миогеосинклинальный режим, а на структурах Малого Кавказа с субокеанической корой после замыкания рифтогенного трога проявляются многоэтапные вулканизм и плутонизм, не имеющие родственных связей с ранним этапом магматизма. На Закавказском срединном массиве СФЗ в юрско-меловом этапе характеризуются наращиванием гранитного слоя с интенсивным проявлением магматизма известково-щелочной серии, продукты которого образуют комагматичные ряды как в основных, так и в кислых своих дифференциатах. Ассоциации верхнемеловых магматитов представлены вулканогенными формациями известково-щелочной и шшонитовой серий и характеризуются латеральной вариацией.

Формирование формационных рядов кайнозоя связано с дальнейшим наращиванием гранитного слоя коры и проявляется в унаследованных или чаще в новообразованных СФЗ, реже в структурах ран-

неальпийской консолидации. Эволюция магматизма продолжается в период орогенеза в континентальной геодинамической обстановке. В связи с этим в эволюции палеогенового магматизма наблюдаются две автономные вулканоплутонические ассоциации, завершающиеся самостоятельными гранитоидными формациями известково-щелочной, субщелочной и щелочной серий (Араксинская зона, Кальбаджарский и Казахский прогибы Малого Кавказа), а в Талышской зоне проявляется щелочная оливин-базальтовая серия вулканоплутонической ассоциации. При этом имеет место временная и поперечная латеральная вариация формаций с повышением щелочности. В позднеорогенном этапе (неоген) устанавливается только андезитовая формация. Магматизм завершается финальной субщелочной базальтовой серией четвертичного периода.

Эволюция магматизма в ранних стадиях развития СФЗ характеризуется гомодромной, а в поздних стадиях — антидромно-гомодромной направленностью вулканоплутонической ассоциации. Одновременно происходит эволюция динамики извержений и механизма внедрений интрузивов, трещинные типы вулканов во времени сменяются центральными, а моно- и полифазный плутонизм — полифазным, полихронным формированием крупных массивов.

Магматизм Азербайджана характеризуется сложным сочетанием формационных рядов, меняющихся по составу от ультраосновных до кислых магматитов, причем базальтоидные ряды формаций присущи рифтогенным трогам эвгеосинклиналей Большого и Малого Кавказа, а андезитовые и гранитоидные — структурам с консолидированным основанием, сопровождавшимся в ходе эволюции магматизма многообразным проявлением вулканоплутонических структур — грабенов, горстов и кальдер.

Р.Л.Мелконян, В.А.Агамалиян, Р.Т.Джрбашян, Г.А.Казарян,
Б.М.Меликсетян, А.Х.Мнацаканян, Р.А.Хоренян, З.О.Чибухчян

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТАНОВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ МАЛОГО КАВКАЗА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОДИНАМИКИ

Проявления докембрийского - фанерозойского (доверхнеплиоценового) магматизма расчленены на формации, образованные на коре океанического, переходного и континентального типов.

Магматизм океанического типа представлен докембрийскими коматит-базальт-плагиориолитовой и ультрамафит-мафит-трондьемитовой формациями Протетиса, претерпевшими байкальский метаморфизм в фации зеленых сланцев, и мезозойской ($J_3 - K_2$) диабаз-кератофировой и габбро-перидотитовой формациями (Присеванская, Вединская, Зангезурская офиолитовые зоны), связанными с формированием Мезотетиса. В разрезе офиолитовой ассоциации, выше океанических толеитов, выделяются существенно калиевые, высокотитанистые базальты, аналогичные вулканитам современных океанических островов. В массивах габбро-перидотитовой формации иногда наблюдаются процессы расслоения, выраженные дискретной сменой пород - гарцбургиты-троктолиты-анортозиты-габбро.

Магматические формации переходного типа (Сомхето-Карабахская и Кафанская зоны) представлены серией базальт-плагиориолит-габбро-плагиогранитных (J_2) толеитовых и андезитобазальт-риолит-габбро-тоналитовых ($J_3 - K_1$) известково-щелочных формаций.

Рифтогенное растяжение и деструкция консолидированной коры переходного типа вдоль Предмалокавказской структуры сопровождается формированием в островной обстановке оливин-базальтовой формации (K_2^{st}).

Магматизм континентального типа (Далхунк-Зангезурская, Севано-Акеринская зоны) представлен разновозрастными вулканогенно-интрузивными известково-щелочными сериями: базальт-андезит-риодацит-габбро-гранодиоритовой (F_2^2), трахибазальт-трахиандезит-габбро-монзонит-граносиенитовой с локальным проявлением лейцит-трахифонолит-сиенитовой ($F_2^3 - F_3^1$) и риодацит-гранит-гранодиоритовой (K_1^1).

Последующий миоплиоценовый магматизм характеризуется заметной повторяемостью отмеченных известково-щелочных серий.

Основные петро-геохимические особенности становления фанерозойских магматических формаций проявляются в последовательном увеличении кремнекислотности, общей и калиевой щелочности, железистости, флюидонасыщенности, концентрации литофильных, редкоземельных и радиоактивных элементов.

В формировании толеитовых и известково-щелочных серий преобладающее значение имели для вулканических формаций процессы кристаллизационной дифференциации, для интрузивных габбро-гранитоидных формаций – процессы ассимиляции исходным базитовым расплавом сиалического материала. В становлении субщелочных трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовых серий с контрастным характером дифференциации значительное место отводится ликвидационному расщеплению исходного высококалийевого трахиандезитового расплава, стимулированному усвоением сиалического материала. Процессы палингенного выплавления кислых расплавов являлись определяющими при формировании гранитогнейсовых куполов, риолитов (K_2^{st}) и интрузивов гранит-гранодиоритовой формации (N_1^1).

М.А.Мустафаев, М.Н.Мамедов, С.А.Махмудов, И.А.Алиев, А.Б.Ширалиев,
А.Т.Ахвердиев

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ МАЛОГО КAVKAZA

В истории тектонического развития Азербайджана выделяются магматические формации байкальского, каледоно-герцинского и альпийского циклов развития. Формации байкальского и каледоно-герцинского циклов имеют весьма ограниченное распространение. В альпийском цикле формировались полифазальные и полиформационные магматические образования, относящиеся по петролого-геохимическим особенностям как к геосинклинальным, так и орогенным формациям.

Сравнительное изучение магматических комплексов позволило выявить различия, выраженные уровнем щелочности, железистости, направленностью дифференциации, а также разнопрофильностью метал-

логенической специализации. Указанные петрологические признаки дают основание разделить магматические образования Малого Кавказа на следующие группы формаций:

I. Группа формаций раннегеосинклинальной стадии: раннеюрская базальтовая; байосская андезитобазальт-риолитовая и плагиогранитовая; батская базальт-андезит-риолитовая и габбро-плагиогранитовая.

II. Группа формаций позднегеосинклинальной стадии: позднеюрско-раннемеловая базальт-андезит-дацитовая и габбро-диорит-гранодиоритовая; позднемеловая спилит-диабазовая, андезитобазальтовая, базальт-дацитовая, базальт-андезит-риолитовая, трахибазальт-трахиандезитовая, трахибазальтовая и габбро-перидотитовая; палеогеновая базальт-андезит-дацитовая, андезит-дацитовая, андезитовая, трахибазальтовая, щелочно-ультрасосновная.

III. Группа формаций раннеорогенной стадии: олигоценовая андезитодацитовая; верхнеолигоцен-нижнемиоценовая трахиандезитовая; верхнеэоцен-олигоценовая габбро-монзонит-диоритовая.

IV. Группа формаций позднеорогенной стадии: миоплиоценовая андезит-дацит-риолитовая; плиоцен-антропогеновая (завершающего этапа альпийского орогенеза) трахиандезит-трахибазальтовая.

Магматические формации ранне-(ранняя-средняя юра) и позднегеосинклинальных (поздняя юра - эоцен) стадий по геолого-структурным и петролого-геохимическим особенностям квалифицируются как островодужные формации. Все остальные формации сопоставимы с орогенными, характерными для областей раннего (олигоцен-миоцен) и позднего (плиоцен-антропоген) орогенеза.

А.П.Казак, Б.К.Львов, А.М.Марейчев, И.А.Петрова, Г.В.Сиваков

ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ В ЭВОЛЮЦИИ УРАЛЬСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Эта область рассматривается в качестве внутриконтинентального сооружения, характеризующегося сложным полициклическим развитием. В ее строении принимают участие структурно-вещественные

комплексы разного тектонического происхождения, в том числе: основания складчатой системы и геосинклинальные комплексы собственно уралид. В составе структурно-вещественных комплексов широко распространены плутонические формации, к которым отнесены все интрузивные образования различной глубинности, ультрамафитовые ассоциации сложного генезиса, а также продукты автохтонного метасоматического, анатектического и палингенного гранитообразования.

Архейско-протерозойские комплексы основания геосинклинали имеют гетерогенный характер и сохранились в виде разобщенных блоков. Эти комплексы в большинстве своем интенсивно метаморфизованы; плутонические образования в их составе представлены различными метаультрамафитами, метамафитами и метагранитоидами, формационная принадлежность которых не реставрируется. Лишь в отдельных случаях сохранились признаки габбро-норитовой, габбро-диабазовой формаций, а также формаций щелочных габброидов, гранитовой и гранитов-рапакиви.

Геосинклинальные комплексы собственно уралид разделяются на раннеуральский (байкальский) - поздний рифей-венд и позднеуральский (каледоно-герцинский) - конец кембрия-триас. Основная часть кембрия отвечает периоду эпибайкальского квазиplatformенного режима на рубеже раннеуральской и позднеуральской геосинклинальных систем.

Интрузивные формации раннеуральской геосинклинали достаточно четко отражают стадийность ее развития. На ранней стадии проявилась габбро-диабазовая формация натриевого ряда. Позднегеосинклинальная (инверсионная) стадия характеризуется широким развитием известково-щелочных габбро-диабазов, локальными проявлениями габбро-норитовой, габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-монзонит-сиенитовой формаций. Завершается инверсионная стадия гранит-гранодиоритовой формацией, широко распространенной на севере Урала. Представителями орогенной стадии являются формации щелочных габброидов и гипабиссальных липаритов.

Квазиplatformенный режим с проявлением рифтогенеза, предшествовавший в кембрии заложению новой (позднеуральской) геосинклинальной системы, характеризовался развитием специфических формаций: пироксенит-перидотитовой (с железистыми перидотитами сарановского типа) и щелочно-габброидной с пикритами, а также проявлением кимберлитового магматизма.

Наиболее полно представлены плутонические формации позднеуральской геосинклинали, различные в мио- и эвгеосинклинальных зонах.

Эвгеосинклинальная зона характеризуется большим разнообразием плутонических формаций палеозойского возраста — от ультрамафитовых до ультракислых, представленных породами различного генезиса. К раннегеосинклинальной стадии относятся: дунит-гарцбургитовая, дунит-клинопироксенит-габбровая, габбровая, габбро-диорит-плаггиогранитовая и габбро-диорит-гранодиоритовая формации, из которых первые две являются последовательными членами офиолитовой ассоциации Урала. Многие исследователи предполагают протрузивный характер их положения в современной структуре региона. Возраст ультрамафитов является предметом острой дискуссии. Локальное развитие на Среднем Урале получила на этой стадии габбро-монцонит-сиенитовая формация. На инверсионной стадии образовалась габбро-диабазовая и мафическо-сальческий ряд формаций: габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-граносиенит-гранитовая, тоналит-плаггиогранитовая, гранодиорит-гранитовая, плаггиогранитовая и гранитовая. Орогенная стадия представлена широким спектром позднепалеозойских гранитоидных формаций: гранит-лейкогранитовой, гранитовой, монцодиорит-гранитовой, миаскитовой и диорит-гранодиорит-гранитовой. В образовании гранитоидных формаций широко были развиты процессы автохтонного метасоматического гранитообразования, наиболее интенсивно проявившиеся в орогенную стадию.

