



ПЕТРОЛОГИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Национальный комитет геологов
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXVI сессия

Доклады советских геологов

ПЕТРОЛОГИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·
Москва 1980



3264

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
National Committee of Geologists of the Soviet Union

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS
XXVI session

PETROLOGY

Редакционная коллегия:

О. А. Богатиков (ответственный редактор), В. А. Жариков,
В. А. Кононова, В. Л. Масайтис, В. П. Петров,
В. С. Соболев

Editorial board:

O. A. Bogatikov (responsible editor), V. A. Zharikov,
V. A. Kononova, V. L. Masaitis, V. P. Petrov,
V. S. Sobolev

*О. А. БОГАТИКОВ, А. М. БОРСУК, Ю. И. ДМИТРИЕВ,
В. И. КОВАЛЕНКО, И. Д. РЯБЧИКОВ*

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Магматизм является ведущим процессом вещественной эволюции литосферы Земли. Расчеты показывают, что в ходе геологической истории вулканы могли вывести на земную поверхность, даже при современных темпах извержений, количество вещества, сопоставимое с объемом земной коры [13]. Роль магматизма была определяющей при формировании первичной коры нашей планеты, когда, как это предполагается из данных по петрологии лунных пород, происходило плавление и дифференциация всей внешней оболочки Земли [4, 8]. Несравненно более значительный по сравнению с Луной энергетический потенциал Земли обусловил и более быструю, глубокую и длительную дифференциацию вещества Земли. Поэтому известные среди докембрийских формаций земные временные аналоги лунных пород («серые гнейсы» и др.) находятся на более поздней стадии вещественной эволюции планет земной группы.

Эволюция магматизма в истории Земли в разной степени рассматривалась многими исследователями [16, 25]. Большинство из предложенных схем такой эволюции, однако, свойственна ограниченность рамками фанерозоя во времени, континентами в пространстве и Землей как единственной геологически изученной планетой. Накопленный к настоящему времени материал по изверженным породам глубокого докембрия Земли, Мирового океана и Луны позволяет подойти к рассмотрению эволюции магматизма в глобальном масштабе и с позиции сравнительной планетологии. В настоящей статье анализируются в основном качественные аспекты магматической эволюции в наиболее крупные стадии развития Земли.

Вещественная эволюция магматизма рассмотрена на основе формационного анализа с выделением главных петрохимических серий: толеитовой, известково-щелочной, щелочной, а также отдельной группы ультраосновных пород (рис. 1, см. вкл.). Диагностические признаки для отнесения магматических пород к той или иной петрохимической серии опубликованы [1, 27]. Принадлежность магматических формаций к определенной петрохимической серии определялась статистически.

В истории Земли выделяются следующие стадии тектоно-магматической эволюции (рис. 1), границы которых соответствуют также статистически обоснованным датировкам всепланетных геологических событий

[14, 19, 20, 25]: 1) «лунная» (первичной коры) — больше 3,5 млрд. лет; 2) нуклеарная — 3,5—2,5 млрд. лет; 3) кратонная — 2,5—1,5 млрд. лет; 4) континентальная — 1,5—0,25 млрд. лет; 5) континентально-океаническая — меньше 0,25 млрд. лет.

1. «Лунная» стадия или стадия первичной коры с возрастом 3,5 млрд. лет, представлена породами. Эти породы (некоторые анортозиты), наиболее древние «серые гнейсы», породы зеленокаменных поясов) существенно отличаются от близких по возрасту пород Луны, но можно предположить, что в более ранние эпохи «лунной» стадии во внешней оболочке Земли формировались магматические породы, близкие к обнаруженным на Луне [2]. С этих позиций заслуживают внимания представления об андезито-анортозитовой первичной коре Земли [20].

Трудность выявления настоящих «лунных» пород на Земле, возможно, обусловлена не только более глубокой по сравнению с Луной вещественной эволюцией Земли, но и глобально проявленным интенсивным метаморфизмом пород первичной коры на рубеже 3,5 млрд. лет. Тип магматизма «лунной» стадии может быть определен как примитивный базальтовый.

2. Нуклеарная, по Е. В. Павловскому и другим [14], стадия завершается на рубеже 2,5 млрд. лет, когда, по Дж. Энгелю [25], началось интенсивное образование протоконтинентов (рис. 1). Иногда верхнюю возрастную границу стадии определяют в 2 млрд. лет. К этому времени формирование основной массы протоконтинентов уже закончилось. Характерными особенностями нуклеарной стадии эволюции Земли является андезит-базальтовый в целом характер магматизма с максимальным развитием коматитовых формаций, роль которых постепенно снижается к концу стадии. Среди магматических формаций нуклеарной стадии представлены также плутонические ультраосновные породы, преимущественно толентовые (метаморфизованные в фации зеленых сланцев) вулканы и кислые породы гранито-гнейсовой («серые гнейсы»), мигматитовой и чарнокитовой групп формаций. Появляются первые формации гранитов-рапакиви, но надежная оценка распространенности пород известково-щелочной серии среди магматических формаций нуклеарной стадии затруднена.

Среди кислых пород преобладают плагииграниты, которые отличаются от фанерозойских плагиигранитов более высокими содержаниями глинозема, магния, натрия, стронция, никеля, ванадия, хрома и пониженными концентрациями Mn, K, Ba, Pb, Th и U [12].

Толентовые метавулканы нуклеарной стадии также отличаются от сходных по составу современных пород накоплением стронция в кислых дифференциатах [12].

В структурном отношении формации, образовавшиеся в ходе коматит-базитового магматизма нуклеарной стадии, связаны с зеленокаменными поясами и щитами древних платформ с многочисленными гранито-гнейсовыми куполами. Являются ли зеленокаменные пояса самыми древними сохранившимися геологическими образованиями Земли [14] или к этой категории относятся гранито-гнейсовые купола [21], пока не ясно. Метаморфизм зеленокаменных поясов — на уровне фации зеленых сланцев.

С коматиит-базитовым магматизмом нуклеарной стадии эволюции Земли связаны крупнейшие месторождения золота, никеля и меди [18].

3. Кратонная стадия (2,5—1,5 млрд. лет) характеризуется окончательным формированием протоконтинентов (ядер древних платформ). Мощность континентальной коры в эту стадию достигает 40 км, а площадь континентов по сравнению с нуклеарной стадией увеличивается более чем в 2 раза [18, 25]. Главной особенностью кратонной стадии является массовое образование магматических формаций, слагающих сиалическую часть первичной континентальной коры, что позволяет также назвать ее стадией первичного сиалического магматизма.

Продолжается формирование магматических формаций, отмеченных для нуклеарной стадии, однако роль коматиитов резко снижается при отчетливом возрастании удельного веса таких формаций, как гранито-гнейсовая, мигматитовая, чарнокитовая, анортзитовая, гранулитовая, гранитов-рапакиви. Повышается роль калиевых мигматитов по сравнению с натриевыми. В породах континентов увеличиваются концентрации K, U, Th, Pb, Ba, ^{87}Sr , и ^{206}Pb [25]. Характерной особенностью стадии является образование первых формаций траппов и щелочных гранитов (кейвские граниты Кольского полуострова).

Степень метаморфизма пород кратонной стадии с первичным сиалическим магматизмом повышается до амфиболитовой.

К концу стадии формируется 90% всех существующих в настоящее время сиалических пород [7]. Магматические формации кратонной стадии связаны не только с зеленокаменными поясами и кристаллическими щитами, но и со складчатыми поясами и зонами тектоно-магматической активизации [12].

Первично-сиалическая стадия эволюции магматизма Земли знаменуется массовым образованием урановых месторождений [18].

4. Континентальная стадия (1,5—0,25 млрд. лет) характеризуется формированием складчатых поясов и зон тектоно-магматической активизации. Наиболее типичной особенностью континентальной стадии является многообразие связанных с нею магматических формаций, и в петрологическом отношении эту стадию можно назвать стадией дифференцированного магматизма (рис. 1).

Широко представлены формации складчатых поясов и зон тектоно-магматической активизации: дунит-гарцбургитовая, спилит-диабазовая, кварц-кератофировая, габбро-плагιοгранитная и другие (рис. 1). Массовым распространением пользуются магматические формации известково-щелочной серии (габбро-гранитная, базальт-липаритовая, андезитовая, гранодиорит-гранитная, лейкогранитная), которые характерны для регионов со зрелой континентальной корой. Типоморфными формациями континентальной стадии с дифференцированным магматизмом можно считать формации литий-фтористых гранитов и онгонитов [9], первые проявления которых, видимо, имеют возраст 1568 млн. лет и обнаружены в Финляндии [26], а также различных щелочных пород.

Метаморфизм в породах стадии проявлен более локально по сравнению с более ранними стадиями, но отличается присутствием среди палеозойских формаций пород глаукофановой фации [25]. В эту стадию

меняется структурный план проявления магматизма: с площадного в более ранние стадии на линейно-поясовую.

5. Континентально-океаническая стадия, по В. Е. Хаину [19], охватывает период от рубежа 250 млн. лет и до настоящего времени. На этом этапе геологической истории произошел распад Гондваны, образование современных континентов, Атлантического и Индийского океанов. Магматизм приобретает отчетливо дифференциальный¹ характер — континентальный и океанический.

В океанских сегментах литосферы Земли отчетливо преобладают магматические формации толеитовой серии (базальтовая срединных океанических хребтов, базальтовая островов, базальтовая островных дуг). Представлены также известково-щелочные островодужные формации и щелочно-базальтовые формации океанических островов.

На континентах развиты формации ультраосновных пород, спилит-диабазовая, кварц-кератофировая, габбро-плагногранитная, габбро-гранитная, базальт-липаритовая, андезитовая, гранодиорит-гранитная, литий-фтористых гранитов и онгонитов, ультраосновная-щелочная, кимберлитовая, щелочно-базальтовая, трахиандезитовая, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, щелочных гранитов (рис. 1).

Актуалистический подход к проблеме условий становления магматических формаций, который в настоящее время широко применяется в ряде геологических и тектонических работ, оказывается наиболее обоснованным и эффективным в применении к формациям континентально-океанической стадии эволюции Земли с дифференциальным магматизмом [7, 28]. Например, при сопоставлении магматических формаций мезозоя Монголо-Охотского пояса с кайнозойскими формациями западной части Северо-Американского континента удалось показать, что тектономагматическая зональность и вещественный состав магматических формаций этих регионов сходен. Сходство это, вероятно, обусловлено развитием магматизма в одинаковом геодинамическом режиме активной континентальной окраины [7, 10]. Аналогичный сравнительный геологопетрологический анализ позволяет установить близость ниже-среднеюрских магматических формаций отдельных структурно-формационных зон Большого Кавказа магматическим формациям современных островных дуг или окраинных морей [3].

Конечно, не всегда такие аналогии являются правомерными, и для их обоснования требуется очень тщательная и квалифицированная работа по вещественной и хронологической корреляции конкретных магматических формаций. Здесь уместно отметить, что существует точка зрения о преобладании сиалической коры в пределах современных континентов по крайней мере в течение фанерозоя. С этих позиций зоны распространения базит гипербазитовых формаций внутри континентов (эвгеосинклиналильные зоны) рассматриваются не как реликты коры настоящих крупных океанов, а как вещество глубоких частей литосферы, выжатое вверх вдоль относительно нешироких по сравнению

¹ Следует различать дифференциальный характер магматизма, определяющий резкое различие его в океанах и на континентах, от дифференцированного выражающегося в многообразии магматических формаций.

с океанами зон раздвига континентальных блоков типа современных рифтов. Следует подчеркнуть, что магматизм связан не только с горизонтальными движениями литосферных плит. Несомненно, существуют и вертикальные перемещения, особенно внутри плит [5], в частности, очень убедительно доказано вертикальное опускание дна западной части Средиземного моря. Мощные внутриплатформенные проявления траппового магматизма также происходят на фоне вертикальных тектонических движений [6].

Наименее разработанным аспектом проблемы эволюции магматизма Земли во времени является вопрос об эволюции состава последовательно образующихся однотипных формаций.

В целом для вулканизма в интервале от верхней юры до настоящего времени А. Б. Роновым, В. Е. Хаиным, А. Н. Балуховским [15] отмечено широкое развитие вулканических процессов на нашей планете в верхнем мелу, повышение интенсивности вулканических извержений в нижнем мелу на континентах и в верхнем неогене в океанах, существенно более высокая распространенность (на два порядка) толеитовых базальтов в океанах и на континентах по сравнению с распространенностью средних и кислых вулканитов орогенных и островодужных формаций, а также щелочных базальтов.

Преобладание вулканитов над интрузивными породами, по-видимому, характерно для современного этапа континентально-океанической стадии, среди интрузивных же континентальных пород преобладают диориты, гранодиориты и граниты [25]. Например, для раннего мезозоя Монголо-Охотского пояса соотношение площадей выходов габбродиоритов, гранодиорит-гранитов, лейкогранитов и пород повышенной щелочности составляет 2,5 : 30,4 : 54,1 : 13,0 [22].

Сравнительный анализ данных о характере и условиях образования формаций изверженных пород на различных этапах развития Земли позволяет сделать следующие основные выводы о закономерностях эволюции магматизма в ходе геологической истории.

а. От ранних стадий магматической эволюции к поздним сокращается, вплоть до полного исчезновения, распространение формаций коматиитов, чарнокитов, анортозитов (автономных), гранито-гнейсов и мигматитов.

б. Плагииграниты ранних стадий эволюции сменяются все более калиевыми гранитами поздних стадий, с ростом дисперсии в более молодых гранитоидах отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

в. Формации щелочных пород, литий-фтористых гранитов и онгонитов появляются только начиная с кратонной стадии первично-сиалического магматизма.

г. Роль толеитовых магматических пород уменьшается на поздних стадиях магматической эволюции за счет увеличения распространенности формаций известково-щелочной серии.

д. Площадной магматизм ранних стадий эволюции сменяется магматизмом линейного характера.

е. Относительно непрерывный по времени магматизм ранних стадий сменяется пульсирующим, дискретным магматизмом поздних стадий.

В целом ведущей тенденцией эволюции магматизма в истории Земли является смена примитивного коматиит-базитового магматизма глубоко

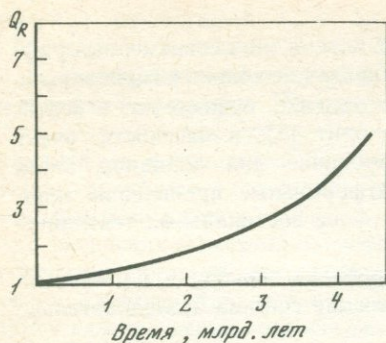


Рис. 2. Отношение скорости выделения радиогенного тепла в прошлом к наблюдаемому в настоящее время, рассчитанное для состава Земли, отвечающего углистым хондритам типа Ортей

дифференцированным в вещественном отношении магматизмом с последовательным расширением спектров составов магматических пород.

Рассмотрим возможные причины выявленных закономерностей.

Наиболее очевидным и важным фактором, определяющим вариативность магматизма во времени, является изменение теплового режима Земли.

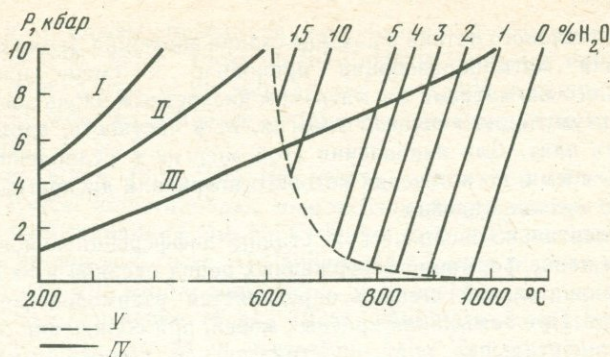
Максимальными запасами тепла наша планета обладала вскоре после образования, когда, по мнению многих исследователей, за счет энергии аккреции, гравитационного уплотнения и радиоактивного распада произошло плавление и дифференциация ее внешней оболочки с образованием первичной коры. Эта кора в силу более контрастного фракционирования вещества под воздействием мощного гравитационного поля Земли, возможно, имела менее основной состав, чем габбро-анортосит-базальтовая кора Луны.

Интенсивные конвекционные потоки в высоконагретом веществе молодой Земли обуславливали быстрый подъем к поверхности мантийных диапиров, высокая степень плавления вещества которых имела следствием образование больших объемов коматиитовых магм в раннем докембрии.

С течением времени в результате диссипации тепла в пространство и уменьшения запасов энергии радиоактивного распада элементов Земля начинает остывать (рис. 2). Если на границе «лунной» и нуклеарной стадий эволюции Земли интенсивность выделения радиогенного тепла почти в 3 раза превышала современный уровень (рис. 2), то на рубеже нуклеарной и кратонной стадий это превышение снижается до двойного, а в континентальную стадию интенсивность поступления радиогенного тепла превосходила современную всего в 1,6 раза.