Многосинклинальный магматизм имеет ограниченное развитие и является как бы слабым отражением активных эндогенных геосинклинальных процессов в менее мобильной, переходной зоне от эвгеосинклинали к платформе. Наиболее широко здесь представлена на всех стадиях развития специфическая габбро-долерит-диабазовая формация толеитовой петрогенетической серии. Инверсионная стадия в этой зоне характеризуется локальными проявлениями габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-граносиенит-гранитовой формаций, а орогенная — сиенит-граносиенитовой формацией.

В блоках ранней консолидации (в комплексах основания Уральской геосинклинали и в структурном комплексе ранних уралид) под воздействием развития каледоно-герцинской геосинклинали проявились процессы сопряженной тектономагматической активизации со специфическими плутоническими образованиями. В пределах таких

блоков представлена полихронная формация автохтонных метасоматических и палингенных калиевых гранитов, различные кремниевые-щелочные гранитовидные метасоматиты и гипабиссальные тела высококалийных липаритов.

Многообразие плутонических формаций региона отражает сложную и длительную историю его развития, где на всем протяжении сказывалось влияние гетерогенного основания, на котором заложилась Уральская геосинклиналь. Это влияние отразилось и на особенностях эндогенной минерации, тесно связанной со многими из рассматриваемых формаций.

О.К.Ксенофонов, А.Я.Цветков

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ОБЛАСТЕЙ РАЗНОВОЗРАСТНОЙ КОНСОЛИДАЦИИ (на примере Урала и Казахстана)

Анализ магматизма смежных, последовательно консолидированных областей позволяет установить ряд закономерностей эндогенных процессов, протекающих одновременно в соседних структурно-формационных зонах. Наиболее полно такие закономерности были вскрыты при составлении карты магматических формаций Северного Казахстана, охватившей территории варисцид Урала, области докембрийской консолидации Кокчетавской, Улутауской и Шатской глыб и каледонид их обрамления.

Вертикальные формационные ряды каждой из областей различаются интенсивностью проявления магматизма на одних и тех же стадиях тектонической эволюции. От областей наиболее древней консолидации к более молодым увеличивается объем базальтоидных комплексов океанической стадии и сокращается интенсивность гранитоидного магматизма континентальной стадии.

Спилит-диабазовые и габбро-гипербазитовые комплексы основания разрезов зон и их метаморфизованные аналоги проявлены практически во всех структурно-формационных зонах идентично, тогда как щелочно-базальтовые комплексы океанического кратона тяготеют к молодым структурам.

Островодужные андезит-базальт-диоритовые вулканоплутонические ассоциации в каледонских структурах не имеют четкой линейности и представляют скорее архипелаговые системы в отличие от линейных структур варисцид. Магматические серии последних менее дифференцированы по составу. В областях докембрийской складчатости островодужная стадия отсутствует.

Полихронные гранитные серии формируются в тылах зон островодужного вулканизма с некоторым запаздыванием во времени. Серии включают комплекс метаморфических гранитогнейсов, автохтонных гранодиорит-гранитов, гранитов и лейкогранитов. Время их формирования в молодых структурах резко сокращается (O_3-D_3 - в докембрийских глыбах и C_{2-3} - в варисских структурах). Развитие полихронных гранитоидов характеризует стадию отраженной активизации края платформы.

На латеральном профиле четко прослеживается временная сопряженность событий, а именно: деятельность океанической рифтовой системы ведет к формированию островных дуг на краю платформы, в тылах островных дуг с некоторым запаздыванием развиваются полихронные гранитовые серии. Все завершается становлением щелочных габбро-гранит-сиенитовых комплексов.

В дальнейшем область ведет себя как единое целое, и появление более молодых трапсовых и щелочно-габброидных комплексов не контролируется древними складчатыми структурами. Этот этап охватывается с автономной активизацией платформ.

Подобную взаимосвязь эндогенных процессов можно наблюдать в различных регионах Советского Союза и мира (Памиро-Тянь-Шаньская, Алтае-Саянская области и т.д.). Это позволяет считать выявленные закономерности общими для всех смежных, последовательно консолидированных областей.

И.Х.Хамрабаев, А.А.Кустарникова, Т.Н.Далимов, И.К.Абубакиров,
М.Б.Акрамов, С.М.Бабаходжаев, В.Н.Богдецкий, К.Д. Боконбаев,
В.С.Лутков, Л.И.Соломович, Х.С.Таджидинов, З.А.Юдалевич

КАРТА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ МАСШТАБА 1:500 000
(основные принципы и методология составления)

В 1983 году коллективом петрографов Средней Азии под руководством Среднеазиатского петрографического совета создана Карта магматических формаций Средней Азии масштаба 1:500 000. В ней под магматической формацией понимается совокупность пород одной или нескольких фаций, обладающих территориальной и временной общностью, типичным составом и обусловленным единством геотектонического режима формирования.

Такое понимание магматической формации потребовало систематизации, обобщения и анализа большого фактического материала, отраженного на карте и в схеме возрастной корреляции магматических формаций Средней Азии по этапам тектономагматического развития в пределах 28 структурно-формационных зон.

На Карте цветом, знаком и индексом отображается формация, цветовая гамма используется для отображения формационных типов, соответствующих определенным этапам магматизма - геосинклинальному, орогенному, рифтовому и т.д. Выявлены особенности магматизма в каждой из 28 структурно-формационных зон, закономерности развития магматизма на территории Средней Азии в целом. Они позволяют понять роль и характер магматизма в развитии континентальной коры, выявить индикаторные свойства магматических формаций для установления состава земной коры и верхней мантии отдельных зон.

Карта отражает уровень изученности магматических образований на территории Средней Азии и будет способствовать планированию дальнейших петрологических исследований. Она может быть использована как основа для разработки легенды для крупномасштабного геологического картирования районов Средней Азии с широким развитием магматитов, а также при металлогеническом анализе и прогнозных построениях.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКИСТАНА И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Главные **типы** каледонских-герцинских структур Тянь-Шаня и киммерийско-альпийских структур Памира (миogeосинклинали, средние массивы и геoантиклинальные поднятия, рифтогенные структуры) заложены на архейской коре континентального или субконтинентального типа (современная мощность земной коры составляет 40-80 км). Среди магматических продуктов доминируют разнообразные гранитоидные формации (Памиро-Тянь-Шаньская гранитоидная провинция). Значение гипербазит-базитовых ассоциаций возрастает в эвгеосинклинальных (офиолитовых) структурах, однако масштабы развития этих структур в регионе невелики, а относительный объем ультраосновных-основных пород в них значительно ниже, чем в типичных эвгеосинклиналях уральского типа.

В офиолитовых поясах (Южно-Ферганский, Дарвазский) магматические образования представлены альпийскими гипербазитами-базитами, плагиигранитоидами, натровыми базальтоидами (нередко с повышенной щелочностью и титанистостью). В период формирования поясов не происходит формирования континентальной коры, о чем свидетельствует отсутствие калиевых гранитоидов.

Развитие крупнейшей в регионе Северо-Памирской эвгеосинклинали начинается с появления субщелочных базальтоидов ($R?$) при континентальном рифтогенезе, а максимум магматической активности выражен вулканическими и плутоническими образованиями островодужного типа S_1 . Эволюция магматических процессов в этой структуре в целом укладывается в рамки традиционных схем. Однако и здесь орогенные гранитоиды являются низкощелочными, обеднены K , F и сопутствующими им редкими литофильными элементами.

Формационный анализ магматизма в большинстве зон региона выявил более значительную, чем представлялось ранее, сложность и нестандартность его эволюции, широкое развитие конвергенции (повторяемости) и унаследованности магматических ассоциаций в возрастных формационных рядах. Рифтогенные структуры (Ягнобская, Рушанско-Пшартская и, возможно, Центрально-Памирская зоны) характеризуются многократным проявлением щелочного и субщелочного мантийного и нижнекорового магматизма, многоэтапным натровым и

калийным метасоматозом, чередованием режимов растяжения и сжатия, сопровождавшимся метаморфизмом высоких давлений.

С ранними стадиями эволюции мезогеосинклинальных зон Южного Памира (P₁ - P₂) связаны небольшие по масштабам вулканические и интрузивные образования основного состава, имеющие повышенную меланократовость (пикритоидный уклон) и щелочность. В M₂ - K₂ проявлен мощный гранитоидный магматизм. При этом на Южном Памире и в Гиссаро-Алае зачастую нарушается типичная для рядов интрузивных формаций гомодромная последовательность изменения состава во времени. Иногда наблюдается неоднократная смена гранитных формаций диорит-гранодиоритовыми (габбро-диорит-гранодиоритовыми) или монцонитовыми. Установлено неоднократное проявление высокоглиноземистых гранитов (S - гранитов) - продуктов плавления верхнекоровых метapelитовых субстратов. В Кураминской зоне (Срединный Тянь-Шань), отличающейся пониженной мощностью коры за счет сокращения гранитно-метаморфического слоя, преобладают орогенные нижнекоровые вулканические и плутонические серии андезитоидного (монцонитоидного, гранодиоритового) ряда.

Металлогенический профиль территории Таджикистана определяется широким развитием ниже- и верхнекоровых образований гранитоидного и андезитоидного (монцонитоидного) составов, с которыми связаны проявления Sn, редких металлов, В, F, Pb, Zn, Au, Ag, Cu и др.

Р.М. Израилева

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КИРГИЗИИ

В Тянь-Шане выделяются три складчатые системы: каледонская Северного Тянь-Шаня и герцинские Среднего и Южного.

Магматические образования наиболее распространены в Северном Тянь-Шане. С дорифейской историей связана формация натриевых базальтов, претерпевших зеленосланцевый метаморфизм, незначительно распространены альпинотипная, диорит-плагиогранитовая и гранит-мигматитовая формации.

В среднем рифее период эпиплатформенного развития ознаменовался излияниями контрастной базальт-липаритовой формации, а парагеосинклинальный этап завершился внедрением небольших тел диорит-плагиогранитовой и гранитовой формаций.

Для начальных стадий байкальской геосинклинали характерны формации натриевых базальтов, габбро-диоритовая, диорит-плагиогранитовая, с орогенной стадией связаны батолиты диорит-гранодиоритовой формации.

Инициальный магматизм каледонского цикла проявился в узких зонах-расколах между блоками байкальской стабилизации. Стадия инверсии ознаменовалась интрузиями габбро-диоритовой, диорит-плагиогранитовой и монцонит-гранодиоритовой формаций. Для средних этапов отмечена андезитовая формация, а в устойчивых геоантиклинальных зонах - андезит-дацитовая и щелочных базальтов. С орогенной стадией связаны гранит-гранодиоритовые батолиты и штоки лейкогранитовой и аляскитовой формаций.

После каледонского этапа Северный Тянь-Шань превратился в относительно жесткую структуру. В герцинское время в период активизации развивались вулканоплутонические ассоциации контрастной базальт-трахилипаритовой и дифференцированной базальт-андезит-липаритовой формаций и интрузии монцонит-сиенитовой, аляскитовой формаций и формации нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов.

С р е д и н н ы й Т я н ь - Ш а н ь - осколок жесткой глыбы, попеременно вовлекавшийся в тектонические движения совместно то с Северным, то с Южным Тянь-Шанем. В западной, Чаткальской части, магматические проявления многочисленны, а в Нарынской зоне занимают ограниченную площадь. К условно карельской отнесена диорит-плагиогранитовая формация. В рифее происходили излияния вулканитов липаритовой формации с подчиненными базальтами.

С каледонским циклом связаны единичные тела монцонит-гранодиоритовой формации, а с девонской активизацией - вулканоплутоническая андезит-дацит-липаритовая формация.

Разнообразен магматизм герцинского этапа. Среди вулканитов выделяются формации: контрастная базальт-липаритовая, трахиандезитовая, трахилипаритовая, щелочных базальтов, среди интрузивных - габбро-перидотитовая (альпинотипная), монцонит-гранодиоритовая, гранит-гранодиоритовая, монцонит-сиенитовая, лейкогранитовая и аляскитовая.

В Южном Тянь-Шане в блоках метаморфизованного фундамента присутствует формация натриевых базальтов, преобразованных в зеленые сланцы, редка догеосинклинальная рифтогенная базальт-липаритовая формация.

Раннегеосинклинальной является базальтовая формация, сменяющаяся базальт-трахибазальтовой, местами — формацией щелочных базальтоидов и лейцитифиров. С начальными стадиями связаны редкие тела плагιοгранитов и относительно широко распространенная альпинотипная формация. Последняя часто ассоциирует с зеленосланцевыми толщами и рядом исследователей рассматривается в качестве фрагментов океанической коры.

К орогенной стадии относятся штоки и батолиты гранитоидных (монзонит-гранодиоритовой, гранит-гранодиоритовой, гранитовой) и щелочно-сиенитовых формаций. Редки вулканы андезит-липаритовой, липаритовой формаций.

В структурном плане альпинотипная формация приурочена к эвгеосинклинальным зонам, гранитоидные и сиенитовые формации в Северном и Среднем Тянь-Шане тяготеют к срединным массивам и геоантиклиналям, в Южном — к миегеосинклиналям. Во времени отмечается увеличение щелочности за счет калия и повышение кислотности гранитоидных формаций.

Т.Н.Далимов, О.К.Кушмурадов, П.Д.Купченко,
А.А.Мусаев, М.Х.Кадыров, Г.К.Ляшенко, Я.М.Рафиков
О ДВУХ ТИПАХ ОРОГЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тянь-Шань является одной из показательных провинций проявления каледонского и герцинского орогенного магматизма. Имеющийся в распоряжении авторов материал позволяет выделить здесь два принципиально разных типа орогенного магматизма, проявленных и в каледонитах, и в герцинидах.

Эпигеосинклинальный орогенный магматизм представлен гранитоидными плутонами ордовик-силурийского и поздне-карбоноперм-

ского возраста (Киргизско-Терскайская, Карабалтинская, Талассо-Каратауская, Букантау-Карачатыр-Алайская, Ауминза-Туркестан-Зеравшанская и другие зоны). Для его формаций характерны: а) абиссальная и мезоабиссальная фации глубинности; б) отсутствие связей с вулканизмом; в) автохтонность или слабое перемещение, что обуславливает положительную корреляцию ($R = 0,8$) состава гранитоидов с составом субстрата; г) приуроченность к областям с напряженной складчатостью. Среди петрографических и петрохимических признаков показательными являются следующие: а) в составе всех формаций ведущее значение принадлежит биотитовым гранитоидам; б) биотитовый или биотит-мусковитовый парагенезис цветных минералов с высокой железистостью ($f = 60-80$); в) низкотемпературные парагенезисы полевых шпатов. Среди аксессуариев преобладают тантало-ниобаты, фосфаты редких земель, при отсутствии или слабом развитии магнетита.

Принципиально иным является магматизм эпплатформенных орогенных областей (Мункумо-Наратская, Кураминская, Гармская зоны Тянь-Шаня). Ему свойственны: а) широкое развитие вулканоплутонических ассоциаций (трахибазальтовой, трахибазальт-трахиандезит-дацитовой и соответствующих им габбро-монзонит-сиенитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой); б) малоглубинный характер интрузии, гранодиоритовый или адамеллитовый средний состав; в) приуроченность вулканитов к рифтовым структурам, а интрузий к горстам. Среди петрографических и петрохимических черт формаций этого типа наиболее важными являются: а) пироксен-амфибол-биотитовый парагенезис цветных минералов с пониженной железистостью ($f = 35-60$); б) широкое развитие высокотемпературных парагенезисов полевых шпатов; в) ведущее значение среди аксессуариев магнетита, титаномагнетита, появление вустита, когенита, иоцита, карбидов (муассонита).

Эти два типа орогенных магматических формаций играют различную роль в становлении земной коры. Первый из них отвечает созиданию континентальной коры в пределах геосинклинальных зон, наращивая "гранитно-метаморфический" слой. А второй соответствует расколу древней континентальной коры, ее базификации. Последнее выражается, в частности, в том, что в Кураминской зоне объем законсервированных в коре на глубинах 6-16 км основных пород достигает 37-43 %.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ОБЛАСТИ (Южный Тянь-Шань)

В истории геологического развития Зеравшано-Гиссарской области Южного Тянь-Шаня важное место занимает магматическая деятельность. К наиболее ранним ее проявлениям относятся подводные излияния среднеосновных лав в ранней доинверсионной стадии геосинклинального развития в силуре, а затем в нижнем и среднем карбоне. Интенсивная складчатость конца среднего и начала верхнего карбона, сыгравшая основную роль в формировании геологических структур региона, сопровождается мощной интрузивной деятельностью и формированием большого числа интрузивных массивов. В пределах Южно-Гиссарской и Гармской зон гранитоиды слагают крупные интрузии площадью от нескольких сотен до 5000 км², объединяемые обычно в Южно-Гиссарский плутон, соответствующий по своим петрологическим особенностям формациям гранитоидных батолитов пестрого состава. В более северной Туркестано-Зеравшанской зоне отмечается серия небольших интрузий и штоков, сложенных гранитоидами повышенной основности, соответствующих гранодиоритовым формациям. В регионе отчетливо видно отмеченное Ю.А.Кузнецовым явление, когда единый синхронный магматический комплекс в разных своих частях, благодаря различию эрозионных срезов и других геологических причин, может приобрести черты, свойственные различным формационным типам. В формировании интрузивных массивов и большого разнообразия слагающих их пород значительное место принадлежит постмагматическим метасоматическим процессам, проявляющимся в определенной последовательности в течение длительного геологического времени под влиянием глубинных флюидов. В регионе отчетливо устанавливаются метасоматические формации раннещелочной, кислотной и позднеслабощелочной - слабокислотной (нейтральной) стадий метасоматоза, причем первая из них имеет наибольшее региональное развитие; в зависимости от формационных особенностей и кислотности-основности исходных гранитоидов формируются существенно отличные метасоматиты с определенным набором рудной минерализации.

В результате проявления в конце карбона и начале перми регионального щелочного метасоматоза образуются ассоциации порфи-

робластических, иногда рапакивиобразных гранитов повышенной щелочности, зоны микроклинитов, микроклин-альбитовых метасиенитов и альбититов. При значительной основности гранитоидов при этом возникают породы серии монцонитов, сиенодиоритов, щелочных, фельдшпатоидных сиенитов и нефелинолитов. Они сопровождаются редкометалльной и редкоземельной минерализацией.

Процессы кислотного метасоматоза в пермо-триасе носят более сосредоточенный характер и проявлены в образовании комплекса ультракислых мусковит-турмалиновых апогранитов, кварц-полевошпатовых метасоматитов редкометалльных грейзенов, апосланцевых и апокарбонатных парагрейзенов.

Магматизм в регионе возобновляется трещинным излиянием в P_1 кислой магмы, приведшим к образованию мощного покрова пород липаритодацитовой формации, а также внедрением в триасе-юре даек и кимберлитоподобных трубок взрыва мончикит-лимбургит-пикритового состава (трахидолеритовая формация). Смена корового гранитоидного магматизма мантийным щелочно-базальтоидным может быть свидетельством углубления зон магмообразования.

Эндогенные процессы в регионе завершаются стадией слабокислотного и слабощелочного (нейтрального) метасоматоза, выражающейся в разнообразном околожильном изменении пород с последующим отложением выщелоченных и экстрагированных продуктов по восстановлению в виде кварц-золоторудных, флюоритовых, сульфидно-флюоритовых, сульфидно-кальцитовых, баритовых, кварц-аметистовых проявлений и месторождений.

А.М.Месхи, Н.А.Щербаков, И.А.Герасимова

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ЮВЕНИЛЬНЫЕ РЕЖИМЫ ОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА И РУДОГЕНЕЗА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Процессы орогенного магматизма и рудогенеза контролируются рядом факторов, среди которых особую роль играют ювенильный и геодинамический. Под ювенильным фактором мы понимаем роль ман-

тийного вещества (расплавы и растворы), а под геодинамическим — роль сжатия и растяжения земной коры.

При несомненно палингенной природе подавляющего большинства гранитоидных образований Средней Азии и Памира устанавливаются признаки участия в их формировании интрателлурических растворов и в меньшей степени материала базитовых магм. Среди минералогеохимических признаков участия мантийной субстанции в палингенезе следует отметить однотипный характер изменения химизма гранитоидов и базитов, в том числе и щелочных базальтоидов, в разных структурах региона. Так, толеитовым базальтам Северного Памира соответствует толеитовый, а щелочным калиевым базальтам Южного Памира — латитовый тип гранитоидов; базальты и гранитоиды Южного Памира специализированы на Li и B. На участие интрателлурических растворов в процессах палингенеза указывают и восстановительные условия кристаллизации гранитоидов.

Интрателлурические растворы не только определяли процесс выплавления гранитоидных магм, но и существенно влияли на ход становления гранитоидных plutонов. Так, широкое развитие пегматитов, интенсивное образование лейкократовых зон в периферии интрузивов, стабильность содержаний щелочей в гранитоидных plutонах Юго-Западного Узбекистана находят объяснение в воздействии сквозьмагматических растворов на формирующиеся гранитные тела.

Высокая роль устанавливается для интрателлурических растворов в образовании месторождений В, Sn, F и др. Так, крупные концентрации боросиликатов в скарнах Памира связаны с воздействием значительного потока интрателлурических бороносных растворов, сопровождающих внедрение щелочно-базитовой магмы. Действием к्वенильных потоков объясняется и флюоритовая минерализация в Южном Гиссаре и других районах Средней Азии. Максимальное развитие флюоритовой минерализации здесь значительно оторвано во времени от гранитоидного магматизма и синхронно со щелочно-базальтоидным.

Геодинамический фактор выступает в тесном взаимодействии с к्वенильным. Растяжение стимулирует поступление к्वенильной субстанции в земную кору, определяет ее тип, (расплав, раствор) и химизм. Есть основания считать, что со степенью растяжения в прямой зависимости находится отношение Na /K в петрогенетических процессах. Сжатие способствует увеличению участия корового вещества в петрогенетических процессах. Выплавляемые гранитоидные

расплавы являются источниками разнообразных полезных ископаемых. Сжатие стимулирует пегматитовый процесс в гранитоидах. Это хорошо видно на Памире, где с гранитными плутонами на фронте надвиговых структур связаны многочисленные поля редкометалльных пегматитов; граниты того же возраста и состава, но формировавшиеся в иной динамической обстановке, непегматитоносны.

Сжатие и растяжение проявляются импульсивно, сменяя друг друга во времени. Сложный пульсационный механизм, регулирующий процессы взаимодействия коровой и мантийной субстанций определяет основные петрогенетические и минерогенетические особенности складчатых структур Средней Азии.

А.Д.Ножкин, А.Н.Смагин, О.М.Туркина

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ДОКЕМБРИИ
И АКТИВИЗИРОВАННЫХ ЗОН ФАНЕРОЗОЯ
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В Енисейском кряже и северо-западной части Восточного Саяна — структурах краевой части Сибирской платформы и области перехода к палеозойскому подвижному поясу развитие магматизма от раннего архея до мезозоя связывается с общей эволюцией литосферного слоя, обусловленной как коровыми, так и мантийными процессами. Выделяется ряд крупных эпох магматизма, отвечающих главным этапам эволюции коры.

Раннеархейская эпоха характеризуется проявлением метабазальтоидной, метариолитоидной, затем чарнокитовой и мигматит-гнейсогранитовой формаций, завершающих формирование гранулитогнейсового слоя (≥ 3 млрд. лет). В позднем архее происходит развитие зеленокаменных поясов (Канский и др.) с присущими им метавулканическими (коматитовой, толеит-базальтовой, риодацитовой и др.) и плутоническими формациями и сопряженных с ними гранитогнейсовых куполов с гнейсогранитами и пегматитами ($\geq 2,6$ млрд. лет). В нижнем протерозое магматизм наиболее интенсивен в новообразованных подвижных поясах (Приенисейский и др.) и в унасле-

дованных прогибах зеленокаменных поясов, слабо проявлен в осадочных эпикратонных бассейнах. Эпоха завершается массовым гранитообразованием и кратонизацией (~ 1,9 млрд. лет).