С уменьшением теплового потока сходит на нет роль ультраосновного вулканизма. Напротив, возрастает удельный вес других магматических формаций, для возникновения магм которых не требуется таких высоких температур, как для коматиитовых расплавов. В связи с понижением температуры Земли и дифференциации вещества субстрата при выплавлении магм повышается роль магм, образование которых связано с низкими степенями плавления мантийного вещества на больших глубинах (щелочные магмы).

Изменение термодинамического режима Земли во времени должно было оказывать заметное влияние и на коровое магнезитовое образование. В этой связи целесообразно сопоставить PT -координаты стационарных геоизобар различного возраста с фазовой диаграммой системы гранит—



Р и с. 3. P - T проекция ликвидуса системы гранит—вода [11] в сравнении с геотермобарическими кривыми

I — современная геотермобара докембрийских щитов [23];
II — современная геотермобара океанических областей [23];
III — гипотетическая стационарная геотермобара 2,5 млрд. лет назад [17]; *IV* — изоконцентраты ликвидуса системы гранит — вода; *V* — кривая плавления гранитного минимума в присутствии избытка водного флюида

вода (рис. 3). Это сравнение показывает, что современные геотермобары лежат в области гораздо более низких температур, чем изоконцентраты системы гранит—вода для правдоподобных содержаний воды в природных магмах. В то же время более крутые палеогеотермобары для возрастов 2,5 и 4 млрд. лет пересекают поле существования силикатных расплавов в системе гранит—вода в области гораздо более низких давлений и в широком интервале концентраций воды в расплаве.

Эти данные, наряду с представлениями о более широком участии воды в архейских эндогенных процессах, позволяют объяснить площадной характер явлений мигматитобразования в докембрии и преимущественно линейно-поясной характер гранитного магматизма в более поздние эпохи.

Наряду со снижением теплового потока из недр Земли важным фактором эволюции магматизма является изменение химического состава мантийного субстрата в отношении ряда летучих, петрогенных и редких элементов.

Прежде всего следует отметить, что первичная мантия была, по всей вероятности, богаче водой, с выделением которой связывается образование Мирового океана.

Как показывает сопоставление более крутых, чем современные, архейских геонизотерм с диаграммой состояния системы лерцолит—вода [17], массовое плавление относительно обогащенного водой (0,4 вес. % H_2O или выше) вещества мантии в архее могло происходить на глубинах менее 30 км. При этом состав интерстициальной жидкости должен был быть близок к андезито-базальту. Весьма возможно, что подобные процессы явились одной из основных причин зарождения первично-сиалической коры.

В процессе эволюции Земли с увеличением мощности литосферы уменьшалась проницаемость последней, что в совокупности с меньшими

значениями теплового потока в поздние стадии эволюции Земли и углублением уровня магмообразования приводило к смене площадного и непрерывного магматизма магматизмом дискретным вдоль зон, где происходила аккумуляция тепловой энергии, и, в частности, вдоль границ литосферных плит. Для накопления этой энергии в ослабленных зонах требовалось время, по истечении которого возникали дискретные во времени магматические явления.

В континентально-океаническую стадию дифференциального магматизма размещение формаций изверженных пород океанов и их активных окраин в значительной степени определяется взаимодействием литосферных плит. При замыкании краевых морей, при сближении островных дуг и континентальных плит пространственно сближенными иногда оказываются примитивные океанские толеитовые базальты, известково-щелочные породы островных дуг, граниты, выплавленные из погруженного в мантию корового материала.

В центральных частях литосферных плит магматизм связан с восходящими потоками нагретого мантийного вещества и локализуется на участках проплавления литосферных блоков («горячие точки») или в зонах разрывных нарушений.

Рассматривая эволюцию магматизма Земли в целом, нельзя не видеть сходства общих тенденций этой эволюции с развитием магматизма при возникновении молодых океанов. Магматизм ранних стадий эволюции Земли в вещественном отношении ближе всего к магматизму срединно-океанских хребтов, первично-сиалический магматизм кратонной стадии напоминает магматизм островных дуг, а магматизм двух последних стадий носит отчетливо выраженный «континентальный» характер («закрытие» океана). Сходство этих тенденций, видимо, обусловлено в первую очередь фактом постепенного увеличения роли корового материала (сначала океанического, затем континентального) и соответствующего понижения роли мантийного вещества при магмообразовании как в процессе всей эволюции Земли, так и в процессе эволюции молодых океанов.

На основании всего сказанного можно заключить — снижение энергетического потенциала Земли, прогрессирующее обеднение верхней мантии некогерентными, летучими и радиоактивными компонентами, вовлечение в процессы магмообразования континентальной коры, возрастание мощности и гетерогенности континентальной коры, усложнение геодинамических условий магмообразования, обуславливают необратимый характер эволюции магматизма, выраженный увеличением многообразия изверженных формаций, возрастанием роли известково-щелочных и щелочных пород, сокращением пространственных и временных границ проявлений магматической активности.

А B S T R A C T

The tectono-magmatic evolution of the lithosphere of the Earth was subdivided into the following stages:

1. "Moon" or initial crust stage (older than $3,5 \times 10^9$ years) with the primitive tholeiitic basaltic magmatism, in course of which greenstone

belts and "grey gneiss" formations were formed; it was assumed, that the absence of true "moon" rocks on the Earth is connected not only with the more developed state of the substance of the Earth, in comparison with the Moon, but with the influence of intensive metamorphism at $3,5 \times 10^9$ years boundary as well.

2. Nuclear stage ($3,5-2,5 \times 10^9$ years) — formation of continental nuclei with typical komatiite-basic magmatism; plagiogranites of specific composition with contents of Mg, Ni, Cr higher then in Phanerozoic analogs predominate among acid rocks. Tholeiitic metavolcanics of this stage differ from recent rocks with similar composition by Sr enrichment in acid differentiates (Lobach—Zhuchenko et al., 1974). Magmatic formations of the Nuclear stage were formed in greenstone belts and granite — gneissic domes.

3. Cratonic stage ($2,5-1,5 \times 10^9$ years) — termination of the formation of protocontinents with initial sialic magmatism. The role of komatiites drops sharply and the role of granite-gneisses, migmatites, charnokites, anorthosites and rapakivi—granites increases. The role of potassicmagmatic rocks and rocks of calc — alkaline series becomes more prominent in comparison with sodicmagmatic rocks and rocks of tholeiitic series respectively; first traps and alkalic granitoids emerge. About 90% of all presently existing sialic rocks had been formed before the end of this stage.

4. Continental stage ($1,5-0,25 \times 10^9$ years) — formation of orogenic belts and zones of tectonic activation on continents, with differentiated type of magmatism (diversity of magmatic formations), abundance of calc-alkaline rocks, emergence of Li—F granites and various alkaline rocks.

5. Continental-oceanic stage (younger then $0,25 \times 10^9$ years) — differentiated magmatism of continents and oceans with genesis of corresponding diverse magmatic formations.

The evolution of magmatism in the history of the Earth is irreversible and manifests itself in change of primitive komatiite-basic magmatism for strongly differentiated one, in increase of diversity of igneous rocks formations, in more prominent roles of calc-alkalic and alkaline rocks, in reduction of spatial and temporal boundaries of magmatic activity manifestation.

There are similar features in the evolution of the magmatism of the Earth as a whole and the evolution of magmatism, which accompanied the opening of young oceans. Magmatism of early stages of the Earth evolution compositionally is close to magmatism of mid-oceanic ridges, initial sialic magmatism of the cratonic stage resembles island arc magmatism and magmatism of two last stages has clear cut "continental" nature (close of the ocean). The resemblance of these tendencies apparently is caused, in the first place, by fact of gradual decrease of the mantle material role in the magma genesis during evolution processes of the whole Earth and young oceans.

The way of the evolution of the magmatism is determined by decrease of the energy potential of the Earth, progressive diminishing of incompatible, light and radioactive components content in the upper mantle, increase of thickness and heterogeneity of the crust of the Earth.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е. Д., Богатиков О. А. и др. Систематика магматических пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10.
2. Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И. Базальты и анортозиты Луны. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
3. Борсук А. М. Латеральные вариации состава юрских магматических формаций Северного Кавказа и их петрологический смысл. — В кн.: Магматические формации Кавказа и юга Восточно-Европейской платформы. Наука, 1977.
4. Гаст П. В. Химический состав Земли, Луны и хондритовых метеоритов. — В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976.
5. Гиллули Д. Тектонические движения, связанные с эволюцией горных хребтов. — В кн.: Природа твердой Земли. Мир, 1978.
6. Дмитриев Ю. И. Трапповый магматизм в центре и на периферии Тунгуской синеклизы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10.
7. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
8. Кларк С. П. мл., Турекьян К., Гроссман Л. Химические модели Земли. — В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976.
9. Коваленко В. П. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
10. Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977.
11. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в магматических процессах. — Геохимия, 1978, № 9, с. 1223—1321.
12. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974, 207 с.
13. Мархинин Е. К. Роль вулканов в выносе вещества из мантии и формировании земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., 1968.
14. Павловский Е. В., Колотухина С. Е. Роль гранитов в формировании земной коры в раннем докембрии (на примере Канады и Гренландии). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9.
15. Ронов А. Б., Ханн В. Е., Балуховский А. Н. Опыт сравнительной оценки интенсивности вулканизма на континентах и в океанах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 5.
16. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1976, № 11.
17. Рябчиков И. Л., Богатиков О. А., Бабанский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8.
18. Тугаринов А. И. Геохимическая жизнь протоконтинентов. — В кн.: Проблема геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977.
19. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
20. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. — В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., 1974.
21. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. и др. Метаморфизм раннего докембрия СССР. Недра, 1979.
22. Якимов В. М., Коваленко В. И. и др. Средние химические составы интрузивных пород различных геохимических типов (мезозой МНР). — В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977.

23. Clark S. P., Ringwood A. E. Density distribution and constitution of the mantle. — *Rev. Geophys.*, vol. 2, 1964.
24. Dickinson W. R., Luth W. C., A model for plate tectonic evolution of mantle layers. — *Science*, 1971, vol. 174, N 4007.
25. Engel A. E. J. et al. Crustal evolution and global tectonics: a petrogenic view. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, vol. 85, № 6.
26. Нарапала I. Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. — *Geol. Surv. Finland, Bull.*, 1977, vol. 286.
27. Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting. — *Amer. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1975, vol. 3, p. 251—269.
28. Zonenshine L. P., Kuzmin M. I. et al. Mesozoic structural-magmatic pattern and metallogeny of the western part of the Pacific belt. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22.

УДК 552.11

В. Л. МАСАЙТИС, В. Н. МОСКАЛЕВА, Н. А. РУМЯНЦЕВА

ПАРАГЕНЕЗЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ

В последнее десятилетие главным объектом региональных петрографических исследований в СССР были закономерные ассоциации изверженных горных пород — магматические формации. Результаты этих исследований способствовали усовершенствованию теоретических основ учения о формациях и методики формационного анализа [2—5], а также выявлению возможностей использования формационных исследований как метода металлогенического прогноза и палеотектонических реконструкций. При этом было установлено, что для достижения внешних практических целей формационных исследований более информативны данные не об отдельных формациях, а об их закономерных сочетаниях друг с другом — парагенезах формаций. Основные результаты, полученные авторами в этом направлении, являются предметом настоящей статьи.

Предварительно необходимо кратко охарактеризовать некоторые используемые ниже и широко применяющиеся в учении о формациях понятия. Под магматической формацией понимают совокупность ассоциаций изверженных пород, устойчиво повторяющихся в геологическом пространстве и времени и сохраняющих при этом характерные особенности состава, строения и соотношения с окружающей средой. Рассматривая магматическую формацию как вид, целесообразно для индивидов, т. е. конкретных ее проявлений, использовать термин — «магматический комплекс».

Состав формаций — это набор видов и разновидностей слагающих ее пород, выявляемых по петрографическим, минералогическим и геохимическим признакам. Строение формаций определяется формой составляющих ее геологических тел и способом сочетания ее составных частей: геологических тел, пород, минералов, химических элементов (сюда

относятся фациальная природа магматических тел, геологические возрастные и количественные соотношения пород, характер распределения минералов и химических элементов между породами, проявляющийся как тип дифференцированности ассоциаций). Соотношение формации с окружающей средой (одновременно проявляющееся и в других признаках формаций) определяется фациальными условиями становления, динамикой становления и последующего преобразования, связью с другими геологическими формациями и их взаимодействием. В более широком плане это соотношение может рассматриваться в рамках структурной и геодинамической обстановки зон генерации, транспортировки и размещения магматических масс. Определяющая роль этих соотношений в характеристике магматических формаций связана с тем, что представители последних всегда являются включениями среди других геологических образований, в частности седиментогенных.

Для типизации и систематики формаций в качестве наиболее информативных выбраны следующие признаки состава, строения и соотношений с окружающей средой (табл. 1, см. вкл.).

1. Степень мафичности преобладающих пород, в соответствии с которой все формации подразделяются на семейства ультрамафических, мафических, мафическо-салических и салических.

2. Степень щелочности пород, по которой внутри семейства выделяются группы формаций нормальной щелочности, субщелочных (повышенной щелочности) и щелочных.

3. Тип щелочности пород, по которому группы подразделяются на подгруппы или формации натриевых, калиево-натриевых и калиевых формаций.

4. Фациальные условия становления формаций, определяющие принадлежность их к классам вулканических, интрузивно-вулканических и плутонических (в том числе интрузивных) формаций.

5. Характер распределения внутри формаций различных вещественных признаков (содержаний SiO_2 , степени мафичности и пр.), обуславливающих принадлежность формации к однородным, контрастным или последовательно распределенным.

6. Характер связности пород в пространстве, по которому формации делятся на прерывистые и непрерывные.

Границы видов формаций и более крупных систематических подразделений (семейств, групп, подгрупп, см. табл. 1) проведены в значительной мере условно, однако при этом в максимальной степени учитывалась эмпирически выявляемая дискретность «формационного пространства».

Систематизация обширного материала по магматизму гетерогенной в геологическом отношении территории СССР [3] с использованием изложенных выше подходов позволила уточнить представления о повторяющихся парагенезах формаций, провести их типизацию по различным признакам, уточнить связь парагенезов с типами тектонических режимов и тектонических структур. При изучении и систематизации парагенезов магматических формаций, рассматриваемых как ассоциации более высокого ранга, используется тот же структурно-вещественный подход, который принят для отдельных формаций.

Парагенез формаций — это устойчиво повторяющийся набор магматических комплексов, принадлежащих определенным видам формаций и обладающих тождественными пространственно-временными взаимоотношениями. Самостоятельность комплексов, входящих в эти сочетания, обосновывается тем, что они в ряде случаев могут встречаться или независимо, или же образовывать неполные сочетания.

Парагенезы могут быть типизированы по признакам их состава, внутреннего строения и соотношения со средой или по принадлежности их к различным отрезкам геохронологической шкалы. По строению, т. е. способу сочетания формаций внутри парагенезов, среди последних различаются временные, вертикальные и латеральные ряды. Временной ряд — ряд магматических формаций, образующихся последовательно в ходе поступательного развития вмещающих их геологических структур (тектонических элементов). Последовательность формаций в таком ряду отражает эволюцию магматического процесса, ограниченного в пространстве определенной тектонической структурой, а во времени — стадией ее развития, отвечающей эндогенному режиму. Как частный случай временного ряда может быть выделен вертикальный ряд, который составляют близко синхронно возникающие формации на разных уровнях глубинности в земной коре; последовательные члены этого ряда отражают смену условий становления магматических ассоциаций в вертикальном разрезе одной геологической структуры. Латеральный ряд объединяет формации, возникающие синхронно (в пределах 20—50 млн. лет) в смежных разнотипных структурах (структурно-формационных зонах) одного класса эндогенного режима; он служит как бы выражением определенного импульса магматической деятельности, появляющейся в разной тектонической обстановке.