Верхнепротерозойские формации, широко развитые в Енисейском крае, унаследуют главные особенности состава раннедокембрийского основания и обнаруживают зональность. Западная, Приенсейская зона вулканизма отличается фемическим профилем продуктов инициального вулканизма, близких по составу океаническим толеитам, и последующим дифференцированным известково-щелочным - островодужного типа. В восточной зоне на раннем этапе образуется контрастная базальт-диоритовая формация, затем лейкобазальтовая, трахибазальтовая и щелочно-базальтоидная. Здесь же распространены преимущественно верхнепротерозойские гранитоиды. В раннеорогенную стадию формируются гранитогнейсовые купола, в позднеорогенную - параавтохтонные батолиты преимущественно натрокалиевых гранитов, затем - аллохтонные интрузивы существенно калиевых лейкогранитов, а в последующем небольшие массивы субщелочных и щелочных гранитов.

Позднедокембрийский - нижнепалеозойский этап характеризуется тектонотермальной переработкой краевой части фундамента платформы и образованием обрамляющего с юга нижнепалеозойского подвижного пояса. Магматизм, наиболее интенсивно проявившийся в Восточном Саяне, полихронный, связан с различными стадиями развития Салаирско-Каледонской складчатой области. Поздние стадии завершаются становлением натровых, а затем и калиевых гранитоидов. В среднепалеозойский этап происходит активизация краевых структур фундамента платформы и обрамляющего подвижного пояса и интенсивное проявление девонского континентального субщелочного магматизма. Слаборазвитый в регионе мезозойский магматизм относится к платформенному этапу.

Одна из характерных черт магматизма юго-западной окраины платформы - интенсивное проявление кислого вулканизма и гранитоидного магматизма, которое рассматривается как следствие изначальной высокой сиаличности и зрелости протокры. В эволюции магматизма во времени устанавливается возрастание щелочности и особенно калия, обусловленное увеличением мощности, степени дифференцированности и проницаемости литосферного слоя.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Формационный анализ породных магматических ассоциаций, разработанный Ю. А. Кузнецовым и другими исследователями и использованный автором в приложении к главным типам тектонических структур Алтае-Саянской складчатой области, позволяет проследить зональность и эволюцию магматизма этого региона во времени.

В главных типах раннегеосинклинальных тектонических структур от внутренних эвгеосинклинальных прогибов к внешним, к внутригеосинклинальным поднятиям и срединным массивам проявлен следующий латеральный ряд магматических формаций: I - альпинотипных гипербазитов, габбро-диорит-диабазовая, базальтовая недифференцированная → II - формации первого ряда + перидотит-пироксенит-габбровая, плагиогранит-габбровая, липарит-базальтовая → III - формации второго ряда за исключением альпинотипных гипербазитов + плагиогранитовая, липаритовая.

По вертикали, т. е. во времени, раннегеосинклинальные тектонические структуры сменяются позднегеосинклинальными унаследованными, унаследованно-наложенными, наложенными прогибами. Этим типам тектонических структур соответствует позднегеосинклинальный латеральный ряд магматических формаций: I - диорит-норит-габбровая, диорит-гранодиоритовая, андезитовая → II - монцонит-диорит-габбровая, диорит-граносиенит-гранодиоритовая, андезитовая, трахиандезитовая → III - сиенит-габбровая, граносиенит-гранодиорит-гранитовая, трахиандезитовая, трахитовая.

Орогенным наложенным прогибам и межгорным впадинам соответствует латеральный ряд формаций: I - гранитовая, липаритовая, трахилипаритовая → II - габбро-гранит-сиенитовая, гранит-сиенитовая, трахибазальт-трахилипаритовая → III - уртит-ийолит-тералитовая, нефелин-сиенитовая, трахибазальт-трахилипарит-трахитовая. Послеорогенные (активизационные) магматические формации представлены долерит-диабазовой, трашовой, трахибазальтовой.

Петрохимический анализ латеральных и вертикальных рядов магматических формаций показывает, что в раннегеосинклинальную стадию развития Алтае-Саянской складчатой области формировалась земная кора океанического типа из реститового остатка верхней

мантии и толеитового расплава, примитивная в центральных частях геосинклинальной системы (эвгеосинклинальные прогибы) и зрелая - в периферии (внутригеосинклинальные поднятия и срединные массивы).

В позднегеосинклинальную стадию формировалась земная кора переходного океанически-континентального типа из базальтового известково-щелочного расплава. Следствием развития земной коры переходного типа явилось зарождение "гранитно-метаморфического" слоя и появление наряду с оливин-базальтовым андезитового и трахандезитового расплавов.

В орогенную стадию образована земная кора континентального типа, в формировании которой принимали участие гранитоидный и щелочно-базальтоидный расплавы.

Таким образом, ведущей тенденцией эволюции магматизма в истории становления земной коры Алтае-Саянской складчатой области является смена по вертикали и латерали примитивного слабо дифференцированного гипербазит-базальтового магматизма глубоко дифференцированным щелочно-базальтовым и гранитоидным. Такая эволюция магматизма обусловлена изменением геодинамических обстановок и миграцией магматических очагов из верхней мантии в формирующуюся земную кору.

А.Н.Кононов

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ЗАПАДА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

В алтайской части Урало-Монголо-Охотского подвижного пояса магматические формации объединяются в три этапа.

Протерозойский этап представлен шестью формациями. Это раннепротерозойские гнейс-пикрит-базальтовая (амфиболовые гнейсы и амфиболиты в метаморфитах тонгулакской, ильдугемской и курумбайринской свит) и гнейс-мигматит-плаггиогранитовая (тонгулакский комплекс); среднепротерозойские кристаллосланцево-базальтовая (актинолитовые и роговообманковые сланцы в уймонской, теректинской и аспаттинской свитах), гнейс-диорит-адамеллитовая (тургун-

динский комплекс), гнейс-гранитовая (берткемский комплекс) и гнейс-амфиболит-гранитовая (куркурекский комплекс).

Позднепротерозойско-раннепалеозойский этап объединяет II формаций. Это позднепротерозойские гипербазитовая (чаганзунский и кайтанакский комплексы) и диабазовая (вулканы боратальской, арыджанской и манжерокской свит, а также рифейские субвулканические образования); позднепалеозойские пироксенит-габбро-анортозитовая (аталынский, салганакский и мештуеринский комплексы), спилит-диабазовая (вулканы суташской свиты), диабазовая (вулканы каимской и устьсеминой свит, а также агалынский комплекс субвулканов), диабаз-кратофировая (вулканы альбаганской серии), габбро-диорит-плагиогранитовая (таджилинский и лебедской комплексы), андезит-трахидацитовая (вулканы в свитах ордовика и селура), габбро-диорит-адамеллитовая (тюдетский и кубадринский комплексы), грано-сиенит-гранитовая (арединский и топкакский комплексы), габбро-сиенитовая (толгаекский комплекс).

В среднепалеозойско-раннемезозойский этап сформировалось I2 формаций. Это среднепалеозойские норит-габбро-диоритовая (харловский комплекс), андезит-липаритовая (вулканы холзунской, коргонской, уймараташской, угульской и тарболинской свит, а также субвулканические образования - абайский и тускульский комплексы), дацит-липаритовая (вулканы курьинской, онгудайской, куратинской, каравольской и бичиктубомской свит, а также субвулканические образования - курьинский и урскульский комплексы), липаритовая (вулканы уландынской, аксайской и бобьрганской свит, а также субвулканические образования - бобьрганский и тигуржский комплексы), габбро-диабазовая (талдинский комплекс); позднепалеозойские диорит-плагиогранитовая (инской и саракочинский комплексы), трахилипаритовая (вулканы девон-карбона), гранитовая (котандинский и турочакский комплексы), гранит-аляскитовая (белокурихинский, атуркольский комплексы); раннемезозойские монцит-сиенит-щелочно-гранитовая (айский, шибеликский, теранджинский и тархатинский комплексы), диабазовая (теректинский комплекс) и лампрофировая (чуйский комплекс).

Эволюция установлена в одном и группе магматических тел, составляющих конкретную (комплекс) и обобщенную (абстрактную) формации и группы их. В ней четко выражено увеличение (реже уменьшение) содержания кремнезема и щелочей (при разном соотношении

натрия и калия) в более молодых образованиях. Эволюция имеет ритмический характер и в соответствии с размерами проявления выделена: моно (единный)-, микро (малый)-, мезо (средний)-, мега (большой)- и макро (крупный) ритмы. Изменения состава в моно-, микро- и мезоритме имеют гомодромный характер с увеличением общей щелочности от низкощелочных (натриевых) до нормально-щелочных (калий-натриевых) и субщелочных (калиевых); в мезоритме - вначале гомодромный, а в конце антидромный характер с увеличением общей щелочности от низкощелочных до щелочных (натриево-калиевых); в макроритме - сложный гомодромно-антидромный при преобладающем гомодромном и общем увеличении щелочей со сменой ведущей роли натрия калием.

В.Е.Руденко, Т.И.Аверкиева, В.Н.Метях, Ю.Л.Руденко

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ МАГМАТИЧЕСКИХ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ
В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Выделение структурно-формационных комплексов (СФК) является основой изучения геологической истории складчатых областей. В свете современных представлений о геодинамике земной коры понятие СФК формулируется следующим образом: СФК - крупные геологические тела в пределах структурных этажей, отличающиеся между собой экзо- и эндогенными тектоническими, термодинамическими, геохимическими и металлогеническими ритмами формирования, соответствующими условиям геологического развития крупных континентальных блоков литосферы, их окраин или зон сочленения. Элементами СФК являются геологические формации, выделяемые как устойчивые парагенетические ассоциации горных пород, а в целом структура СФК определяется сочетанием рядов и групп формаций, связанных между собой во времени и пространстве в рамках единого структурного яруса. На базе указанных принципов были выделены СФК Байкальской горной области: раннеархейские (лилоплинтонные),

среднеархейские (перилитоцимитовые и троговые), верхнеархейско-нижнепротерозойские (окраинно-континентальный, метафиолитовый и островодужный), нижнепротерозойские (орогенные), рифейские (тропоные и геосинклинальные).

События, определившие своеобразие геологического строения Байкальской горной области и ее отличие от сопредельных регионов, произошли в верхнем архее-нижнем протерозое. Для этого периода выявлена латеральная палеогеохимическая зональность, выражающаяся в образовании СФК в виде протяженных дугообразных поясов, последовательно сменяющихся в южном направлении: 1) окраинно-континентального редкоземельно-редкометалльного (чуйская, сибьанская толщи), 2) метафиолитового сидерофильного (ндрундуканская, частично - муйская серии) и 3) островодужного андезит-дацит-липаритового геохимически неспециализированного (южная зона развития кыланской подсерии). Указанная палеогеохимическая зональность была унаследована геологическими образованиями последующих эпох. В нижнем протерозое редкоземельно-редкометалльная геохимическая специализация окраинно-континентального пояса трансформировалась в металлогеническую в связи с проявлениями акитканского вулканизма и ирельско-кодарского гранитоидного магматизма.

На ранней стадии существования отдельные рифейские структуры (Олокитская и Котерская) пережили в сокращенном варианте главные этапы становления по типу верхнеархейских зеленокаменных прогибов, что нашло отражение в образовании характерных формационных разновидностей пород (метавулканиты и джеспилиты трогового СФК). Впоследствии произошло прогибание значительной площади Байкальского мегаблока и ее развитие в среднем и верхнем рифее как геосинклинальной области, заложеной на коре салычского профиля.