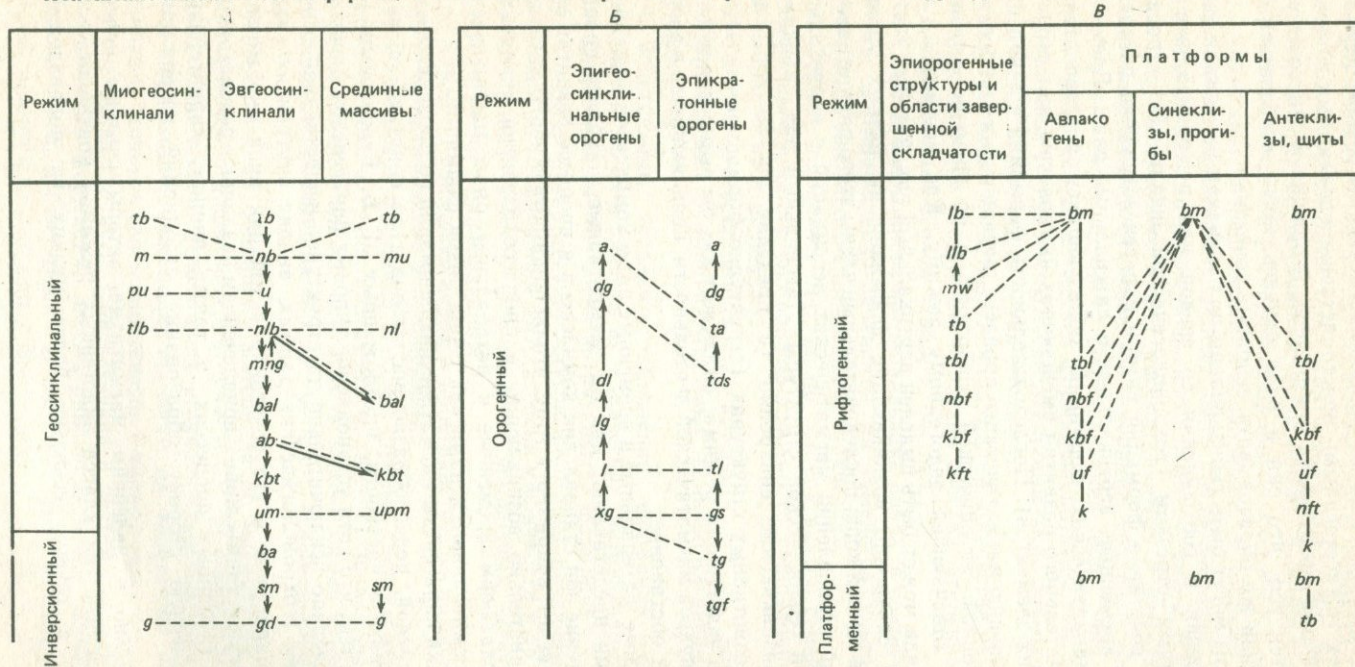
Вертикальные, латеральные и временные ряды комплексов в изложенном понимании представляют как бы элементарные, наиболее простые случаи. Смещение зон становления комплексов в процессе развития временного ряда ведет, например, к тому, что он приобретает черты латерального. Последовательно возникающие в процессе развития складчатых областей и платформ временные и латеральные ряды магматических формаций рассматриваются нами как серии рядов формаций.

Сопоставляя парагенезы магматических формаций по признакам соотношения со средой, целесообразно воспользоваться понятием об эндогенных режимах, в частности, предложенным В. В. Белоусовым [1]. Это связано с тем, что хотя установление типовых парагенезов формаций может быть сделано исключительно на структурно-вещественной основе с привлечением геохронологических данных, анализ внутренних связей формаций в парагенезе и его сочетания с той или иной окружающей обстановкой осуществимы лишь с привлечением различных реконструкций и гипотез о глубинных процессах, а также данных, характеризующих энергетическую сторону образования ассоциаций изверженных пород.

Применительно к явлениям магматизма авторы считают целесообразным выделять три класса эндогенных режимов континентальной земной коры, а также несколько более мелких их подразделений (табл. 2).

Таблица 2

Положение магматических формаций и главнейших парагенезов в различных типах структур



Примечание: Классы эндогенных режимов: А — геосинклиальный, Б — орогенный, В — кратонный. Типы пространственно-временных соотношений между формациями в рядах: сплошная линия со стрелкой — смена во времени (стрелка направлена в сторону более молодой формации); точки — смена по латерали (показаны только между формациями, развитыми в разных структурах); пунктир со стрелкой — смена по вертикали (стрелка направлена в сторону менее глубокой формации); сплошная линия — связи во временных рядах, где последовательность образования формаций не установлена.

Для каждого класса режимов могут быть указаны характерные типы сосуществующих структурных элементов. Синхронные проявления магматизма в сосуществующих разнотипных структурах определяют появление латеральных рядов формаций, в то время как последовательное развитие магматизма в рамках отдельных структур (сопровожаемое изменением в них эндогенного режима) определяет появление временных рядов формаций.

Определенная область геологического пространства, где в течение какого-то промежутка времени возникает тот или иной ряд магматических формаций (или серия рядов), может рассматриваться как петрографическая провинция. Типы провинций характеризуются определенными типами формационных рядов (временных и латеральных).

В табл. 2 в соответствии с характером пространственно-временных соотношений между формациями выделены парагенезы, свойственные различным эндогенным режимам. На ней изображены главным образом обобщенные парагенезы, различающиеся полнотой набора формаций и последовательностью их появления внутри ряда. Расчленение таких обобщенных парагенезов на отдельные виды не всегда возможно и требует дальнейшей разработки.

Характерными особенностями парагенезов геосинклинального режима являются многочисленность временных рядов, одинаковая последовательность формаций внутри них, ограниченное число сочетаний формаций в латеральных рядах. Общая последовательность формаций — гомодромная.

Парагенезы орогенного режима отличаются меньшим числом формаций в составе рядов, различной последовательностью одних и тех же формаций в разных типовых рядах, однако гомодромная более типична. Эффузивные формации часто соответствуют по составу интрузивным и проявляются совместно с ними, образуя вертикальные ряды.

Все эти черты в еще большей мере характерны для рядов кратонного класса режимов, где постоянно отмечается появление временных рядов с одним и тем же набором формаций, но с различным внутренним строением, появление симметричных временных рядов (формации щелочных групп начинают и заканчивают ряды). Почти все формации относятся к классу интрузивно-вулканогенных.

Сопоставляя типовые формационные ряды разных эндогенных режимов, сменяющих друг друга в ходе развития блоков земной коры, легко увидеть те общие закономерности в эволюции магматизма, которые были сформулированы Г. Штилле и Ю. А. Билибиным. Эволюция магматизма проявляется при этом в последовательной смене формаций внутри рядов и рядов внутри серий.

В ходе становления рядов геосинклинального режима ведущей тенденцией является увеличение степени дифференцированности состава формаций, возрастание лейкократовости и калиевоности пород, что выражается в смене преимущественно однородных существенно ультрамафических и мафических формаций дифференцированными формациями со значительной ролью мафическо-салических и салических пород. При формировании пород орогенного режима, представленных почти исключительно формациями мафическо-салического и салического семейства с калиево-

натриевым и калиевым типом щелочности, тенденция к увеличению калиевости и саличности проявляется во все нарастающей степени. Вследствие этого в серии рядов складчатой области в целом повторяется тот же самый тренд эволюции состава, что и в отдельных формационных рядах — рост саличности продуктов магматизма, выражающий процесс постепенного разрастания континентальной земной коры.

Ряды класса кратонных режимов характеризуют как бы противоположную тенденцию — к деструкции континентальной коры. Они представлены почти исключительно формациями мафического и ультрамафического семейства, т. е. имеют состав более мафический, чем средний состав континентальной земной коры. Серии рядов, охватывающие весь этап развития платформ, имеют также антидромный характер, что связано главным образом с постепенным увеличением мафичности базальтов базальтодолеритовой («трапповой») формации.

Из приведенных данных (табл. 2) вытекает, что парагенезы формаций являются более «чуткими» индикаторами определенных типов тектонических режимов и тектонических структур, чем отдельные формации, взятые порознь, или их группы и семейства. Кроме того, временные ряды формаций (в отличие от отдельных их членов) позволяют судить о динамике тектонического режима, без чего обычно невозможна однозначная трактовка тектонической природы областей магматизма. Изучение латеральных рядов формаций важно для анализа характера сопряжения структур с разным типом глубинного строения.

Типизация рядов формаций и определение места рудоносных формаций и их разновидностей в этих рядах обеспечивают значительно большую достоверность оценок металлогенической продуктивности формаций по сравнению с оценками, основанными на изучении отдельных их видов.

А B S T R A C T

During the last ten years the main object of regional petrographic investigations in the USSR were the regular associations of igneous rocks — magmatic formations. The authors understand a magmatic formation as a combination of associations of igneous rocks reiterated in geological space and time, but preserving the characteristic features of composition, structure and relations with the environment. The formation composition is a set of types and varieties of the composing rocks; the structure of the formation is determined by the shape of the composing geological bodies and the way of combination of its components — geological bodies, rocks and minerals.

The systematization of the extensive data on magmatism of the USSR territory, heterogeneous from viewpoint of geology, allowed to specify our notions about the paragenesis of the formations — reiterated sets of magmatic complexes belonging to definite formation types and having identical spatial — temporal relations. The independent character of the complexes in these combinations is based on the fact that in a number of cases they can either occur independently, or form incomplete combinations.

The parageneses can be subdivided into types on the basis of the composition features, the inner structure and the relations with the environment or the belonging to various sections of the geochronological scale. On the basis of the structure, i. e. the way of combination of the formations within the paragenesis, time, vertical and lateral ranges are distinguished. A time ranges — is a ranges of magmatic formations formed successively in the course of progressive evolution of the host geological structures. As a particular case of the time ranges a vertical ranges can be distinguished, composed of synchronously generated formations at different depth levels. The lateral ranges unites the formations generated simultaneously in the adjacent structures of different types within a single endogenic regime class; it serves sort of expression of a definite impulse of magmatic activity manifested in different tectonic settings. Subdividing the parageneses into types on the basis of the features of their relation with the environment the authors distinguish three classes of endogenic regimes: geosynclinal, orogenic and cratonic and their smaller divisions; for each regime the characteristic types of coexisting structural elements are printed out.

Owing to the comparison of the formation ranges of different endogenic regimes replacing each other in the course of development of the earth's crust blocks the main regularities of magmatic evolution are outlined.

The main trend in the course of formation of the ranges of geosynclinal regime is the increase of their leucocratic character and of potassium content. In the course generation of the orogenic regime ranges represented by the formations of the mafic-salic and salic families the tendency towards the increase of the potassium content and leucocratic character is constantly intensified which reflects the process of gradual aceration of the earth's crust.

The ranges of the cratonic regime class are represented by formations of the mafic and ultramafic families, i. e. they have a more mafic composition that the average composition of the continental earth's crust and characterize a reverse tendency towards the destruction of the crust.

The formation parageneses are more "sensitive" indicators of definite types of tectonic regimes and tectonic structures than individual formations taken separately. The time formation ranges (in contrast to their individual members) permit to judge of a dynamics of the tectonic regime, and the lateral formation ranges — of the character of combination of structures with different deep structure types.

The subdivision of the formation paragenesis into types and the determination of the position of mineral deposits in these paragenesis ensures a greater reliability of the estimates of the metallogenic productivity of formations in comparison with the estimates based on the study of their individual types.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
2. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 35—45.

3. Масайтис В. Л., Москалева В. И., Румянцева Н. А. и др. — В кн.: Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979, т. I, II.
4. Штейнберг Д. С., Богатиков О. А., Бородаевская М. Б. и др. Проблема магматических формаций. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 75—93.
5. Kharkevich D., Moskaleva V., Shatalov E. and oth. Magmatic formation of the main geotectonic elements. Volcanism and tectonogenesis. — Proceed. Sect. 2; Report of 23 th session IGC. Prague, 1968, p. 189.

УДК 552.11+552.3

В. П. ПЕТРОВ

МЕСТО И УСЛОВИЯ ГЕНЕЗИСА КИСЛЫХ МАГМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

Одно время казалось, что проблема генезиса кислой магмы полностью решена, однако в последнее время в литературе появляется много работ, по-разному трактующих этот процесс. Поэтому сейчас полезно рассмотреть вопросы, поднятые в последние годы в связи с этой проблемой. Основными дискуссионными вопросами, обсуждавшимися в литературе, были следующие:

- а) каковы пути образования кислой магмы и как долго могут они существовать в природе;
- б) механизм и условия локализации первичной гранитной магмы в пределах земной коры;
- в) природа «родственных» взаимоотношений горных пород в их естественных ассоциациях;
- г) время появления гранитной магмы в геологической истории.

Возможные пути генезиса гранитной магмы

Эвтектическая схема. Началом решения гранитной проблемы была знаменитая работа Боуэна и Татла [33], где показано существование эвтектических соотношений для обычных породообразующих минералов гранита: ортоклаза, плагиоклаза и кварца при содержании небольшого количества воды (3—6%) и выявлено, что эвтектическая температура весьма низка. Оказалось, что уже при температурах 600—650° при давлениях 4—6 кбар появляются первые эвтектические выплавки и что состав этих первых эвтектических выплавков вполне совпадает с химическим составом гранитоидов, наиболее распространенных в природе.

Выявление природы гранитной эвтектики позволило сразу решить многие вопросы и в первую очередь понять природу ряда гнейсов и мигматитов, теневого гранитов, а самое главное, выяснить причину появления именно кислой магмы и ее производных — гранитных пород, содержащих кварц, причем эти породы могут возникать даже за счет выплавки из пород, изначально не содержавших этого минерала [22].

Влияние глубинных растворов. Весьма часто в качестве объяснения механизма генезиса гранитной магмы привлекается влияние глубинных

флюидов [13], которые, по мысли авторов, несут к поверхности как тепло, так и компоненты, которых не хватает для образования гранитной магмы за счет наиболее распространенных пород — основных эффузивов и обычных осадочных образований. Для этой цели растворы должны приносить различные щелочи, в первую очередь окислы калия, кремния, глинозем и воду.

Идея о существовании в природе глубинных флюидов, вызывающих выплавку гранитной магмы, крайне заманчива. С помощью гипотезы о привносе тепла и глубинного вещества можно легко объяснить многие особенности гранитоидов и метаморфических пород, однако в результате весьма простых рассуждений, приведенных впервые еще в шестидесятых годах Бэрнемом [6], ^{можно} очень убедиться в невозможности существования таких глубинных водосодержащих флюидов.

При высоких температурах и давлениях водный флюид становится интенсивным плавнем. При давлениях порядка 10 кбар и температурах около 1000° происходит полная смешимость кремнекислого расплава и водного флюида [32], при более низких температурах и давлениях силикатный расплав растворяет 15—20% водного флюида, а этот последний может растворять в себе до 50—70% силиката.

Бэрнем предложил представить, что где-либо под зоной селективного выплавления гранитной магмы появится, безразлично вследствие чего, порция водного флюида. Поскольку температура здесь явно выше температуры плавления насыщенного водой силикатного расплава, то немедленно начнет выплавляться магма, состав которой и содержание в ней воды будут отвечать температуре и давлению в месте выплавления. Количество возникшей магмы будет определяться количеством «появившейся» воды. Поскольку в глубинах неизбежен большой избыток силиката, то на магмообразование обязательно будет израсходована вся «появившаяся» вода.

Так как это соображение можно приложить к любому «появлению» флюида в тех областях земных недр, которые расположены ниже зоны палингенной выплавки гранитной магмы [28], то ясно, что никаких «глубинных водных флюидов» к поверхности подниматься не может. Единственной возможной жидкостью здесь может быть только магматический расплав, в той или иной мере обогащенный растворенной водой. «Дегазация мантии», таким образом, может идти только в результате выноса магмой водных флюидных компонентов, которые освобождаются от силикатной составляющей при кристаллизации магмы в верхних горизонтах земной коры.

Несколько хуже известны в настоящее время взаимоотношения водорода и углекислоты с силикатами. Имеющиеся материалы говорят, что их наличие также не может генерировать гранитную магму [12, 24, 30].

Если допустить возможную магмогенерирующую роль этих не водных флюидов, то к ним можно применить те же рассуждения, что выше были применены к водному флюиду.

Все рассмотренные выше соображения однозначно доказывают невозможность часто допускаемого предположения о генерации гранитной магмы под действием флюидов, подходящих из глубинных частей земли (из мантии).

Ликвация основной магмы как механизм генерации гранита. Ликвационные явления чрезвычайно распространены в природе, однако мы не склонны придавать им сколько-нибудь существенную магмогенерирующую роль.

Несмешимость двух жидкостей, возникающая при высоких температурах, когда обе жидкости уверенно жидкие и наверняка еще не кристаллизуются, издавна выдвигалась [15, 29] как одна из причин существования различных магматических расплавов и усиленно исследовалась. Уже в ранних работах Грейга [31] показано, что ликвация в пределах температур и давлений, господствующих в земной коре, имеет место только в силикатных расплавах, имеющих состав очень далекий от составов возможных порообразующих магм. В последние годы это положение в основе своей опровергнуто не было.

Однако некоторое время тому назад исследователи силикатных расплавов на электронно-микроскопическом уровне начали фиксировать их неоднородность и существование капелек разных жидкостей [1]. В ряде работ этому явлению придается большое петрогенетическое значение, и именно в нем эти авторы видят начинающееся ликвационное разделение расплавов [2, 14].