В пределах региона установлены два крупных цикла гранитообразования (верхнеархейско-нижнепротерозойский и верхнерифейско-фанерозойский), имеющие определенные черты геохимической эволюции, связанные с переходом от геосинклинальных к орогенным типам развития.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА МОНГОЛО-ЗАБАЙГАЛЬСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

Последовательность во времени интрузивных и вулканогенных формаций Монголо-Забайгальского складчатого пояса и сопредельных структур Становой и Байгальской складчатых областей отражена в таблице. Ниже жирной линией показаны магматические формации геосинклинальные, чехлов срединных массивов и раннеорогенные, выше-континентальные орогенные и дейтероорогенные.

Возраст этапов	Селективно-Яблоновая система (Удино-Витинская зона)	Монголо-Забайгальская система; зоны:		Аргунский массив	Становая область
		геосинклинальные	чехлы срединные		
J_3-K	Трахобазальтовая, лавит-гайбобазальтовая (континентальные)				
J_{2-3}	Щелочные субщелочные малые интрузии Трахобазальт-трахипаритовая	Алюкитовая Трахипаритовая	Лейкогранитовая, алюкитовая Диорит-гранодиоритовая, трахипаритовая андезитовая, трахандезитовая		
T_3-J_2	Лейкогранитовая Щелочно-гранитовая Трахобазальт-трахандезит-трахипаритовая	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая Андезит-дицитовая	 Андезитовая		Щелочно-гранитовая Диорит-гранодиоритовая Лавит-лларитовая
T_{1-2}	Трахобазальтовая		Базальт-андезитовая		
G_2-P	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая, лейкогранитовая, монзонит-сyenитовая, щелочно-гранитовая Трахипаритовая Андезитовая	Гранитовая		Гранитовая Габбровая	Диорит-гранодиорит-лейкогранитовая Трахипаритовая Андезитовая
$D-C_1$	Гранит-граносyenитовая Щелочных габброидов и нефелиновых syенитов (вдоль сухих разломов)	Лавит-лларитовая	Габбро-диабазовая Андезит-базальтовая, сиенит-квартофировая	Лавит-лларитовая	Лавит-лларитовая
$V-O$	Гранитовая Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая Габбро-диабазовая Сиенит-квартофировая (нагретых лларитов)	Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая Габбровая		Гранитовая, мигматит-гранитовая Нагретых лларитов	Гранитовая, мигматит-гранитовая Габбровая Лавит-лларитовая
R	Гранитовая Габбро-диабазовая Нагретых лларитов		Лавит-периодитовая Сиенит-диабазовая (нагретых базальтов) Сиенит-квартофировая	Гранитовая Андезит-базальтовая	

Типичные ортогеосинклинальные формации с признаками офиолитовых ассоциаций развиты только в Монголо-Забайкальской системе и особенно характерны для байкальско-каледонского, в меньшей степени — для герцинского этапов ее развития.

Тектономагматические процессы в прилегающих к Монголо-Забайкальской системе кратонизированных структурах (с архейско-кареельской континентальной корой) хорошо сопряжены во времени с этапами развития системы, но принципиально отличаются набором магматических формаций, стилем и глубиной магмообразующих процессов. Байкальский и каледонский этапы развития этих структур характеризуются развитием вулканогенных формаций, типичных для эпикратонных эвгеосинклиналей и чехлов срединных массивов, и завершаются становлением грандиозных интрузий гранитовой и мигматит-гранитовой формаций, обуславливающих дальнейшую кратонизацию этих структур.

Аналогичные тенденции сохранились и для герцинского этапа и мезозойских стадий развития, причем в Монголо-Забайкальской системе гранитоидный магматизм в герцинский этап проявился в основном в геантиклинальных эпикратонных структурах, а типичные орогенные и дейтероорогенные гранитоидные магматические формации в этой системе повсеместно возникли только в юрскую и наиболее полно — в средне-позднеюрскую стадии развития.

Начиная с герцинского этапа, резко обособилась Селенгино-Яблонева система прежде всего широким развитием щелочных фойдитовых (характерных для рифтогенных зон), щелочных и субщелочных гранитоидных формаций. Последние в меньшем масштабе проявились в мезозое в Становой зоне и на Аргунском массиве.

Для мезозоя Селенгино-Яблоневой системы характерно развитие рифтогенной трахибазальт-трахиандезит-трахидипаритовой формации, для остальных структур — орогенных и дейтероорогенных андезитовой, диорит-гранодиоритовой и лейкогранитовой. Селенгино-Яблоневая система, следовательно, развивалась в качественно новом режиме, характеризующимся более глубинными мантийными источниками магматизма. На остальных структурах преобладал коровый магматизм и только в нижнем меду рифтогенный режим с трахибазальтовыми формациями установился повсеместно.

Коровый гранитоидный магматизм являлся преобладающим для большинства этапов (и мезозойского для геосинклинальных зон Мон-

голо-Забайкальской системы) фанерозойского развития рассмотренных структур. Однако в каждом этапе гранитообразования предшествовало внедрение вдоль разломов интрузий габбровой группы формаций либо габброиды присутствовали в первых фазах гранитоидных комплексов (в мезозое). Это обстоятельство свидетельствует о тесной связи ареального корового гранитообразования, столь характерного для фанерозоя Забайкалья, с глубинными мантийными процессами, обеспечивавшими энергией и компонентами гранитообразование.

Преимущественное размещение гранитоидов в кратонизированных "гранитогнейсовых" структурах подтверждает представления о большей вещественной и энергетической подготовленности этих структур для большеобъемного гранитообразования.

О.А. Дюжиков

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТИЗМА СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Северная окраина Сибирской платформы, отвечающая Нижнеенисейско-Оленекскому металлогеническому поясу, тяготеет к повышено мобильной субширотной зоне Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба и характеризуется отчетливо проявленной латеральной и возрастной зональностью позднепалеозойского-раннемезозойского магматизма и эндогенного рудообразования. Последовательность формирования продуктов магматизма регулируется в пределах металлогенического пояса эволюцией южных фланговых ветвей Енисей-Хатангской рифтогенной системы, а распределение магматитов контролируется ортогональными линеаментами и подчинено нескольким изометричным трансформированным мегаблокам. С запада на восток выделяются Приенисейский, Северо-Тунгусский, Маймеча-Котуйский, Анабарский, Оленекский мегаблоки фундамента.

Позднепалеозойский-раннемезозойский магматизм севера Сибирской платформы проявился в течение трех крупных этапов, отвечающих определенным фазам рифтогенного режима. Рассматривая субши-

ротный латеральный ряд магмопроявлений и хронологическую последовательность формирования различных вулканогенных ассоциаций, можно установить следующий генерализованный порядок магматизма.

В течение первого дрифтового этапа сформированы щелочно-базитовые ассоциации в Приенисейском мегаблоке и устанавливаются первые вспышки щелочно-гипербазитового магматизма – в Маймеча-Котуйском. Затем эти проявления сменяются базитовыми и гипербазит-базитовыми ассоциациями Приенисейского мегаблока.

Второй этап сосредоточенного рифтогенеза ознаменован формированием существенно базитовых пород, подчиненную роль играют щелочно-базитовые, гипербазит-базитовые (Приенисейский и Северо-Тунгусский мегаблоки) и получают развитие щелочно-гипербазитовые (Маймеча-Котуйский мегаблок) образования.

Начальные стадии третьего собственно рифтового этапа, характеризуются существенно базитовым магматизмом с локальным проявлением щелочно-базитового, щелочного гипербазит-базитового, постепенно смещающегося в восточном направлении. В Маймеча-Котуйском мегаблоке большие масштабы приобретает щелочно-гипербазитовый магматизм, устанавливаемый также в Северо-Тунгусском (Каменская провинция). Массовый базитовый (типичный траштовый) магматизм фазы рассредоточенного рифтогенеза охватывает затем значительную территорию, затухая с запада на восток, где конечные и завершающие стадии третьего этапа представлены щелочно-гипербазитовыми лавами и кольцевыми плутонами. Самые древние (поздне триасовые) кимберлитопоявления, фиксируемые после завершения траштового и сопряженного магматизма, установлены в пределах трассы Байкало-Таймырского линейного Далайхинское и Харамайское поля. Наибольшее же количество кимберлитовых трубок поздне триасового-раннемелового возраста известно в пределах Анабарского и Оленекского мегаблоков.

Отмечая сквозной характер типичного траштового магматизма, следует подчеркнуть, что аномальные продукты вулканизма с повышенной щелочностью или магнезиальностью составляют весьма незначительную долю общего объема магматитов. Вместе с тем, они фиксируют особенности рифтогенного режима и пульсирующий характер глубинных движений в пределах активизированных мегаблоков севера Сибирской платформы.

Устанавливаемое изменение профиля магматизма согласуется с глубинным строением рассматриваемого пояса. В западной части (Приенисейский и Северо-Тунгусский мегаблоки) фиксируется повышенная мощность земной коры, резко сокращающаяся к востоку (Маймеча-Котуйский, Анабарский мегаблоки), но с увеличением мощности "базальтового" слоя и довольно резким, скачкообразным утонением "гранитогнейсовой" оболочки.

И.В.Гордиенко

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ПАЛЕЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Формационный анализ – один из основных методов установления общих закономерностей развития магматизма в тектонических структурах Земли. Задачами такого анализа является систематика магматических сообществ различного ранга и различного положения в тектономагматической истории региона, т.е. выявление устойчивых их сочетаний в пространстве и во времени. Важнейшим условием подобной систематики должно быть соответствие выделенных подразделений тем реальным магматическим сообществам и их соотношениям, которые в действительности наблюдаются и закономерно повторяются в природе.

Формационное расчленение палеозойского магматизма северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Восточный Саян, Забайкалье, Северная Монголия) базируется на двух главнейших признаках: во-первых, на вещественном составе вулканических и плутонических комплексов пород и, во-вторых, на тектоническом их положении в различных структурно-формационных зонах длительно развивавшихся складчатых систем Центрально-Азиатского складчатого пояса, т.е. в основу формационного анализа положены независимые структурно-вещественные факторы, а группировка (классификация) формаций производится по стадиям (этапам) тектонического развития.

В формационном анализе важное место имеет выделение индикаторных магматических формаций. Так, для венд-раннепалеозойского этапа развития рассматриваемого региона индикаторными формациями являются офиолитовые, островодужные ассоциации и формации гранитоидов толеитового и андезитового рядов. Свои специфические индикаторные формации (дифференцированные, бимодальные, агпайтовые, щелочные и др.) имеют области средне- и верхнепалеозойской тектономагматической активизации. Изучение возрастных и латеральных рядов магматических формаций позволило проследить эволюцию магматизма палеозойд складчатого обрамления юга Сибирской платформы и выявить геодинамические обстановки его формирования.

Установлено, что флюидный режим, обусловивший венд-нижнепалеозойский офиолитовый и гранитоидный магматизм, формировался по механизму, где процессы паратексиса в мантии при возникновении офиолитов сменились мантийным анатексисом, переходящим при образовании авто- и аллохтонных гранитоидов в коровый анатексис и флюидный синтексис. Формирование средне- и верхнепалеозойских вулканоплутонических поясов на активной континентальной окраине происходило преимущественно по модели флюидного синтексиса.

Расчленение магматизма на формационной основе имеет большое значение не только для выявления общей эволюции магматизма и создания региональных геодинамических моделей, оно необходимо для металлогенического анализа и прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

В.В.Ярмолик

ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Эволюция позднепалеозойского магматизма в Центральной Азии определялась обстановками активных континентальных окраин и континентального рифтогенеза при субдукции океанической плиты Палеотетиса со срединно-океаническим хребтом под Северо-Азиатский континент. Каждой из этих обстановок соответствует свой комплекс магматических образований, слагающий крупные магматические об-

ласти со специфической структурой и последовательностью магматических проявлений.