Вряд ли, однако, этому факту следует придавать большое значение. Прежде всего такое разделение наблюдается для стекол сильно переохлажденных, и фазовое разделение не выходит за пределы микроскопического явления. В природных стеклах при таком переохлаждении неизбежно следует предположить начинающуюся кристаллизацию. Выделение самого мелкого кристалла — зародыша, сколько-нибудь отличного по составу от состава жидкости, ведет к вязкой жидкости, к образованию вокруг такого зародыша небольшой микрзоны, обедненной тем или иным компонентом, т. е. к появлению неоднородностей стекла. О том, что описываемые неоднородности естественных стекол связаны именно с кристаллизацией, говорит не только температура таких стекол, близкая к температуре кристаллизации, но и то, что до сих пор исследователям неоднородностей лабораторного стекла не удалось перевести микронеоднородность в макронеоднородность и фактически разделить стекло на две несмешивающиеся жидкости.

Результатом приведенного обсуждения может быть только вывод о малой вероятности ликвационного глубинного разделения магмы, о чем ранее уже говорилось [3, 4], тем более нет никаких данных, чтобы говорить о возможности получения в результате ликвации именно гранитной магмы.

Кристаллизационная дифференциация. Кристаллизационная дифференциация и фракционирование выделяющихся из магмы кристаллов, или противоположный процесс — отжим остаточной магмы — процесс фильтпрессинга — еще в начале тридцатых годов рассматривался Н. Л. Боуэном [5] и его последователями в нашей стране как основной путь формирования гранитных пород [9, 10]. Однако дальнейшие исследования доказали, с одной стороны, очевидное огромное петрогенетическое значение кристаллизационной дифференциации для формирования облика и структур интрузивных горных пород, застывающих на умеренных глубинах, особенно для формирования очень распространенных расслоенных

интрузивных тел, и, с другой — невозможность получить гранитную породу в результате простого фракционирования исходной базальтовой магмы [27].

Опыт изучения расслоенных интрузивов показывает, что наиболее кислыми дифференциатами нормального базальта являются диориты, реже при дифференциации толеита могут возникать кварцевые (микропегматитовые) диориты. Практически в процессе фракционирования выделяющихся кристаллов отсутствует какой-либо реальный механизм, ведущий именно к получению гранитоидных пород.

Несколько иначе приходится относиться к процессам отделения и составу остаточного расплава. Состав остаточного расплава в глубинах земной коры и верхней мантии целиком будет определяться глубиной, т. е. давлением и температурой места кристаллизации; его состав будет полностью отвечать продукту, наиболее легкоплавкому в данных условиях. Так, если кристаллизация первичной магмы происходит в той зоне земной коры, где наиболее легкоплавким составом будет гранитная эвтектика, то состав остаточной магмы соответствует именно гранитной магме. Конечно, при этом необходимо еще одно условие: исходная магма должна изначально содержать «избыточную» кремнекислоту, т. е. не должна быть более основной, чем нормальный толеит.

Можно также предположить получение остаточной гранитной магмы и из нормальной магмы оливинового или щелочно-базальтового состава, но тогда необходима двухступенчатая кристаллизация. Если кристаллизация начнется на таких глубинах, где давление достигает 15—20 кбар, то первой выделяющейся фазой будет гранат — минерал, содержащий относительно мало кремнекислоты. Это может привести к сильному обогащению остаточного расплава кремнеземом. В результате такой глубинной кристаллизации за счет ненасыщенных кремнекислотой магм может возникать как остаточная насыщенная кремнеземом толеитовая магма, за счет которой на втором этапе кристаллизации в области возможной генерации гранитной магмы может образоваться и эта последняя [20]. Однако отличить остаточную гранитную магму, возникшую при кристаллизации базальтовой магмы в областях возможной генерации гранитной магмы, от гранитной магмы, возникшей при селективном плавлении твердых пород земной коры, практически невозможно.

Внедрение основной магмы неизбежно вызовет подъем температуры вмещающих пород до температуры выплавки гранитоидной магмы, а это в свою очередь приведет к мобилизации материала, составляющего эвтектический состав, т. е. к выплавке палингенной гранитной магмы. Поскольку остаточной гранитной магмы за счет основной магмы не может быть много в силу простой бедности исходной основной магмы избыточной кремнекислотой, а палингенной магмы может образоваться довольно много, постольку в составе гранитной магмы, генерированной основной интрузией, будет резко преобладать палингенная магма.

Выводы. Рассмотрение путей возможного генезиса гранитной магмы позволяет заключить, что эвтектический механизм является единственным позволяющим объяснить генерацию гранитной магмы. Все остальные предположения при ближайшем рассмотрении оказываются или неосуществимыми, или не дают именно гранитного продукта. Эвтектический меха-

низм может осуществляться с «обеих сторон»: гранитный расплав может возникнуть и как палингенный продукт при прогрессивном повышении температуры и давления и как остаточный расплав при попадании глубинной магмы в зону господства эвтектических условий и ее кристаллизации здесь. Вместе с тем приходится сомневаться в возможности различия гранитных магм, возникших тем или иным путем.

Локализация гранитоидов как отражение их генезиса

Весьма существенным для суждения о природе магмы является изучение распространения кислых пород на Земле. Отсутствие кислых гранитоидных пород в океанических областях и наличие их только в материковых сооружениях отмечалось еще в тридцатых годах Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом [16]. Причиной такого распространения кислых пород, как можно предполагать, является тепловая история того или иного сооружения. Температура Земной коры в области океанических впадин поднимается быстрее, чем давление, и при температурах 600°C давление, видимо, еще не достигало нужных 4 кбар, и в результате, несмотря на достаточную температуру, выплавка гранитной эвтектики здесь не происходит. На больших глубинах температура в твердой океанической коре продолжает повышаться до достижения температур, достаточных для сухой выплавки основного магматического расплава.

Относительно более медленный подъем температур в глубинах континента ведет к тому, что в этих областях могут совместно наблюдаться PT условия, необходимые для выплавки гранитной магмы.

Однако и по вопросу о возможности выплавки гранитной магмы в областях континентальной части земной коры существуют разногласия. Высказываются две точки зрения. Одна из них предполагает, что простого погружения осадков в толщу земной коры достаточно, чтобы под влиянием нормального для континента геотермического градиента на некоторой глубине возникли бы условия, обеспечивающие температуры и давления, необходимые для выплавки гранитной магмы.

Если эта точка зрения справедлива, то следует ожидать повсеместного подконтинентального распространения зоны гранитной магмы. Однако на дневной поверхности ее существование может проявиться только в том случае, если через эту зону пройдет глубокий разлом, который послужит подводящим каналом к областям застывания магмы.

Вторая точка зрения основана на предположении, что нормальный геотермический градиент континента не может обеспечить достаточный приток тепла для выплавки эвтектического расплава. Следовательно, на тех глубинах, где давление 4—8 кбар, при котором только и возможна выплавка гранитной эвтектики, температура будет недостаточной для выплавки гранитной эвтектики, и магма не возникает. Поскольку с общим повышением давления повышается и температура выплавки эвтектики, а соответственно изменяется и состав эвтектического расплава, то можно предположить, что вообще в таких низкотемпературных областях образования гранитной магмы, не будет, и только в условиях сухого плавления, в астеносфере, появится основная магма.

Эта точка зрения предполагает, что гранитный расплав возникает только в тех участках континента, где аномально быстрый подъем температуры — в так называемых тепловых куполах. Именно в этих областях по данной точке зрения могут проявиться интрузии и эффузии гранитной магмы, поскольку именно в наиболее активных областях наиболее вероятно появление разломов, ведущих к образованию путей подъема магмы для образования глубинных внутрикоровых интрузий, и выхода магмы на поверхность в виде различных вулканических образований.

Сейчас еще трудно оценить справедливость той или иной точки зрения. Изучение геотермики континентов и океана пока не дает данных с точностью, позволяющей делать подобные заключения. Полевые исследования недостаточны для уверенной оценки глубинных процессов.

Повсеместное распространение гнейсов среди докембрийских образований древних щитов свидетельствует о справедливости первой точки зрения, предполагающей образование гранитной магмы повсеместно под континентами, так как гнейсовые толщи можно рассматривать как отвердевшую и поднятую к поверхности зону палингенного гранитообразования, только отчасти нарушенную процессами миграции гранитоидной магмы. Вместе с тем нет уверенности в полном тождестве докембрийского и современного пороодообразования.

Для суждения о природе гранитной магмы важны также статистические подсчеты распространенности на земле различных пород [11]. Самостоятельность гранитной магмы была выявлена прежде всего в результате таких подсчетов, показавших исключительно широкое распространение на земле пород — производных кислой магмы. Проблема заключается, во-первых, в том, что кислых пород больше, чем средних и, во-вторых, в том, что в кислых породах присутствует кварц [20]. Всякое решение проблемы должно дать объяснение этим положениям. Эвтектический механизм генезиса гранитной магмы позволяет понять их, что нельзя сказать о других предлагавшихся путях.

Проблема кислых пород очень сильно обострилась после того, как исследования большого числа лунных пород показали, во-первых, отсутствие здесь настоящих кислых пород или как минимум их исключительно редкость, а во-вторых, отсутствие кварца как распространенного минерала [21]. Эти факты позволяют заключить, что в пределах Луны полностью отсутствовал механизм, вызывающий образование кислых магм. Причина этого явления пока не очень ясна.

Родственные взаимоотношения между породами основных и кислых магм

В тридцатые годы, когда среди петрографов почти безраздельно господствовали представления Боуэна [5] об образовании гранитоидов в результате непрерывной дифференциации единой базальтовой магмы, среди специалистов были весьма популярны поиски доказательств существования процессов глубинной дифференциации магмы. Многие из научных представлений обсуждаются в той или иной форме.

Существующие направления, в которых обсуждается родство кислых и основных магм, можно свести к двум главным.

1. Изучение последовательности внедрения или изменения магматических масс в том или ином районе.

Предполагается, что эта последовательность контролируется дифференционными процессами, идущими в магматическом очаге, поставляющем магму.

2. Существование гранитов, резко различающихся по спектру содержащихся в них микрокомпонентов, поэтому выделяются «геохимические» типы гранитоидов, гранитоиды «толеитового ряда», «базальтоидные» гранитоиды и т. д.

Изучение последовательности горных пород в том или ином районе ведется на основе полевого картирования областей распространения различных горных пород и изучения их минералогии и химизма. Различается последовательность «гомодромная» и «антидромная» в зависимости от смены вулканогенных и интрузивных пород во времени — от основных к кислым или наоборот. Предполагается, что в таком же направлении идет и дифференциация в магматическом очаге [11, с. 46].

Условность этой схемы отчетливо видна в случае циклически построенных областей, а также областей развития вулканитов и интрузивных тел, нижние части которых (в случае вулканитов, — наиболее древние) не вскрыты эрозией. В этих случаях «гомодромность» или «антидромность» комплекса будет результатом положения точки начала отсчета.

Имеются и прямые примеры несостоятельности такого формального подхода. В 1976 г. на Камчатке на расстоянии немногих километров один от другого одновременно действовали два вулкана. Вулкан Безымянный, извергавший относительно кислые продукты — туфы и вязкую лаву, и вулканы знаменитого Большого Толбачинского трещинного извержения, дававшие базальтовую лаву и туфы. Если изучить теми методами, которыми изучаются палеовулканы, разрез вулканитов в области переслаивающихся туфов обоих вулканов, то получится отчетливая картина сложной цикличности развития химизма в единой вулканической области, где за счет продуктов извержения одного года можно будет построить серию «гомодромных» или «антидромных» дифференционных циклов (в зависимости от того, откуда будет начато описание вулканитов).

Приведенные выше рассуждения, несмотря на их примитивность, все же показывают, что результаты наблюдения за последовательной сменой химических составов магматических пород не могут служить доказательством существования глубинной дифференциации.

Второе предположение о существовании различных по своему типу дифференционных гранитоидов наиболее подробно рассмотрено Л. В. Таусоном [26] в его «геохимических типах». Он различает (с. 164) гранитоиды — производные «базальтовой магмы», подразделяя их на: 1) плагиограниты толеитового ряда; 2) плагиограниты известково-щелочного ряда (андезитоидные гранитоиды); 3) гранитоиды монцонитового (латитового) ряда и 4) агапайтовую разновидность гранитоидов.

Кроме гранитов — производных «базальтоидной магмы», он выделяет «палингенные гранитоиды» и среди них четыре разновидности: 1) известково-щелочного ряда; 2) плюмазитовые редкометалльные лейкограниты; 3) палингенные гранитоиды щелочного ряда и 4) редкометалльные гранитоиды щелочного ряда.

Единственным признаком разделения этих гранитоидов служит характер распространения в них аксессуарных элементов, что с точки зрения Таусона определяется генезисом этих гранитов; эта генетическая природа отражена в самом термине, которым обозначена каждая разновидность.

Нет сомнений, что выделенные Л. В. Таусоном типы гранитоидов действительно резко отличаются по своей «геохимической» характеристике — по содержанию в них микроэлементов и аксессуарных минералов. Однако эти различия не могут рассматриваться как доказательство различного генезиса гранитоидов и их дифференционного образования. Обогащение гранитоидов теми или иными аксессуарными элементами может произойти на самых различных этапах гранитной истории. Палингенез с образованием гранитоидов может идти за счет самых различных пород, и в результате неизбежно различное содержание в таких гранитоидах микроэлементов. Поскольку эти элементы не контролируются законами эвтектики, определяющими содержание главных компонентов в палингенной гранитной магме, они входят в расплав в той мере, в которой они входят в состав материнских пород. Кроме того, не вызывает сомнения существование процессов ассимиляции вмещающих пород в тех условиях низкого давления, где происходит застывание магмы и формирование интрузивного тела, что также вносит много новых микроэлементов. Наконец, отделение летучих от остывающего гранитного интрузива играет огромную роль, и за счет остаточной магмы, особенно богатой летучими, могут формироваться гранитоиды, резко обогащенные редкометалльными и рудными компонентами [8]. Возможно также, что отделившиеся летучие могут метасоматически переработать уже застывшие гранитоиды с образованием грейзенов и близких к ним пород, со специфическим характером спектра редких и аксессуарных элементов [23].

Все перечисленные выше — вполне реальные пути концентрации редких и рассеянных элементов гранитоидов могут обеспечить существование и тех «геохимических типов» гранитоидов, которые выделены Л. В. Таусоном, и ряда других. Поэтому совершенно нет необходимости прибегать к плохо доказуемой глубинной дифференциации, механизм которой практически неизвестен.

Время появления гранитоидов в геологической истории

На этот исключительно важный для представлений об истории становления Земли вопрос дать ответ пока трудно, так как слишком плохо известны древнейшие породы Земли. Кроме того, ошибки в определении абсолютного возраста древнейших горных пород больше, чем возможные различия в возрасте сравниваемых горных пород. Тем не менее можно более или менее уверенно предполагать, что самыми древними на Земле являются основные породы [7, 18, 19] и только спустя некоторое, возможно довольно значительное, время — порядка одного миллиарда лет — появляются гранитоидные породы [17]. Еще позднее, видимо уже в протерозое, появляются щелочные породы, которые получают наибольшее распространение в пределах фанерозоя.

Важно также отметить, что древнейшие основные породы Земли представляли собой вулканогенные толщи, которые позднее были чрезвычайно сильно метаморфизованы. О древнейших породах на Балтике с возрастом 4,0—3,5 млрд. лет как о метавулканитах говорил К. А. Шуркин [17]. В Антарктиде и в Восточной Сибири древнейшие породы с возрастом 4,2—3,7 млрд. лет, по Э. В. Собонович [23], первоначально представляли собой андезитовые базальтовые вулканические продукты, превращенные затем в результате метаморфизма в основные сланцы и эндербиты. Первые самые древние гранитоиды, имеющие уверенную датировку возраста, относятся ко времени 3,5 млрд. лет.

Описанная последовательность появления различных пород на Земле вполне отвечает высказанному выше предположению о генезисе гранитной магмы. До появления первых гранитных выплавов должна была создаться достаточно мощная кора, в которой были бы возможны одновременно давления 4—6 кбар и температуры порядка 650—700°. В «догранитный» этап истории Земли земная кора по своей мощности и термической истории, как можно предполагать, уподоблялась современной океанической коре, в которой образование гранитной магмы невозможно, и только позднее появились аналоги континентальной коры и вместе с нею гранитоидные магмы.

Несмотря на большую стройность приведенной схемы, многие ее стороны остаются не вполне ясными. Непонятно пока повсеместное развитие в докембрии гнейсовых толщ, метаморфизованных в амфиболовой фации. Неизбежно возникает вопрос о причинах столь глубокого препротерозойского размыва и путях сноса огромной толщи пород, покрывавших гнейсы в момент их образования.

Никаких сколько-нибудь обоснованных ответов на этот счет пока не имеется; существуют только весьма умозрительные, иногда совершенно «фантастические», предположения.

* *
*

Выявление эвтектической природы гранитоидов, решив многие проблемы генезиса кислых пород, оодновременно поставило перед исследователями большое число новых задач.

Важнейшей задачей, которую надо решить в процессе исследования кислых интрузивных тел, является изучение возможных пределов дифференциации кислой магмы на всех этапах ее существования и в первую очередь путей и форм отделения от нее летучих веществ, равно как и место фиксации этих летучих.

Не ясны пределы и значение ассимиляционных процессов; возможно, придется вновь вернуться, но в новой форме к старым представлениям Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [15] о синтетически-ликвационной дифференциации, по которым процесс разделения магм вызывается ассимиляцией горных пород вмещающих интрузивное тело. Исключительно велики возможности получения новых данных о природе кислых и основных магм, а также о путях их внедрения в земную кору и процессах дифференциации в результате наблюдения действующих вулканов, так как только здесь исследователь может изучать жидкие природные расплавы.

А Б С Т Р А К Т

On the basis of the main sources, published recently, the author shows that the only real mechanism of granitic magma's generation is an eutectic model, which may be realized both as a result of palingenic melting and as a result of cooling of basaltic magma in the region of palingenic granitoid's generation. However, it seems, that two granitoid types have practically no differences.

In the geological history, granitoids have appeared approximately one milliard years after forming of the oldest rocks on the Earth. The sequence is explained easily on the basis of the eutectic model of granitoid generation.

Facts of the regular change of magmatic rock compositions and different contents of minor elements in granitoids, mentioned by some authors, may be explained on the other way and so these are not sufficiently convincing.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев Н. С., Мазарин О. В. и др. Явления ликвации в стеклах. Л.: Наука, 1974.
2. Анфилогов В. Н. Природа и петрографические критерии ликвации магматических расплавов. — Геохимия, 1975, № 7, с. 1035—1042.
3. Белякин Д. С. Дифференциация магмы. — Избр. труды. Изд-во АН СССР, 1958, т. 2.
4. Белякин Д. С. Магматическая ликвация — можно ли верить в нее и какие мы имеем к тому основания. — Избр. труды. 1958, с. 372—376.
5. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.: ОНТИ, 1934.
6. Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970.
7. Герлинг Э. К., Морозова И. М. Древнейшие минералы земной коры. — Природа, 1970, № 2.
8. Гинзбург А. И. Проблема редкометалльных гранитов. — В кн.: Редкометалльные граниты и проблема магматической дифференциации. Недра, 1972.
9. Зак С. И., Богачев А. И. О различных направлениях дифференциации базальтоидных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 10, с. 107—115.
10. Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Дифференциация как причина многообразия магм. — Геол. и геофиз., 1976, № 4, с. 58—67.
11. Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. Наука, 1978.
12. Кадик А. А. Вода и углекислота в магматических процессах. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М., 1975, с. 5—32.
13. Коржинский Д. С. Взаимодействие магм с трансмагматическими флюидами. — ЭВМО, 1977, ч. 106, вып. 5, с. 172—178.
14. Короновский Н. В., Быков М. В. и др. Микроликвация в кислых вулканических породах. — ДАН СССР, 1976, 230, № 1, с. 190—193.
15. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород части Центрального Кавказа. — Тр. СПб. об-ва естествоиспытат., 1898, 26, № 5.
16. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Введение в историю петрографии. М.; Л.: ОНТИ, 1936.
17. Митрофанов Ф. П., Шуркин К. А. и др. Древнейшие гранитоиды. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.

18. Павловский Е. В. Ранние стадии развития земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 5.
19. Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков. — Геотектоника, 1975, № 6.
20. Петров В. П. Магма и генезис магматических горных пород. Недра, 1972.
21. Петров В. П., Богатиков О. А. Новые идеи в современной петрографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 11, с. 22—36.
22. Платен Ф он Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис магматитов. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967.
23. Рундквист Д. В., Денисенко В. К., Павлова И. Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971.
24. Рябчиков И. Д., Грин Д. Х. Роль двуокиси углерода в петрогенезисе высококальциевых магм. — В кн.: Проблема петрол. земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. (Тр. Ин-та геол. и геофиз.: Вып. 403).
25. Соботович Э. В., Искандерова А. Д. и др. Новые данные об азойском возрасте древнейших образований Земли. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов. М.: Наука, 1973.
26. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
27. Уэджер Л., Браун Г. Расслоенные интрузии. М.: Мир, 1970.
28. Хитаров Н. И., Кадик А. А., Лебедев Е. Б. Растворимость воды в расплаве базальта. — Геохимия, 1968, № 7, с. 763—772.
29. В ä c k s t v ö m Н. Causes of magmatic differentiation. — J. Geol., 1893, p. 773.
30. В г е у G. P., Г р е е n D. H. Solubility of CO₂ in olivine melilitite at high pressures and role of CO₂ in the earth's Upper mantle. — Contribs Miner. and Petrol., 1976, vol. 55, p. 217—250.
31. G r e i g I. W. On the evidence which has been presented for lignide silicate immiscibility in the laboratory and in the rocks of Agate Point, Ontario. — Pap. Geophys. Lab. Carnegie, Inst. Wash., 1928, N 658.
32. K e n n e d y G. C., W a s s e r b r u g C. J. et al. The upper Three-phase region in the system SiO₂—H₂O. — Amer. J. Sci., 1962, vol. 260.
33. T u t t l e O. F., B o w e n N. L. Origin of granite in the Light of Experimental Studies in the System NaAlSi₃O₈—KAlSi₃O₈. — Mem. Geol. Soc. America, 1958, vol. 74.

УДК 552.33

В. А. КОНОНОВА

ЩЕЛОЧНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ПОРОД И ИСТОЧНИКИ СЛАГАЮЩЕГО ИХ ВЕЩЕСТВА (ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ Sr, O, C)

В результате изучения условий формирования щелочных пород стала очевидной ведущая роль глубинного анатексиса в возникновении первичных щелочных магм разного состава, процессов кристаллизационной дифференциации — в образовании серий щелочных пород, оценено значение летучих компонентов, явлений несмесимости расплавов [18]. Однако немало аспектов генезиса конкретных массивов и типов щелочных пород остаются до сих пор еще весьма неопределенными. В их числе

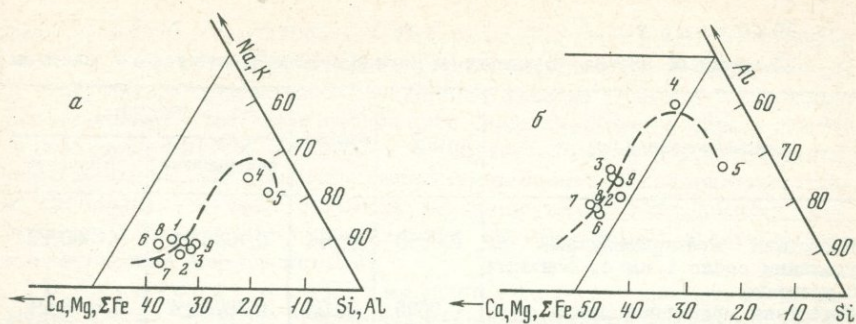


Рис. 1. Эволюция химизма серии щелочных и габброидных пород. Диаграммы соотношений породообразующих элементов (в атомных количествах)

a — $Ca + Mg + Fe : K + Na : Si + Al$; *b* — $Ca + Mg + Fe : Al : Si$. Пунктирными линиями показано изменение состава средних типов пород щелочно-габброидной серии, по данным [6, 8]

дискутируются: генезис уртитов, появляющихся иногда в серии щелочно-габброидных пород, значение процессов палингенеза в образовании миаскитов, природа кальцитсодержащих пород, завершающих формирование щелочных массивов. Несмотря на разнообразие подходов к решению этих вопросов, узловой остается проблема соотношения глубинного и корового вещества в составе рассматриваемых щелочных пород. В этой связи с целью выяснения источника вещества, слагающего уртиты, миаскиты и некоторые типы кальцитсодержащих пород, сопровождающих щелочные массивы, были поставлены изотопные исследования стронция, кислорода и углерода. Результаты этих работ, выполнявшихся на детально изученных массивах Советского Союза с привлечением для сопоставления образцов из некоторых зарубежных объектов, частично публиковались [1—3, 6, 7, 14].

В настоящей статье обобщены результаты, полученные разными методами на одних и тех же массивах, а иногда и по одной и той же пробе, а также приведены некоторые новые данные.

Генезис уртитов в массивах щелочных и габброидных пород обычно связывают с процессами дифференциации глубинной (мантийной) магмы, имеющей состав нефелинового или щелочного базальта. Однако в вулканических сериях сходного состава эффузивные аналоги уррита не известны. Это вызывает определенные трудности при расшифровке механизма процесса, который приводит к экстремальному возрастанию содержания глинозема и щелочей в процессе формирования обычной для этой интрузивной серии последовательности пород: оливиновое габбро — тералит — уртит — нефелиновый сиенит (рис. 1). В последние годы для объяснения генезиса уртитов стали вновь привлекать несколько модифицированный вариант гипотезы синтексиса известняков [5], хотя ее несостоятельность была доказана в целом ряде опубликованных в последние годы работ.

Уртиты — перспективная руда для получения глинозема; в этой связи важно знать, искать ли их в интрузивах, прорывающих только карбонат-

Т а б л и ц а 1

Изотопный состав стронция в породах Кия-Шалтырского массива

Анализируемая порода	Rb/Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	
			современное	первичное
Известняк мраморизованный на удалении около 1 км от контакта с уртитам	0,0050	0,014	0,7080 ± 2	0,7080 ± 2
Известняк мраморизованный с небольшой примесью силикатных минералов, на расстоянии 84 м от контакта с уртитом (образец с глубины 230 м)	0,0099	0,028	0,7078 ± 4	0,7076 ± 4
Габбро крупнозернистое трахитоидное оливиновое (образец с глубины 235 м)	0,0039	0,011	0,7053 ±	0,7052 ± 2
Габбро крупнозернистое трахитоидное оливиновое из коренных обнажений	0,0092	0,026	0,7053 ± 3	0,7052 ± 3
Уртит крупнозернистый из обнажений в центральной части рудной линзы	0,032	0,091	0,7061 ± 2	0,7059 ± 3
Уртит крупнозернистый в 12 м от контакта с мрамором (образец с глубины 326 м)	0,039	0,11	0,7051 ± 3	0,7047 ± 4

ные толщи, либо вмещающие породы могут быть любого состава. Справедливость последнего предположения подтверждают находки уртитов и ювитов в щелочно-габброидных массивах, залегающих среди гранито-гнейсов (Кольский полуостров, массив Гремяха-Вырмес). Для выяснения возможного влияния известняков на состав щелочно-габброидной серии с уртитам было проведено исследование изотопии стронция пород известного Кия-Шалтырского месторождения в Кузнецком Алатау.

Кия-Шалтырский массив — штокообразное тело, сложенное преимущественно габбро, тералитами, уртитам. Формирование его завершают небольшие дайки ийолит-порфиров, нефелиновых и щелочных сиенитов. Вмещающие толщи, преимущественно карбонатного состава, имеют кембрийский возраст. К-Аг, возраст щелочных пород массива — около 400 млн. лет, что согласуется со стратиграфическими данными. Контакты уртитов с вмещающими карбонатными толщами резкие и сопровождаются слабым скарированием мраморизованных известняков в зоне, мощность которой не превышает первые метры.

Изотопный состав стронция был изучен Ю. В. Гольцманом (ИГЕМ АН СССР) в трех типах пород Кия-Шалтырского массива: габбро, вмещающие мраморизованные известняки и уртиты (табл. 1). Для обоих образцов габбро получены идентичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7052 \pm 2-3$. Во вмещающих мраморизованных известняках отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

выше — $0,7080 \pm 2$ и $0,7076 \pm 4$. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в урритах $0,7059 \pm 3$ и $0,7047 \pm 4$ существенно отличается от величины этого отношения в известняках; среднее по обеим пробам урритов в точности совпадает со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в габбро. Это свидетельствует в пользу генетической связи урритов и габбро и позволяет предполагать их глубинное происхождение. Заимствование вещества вмещающих карбонатных толщ в проанализированных образцах не обнаружено. По-видимому, расшифровку условий возникновения руд урритов следует искать в ходе магматической дифференциации.

В дискуссии о генезисе миаскистов, которую на протяжении многих лет ведут сторонники палингенно-метасоматической [9, 10, 15] и магматической гипотез [4, 11, 16], обсуждается в числе главных проблем источник вещества: возникает ли эта разность нефелиновых сиенитов в процессе переработки вмещающих толщ либо они сложены веществом глубинного происхождения.

Миаскиты в ассоциации со щелочными сиенитами, карбонатитоподобными породами, иногда глиммеритами образуют устойчивую серию пород, известную в Канаде (Блю Маунтин), северной Норвегии (Стьерной, Сороу), Финляндии (Сиилиньярви), Советском Союзе (Новополтавский, Ильмено-Вишневогорский). Последний исследован особенно детально, причем большинство советских геологов вслед за Б. М. Роненсоном связывают формирование миаскитовых комплексов с процессами локального плавления вещества коры.

Для проверки этой гипотезы при участии Б. М. Роненсона и В. Я. Левина в трех участках 150 км Ильмено-Вишневогорской полосы щелочных пород были отобраны образцы для изотопных исследований. Предполагается, что в каждом из этих участков представлены разные стадии процесса палингенеза: 1) Вишневогорский массив (северная часть комплекса) сложен преимущественно эвтектоидными миаскитами; 2) в Ильменогорском массиве (южная часть комплекса) миаскиты образовались путем магматического замещения вмещающих толщ; 3) промежуточная зона (район оз. Ишкуль) рассматривается как корневая часть структуры, в которой примерно на глубине 20 км происходило зарождение миаскитового расплава. В этом районе миаскиты образуют небольшие линзы среди пород весьма пестрого состава, в размещении которых намечается следующая последовательность: гнейсы, амфиболиты, сланцы ↔ фениты амфиболовые ↔ фениты пироксеновые ↔ биотит-полевошпатовые породы ↔ нефелин-полевошпатовые мигматиты ↔ миаскиты.

Изучение изотопного состава кислорода силикатных пород Ильмено-Вишневогорского комплекса выполнено в ГЕОХИ АН СССР под руководством Е. И. Донцовой (табл. 2). Значения $\delta^{18}\text{O}$ для миаскистов Вишневогорского и Ильменогорского массивов оказались весьма устойчивыми и дали значение $\delta^{18}\text{O}$ около $+5,5\text{‰}$ относительно стандарта SMOW, т. е. величину, характерную для образований, имеющих глубинный источник вещества. Изотопный состав силикатных вмещающих толщ варьирует: $\delta^{18}\text{O}$ для гнейсов $+17,6\text{‰}$ и $+9,3\text{‰}$, для сланцев соответственно $+10,1\text{‰}$, амфиболитов $+7,4\text{‰}$ и $+8,9\text{‰}$. В целом вмещающие толщи имеют более тяжелый изотопный состав кислорода, характерный для коровых образований. Особый интерес представляют данные,

Таблица 2

Изотопный состав кислорода силикатных пород Ишкульской зоны в сравнении с Вишневогорским и Ильменогорским массивами

Массив	Анализируемая порода	№ обр.	N nn	O ¹⁸ , ‰ SMOW
Ишкульская зона	Амфиболит	31	1	7,4 (2)
	Славец	46	2	10,1 (3)
	Гнейс	30	3	17,6 (2)
	Фенит амфиболовый	32	4	7,0 (3)
	Нефелин—полевошпатовый мигматит	39	5	8,2 (1)
		44	6	7,6 (1)
Вишневогорский.	Миаскиты	55	7	7,0(1)
	Амфиболиты	85	8	8,9 (2)
		93	9	5,5 (2)
	Миаскиты	76	10	5,4 (1)
Ильменогорский	Гнейс в 2 км от контакта	218	11	5,5 (1)
		1	12	9,3 (1)
	Миаскит	25	13	5,6 (1)

Примечание. В скобках указано число измерений по пробе; номера образцов 44, 55, 93, 76, 1, 25 соответствуют номерам на рис. 2. Изотопный состав кислорода и стронция определен по одним и тем же пробам.

полученные для образцов из разреза около оз. Ишкуль. Обращает на себя внимание, что миаскиты Ишкульской зоны имеют более тяжелый изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O} = +7,0\text{‰}$ и $+7,6\text{‰}$) по сравнению с миаскитами из Вишневогорского и Ильменогорского массивов. По-видимому, в мелких инъекциях миаскитов, характерных для этой зоны, имел место обмен вещества с вмещающими толщами, что и влияет на их состав. Мигматиты и фениты характеризуются $\delta^{18}\text{O}$ равными $+7,0\text{‰}$ и $+8,2\text{‰}$ и могли возникнуть при воздействии миаскитовых расплавов на вмещающие толщи.