Обстановку активной континентальной окраины представляют известково-щелочные магматические образования. Они группируются в форме крупного широтно вытянутого ареала шириной около 750 км, протянувшегося в южной части позднепалеозойского Северо-Азиатского континента вдоль его границы с позднегерцинским Палеотетисом. Развитие магматизма на активной окраине протекало в форме последовательного проникновения области его проявления в глубь континента. Оно началось в конце раннего — среднем карбоне с образования в южной части ареала Южно-Монгольского вулканического пояса, сложенного главным образом дифференцированными гомодромно построенными андезитобазальт-андезит-дацит-риолитовыми вулканическими сериями и комагматичными им диорит-гранодиорит-гранитными интрузиями. В поперечном сечении вулканического пояса в глубь континента отмечается рост общей щелочности пород, в особенности K_2O , отвечающий древней зоне субдукции, погружавшейся под углом 45° под континент.

В ранней перми известково-щелочная магматическая деятельность сместилась в глубь континента, охватив территорию Центральной и Северной Монголии, в результате чего возникли Центрально- и Северо-Монгольский вулканические пояса и заключенный между ними хангайский батолит. В строении вулканических полей преобладают развитые примерно в равных количествах андезиты и дациты и риолитодациты нормального и субщелочного рядов, обычно расположенные в вулканических разрезах в гомодромной последовательности. Ассоциирующие с ними плутонические породы характеризуются близкими спектрами составов, однако преобладают кислые разновидности. Хангайский батолит сложен породами гранодиорит-гранитовой и гранит-лейкогранитовой формаций. В распределении пород по площади раннепермского ареала отмечается возрастание доли пород субщелочного ряда к северу, что обусловило их доминирующее распространение в Северо-Монгольском вулканическом поясе.

Рифтогенный магматизм связан с системой протяженных рифтовых зон, формирование которых, так же как и развитие известково-щелочного магматизма, происходило в последовательности с юга на север, поэтому в областях своего проявления он следовал за прекращением известково-щелочной деятельности. Рифтогенез начался в

позднем карбоне – ранней перми в Южной Монголии, в конце ранней перми переместился в Центральную Монголию, а в поздней перми протекал в Северной Монголии. Рифтогенные магматические комплексы представлены бимодальными базальт–трахириолит–щелочно-риолитовыми ассоциациями с соотношением основных и кислых пород 2:1 и тесно связанными с ними массивами щелочных гранитов и сиенитов. В строении рифтовой системы отмечаются вариации составов, выраженные прежде всего в смене преобладающих в Южной Монголии комендитов и щелочных гранитов менее кремнекислыми пантеллеритами и щелочными сиенитами в Северной Монголии.

В ряде мест после формирования рифтогенных комплексов возникли отдельные проявления известково-щелочных гранитоидов, отвечающих продолжению коллизии Северо-Азиатского материала и океанической плиты Палеотетиса и восстановлению обстановки регионального сжатия.

Г.Б.Левашев, А.Г.Волосов, Ф.Г.Федчин, В.И.Рыбалко,
А.Г.Куличенко, Н.Н.Семенова, Т.К.Прищепа

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СКЛАДЧАТО-ГЛЫБОВЫХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО ТИПА

Мезо-кайнозойские складчато-глыбовые пояса – важнейший структурный элемент внешней зоны северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса (ТТП). В отличие от тектономагматических систем (ТМС) внутренней зоны, представленной специфическими структурами вулканических дуг, формирующимися в зоне взаимодействия континентальных и океанических плит, ТМС внешней зоны ТТП образованы как внутриконтинентальные структуры, связанные с активизацией и переработкой (в зонах растяжения и глыбовых деформаций) древней коры окраины Востока Азии.

Внутриматериковое положение мз-кз складчато-глыбовых поясов и совмещенных с ними ТМС указывает на существенные отличия восточно-азиатского магматизма от магматизма андийского и невадийского типов, развивавшихся на сочленении океанических и кон-

тинентальных плит. Столь же очевидны различия и в структурном положении магматических поясов внешней и внутренней зоны ТИП, что указывает на малую вероятность выявления полного спектра формаций островодужного типа (их палеаналогов) во внутриконтинентальных областях Азии.

Внутриконтинентальные складчато-глыбовые пояса восточно-азиатского типа формировались на древнем кристаллическом основании, которое на раннем этапе их заложения подверглось деструкции по сложной системе рифтов, разделявших крупные литосферные блоки. Магматические формации ультрамафитового и базальтоидного ряда, сформированные в период растяжения коры, наряду с блоками гранитной коры, являлись фундаментом на котором в последующий период орогенического сжатия развивались сложные формации калиево-фемического и калиевого типа. Картина контрастного совмещения генетически разнородных формаций в пределах единых структурных линеаментов еще более усложнялась этапами дейтероорогенной (резонансной) их перестройки.

Среди складчато-глыбовых поясов (СТП) восточно-азиатского типа выделяются структуры симметричного и асимметричного строения. Первые представлены Сихотэ-Алиньским поясом, где зона альпийских складчатых деформаций приурочена к области раздела жестких структур Амурского (Ханкайский массив) и Нипшонского (Прибрежное поднятие) геоблоков. Пояса асимметричного строения (Монголо-Охотский, Охотско-Чукотский) развиты в основном на сочленении поднятых (Алданский, Колымский) и опущенных (Охотоморский) геоблоков.

Наличие блоков-фрагментов, сложенных пермскими вулканитами нижней молассы, свидетельствует об определенной преемственности в развитии структур альпийского складчато-глыбового пояса Сихотэ-Алинь, т.е. заложение характерных для него меридиональных ТМС начиналось с верхнего палеозоя.

Вулканогенные формации (трахириолитовая, лейкобазальтовая, латитовая - ?) D и C, развитые в южном обрамлении Ханкайского блока, входили в систему широтных тектономагматических структур монголо-охотского типа.

В процессе альпийской деструкции континентальных структур блоки пермских вулканитов, очевидно, подверглись повторному плавлению в зонах глубокого их погружения. Регенерированные (ма-

астрихт-палеоценовые) вулканогенные формации выделяются на региональном фоне резко возрастающей калиевостью (5 %) и дефицитом Na (1-2 %) в ультракислых породах.

В.И.Сухов

МЕГАЦИКЛЫ В ЭВОЛЮЦИИ ДОКЕМБРИЙСКОГО И ФАНЕРОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА КИТА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

В эволюции магматизма кита Дальнего Востока выделен последовательный ряд мегациклов, отражающих важнейшие перестройки структуры региона. Мегациклы подразделены на тектономагматические, характеризующиеся своими особенностями проявления, строения и состава формировавшихся в их продолжение магматических комплексов.

Архейский мегацикл характеризуется формированием земной коры протоконтинентального типа, при котором в продолжение двух тектономагматических циклов колоссальное развитие получил инъективный магматизм - на ранних стадиях циклов доскладчатый гипербазит-базитовый, на поздних ультраметагенно-анатектитовый гранитоидный складчатый (Алданский щит, область Становика-Джуджур, Буреинский массив).

Ранне-позднепротерозойский мегацикл, выраженный тремя циклами магматизма, знаменует собой первые проявления процессов тектономагматической активизации протоконтинентальной коры: впервые возникли глубинные разломы, контролировавшие размещение базитовых и гипербазитовых комплексов, впервые формируются типично интрузивные многофазные гранитоидные комплексы, впервые проявились центрально-вольцевые формы магматизма (область Становика, Идомо-Майский перикратонный прогиб).

Позднепротерозойско-раннемеловой мегацикл отвечает геосинклинальной истории региона, в продолжение которой многократное, циклическое развитие получил эвгеосинклинальный вулканизм, базитовый и весьма ограниченно гранитоидный плутонизм (Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская геосинклинальные системы).

Следующие три мегацикла – среднепротерозойско-триасовый, прско-раннепалеогеновый и зоцен-раннеантропогенный отличаются развитием активизационных процессов. В зависимости от роли этих процессов в формировании земной коры первый из мегациклов именуется активизационно-стабилизирующим, второй – активизационно-орогенным и третий – активизационно-дезинтеграционным.

Активизационно-стабилизирующий мегацикл выражен крупнообъемным гранитоидным плутонизмом, развивавшимся в продолжение двух циклов. Результатом этого плутонизма явилась стабилизация крупного блока литосферы – на месте геосинклинально-складчатой области оформился срединный массив с континентальным типом коры (Буреинский массив).

Активизационно-орогенный мегацикл поэтапно охватил огромные территории Дальнего Востока, проявлен формированием автономных региональных по масштабам тектономагматических систем, объединяющих структуры сводового и поясового типов. Характерна пространственная направленность активных тектономагматических процессов: миграция их от внутренних частей континента в сторону океана, циклично-"ступенчатое" развитие магматизма, при котором поздний тектономагматический цикл предыдущего этапа активизации выступает в роли начального в следующем пространственно смещенном к востоку этапе.

Активизационно-дезинтеграционный мегацикл характеризуется преобладающими напряжениями растяжения земной коры, развитием вдоль глубинных разломов базальтоидного вулканизма, дезинтеграцией ранее созданных тектономагматических сводов и проникновением в их пределы базальтоидного вулканизма, образованием кайнозойских молассоидных прогибов, в том числе рифтообразованных.

П. П. Лычагин

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПАЛЕОПРОВИНЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Понятие "петрографические провинции" (Д. Дзадз, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Дж. Ирдли) отвечает областям, характеризующимся определенным набором взаимосвязанных магматических образований.

Использование этого термина возможно только для территорий, на которых развиты изверженные породы одного магматического цикла. В областях полициклического развития совмещены разностадийные комплексы различной формационной принадлежности. Выделение петрографических провинций в таких регионах отражает усредненную статичную картину магматизма.

С целью создания графической латерально-эволюционной модели развития магматизма Северо-Востока СССР была предпринята попытка составления схем петрографических палеопровинций для пяти возрастных "срезов" неогена (исключая кайнозой). "Толщина" срезов и их положение в геохронологической шкале диктовались существованием определенных этапов развития магматизма. Анализ этих схем привел к выводам о возможности выделения следующих палеопровинций (с указанием свойственных им формаций) – поздний докембрий – ранний палеозой: Верхояно-Чукотская базальтоидная (спорадически распространенные базальтовая, базальт-риолитовая, пикрит-диабазовая и Индигиро-Корякская натриево-базальтоидная (натриевых базальтов); средний палеозой: Верхояно-Чукотская трахибазальтовая (трахибазальтовая, диабазовая?), Индигиро-Корякская натриево-базальтоидная (натриевых базальтов и натриевых базальтов-риолитов), Алазейско-Еропольская андезитобазальтовая (андезит-базальтовая и базальт-андезит-риолитовая), Омолонская и Охотская андезит-риолит-гранитоидные (трахириолитовая, андезит-риолитовая, риолит-базальтовая, диорит-гранодиоритовая); поздний палеозой: Верхояно-Чукотская базитовая (спорадически распространенные диабазовая, пикрит-диабазовая, базальтовая), Индигиро-Корякская базальтоидная (натриевых базальтов – риолитов, базальт-андезит-риолитовая); триас – средняя яра: Верхояно-Чукотская базитовая (диабазовая и базальтовая), Циркумомо-лонская андезитовая (базальт-андезитовая и андезитовая), Омолонская щелочно-базитовая; поздняя яра – мел: Верхояно-Чукотская гранитоидная (гранитная и гранодиорит-гранитная), Охотско-Омолонско-Чукотская андезит-риолит-гранитоидная (риолитовая, андезитовая, андезитобазальтовая, диорит-гранодиоритовая), Корякская базальтоидная (натриевых базальтов и натриевых базальтов – риолитов).

Расположение петрографических провинций до позднего мезозоя демонстрирует зональность магматизма относительно эвгео-

синклиналей в "базальтовые" эпохи (векд - ранний палеозой и поздний палеозой) и относительно срединных массивов - в "андезитовые" (средний палеозой и ранний мезозой). В позднем мезозое картина магматизма имеет перипацифический характер.