Вывод о ведущей роли глубинного вещества в формировании миаскитов получен также на основании исследования изотопного состава стронция Ильмено-Вишневогорского комплекса, выполненного доктором Блэксландом [Alan Blackland в университете г. Мюнстера (ФРГ)]. Все миаскиты, включая и образцы из района Ишкульского озера, очерчивают конкордантную изохрону (рис. 2). Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для миаскитов весьма низкое ($0,70349 \pm 0,00021$), что характерно для пород, имеющих глубинный источник слагающего их вещества. Исследования изотопии стронция выявили два возрастных этапа в истории формирования Ильменского и Вишневогорского комплексов. Ранний — около 440 млн. лет (рис. 2, изохрона по породам — сплошная линия) — фиксирует возраст миаскитовой интрузии. Поздний — около 240 млн. лет (рис. 2, изохрона по минералам — пунктирная линия) — характеризует время смещения изотопного равновесия, которое могло произойти при метаморфизме, синхронном с герцинской складчатостью. Напомним, что полученные ранее данные K-Ar возраста нефелина и биотита из нефе-

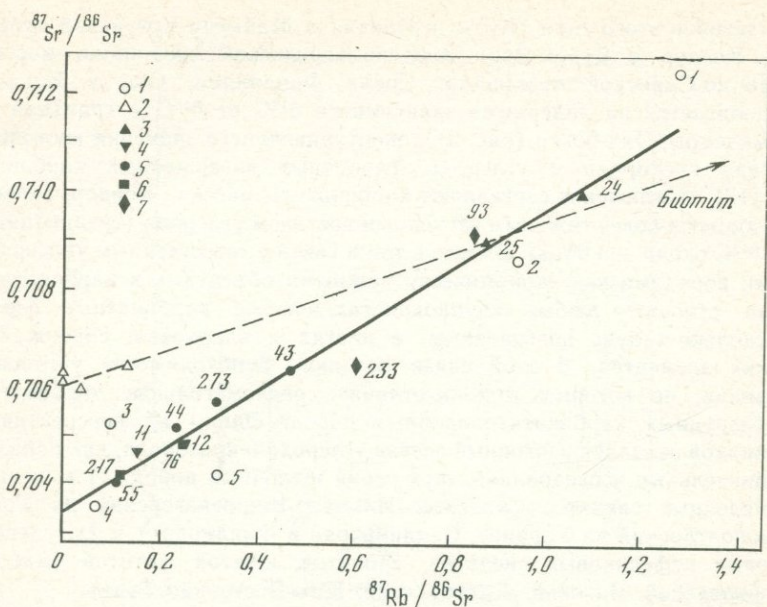


Рис. 2. Зависимость отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в породах Ильмено-Вишневогорского комплекса

1 — вмещающие породы (гнейсо-граниты, амфиболиты); 2 — минералы из миаскита обр. 25, Ильменогорский массив; 3 — миаскиты центральной части, Вишневогорский массив; 4 — миаскиты эндоконтакта, 5 — миаскиты Шиккульской зоны; 6 — миаскиты центральной части, 7 — миаскиты эндоконтакта. Изохрона по породам — возраст 436 ± 31 млн. лет, первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70349 \pm \pm 0,00021$. Изохрона по минералам — возраст 244 ± 4 млн. лет

лин-сиенитовых пегматитов Вишневогорского массива давали близкие цифры — около 250 млн. лет. По-видимому, современный облик миаскитов, их гнейсовидные текстуры являются следствием метаморфической переработки.

Подобное явление обнаружено в ряде щелочных массивов Канады (Ред Вайн), Швеции (Норра Черр), залегающих в области развития Гренвилльского метаморфизма [12, 13]. В частности, в последние годы установлено, что нефелин-сиенитовые гнейсы района Халибуртон-Банкрофт, которые рассматривались как продукт нефелинизации гнейсов, являются метаморфизованными нефелиновыми сиенитами; реликты массивных нефелиновых сиенитов обнаружены среди разгнейсованных разновидностей (J. Gittins, устное сообщение).

Природа кальцитсодержащих пород, завершающих формирование массивов щелочных и ультраосновных пород, определяется однозначно — их относят к карбонатитам, следуя классическому определению Бреггера. Судя по многочисленным исследованиям изотопного состава этих пород, слагающее их вещество имеет действительно глубинное происхождение. Большая часть цифр, полученных нами по образцам

из массивов этого типа (Кугда и Одихинча Маймеча-Котуйской провинции, Ковдор и Vuори-Ярви Кольско-Карельской провинции, массивы Восточно-Саянской провинции, Сокли Финляндии, Ока в Канаде), располагается на диаграмме зависимости $\delta^{13}\text{C}$ от $\delta^{18}\text{O}$ в границах так называемого Ока-бокса (рис. 3)¹, огибающего значения изотопного состава кислорода и углерода, первичных изверженных карбонатов [17]. Исключение составляют карбонатиты массива Ковдор, характеризующиеся более тяжелым изотопным составом углерода (среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ около -3.6‰). Вместе с тем в связи с естественным увлечением этими породами как экономически важными объектами к карбонатитам стали относить любые крупнокристаллические карбонатные породы со сколько-нибудь повышенным, а иногда и кларковым содержанием редких элементов. В этой связи возникла необходимость установить признаки, по которым можно отличать редкометалльные карбонатиты от безрудных карбонатитоподобных пород. Одним из перспективных признаков оказался изотопный состав углерода и кислорода, как показали сравнительные исследования двух серий щелочных пород: 1) миаскитов и щелочных сиенитов (массивы Ильмено-Вишневогорский на Урале, Новополтавский на Украине, Сиилиньярви в Финляндии) и 2) геденбергитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, ювитов, уртитов (массивы Баянкольский, Чикский, Дахунурский, Юго-Восточная Тува).

Разнообразные проявления кальцита в Ильмено-Вишневогорском комплексе (равномерно рассеянная вкрапленность кальцита в щелочных породах, жилы существенно кальцитового состава с аксессуарной примесью биотита, альбита, микроклина, сульфидов, апатита, пирохлора), так же как и кальцитсодержащие породы массивов Новополтавского и Сиилиньярви, имеют довольно устойчивый изотопный состав: $\delta^{18}\text{O}$ колеблется от $+6,4\text{‰}$ до $9,7\text{‰}$, а $\delta^{13}\text{C}$ от $-4,8\text{‰}$ до $-7,9\text{‰}$. На рис. 3 (усл. об. 1б) эти данные попадают в пределы границ Ока-бокса, следовательно, как и в типичных карбонатитах, углерод и кислород кальцита из миаскитовых массивов имеют глубинное происхождение.

Силикатно-кальцитовые и существенно кальцитовые породы и жилы, сопровождающие массивы геденбергитовых нефелиновых сиенитов, ийолитов, уртитов, ювитов (юго-восток Тувы), внешне напоминают карбонатиты. Однако, судя по изотопному составу кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ колеблется от $+13,8\text{‰}$ до $17,9\text{‰}$) и углерода (варьирует в широких пределах $\delta^{13}\text{C}$ от $+2,5\text{‰}$ до $-6,1\text{‰}$), эти две группы пород заметно различаются (рис. 3, сравните усл. об. 2 и 1). Вместе с тем обнаруживается несомненное сходство изотопного состава силикатно-кальцитовых и существенно кальцитовых пород Тувы со скарнами и кальцифирами из приконтактных зон рассматриваемых щелочных массивов Урала, Тувы и Маймеча-Котуйской провинции (рис. 3, сравните усл. об. 2 и 3).

¹ Данные по изотопному составу кислорода и углерода получены в ГЕОХИ АН СССР под руководством Е. И. Донцовой и Э. М. Галимова. На рис. 3 показаны только те образцы, для которых были получены результаты обоими методами.

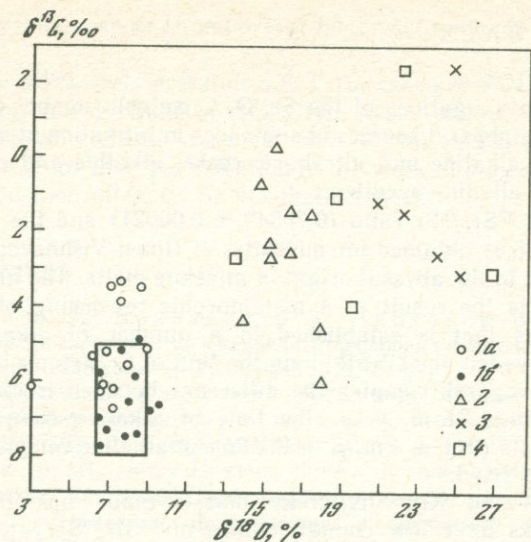


Рис. 3. Зависимость отношений $\delta^{13}\text{C}\%$ и $\delta^{18}\text{O}\%$ в кальцитах из карбонатитов массивов щелочных и ультраосновных пород (1, а) и массивов миаскитов — щелочных сиенитов (1, б), из силикатно-кальцитовых карбонатитоподобных пород Юго-Восточной Тувы (2), кальцифиров и скарнов (3), известняков, мраморизованных мраморов и мраморов вмещающих толщ (4).

Таким образом, проведенные исследования изотопного состава стронция, кислорода и углерода подтвердили ведущую роль глубинных источников вещества в формировании щелочных пород. Даже для серии миаскитов—щелочных сиенитов, которая последние годы большинством исследователей относилась к продуктам палингенеза верхних частей земной коры, получены значения изотопных отношений стронция и кислорода, характерные для пород глубинного происхождения. Две ведущие разности щелочных пород — уртиты и миаскиты, природа которых долгие годы дискутируется, не обнаруживают следов заимствования вещества вмещающих толщ.

В небольших масштабах обмен вещества между щелочными расплавами и вмещающими породами, по-видимому, имел место в приконтактных зонах, вызывая образование фенитов, скарнов, кальцифиров, в которых наблюдаются промежуточные значения изотопных отношений. Редкометалльные карбонатиты двух щелочных серий — щелочных и ультраосновных пород, миаскитов и щелочных сиенитов — имеют устойчивый изотопный состав углерода и кислорода кальцитов, значения которого находятся в одном ряду с изотопным составом этих элементов глубинного происхождения. Для безрудных карбонатитоподобных пород из массивов геденбергитовых нефелиновых сиенитов Юго-Восточной Тувы предполагается смешанным или коровый источник вещества, что не позволяет отождествлять их с карбонатитами. Природа вещества является важным фактором, определяющим рудоносность пород.

ABSTRACT

The carried investigations of the Sr, O, C isotopic composition proved the leading role of abyssal sources of substance in formation of alkaline massifs composed by alkaline and ultrabasic rocks, alkaline and gabbroid rocks, miaskite and alkaline syenites.

The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ($0,70349 \pm 0,00021$) and the values $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (^{18}O about +5,5) obtained for miaskites of Ilmen-Vishnevogorsky complex base no doubt in the abyssal origin of miaskite melts. The gneissoid texture of miaskites is the result of a metamorphic reworking of the, primarily plutonic rocks that is established in a number of alkaline complexes of Canada, Sweden, the USSR along the shift of Sr isotopic balance. For the Ilmen-Vishnevogorsk complex the difference between isochrones obtained on rocks (436 ± 31 m. y. — the time of alkaline complex formation) and on minerals (244 ± 4 m. y. — the time of alkaline complex metamorphic reworking) is fixed.

Urtites of the Kija-Shallyrsky massif made up of alkaline and gabbroid rocks have low enough values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ($0,7059 \pm 3, 0,7047 \pm 4$) which differ significantly from limestones of the country rocks ($0,7080 \pm 2, 0,7076 \pm 4$). The mean value of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of two samples of urtites coincides with the values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in gabbro ($0,7052 \pm 2, 0,7052 \pm 3$), which speaks for the genetic connection of these rocks and allows to expect a common abyssal source of the substance that forms them.

The absence of traces of borrowing of the country rocks in the studied alkaline rocks shows the inapplicability of palingenetic model for explaining miaskite formation conditions as well as the hypothesis of syntexis of limestones, the modified variant of which is sometimes used to explain the urtite genesis. On a small scale the exchange of substance between alkaline melts and country rocks must have been in the near contact zones. This process is the reason for formation of fenites, skarns, calciphyres in which intermediate values of isotopic ratio between plutonic rocks and country rocks were obtained.

The calcite-silicate rocks concluding the formation of massifs of alkaline and ultrabasic rocks are classified as rare-metallic carbonatites. The isotopic composition of these rocks is in the same row of values with the composition of C, O, Sr of abyssal origin. Various types of calcite, including rare-metallic calcite veins in the massifs of miaskite-alkaline syenites (Ilmen-Vishnevogorski, Novopoltavski in the USSR, Siilinjarvi in Finland) have rather a stable isotopic composition of O (^{18}O from $+6,4^0/_{00}$ to $+9,7^0/_{00}$) and C (^{13}C from $-4,8^0/_{00}$ to $-7^0/_{00}$) which fall within the range of values characteristic of abyssal carbonatites. The ore-free carbonatitelike rocks from massifs of hedenbergite nepheline syenites associated with urtites, ijolites and juvites of the south-eastern Tuva in isotopic composition of O (^{18}O from $+13,8^0/_{00}$ to $+17,9^0/_{00}$) and C (^{13}C from $+2,5^0/_{00}$ to $-6,1^0/_{00}$) discover a doubtless resemblance with skarns and calciphyres. A mixed or crustal sources of the forming them substantially calcite rocks of Dakhunurski, Chikski, Bayankolski massifs of the Tuva with carbonatites.

The nature of substance as an important factor determining the ore-bearing of rocks.

The author is sincerely grateful to E. I. Dontsova (GEOHI, Acad. of Sci. of the USSR), A. M. Galimov (GEOHI, Acad. of Sci. of the USSR), Yu. V. Goltsman (IGEM, Acad. of Sci. of the USSR), A. Blaxland (Münster, FRG) for their participation in the work and investigation of the isotopic composition of O, C, Sr in alkaline rocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галимов Э. М., Кононова В. А., Прохоров В. С. Изотопный состав углерода карбонатитов и карбонатитоподобных пород (в связи с проблемой источника вещества). — *Геохимия*, 1974, № 5.
2. Гольцман Ю. В., Кононова В. А. и др. Генезис уртитовых руд Кня-Шалтырско́го месторождения по данным изотопного состава стронция. — *ДАН СССР. Сер. геол.*, 1978, том 242, № 4.
3. Донцова Е. И., Кононова В. А., Кузнецова Л. Д. Изотопный состав кислорода карбонатитов и карбонатитоподобных пород в связи с источниками их вещества и проблемой рудоносности. — *Геохимия*, 1977, № 7.
4. Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильенского минералогического заповедника и его копей. Изд. Гл. упр. по заповедникам, 1939.
5. Конев А. А. Некоторые закономерности размещения нефелинсодержащих пород и оценка нефелинового сырья Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: *Нефелиновое сырье*. М.: Наука, 1978.
6. Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976.
7. Кононова В. А., Донцова Е. И., Кузнецова Л. Д. Изотопный состав кислорода пород Вишневогорского и Ильменогорского щелочных массивов и вопросы их генезиса: Тезисы докл. на VII Всесоюз. симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии, 1978.
8. Кухаренко А. А., Булах А. Г. и др. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. — *Труды Ленингр. об-ва естествоиспытат.*, 1971, т. XXII, вып. 2.
9. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974.
10. Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения. — В кн.: *Геология месторождений редких элементов*. Недра, 1966, вып. 28.
11. Appleyard E. C. Syn-orogenic igneous alkaline rocks of eastern Ontario and northern Norway. — *Lithos*, 1974, vol. 7.
12. Blaxland A. B. Aegpaitic magmatism at Norra Kärr • Rb—Sr isotopic evidence. — *Lithos*, 1977, 10.
13. Blaxland A. B., Curtic L. W. Chronology of the Red Wine alkaline province, central Labrador. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, vol. 14, N 8.
14. Blaxland A. B., Кононова В. А. Isotopic study on Whole-rock and mineral samples from alkaline complexes from the USSR and Scandinavia. — In: *Abstract XI General Meeting Intern. Mineral. Assoc. Novosibirsk*, 1978, vol. 1.
15. Derry D. K. The lakefield nepheline syenite, evidence of nonintrusive origin. — *Trans. Roy. Soc. Canad.*, 1951, sec. IV, 45.
16. Payne T. G. Geology and geochemistry of the Blue Mountain nepheline syenite. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1968, vol. 5, N 2.

17. Taylor H. P., Frechen T., Degens E. T. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö, District, Sweden. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, 31.
18. The alkaline rocks. Ed. by H. Sorensen. London; New York; Sydney; Toronto: John Wiley Sons, 1974.

УДК 551.211

И. В. ЛУЧИЦКИЙ

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ВУЛКАНОГЕННЫХ СЕРИЙ В ПРОБЛЕМЕ ОБЩЕЙ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА ЗЕМЛИ

Основу анализа количественных показателей, позволяющих определить общую эволюцию вулканизма в истории Земли, представляет изучение на территории земного шара бывших вулканических областей, реконструируемых путем исследования вулканогенных серий. Поэтому начальным элементом исследования количественных показателей вулканической деятельности геологического прошлого следует считать выделение вулканических областей, т. е. таких территорий, на которых были распространены в прошлом или размещаются в настоящее время вулканические постройки. Хотя обычно никаких дополнительных ограничений в понятие «вулканическая область» не вводят, тем не менее следует уточнить, что к единой вулканической области можно относить также территории, на которых деятельность вулканов продолжала сохраняться длительное время, чему могла сопутствовать миграция ареалов и полей распространения вулканов при постоянно прослеживаемой преемственной связи между вулканическими событиями. Вместе с тем следует считаться с определенными размерами вулканических областей, к которым следует причислить лишь территории, измеряемые в длину и ширину тысячами километров. Удлиненные территории, объединяющие несколько таких областей, следует называть вулканическими поясами, имея в виду, что в них отношение длины к ширине составляет примерно 3 : 1 и более, тогда как аналогичные территории с длиной в сотни километров лучше именовать вулканическими зонами. Исследования особенностей строения древних вулканических областей показывают, что среди них можно выделить два соответствующих типа: мегахронные, длительно существовавшие, и брахихронные, отвечающие кратковременным вспышкам вулканической деятельности.

Определяя количество вулканогенных пород, возникших в пределах вулканических областей, необходимо установить прежние контуры этих областей, выяснить возраст и состав типичных для них вулканогенных пород, а также изучить вариации мощностей вулканогенных серий и распределение их внутри стратиграфического разреза.

Вследствие широкого распространения мегахронных областей с типичными для них сериями вулканогенных пород широкого возрастного диапазона, в которых недостаточно точны границы стратиграфических

Таблица 1

Объем продуктов вулканической деятельности (тыс. км³)
на материках * южного полушария по геологическим периодам

Период	Общее количество	В том числе				
		базальты	риолиты	андезиты	зелено-каменные породы	фонолиты и другие щелочные породы
Кембрий	600	400	20	—	180	—
Ордовик	110	—	—	—	110	—
Силур	60	—	—	—	60	—
Девон	125	15	80	30	—	—
Карбон	50	5	40	5	—	—
Пермь	220	60	120	40	—	—
Триас	600	250	250	100	—	<5
Юра	1400	1200	100	100	—	<5
Мел	1000	750	150	100	—	<5
Палеоген	600	550	30	20	—	<5
Неоген	2000	1750	150	50	—	50
Квартер	50	35	5	5	—	5
Всего	6815	5015	945	450	350	55

* Южная Америка, Африка, Индостан (часть праматерика Гондвана), Австралия, Антарктида.

подразделений, корреляция вулканических процессов в узких интервалах времени затруднена. Однако для выявления эволюции вулканизма в истории Земли чрезмерная детализация такой корреляции и не требуется, так как необходима определенная мера в анализе изучаемых возрастных интервалов, позволяющая устанавливать типичные особенности состава ассоциаций вулканогенных пород, образующих конкретные геологические тела, и соответственно изучать формации или ассоциации пород, создающиеся не мгновенно, а в течение сравнительно продолжительного времени. Более существенна строгость определения объемов извергнутых масс. Для достижения этой цели необходимо располагать достаточно точными картографическими материалами палеовулканологических реконструкций, отображающих параметры, учитываемые при оценке таких объемов.

Опираясь на выделение древних (а также и современных) вулканических областей и изучение их на основе применения палеовулканологических методов, можно, учитывая распространение вулканогенных серий и сопоставляя разновозрастные вулканические области в рамках различных хронологических интервалов, развивать дальнейшие исследования, направленные на учет количества извергнутых масс, постоянно контролируя и уточняя предлагаемые подсчеты. Такие подсчеты будут непрерывно уточняться в соответствии с развертыванием работ, направленных на изучение различных вулканических областей.

Ориентировочные данные по древним вулканическим областям южных материков, приведенные в табл. 1, показывают, что общий объем продук-

тов вулканической деятельности в фанерозое составил здесь около 7 млн. км³. Эти данные позволяют провести корреляцию только в рамках систем, так как более детальные сопоставления в целом весьма затруднены в связи с недостаточностью палеонтологических материалов, обосновывающих возраст вулканогенных серий. Для северных материков аналогичные подсчеты позволяют определить соответствующие объемы равными 13,5 млн. км³. Таким образом, для всей фанерозойской истории Земли объем продуктов вулканической деятельности на материках можно считать равным приблизительно 20,5 млн. км³.

Полученные цифровые показатели оказались на порядок меньшими, чем указанные ранее А. Б. Роновым [4,5] и его коллегами, а их данные, как известно, на порядок меньше показателей, приведенных Е. К. Мархниным [3] на основании экстраполяции современных процессов вулканизма на прошлое. Тем не менее подсчеты, выполненные указанными выше методами, дали величины, близкие к полученным ранее Ферхугеном [1, 7]. Возможные причины расхождений можно видеть в том, что значительная часть вулканических выбросов, возникающих при эксплозиях, рассеивается в атмосфере и не попадает в главные области аккумуляции вулканогенного материала.

Хотя по расчетам Е. К. Мархнина при вулканических извержениях рассеивается до 98% пеплового материала, тем не менее по уточненным данным эта величина в действительности значительно меньше и во всяком случае не превышает 75%, даже если исходить из предложенных Е. К. Мархниным очень высоких цифр потерь от рассеивания [2]. Можно, конечно, полагать, что в каких-то количественных показателях сведения о рассеивании пирокластического материала должны быть учтены, но даже принимая приведенные выше соображения об исключительно высоких потерях, в усредненных цифрах маловероятных, вычисленные нами объемы могут быть увеличены не более чем в пять раз.

Если на материках возможно, таким образом, определить соответствующие объемы извергнутого в фанерозое вулканических масс прямыми методами, изучая разновозрастные вулканические области, то для океанических пространств приходится пока предлагать принципиально различные варианты подсчетов.

Во-первых, можно предположить, что вулканическая активность была более или менее равномерной в пространстве Земли и что, следовательно, объемы соответствующих масс в океанах были в два раза большими, чем на континентах, пропорционально отношению площадей, занятых океанами и материками. Во-вторых, может быть принята концепция следующего содержания: размещение вулканических масс в океанах подчинено зональному распределению, при котором мезозойского возраста породы сосредоточены на периферии, а более молодые, до четвертичных включительно, в осевой зоне океанов. Такая концепция, если она будет основываться на представлениях о древнем заложении океанов, позволит провести соответствующий ориентировочный расчет, который тем не менее не даст возможности установить объем вулканических масс для всего фанерозоя в целом; известно, что в океанах нет сведений о палеозойских геологических образованиях. Подсчет, кроме того, будет затруднен еще и отсутствием данных о мощностях вулканогенных пород в различных

участках океанов. В-третьих, возможен подсчет, опирающийся на идеи, предполагающие раздвижение плит вдоль осевых зон океанов. При таком варианте подсчета можно ориентировочно вычислить средний прирост объема вулканических масс вдоль осевых зон за определенный интервал времени и распространить полученные данные на весь период, отвечающий истории образования океанов, т. е. примерно на 200 млн. лет, когда, как предполагается, началось раздвижение материков. С учетом концепции плитной тектоники возможен также подсчет площадей распространения разновозрастных вулканогенных пород океанического дна по известным схемам [6]. Однако такой подсчет будет тоже неопределенным, так как мощности вулканогенных пород, как и в случае второго варианта, будут оставаться неизвестными.

К сожалению, сведения о строении океанического дна в таком виде, который обеспечивал бы необходимую точность подсчетов, все еще отсутствуют. Поэтому представляется сейчас предпочтительным пользоваться расчетными данными по материкам, при глобальной оценке масштабов вулканической деятельности распространять эти данные на океаны, предполагая в целом относительно равномерное распределение вулканических масс на всей поверхности земного шара. Пользуясь приведенными выше цифрами, можно соответственно оценить объем вулканических масс, выброшенных из недр в фанерозое в 61,5 млн. км³. Только в том случае, если будет принято, что безвозвратные потери пирокластики в процессе извержения достигают 98%, эту цифру можно будет увеличить в 50 раз. Однако, как отмечено выше, такие потери не превышают 75%. Следовательно, даже предполагая такие маловероятные потери, объем продуктов вулканизма в фанерозое не превысит существенно 300 млн. км³.

Подводя общий итог, можно видеть, что изучение вулканогенных серий с точки зрения оценки количества вулканических масс, возникающих в процессе геологического развития Земли, требует широкого развертывания исследований, направленных на выявление разновозрастных вулканических областей и на глобальные корреляции, позволяющие сопоставлять их и учитывать в рамках фанерозойской истории по периодам, а затем и по эпохам. Такие же исследования должны быть распространены на изучение докембрийского вулканизма, обладающего многими чертами своеобразия, прежде всего на ближайший к фанерозою и соизмеримый с ним по продолжительности вендский хронологический интервал, а затем и на более древние этапы развития Земли.

АБСТРАКТ

The study of former volcanic areas of the globe reconstructed in course of investigation of volcanogenic series is the basis for quantitative indices analysis that allows to give the picture of general evolution of volcanic activity in Earth's history. There are two types of the areas: megachronous, of long-term existence, and brachychronous which correspond to short-term volcanic activity. In determining the amount of volcanogenic rocks within the volcanic areas, one should define the former outlines of these areas, the age and composition of volcanogenic rocks characteristic of these areas. It is also necessary to know the change in thickness of volcanic

The total amount of volcanic material (thou. km³) in southern continents* according to geologic time

Age	Total amount	Inclusive				
		basalts	rhyolites	andesites	of green colour rocks	phonolites and oth. alkaline rocks
Cambrian	600	400	20	—	180	—
Ordovician	110	—	—	—	110	—
Silurian	60	—	—	—	60	—
Devonian	125	15	80	30	—	—
Carbonifer	50	5	40	5	—	—
Permian	220	60	120	40	—	—
Triassic	600	250	250	100	—	<5
Jurassic	1400	1200	100	100	—	<5
Cretaceous	1000	750	150	100	—	<5
Paleogene	600	550	30	20	—	<5
Neogene	2000	1750	150	50	—	50
Quaternary	50	35	5	5	—	5
Total	6815	5015	945	450	350	55

* South America, Africa, Hindustan (a part of pracontinent Gondwana land), Australia, Antarctic.

series and their extent and thickness in stratigraphic section. The correlation of volcanic processes within short periods of time is difficult due to wide range of megachronous areas with peculiar series of volcanic rocks greatly ranging in age and where the boundaries of stratigraphic units are not accurately determined. Yet to establish the evolution of volcanic activity in Earth's history one needs no detailed correlation. It is necessary to have a certain measure in analysing investigating time intervals for determination of peculiarities of volcanic rocks composition and study the formations or associations of rocks which have been formed not instantaneously but during comparatively long period of time. It is more important the accuracy in determining the amount of eruptive masses. To gain our object we should have precise cartographic material of paleovolcanic reconstructions, showing the characteristics considered in evaluating of the amount of eruptive masses.

Employing the recognized old (and recent) volcanic areas and paleovolcanic methods used for their study it is possible, taking account of extension of volcanic series and comparing volcanic areas differ in age within different time intervals, to proceed the investigations involve the calculation of the amount of eruptive masses through permanent control, refinement and specifying proposed calculations. The accuracy of the calculation will increase with the accumulation of knowledge of volcanic areas.

Preliminary data for old volcanic areas of the southern continents exemplified on table I show that total amount of volcanic material in Phanerozoic is about 7 ml km³. For the northern continents it is 13,5 ml km³. Thus the total amount of volcanic material at the continents for the whole

Phanerozoic period of the Earth's history is about 20,5 ml km³. These figures are approximately in accordance with ones proposed by Ferhugen but are in disagreement with the data of another workers who don't follow strict method based on recognition of volcanic areas and study volcanogenic series within them. One will find it difficult to make such calculation for the oceans as Pre-Mesozoic period of their history is unknown while next stages in the evolution can be interpreted either in terms of plate tectonic or stable continents. In the first case the calculation can be obtained on the basis of known data on the range of oceanic floor volcanogenic rocks which differ in age, to our pity the thickness of volcanic series here are indefinite. In the second case the calculation is reached through extrapolation of data for continents to oceanic spaces according to the areas they cover. Under such conditions extrapolation appears to be preferrable. It supplis the figures 61,5 ml km³. As the losses of pyroclastics during the eruption reach 75% these figures may be 5 times as much. Thus, the total amount of volcanic products in Phanerozoic globally was probably 300 ml km³.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. — В кн.: Чтения им. В. И. Вернадского. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 44 с.
2. Лучицкий И. В. Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука. 296 с.
3. Мархинин Е. К. Роль вулканизма в формировании земной коры на примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 254 с.
4. Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
5. Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира. — Сов. геология, 1954, сб. 41, с. 46—76.
6. Pitman III, W. C., Larson K. L., Herron E. M. The age of the ocean basins Amop. 1974.
7. Verhoogen I. Volcanic heat.-Amer. j. Sci., 1946, N 1, p. 745—771.

УДК 552.163; 552.331

ПРИРОДА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МАГМАТИЧЕСКИХ СЕРИЙ В РАМАХ И СРЕДИННЫХ МАССИВАХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

В эвгеосинклиналах и в их обрамлении включения более древних магматических и метаморфических пород часто имеют возраст гораздо более молодой, чем толщи прилегающей платформе. Они обычно истолковываются как свидетельства предшествующего геосинклинального цикла. Чтобы понять их природу, нужно обратиться к предыстории образования эвгеосинклиналей. Изучение последних с позиций мобилизма привело

к установлению рифтогенных формаций в их рамках [8, 19, 20 и др.]. Наряду с ними отмечаются еще более ранние периплатформенные толщи с магматическими породами разнообразного состава.

Проведенное нами изучение указанных пород в рамках и срединных массивах геосинклиналей показало, что они обычно представлены тем же или близким набором эндогенных формаций, что и отмечающийся в предыстории наиболее изученных современных рифтов.

В областях развития современных и палеорифтовых поясов задолго (за сотни миллионов лет) до появления самих рифтов устанавливаются проявления магматизма и тектоники, характерные для зон дейтероороогенеза (диасхизиса). Они образуют пояса площадью в десятки и даже сотни тысяч квадратных километров.

Так, например, в области современного Байкальского рифта и Забайкальской магматическая активизация ясно проявлялась уже в среднем протерозое (формирование вулканоплутонических поясов, длительное поднятие, образование в межгорных впадинах осадков миогеосинклинального и платформенного типа [15]). Почти весь палеозой в этой области являлся начальной эпохой тектонических активизаций — предвестников новой мощной вспышки подъема разуплотненной мантии в мезозое. К признакам предрифтогенного магматизма здесь, видимо, следует отнести появление концентрических щелочных и щелочно-ультраосновных плутонов в северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье в Забайкалье, внедрившихся в верхнем палеозое в консолидированные приподнятые байкалиды. В раннем мезозое произошло внедрение в рассматриваемой области интрузий габбро-диоритов и различных гранитоидов. В позднем мезозое имело место массовое развитие щелочного вулканизма в зоне щелочных интрузий раннего мезозоя, расширение зоны интрузий гранитоидов. В кайнозое (точнее с верхнего мела до четвертичного времени) — трапповый вулканизм, образование системы Байкальских рифов.

Полный разрыв и раздвижение образовавшихся частей эпикарельской платформенной плиты в зоне Урала произошло в конце кембрия — начале ордовика [19]. Но уже на границе нижнего и среднего рифея сформировался сильно расчлененный горный рельеф, начался трахибазальтовый, базальтовый и базальт-липаритовый вулканизм. Образовавшиеся при этом и позже вулканы по своей характеристике и сопровождающим породам относятся к платформенным, рифтогенным.

К этому времени относятся небольшие внедрения щелочных пород и гранитов рапакиви. Среди толщ рифея отмечаются псевдостратифицированные магматические комплексы с анортозитами. Интрузии различных пород обычно с щелочным уклоном продолжались с перерывами в течение всего среднего и верхнего рифея и венда до полного разрыва платформы в раннем ордовике. Далее магматизм приобрел черты океанического.

Задолго до образования Восточно-Африканской рифтовой системы на ее месте в дорифейской платформе развился Мозамбикский пояс эпиплатформенного протерозойско-фанерозойского диасхизиса. Здесь установлены интрузии гранитоидов и щелочных пород с датировками,

начиная от 1100 и 740 млн. лет до 400 млн. лет. В их числе отмечаются кольцевые комплексы вместе с сиенитами, интрузии основных и ультраосновных пород, а также базальты и порфиры [18]. В течение большей части палеозоя Мозамбикский пояс был приподнят и подвергся денудации. Прогибы или (и) грабены стали формироваться уже в пермокарбовое время. Затем в мелу и олигоцене опять господствовала денудация. Примерно в то же время внедрили карбонатитовые интрузии и плутоны нефелиновых сиенитов [14].

В конце третичного периода началась новая интенсивная активизация вулканической деятельности и рифтообразование, продолжающееся до настоящего времени.

Примеры длительной предрифтовой истории развития магматизма дают многие другие рифты [3]. Следы предрифтового диасхизиса отмечаются в современных бережьях атлантического типа.