По особенностям эволюции магматизма в пределах Северо-Востока различается две группы тектонических элементов. Первая, объединяющая эв- и миогеосинклинальные структуры, характеризовалась гомодромной последовательностью изменения состава изверженных пород: от базитовых формаций через андезитовые к гранитоидным. Различия этих двух типов структур состоят в несопоставимости масштабов проявлений магматизма, а также в более калиевом характере всех изверженных пород и существенно гранитном составе продуктов позднемезозойской стадии в миогеосинклиналях, тогда как в эвгеосинклиналях распространены диорит-гранодиоритовые интрузивы. Вторая группа структур объединяет срединные массивы, в пределах которых имело место два гомодромных цикла.

- Абдуллаев Р.Н. I42
 Абдурахманов А.И. 81
 Абубакиров И.К. I51
 Аверкиева Т.И. I65
 Агамалян В.А. I44
 Агеева С.Т. 90
 Акрамов М.Б. I51, I52
 Аксаментова Н.В. I29
 Алабин Л.В. I62
 Алексеева Л.К. 10
 Алиев И.А. I45
 Альмухамедов А.И. I23
 Аношин Г.Н. 83
 Антипин В.С. I9, 83
 Анфилогов В.Н. 36, 52
 Анфилогова Г.И. 52
 Апухтина Н.Н. II9
 Арискин А.А. 54
 Архипова А.А. I29
 Ахвердиев А.Т. I45
 Бабаходжаев С.М. I51, I52
 Бакуменко И.Т. 48
 Баратов Р.Б. I52
 Бармина Г.С. 54
 Батиева И.Д. I26
 Бельков И.В. I26
 Биркис А.П. 71
 Бобылев И.Б. 52
 Богатиков О.А. 70
 Богданов Н.А. 76
 Богданов Ю.А. I23
 Богданова С.В. I35
 Богдецкий В.Н. I51
 Богнибов В.И. 92
 Боконбаев К.Д. I51
 Болотов В.И. I26
 Боркош М. 28
 Бродская Р.Л. 60
 Бутурлинов Н.В. III
 Бухбиндер Г.В. 62
 Вахрушев В.А. 50
 Великославинский Д.А. 71
 Ветрин В.Р. I26
 Виноградов А.Н. I26
 Виноградова Г.В. I26
 Волосов А.Г. I74
 Волчков А.Г. 90
 Волынец О.Н. 83
 Гельман М.Л. 32
 Генштафт Ю.С. II3
 Герасимова И.А. I58
 Гладков Н.Г. 78
 Голубев А.И. I28
 Гордиенко И.В. I71
 Горегляд А.В. II8
 Далимов Т.Н. I51, I55
 Дарбашян Р.Т. I44
 Дмитриев Л.В. I5
 Додин Д.А.
 Докучаева В.С. I26
 Доржнамцаа Д. 64
 Дубровский М.И. I26
 Дук Г.Г. 85
 Дымкин А.М. 52
 Дьярмати П. 28
 Джигов О.А. I69
 Егоров О.Н. 35
 Ермаков В. 28
 Ефимов А.А. 73
 Ефимов М.М. I26
 Ефремова С.В. I21
 Земин С.С. I8

- Золотухин В.В. 106
 Зоненшайн Л.П. 123
 Изох А.Э. 92
 Израилева Р.М. 153
 Ильин В.Ф. 140
 Ионов Д.А. 100
 Кадик А.А. 56
 Кадиров М.Х. 155
 Казак А.П. 146
 Казарян Г.А. 144
 Калинин А.С. 42
 Калинин Ю.А. 122
 Көпөжинскас В.В. 98
 Көпөжинскас П.К. 76
 Киреев Б.С. 54
 Киркинский В.А. 45
 Киселев А.И. 112
 Коваленко В.И. 100, 118
 Коваль П.В. 109
 Ковач М. 28
 Колесник Ю.Н. 62
 Комаров Ю.В. 12
 Конечны В. 28
 Кононов А.Н. 163
 Кононов Ю.В. 103
 Коптев-Дворников Е.В. 54
 Кораго Е.А. 140
 Короновский Н. 28
 Коротаев М.Ю. 115
 Корсаков О.Д. 124
 Костюхин М.Н. 138
 Котляр И.Н. 38
 Кравцова Е.И. 131
 Кравченко С.М. 49
 Кравченко-Бережной И.Р. 76
 Красивская И.С. 104
 Красов Н.Ф. 48
 Крестин Е.М. 86, 133
 Кривенко А.П. 92
 Ксенофонтов О.К. 149
 Кузнецова И.К. 64
 Кузьмин М.И. 19, 123
 Куличенко А.Г. 174
 Купченко П.Д. 155
 Курбанов Н.К. 88
 Курганьков П.П. 98
 Кустарникова А.А. 151
 Кутюлин В.А. 30
 Күшмурадов О.К. 155
 Лазаренков В.Г. 6
 Лазько Е.Е. 78
 Лапин И.В. 56
 Лапинская Т.А. 135
 Левашев Г.Б. 174
 Левковский Р.З. 131
 Лисицин А.П. 123
 Литвин Ю.А. 40
 Луканин О.А. 56
 Лутков В.С. 151, 152
 Львов Б.К. 146
 Лычагин П.П. 177
 Ляшенко Г.К. 155
 Малик Б.И. 106
 Мамедов М.Н. 145
 Манангов А.В. 66
 Марейчев А.М. 146
 Марченко А.Ф. 29
 Матвеевков В.В. 123
 Матковский О.И. 137
 Махмудов С.А. 145
 Махов В. 28
 Меликсетян Б.М. 144
 Мелконян Р.Л. 144
 Месхи А.М. 158
 Метик В.Н. 165
 Мизин В.И. 138

Милай Т.А. 13
 Мнацаканын А.Х. 144
 Москаленко Ю. 28
 Моторина И.В. 48
 Мусаев А.А. 155
 Мустафаев Г.В. 142
 Мустафаев М.А. 145
 Надь Б. 28
 Найденов И.В. 129
 Негруца Т.Ф. 116
 Никитин Е.А. 129
 Никитин А.М. 115
 Николаев В. 28
 Никольский Н.С. 59
 Ножкин А.Д. 133, 160
 Орлов Д.М. 33
 Охотников В.Н. 138
 Пельц С. 28
 Первов В.А. 16
 Перепелов А.Б. 83
 Петрова И.А. 146
 Пискунов Б.Н. 80
 Подгорных Н.М. 64
 Поляков Г.В. 92
 Попов В.Е. 119
 Попова Л.П. 135
 Попова Н.М. 48
 Постников А.В. 135
 Предовский А.А. 126
 Прищепа Т.К. 174
 Пугин В.А. 37
 Пузанков Ю.М. 75, 83
 Расс И.Т. 49
 Рафиков Я.М. 155
 Родионова Р.И. 81
 Розинов М.И. 5
 Романов В.И. 88
 Руденко В.Е. 165
 Руденко Ю.Л. 165
 Рустамов М.И. 142
 Рыбалко В.И. 95, 174
 Рябчиков И.Д. 100
 Сагалевич А.М. 123
 Салтыковский А.Я. 97
 Сборщиков И.М. 123
 Светов А.П. 128
 Свириденко Л.П. 128
 Семенова Н.Н. 174
 Сидоренко В.В. 131
 Симаков Г.В. 146
 Симонов В.А. 63
 Скрябин В.Ю. 46
 Смагин А.Н. 160
 Смолин П.П. 24
 Смолькин В.Ф. 126
 Соломович Л.И. 151
 Ставров О.Д. 21
 Станкевич Е.К. 22
 Старченко В.В. 167
 Степаненко В.И. 138
 Степченко С.Б. 62
 Стоянов В.В. 124
 Стрик Ю.Н. 8
 Строителев А.Д. 66
 Суханов М.К. 70
 Сухов В.И. 176
 Таджикинов Х.С. 151, 152
 Тимофеева Т.Н. 140
 Туркина О.М. 160
 Федорченко В.И. 81
 Федотов Ж.А. 126
 Федчин Ф.Г. 174
 Филман М.В. 138
 Френкель М.Я. 54
 Фрих-Хар Д.И. 58
 Фролова Т.И. 68

Хамрабаев И.Х. I5I
Харковска А. 28
Хасанов А.Х. I57
Хоренян Р.А. I44
Царева Г.М. II8
Цветков А.А. 3, I6
Цветков А.Я. I49
Чальян М.А. 94
Челищев Н.Ф. 65
Черных Е. 28
Чесноков С.В. I04
Чибухчян З.О. I44
Чупин В.П. 48

Шарков Е.В. 3
Широких В.А. 30
Шкодзинский В.С. 43
Ширалиев А.Б. I45
Шуркин К.А. I3I
Щербаков Н.А. I58
Щербаков Ю.Г. 26
Юбко В.М. I24
Юдаlevич З.А. I5I
Яковлев Д.О. I35
Янев Й. 28
Ярмолик В.В. II8, I72
Ярошевский А.А. 54, I0I

СО Д Е Р Ж А Н И Е

I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА, ЭВОЛЮЦИИ И ПЕТРОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Шарков Е.В., Цветков А.А. Проблема серий магматических горных пород – физико-химические аспекты	3
Розинов М.И. О соотношении понятий серия пород и формация	5
Лазаренков В.Г. О расширении понятийной базы формационного анализа: ряды магматических комплексов и ряды магматических формаций	6
Стрик Ю.Н. Структурно-вещественная модель магматических ассоциаций	8
Алексеева Л.К. Глобальная эволюция магматизма с позиций модельных представлений	10
Комаров Ю.В. Эволюция магматизма и идеи академика Ю.А.Кузнецова об использовании формационного анализа гранитоидов при тектонических построениях	12
Милай Т.А. Особенности размещения, состава и эволюции магматизма, не зависящие от типов структурно-формационных зон	13
Дмитриев Л.В. Магматизм дна океана и вопросы формирования его литосферы	15
Цветков А.А., Первов В.А. Эволюция шохонитового магматизма в истории Земли	16
Зимин С.С. Геохимические семейства парагенезисов формаций магматических пород и руд (на примере областей активизации)	18
Кузьмин М.И., Антипин В.С. Геохимические типы магматических пород различных геодинамических обстановок ..	19
Ставров О.Д. Геохимический метод при формационном анализе гранитов	21
Станкевич Е.К. Ряды гранитоидных формаций в истории развития Средиземноморского подвижного пояса и их связь с эволюцией континентальной коры	22
Смолин П.П. Стехиометрическая система магматитов (SSM)	24

Щербаков Ю.Г. Некоторые черты эволюции земного вещества по данным геохимических стандартов	26
Брмаков В., Москаленко Ю., Махов В., Черных Е., Николаев В., Короновский Н., (СССР), Харьковска А., Янев Й., (НРБ), Дьярмати П., Надь Б. (ВНР), Боркош М., Пельц С., (СРР), Конечны В., Ковач М. (ЧССР). Сравнительная геолого-петрологическая характеристика кайнозойских вулканических формаций Карпато-Балканского региона и островных дуг с использованием математических методов исследований	28
Марченко А.Ф. Петрохимические карты Камчатки	29
Кутюлин В.А., Широких В.А. Петрохимическая классификация вулканических пород	30
Гельман М.Л. Вопросы петрологии в формационном анализе	32
Орлов Д.М. Формационный анализ и петрохимия мафит-ультрамафитовых интрузий (методический и генетический аспекты)	33
Егоров О.Н. Некоторые проблемы магматических формаций вулканических поясов	35
Анфилогов В.Н. Эвтектоидная природа первичных магм и пределы их кристаллизационной дифференциации	36
Путин В.А. "Эклогитовые барьеры" в верхней мантии .	37
Котляр И.Н. Геологические следствия растворения воды в магматических расплавах	38
Литвин Ю.А. Проблема генезиса мантийных магм и горных пород в свете экспериментальных исследований плавления в системе оливин-глинопироксен-гранат-коэсит при 40 кбар	40
Калинин А.С. Плавление базальтовых пород в континентальной литосфере (модель)	42
Шкодзинский В.С. Проблема генезиса кислых и средних магм в свете анализа их фазовой эволюции при подъеме....	43
Киркинский В.А. Новый физико-химический механизм магматической дифференциации	45
Скрябин В.Ю. Конвекционная и инфильтрационная дифференциация гранитного расплава в интрузивной камере ...	46
Бакуменко И.Т., Красов Н.Ф., Моторина И.В., Чупин В.П., Попова Н.М. Петрогенетическая роль кристаллиза-	

ционной дифференциации, смещения и ликвации магм в свете данных термобарогеохимии	48
Расс И.Т., Кравченко С.М. Щелочно-ультраосновная формация – парагенезис двух комагматических серий	49
Вахрушев В.А. Рудная ликвация в магмах земной коры и верхней мантии	50
Дымкин А.М., Бобылев И.Б., Анфилогов В.Н., Анфилогова Г.И. Возможности ликвации магматических расплавов как процесса образования магнетитовых руд	52
Коптев-Дворников Е.В., Арискин А.А., Бармина Г.С., Киреев Б.С., Френкаль М.Я., Ярошевский А.А. Петрология внутрикамерной дифференциации долеритовых силлов трапшовой формации: модель и природа	54
Лалин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А. Влияние окислительно-восстановительного режима на дифференциацию толеитовых и щелочных базальтов и андезитов Исландии	56
Фрих-Хар Д.И. Предкристаллизационная эволюция магматического расплава	58
Никольский Н.С. Типы эндогенных флюидов и их роль в минералообразовании	59
Бродская Р.Л. Термодинамическая и кинетическая интерпретация пространственной структуры горных пород	60
Колесник Ю.Н., Степченко С.Б., Бухбиндер Г.В. Геологическая термобарометрия мантийных перидотитов и проблемы их эволюции	62
Симонов В.А. Температурный режим кристаллизации пород в офиолитах переходной зоны океан-континент	63
Подгорных Н.М., Доржнамжаа Д., Кузнецова И.К. О возможности термометрических реконструкций для древних лав	64
Челищев Н.Ф. Петрогенетическое значение метастабильных состояний минералов	65
Мананков А.В., Строителев А.Д. Перспективы развития технической петрографии и ее связей с петрологией	66
II. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РАЗНЫХ СТРУКТУРНЫХ ТИПОВ ОБЛАСТЕЙ	
Фролова Т.И. Формационный анализ магматических пород океана и его окраин как индикатор эндогенных процессов ..	68

Богатиков О.А., Суханов М.К. Докембрийские анортозиты – эволюция состава и условия образования	70
Великославинский Д.А., Биркис А.П. Сравнительная характеристика докембрийских анортозитсодержащих ассоциаций	71
Ефимов А.А. Природа серии дунит–троктолит: экспериментальное обоснование и значение для проблемы расслоенных интрузий	73
Пузанков Ю.М. Эволюция базитового магматизма Камчатки как отражение геодинамических обстановок на границе океан–континент	75
Богданов Н.А., Кравченко–Бережной И.Р., Кепежинский П.К. Эволюция океанического и островодужного вулканизма западной части Беринговоморского региона	76
Гладков Н.Г., Лазько Е.Е. Основные и ультраосновные породы ложа Филиппинского моря и их палеоаналоги	78
Пискунов Б.Н. Геолого–петрологическая специфика ассоциации вулканических пород островных дуг	80
Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Проблемы петрологии современного островодужного вулканизма	81
Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Антипин В.С., Пузанков Ю.М., Перепелов А.Б. Петрология и геохимия калиевых базальтоидов островных дуг	83
Дук Г.Г. Был ли Центрально–Азиатский палеоокеан в венде– раннем палеозое?	85
Крестин Е.М. Магматические формации архейских зеленокаменных поясов и их металлогения	86
Курбанов Н.К., Романов В.И. Магматические формации терригенных эвгеосинклиналей, особенности их состава и металлогения	88
Агеева С.Т., Волчков А.Г. Латерально–временные ряды геологических и рудных формаций герцинских геосинклинально–складчатых систем западной части Урало–Монгольского пояса	90
Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Габброидные формации западной Монголии и их рудоносность..	92
Чальян М.А. Особенности мезозойских базитовых формаций восточной части Средиземноморского складчатого пояса (по материалам зарубежных территорий)	94

Рыбалко В.И.- Закономерности развития магматизма краевых вулканических поясов	95
Салтыковский А.Я. Щелочно-базальтовый вулканизм как индикатор неоднородности континентальной тектоносферы ...	97
Курганьзов П.П., Кеппелин В.В. Эволюция внутриконтинентального вулканизма в кайнозой Центральной Азии..	98
Коваленко В.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д. Дефлетированная мантия "пиролитового" состава: ксенолиты шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов севера МНР	100
Ярошевский А.А. О природе гранитного вещества континентальной коры с позиций и концентрации геохимического баланса	101
Кононов Ю.В. Нужен ли привнос кремния и кислорода при гранитизации габброидов?	103
Чесноков С.В., Красивская И.С. Проблема первых кислых магматитов в континентальной коре разного возраста ..	104
Золотухин В.В., Малюк Б.И. О роли вещественной неоднородности верхней мантии в генезисе магматических формаций платформ	106
Додин Д.А. Происхождение и эволюция трапловых формаций древних платформ	107
Коваль П.В. Гранитоидные ассоциации и магмы зон внутриплитового орогенезиса (Центральная Азия)	109
Бутурлинов Н.В. Эволюция магматизма внутриплатформенных грабенообразных прогибов	111
Киселев А.И. Формационный подход к вулканизму континентальных рифтовых зон	112
Генштафт Ю.С. Континентальный рифтогенез - его эндогенные режимы и вулканизм	113
Коротаев М.Ю., Никишин А.М. Модель стадийности эндогенных процессов рифтогенных подвижных поясов	115
Негруца Т.Ф. Магматические формации эпохи деструкции эпикархейских континентов	116
Коваленко В.И., Царева Г.М., Ярмолик В.В., Горегляд А.В. Редкометалльный пентеллерит-щелочно-гранитный магматизм Северо-Западной Монголии	118
Попов В.Е., Алухтина Н.Н. Особенности состава и эволюции магматизма и рудоносность долгоживущих интрузивно-дайкиовых поясов докембрия	119

Виремова С.В. Дайковые породы – индикаторы эволюции магматизма и тектонического развития земной коры	I21
Калинин Ю.А. Дайковые комплексы Северо–Востока озерной зоны МНР	I22
Альмухамедов А.И., Богданов Ю.А., Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Лисицин А.П., Матвеевков В.В., Сагалевич А.М., Сборщиков И.М. Вулканизм низкоскоростных спрединговых зон	I23
Юрко В.М., Корсаков О.Д., Стоянов В.В. Типы вулканогенных магматических ассоциаций Тихого океана	I24
Ш. ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИКИ И ТИПИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ НА ОСНОВЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ	
Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В., Дубровский М.И., Вфимов М.М., Смолькин В.Ф., Докучаева В.С., Предовский А.А., Болотов В.И., Федотов Ж.А. Главные черты эволюции магматизма в раннем докембрии северо–восточной части Балтийского щита	I26
Свириденко Л.П., Светов А.П., Голубев А.И. Эволюция магматизма Балтийского щита и его корообразующая роль ..	I28
Аксаментова Н.В., Архипова А.А., Найденов И.В., Никитин Е.А. Раннедокембрийские магматические формации Белоруссии как показатели стадийности формирования континентальной земной коры региона	I29
Левковский Р.З., Кравцова Е.И., Сидоренко В.В., Щуркин К.А. Эволюция магматических формаций раннего докембрия Восточно–Европейской платформы	I31
Крестин Е.М., Ножкин А.Д. Основные закономерности эволюции магматизма в раннем докембрии (на примере КМА)..	I33
Лапинская Т.А., Богданова С.В., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. Эволюция магматизма и петрофизические особенности Волго–Уральской гранулитогнейсовой области	I35
Матковский О.И. Древнейшие магматические формации Мармарошского массива Восточных Карпат	I37
Фишман М.В., Охотников В.Н., Степаненко В.И., Костюхин М.Н., Мизин В.И. Магматические формации Европейского Северо–Востока СССР.....	I38

Кораго Е.А., Тимофеева Т.Н., Ильин В.Ф. Тектоническая позиция и металлогения магматических формаций Новой Земли	I40
Абдуллаев Р.Н., Рустамов М.И., Мустафаев Г.В. Эволюция магматизма в истории развития структурно-формационных зон Азербайджана	I42
Мелконян Р.Л., Агамалян В.А., Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Меликсетян Б.М., Мнацаканян А.Х., Хорениян Р.А., Чибухчян З.О. Закономерности становления магматических формаций Малого Кавказа и некоторые вопросы геодинамики.	I44
Мустафаев М.А., Мамедов М.Н., Махмудов С.А., Алиев И.А., Ширалиев А.Б., Ахвердиев А.Т. Петролого-геохимические особенности магматических формаций Малого Кавказа	I45
Казак А.П., Львов Б.К., Марейчев А.М., Петрова И.А., Симakov Г.В. Плутонические формации в эволюции Уральской геосинклинальной области	I46
Ксенофонтов О.К., Цветков А.Я. Взаимосвязь эндогенных процессов областей разновозрастной консолидации (на примере Урала и Казахстана)	I49
Хамрабаев И.Х., Кустарникова А.А., Далимов Т.Н., Абубакиров И.К., Акрамов М.Б., Бабаходжаев С.М., Богдецкий В.Н., Боконбаев К.Д., Лутков В.С., Соломович Л.И., Таджикинов Х.С., Юдалевич З.А. Карта магматических формаций Средней Азии масштаба 1:5000 000 (основные принципы и методология составления)	I51
Баратов Р.Б., Бабаходжаев С.М., Лутков В.С., Акрамов М.Б., Таджикинов Х.С. Магматические формации Таджикистана и их рудоносность	I52
Израилева Р.М. Магматические формации Киргизии ...	I53
Далимов Т.Н., Кушмурадов О.К., Купченко П.Д., Мусаев А.А., Кадыров М.Х., Ляшенко Г.К., Рафиков Я.М. О двух типах орогенных магматических формаций Тянь-Шаня.	I55
Хасанов А.Х. Магматические и метасоматические формации Зеравшано-Гиссарской области (Южный Тянь-Шань)	I57
Месхи А.М., Щербаков Н.А., Герасимова И.А. Геодинамические и кивильные режимы орогенного магматизма и рудогенеза Средней Азии	I58

Ножкин А.Д., Смагин А.Н., Туркина О.М. Эволюция состава магматических формаций докембрия и активизированных зон фанерозоя юго-западной части Сибирской платформы	I60
Алабин Л.В. Эволюция магматизма в истории становления земной коры Алтае-Саянской складчатой области	I62
Кононов А.Н. Эволюция магматизма запада Алтае-Саянской области	I63
Руденко В.Е., Аверкиева Т.И., Метик В.Н., Руденко Ю.Л. Структурно-формационные комплексы магматических и метаморфических пород докембрия в геологическом развитии Байкальской горной области	I65
Старченко В.В. Эволюция магматизма Монголо-Забайкальского складчатого пояса и сопредельных структур	I67
Джигиков О.А. Геодинамический режим и зональность магматизма севера Сибирской платформы	I69
Гордиенко И.В. Формационный анализ палеозойского магматизма северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	I71
Ярмолюк В.В. Эволюция позднепалеозойского магматизма Центральной Азии	I72
Левашев Г.Б., Волосов А.Г., Федчин Ф.Г., Рыбалко В.И., Куличенко А.Г., Семенова Н.Н., Прищепа Т.К. Магматические формации складчато-глыбовых поясов восточно-азиатского типа	I74
Сухов В.И. Мегациклы в эволюции докембрийского и фанерозойского магматизма юга Дальнего Востока	I76
Лычагин П.П. Петрографические палеопровинции Северо-Востока СССР	I77
Авторский указатель	I80

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Тезисы докладов
УП Всесоюзного
петрографического
совещания

Том I

Ответственный редактор
Анатолий Федорович Белоусов

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А. Довгаль

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 18.04.86. МН 12095.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 12,0. Уч.-изд.л. 11,1.
Тираж 700. Заказ 182. Цена 85 коп.

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