У всех или, во всяком случае, у подавляющего большинства известных ныне континентальных рифтов Земли устанавливается очень длительная предыстория, которую мы назвали предрифтовой стадией [9, 10]. Ее особенности в полной мере укладываются в понятие дейтероорогенеза или диасхизиса. С учетом сделанного Ч. Б. Борукаевым обобщения по 22 зонам и поясам диасхизиса [4] и других данных [1, 2, 16, 21—23 и др.] устанавливаются следующие главные особенности поясов диасхизиса, в полной мере совпадающие с характеристикой выделяемых нами зон предрифтовой стадии. По размеру они сопоставимы с ортогеосинклиналями и располагаются главным образом на окраинах платформ и в областях завершённой складчатости, часто рядом с несколько более молодыми эвгеосинклиналями. Они характеризуются интрузиями таких же разнообразных по составу пород, что и в зонах предрифтового магматизма. Характерны габбро-нориты, анортозиты и граниты рапакиви, а также щелочные кольцевые комплексы. Вулканы значительно эродированы, их мало, преобладают базальты и липариты, иногда в виде вулкано-плутонических комплексов. Осадочные породы главного этапа активизации сильно денудированы. Отмечаются грубые молассоиды спарагмитовой серии, а на более поздних этапах — доломиты и глинистые сланцы.

Характерна глыбовая германотипная тектоника с образованием крупных (сотни километров) куполовидных поднятий. Метаморфизм изверженных и осадочных пород, образовавшихся при диасхизисе, отсутствует или очень слабый. В то же время наложенный метаморфизм древних вмещающих толщ в средних частях поясов диасхизиса нередко весьма интенсивен, иногда до гранулитовой ступени с появлением эклогитов. В нескольких случаях прослежено постепенное понижение степени метаморфизма в краевых частях поясов диасхизиса вплоть до перехода метаморфитов гранулитовой ступени в зеленосланцевые толщи вне зон диасхизиса.

В первом приближении намечается следующая схема развития земной коры в поясах диасхизиса, которые мы рассматриваем как предрифтовые.

Первая стадия (собственно диасхизиса). Образование сводобразного поднятия, разбитого взбросами и грабенами. Формирование габброанортозитовых и расслоенных базит-гипербазитовых массивов.

Интрузии и вулканизм разнообразного состава, часто щелочного. Образование в нижнем этаже земной коры амфиболитов и гранулитов, иногда, видимо, эклогитов. К концу стадии массовое образование гранитоидов. Радиоактивное омоложение вмещающих толщ. Сильная денудация поверхности, образование континентальной молассы.

Вторая стадия. Прогибание поверхности, образование чехла осадков периплатформенного типа. Массовое излияние базальтов. На средних и нижних этажах образование сланцеватости и простой слабой складчатости в связи с поперечным растяжением неоднородной земной коры.

Третья стадия. Разрыв в осевой части пояса и образование океанической коры (отмечается не во всех поясах). Подъем блоков коры, испытавшей шейковый метаморфизм. Местами внедрение гранитоидов и щелочных пород, богатых редкими элементами. Местное радиоактивное омоложение.

Пояса фанерозойского дейтероорогенеза, особенно мезозойского, менее эродированы, и в них мы видим, обычно, только одно звено отмеченной цепи событий.

Различные данные, в том числе геофизические, опровергают образование поднятий под влиянием бокового сжатия, как это предполагают многие геологи [4, 23]. Поднятия являются результатом мантийного диапиризма с больших глубин [24]. О глубинах порядка 100—200 км говорит высокомагнезиальный состав ксеногенных гранатов в вендских вулканитах Урала (устное сообщение И. А. Малахова) и аналогичные данные по другим районам [6]. Сейсмические данные о распространении мантии под обширной дейтероорогенной областью Забайкалья до глубин 400—600 км получены В. А. Рогожиной [5, 17, 24].

Повышенная щелочность изверженных пород и метасоматитов вплоть до образования настоящих щелочных пород разной кремнекислотности, восстановительная среда их формирования [13], маловодность и высокая температура также говорят о глубоком, скорее всего подкоровом генезисе.

Метаморфизм при предгеосинклинальном диасхизисе и последующем разрыве плиты определяется сначала повышением давления, которое обуславливается подъемом в подкоровые и нижележащие зоны разуплотненного материала с глубин 100—200 км и более. При наличии гидродинамической связи вершины столба поднимающихся флюидов с глубинным очагом их генерации относительно кратковременное избыточное давление может достигать 2—4 кбар и более. Его максимум определяется прочностью земной коры на изгиб (в области диапира) и вязкостью астеносферы. За повышением давления следует прогрев и деформация. Последняя достигает своей наибольшей величины при разрыве литосферной плиты и образовании шейки [11]. В соответствии с таким ходом динамического процесса и в нижних, и в средних этажах земной коры, подвергшейся диасхизису, возникают малоградиентные гранулитовые и иногда эклогитовые парагенезисы. Характерно появление глаукофановых сланцев по эклогитам (Урал, западная окраина Африканской плиты). Все эти образования позже, в рифтовый период и особенно при дальнейшем развитии рифтовой структуры и образовании шейки, подвергаются рас-

сланцеванию с образованием бластомилонитов различной ступени метаморфизма (главным образом зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой). Интенсивные пликативные деформации происходят при гравитационном выжимании (всплывании) продуктов шейкового метаморфизма в обрамлении эвгеосинклиналей или внутри них. В последнем случае образуются небольшие срединные массивы, часто трактуемые как микроконтиненты. Процессы пликативной тектоники проходят в этих случаях в условиях продолжающихся поступлений снизу мантийных щелочных и генерированных ими гранитизирующих растворов. В результате образуются различные гнейсо-мигматитовые купола, окруженные зонально-метасоматически преобразованными толщами более поздних геосинклинальных образований [12, 19].

А B S T R A C T

At the borders of eugeosynclines and within them the rock blocks are found which are younger than the basements of the adjoining platforms. They are considered to be the products of the preceding geosynclinal cycle.

The study of a number of orthogeosynclines in the different continents has shown that they were preceded by rifting and breaking up the continental plates. Formation of the old and present rifts followed the crustal uplifting and magmatism, that sometimes had taken place hundreds of millions of years before rifting. Comparison of the geological setting, conditions of formation and contents of products of this magmatism with those of the diaschisis (deuteroorogenesis) belts exposes their close similarity and the same origin. The suggested pattern of the pre-history of eugeosynclines is following: ascending the high-alkaline fluids from the depths of 100—200 km; formation of a column of the mantle of the low density uplifting the earth's crust; high-pressure and (or) high pressure and temperature metamorphism; intrusions characterized by different SiO_2 contents and in most cases by a high-alkaline trend; volcanism is mainly alkaline-basaltic one. The circular complexes and stratiform gabbro-ultrabasic and gabbro-norite-anorthositic (the latter for the pre-Riphean formations) complexes are typical there. The next stage is characterized by rift formation and spreading of the lithosphere; dynamothermal metamorphism at the middle and deep levels of the earth's crust; diaphthoresis; uplifting the metamorphosed blocks of the sialic crust and local alkaline-granitoid intrusions; large-scale eruption of basalts; beginning of formation of the oceanic structure.

Thus, blocks of the older rocks in eugeosynclines (microcontinents) and their borders are relics of the geosynclinal pre-riftogenic and riftogenic stages.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелянц М. М., Богатиков О. А. и др. Магматизм северочешской рифтовой зоны. — В кн.: Опыт корреляции магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1977.

2. Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1973.
3. Божко Н. А. Историко-геологическое изучение субстрата континентальных рифтовых зон и преопределенность рифтогенеза. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978.
4. Борукаев Ч. Б. Схема общей периодизации тектонической истории Земли. — Геол. и геофиз., 1977, № 12, с. 3—11.
5. Бугаевский Г. Н. Байкальский рифт как частое проявление связей поверхностных структур с особенностями мантии Земли. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
6. Волянок Н. Я., Владимиров Б. М. О возможном составе земной коры и верхней мантии в зоне Байкальского рифта. — В кн.: Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977.
7. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975.
8. Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечехуин В. М. Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала. — ДАН СССР, 1975, 221, № 2.
9. Иванов С. Н. Петрология и мобилизм. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. М., 1976.
10. Иванов С. Н. Геологические основы металлогении эвгеосинклиналей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. 1978, т. 11.
11. Иванов С. Н. Метаморфизм разрыва плит. — ДАН СССР, 1978, 238, № 4.
12. Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974.
13. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агпантовых магм. М.: Наука, 1977.
14. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977.
15. Наумов В. А. Геологическая предыстория Байкальского рифта. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978.
16. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники. — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
17. Очерки по глубинному строению Байкальского рифта: Новосибирск: Наука, 1977.
18. Паллистер Дж. У. Тектоника Восточной Африки. — В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
19. Пейве А. В., Иванов С. Н. и др. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте Урала. М.: Наука, 1977.
20. Пущаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. — Геотектоника, 1969, № 1.
21. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973.
22. Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974.
23. Хаин В. Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза. — Геотектоника, 1978, № 3.
24. Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. — ДАН СССР, 1977, 234, № 5.
25. Illies J. H. Taphrogenesis and Plate tectonics. — Sci. Rept. Int. Union Commis. Geodin., 1974, N 8, p. 433—460.

А. А. МАРАКУШЕВ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ СЕРИИ И ГЕОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфизм горных пород происходит при температурах, более высоких по сравнению с фоновыми (геотермическими) температурами соответствующих фаций глубинности. Другими словами, метаморфизм, как и магматизм, связан с термическими аномалиями в земной коре (с подъемом геозотерм), обусловленными восходящими потоками ювенильных флюидов, которые контролируются тектоническими дислокациями (складчатостью, глубинными разломами и др.). Метаморфизм принципиально отличен от литификации (эпигенеза, метагенеза и катагенеза), при которой происходит преобразование осадков при их погружении слоистых толщ на глубину. Литостатическое давление (P_s), или глубинность, при котором происходит литификация, определяется мощностью перекрывающих осадков (стратиграфической колонкой), тогда как литостатическое давление при метаморфизме определяется глубиной погружения складчатых сооружений, осложненных надвигами. Глубина погружения складчатых сооружений всегда во много раз превышает мощность стратиграфических колонок, как можно судить по оценкам литостатического давления путем физико-химического анализа парагенезисов минералов. В развитии метаморфической зональности литостатическое давление и температура (T) изменяются сопряженно, причем для регионального метаморфизма характерны положительные значения производной dP_s / dT , а для контактового метаморфизма — отрицательные.

Прямая зависимость между литостатическим давлением (глубинностью) и температурой свидетельствует о том, что восходящие движения складчатых поясов (глубина их эрозии) в общем прямо коррелируют с интенсивностью флюидных тепловых потоков, вызывающих метаморфизм.

Связанное с региональным аллохимическим метаморфизмом уплотнение глубинных зон (погружение поверхностей Мохо и Конрада) является главной причиной орогенического воздымания складчатых сооружений.

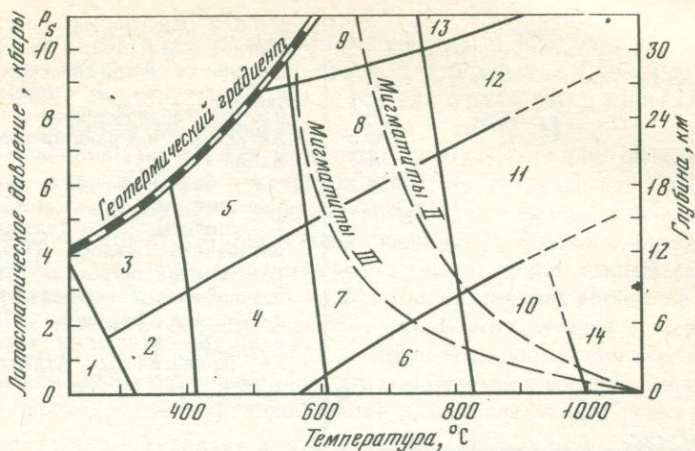
Метаморфизм горных пород, как и магматизм, отражает геоструктурное развитие земной коры, связываясь с дислокациями, которыми контролируются восходящие потоки флюидов. Поэтому магматизм и метаморфизм, тесно связанные друг с другом, претерпевают закономерную эволюцию в ходе развития складчатых поясов, схематически подразделяясь на три типа, соответствующие собственно геосинклинальной, или предорогенной (I), раннеорогенной (II) и орогенной (III) стадиям их развития. В особый IV тип [3], стоящий обособленно от эволюционного ряда I—II—III, выделяются метаморфизм и магматизм, связанные с активизацией жестких структур, с образованием в них разломов, контролирующих распространение диафореза и интрузивов, сопровождаемых контактовым метаморфизмом. Намеченные типы метаморфизма принципиально различны по геологическим, геохимическим и термодинамическим усло-

виям развития, что отражает неодинаковый флюидный и связанный с ним тепловой режим складчатых подвижных зон на различных стадиях их эволюции. В последовательности типы I, II, III метаморфизма отражают усиление теплового потока в активных складчатых поясах, с чем связано различие фациальных серий соответствующих им метаморфических пород по величине производной dP_s/dT , где P_s — глубинность (литостатическое давление), схематически отображенное на диаграмме, рис. 1 [3]. Чем больше эта величина, определяющая связь глубинности и температуры метаморфизма, тем слабее флюидный тепловой поток, и низкотемпературный метаморфизм распространяется на все большие глубины.

Геотектоническое развитие складчатых поясов сопровождается изменением характера метаморфизма в части корреляционных зависимостей между литостатическим давлением (глубинностью) и температурой. Соответственно по величине dP_s/dT намечаются главные типы метаморфизма (предороженный, раннеороженный и ороженный), различающиеся также по геохимическому режиму. В предороженной стадии развития складчатых поясов метаморфизм отличается высокими значениями dP_s/dT (относительно слабым тепловым потоком), щелочным (натриевым) составом флюидов с низкими парциальными давлениями CO_2 и H_2O .

При метаморфизме этого типа процессы гидратации и карбонатизации подавлены, благодаря чему безводные силикаты (гранат, омфациит, жадеит, эгирина и др.) устойчивы до низкой температуры и широко распространены силикаты кальция, в том числе лавсонит и ломонтит, не образующиеся при метаморфизме других типов. Это связано отчасти с сильной восстановленностью флюидов [6]: $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}_2$, $\text{CO}_2 \rightarrow \text{CO}$, $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow 0,5\text{CO}$ и частично с их повышенной щелочностью (с высоким содержанием растворенных во флюидах солей натрия — NaCl , Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , NaOH и др.), которая проявляется в широком распространении щелочных метаморфических минералов — глаукофана, глаукофан-рибекита, рибекита, эгирина, эгирина-жадеита, омфациита и других, свойственных только I типу метаморфизма. Эти условия благоприятны для образования метаморфических минералов плотной структуры (граната, жадеита, кианита), так как только в I типе метаморфизма низкотемпературный режим распространяется в глубинную область (осуществляются в полном объеме фации 3 и 5, рис. 1).

В результате раннего (догранитного) метаморфизма вулканогенные породы превращаются в спилиты, альбит-хлоритовые сланцы и натриевые амфиболиты, а в офиолитовых поясах получает распространение глаукофановый и эклогитовый метаморфизм, приуроченный к глубинным разломам, с которыми связаны интрузии гипербазитов. Образование глаукофана, жадеита, рибекита, эгирина, лавсонита, цеолитов типично для этого метаморфизма и является прямым свидетельством высокой щелочности метаморфизирующих растворов. Под их воздействием гипербазиты подвергаются ранней серпентинизации без образования магнетита (немагнитные) с выделением брусита и с окислением железа, которое входит в серпентине в кремнекислородные тетраэдры, замещающая кремний. Эта специфика также связана с высокой щелочностью растворов.



Р и с. 1. Фации метаморфических пород и фациальные серии (I—IV), отвечающие главным типам метаморфизма

Показано также примерное положение мигматитов в условиях метаморфизма II и III типов

1 — глинистые сланцы и порфириды (в условиях метаморфизма I типа также цеолитовые породы); 2 — филлиты и кальцит-хлоритовые сланцы; 3 — филлиты и зеленые сланцы (в условиях метаморфизма I типа также глаукофан-хлоритовые сланцы с лавсонитом, пренитом, пумпеллитом); 4 — двуслюдяные сланцы и гнейсы, актинолитовые сланцы и эпидотовые амфиболиты; 5 — альмандиновые двуслюдяные сланцы и гнейсы (в условиях метаморфизма I типа также глаукофановые сланцы и эклогиты); 6 — кордиерит-биотитовые и амфибол-пироксеновые роговики; 7 — андалузитовые и силлиманитовые гнейсы и амфиболиты; 8 — гранат-силлиманитовые гнейсы, гранат-пироксеновые амфиболиты и эклогиты; 9 — гранатовые, гиперстен-кианитовые гнейсы и кианитовые эклогиты; 10 — кордиерит-андалузитовые и пироксен-плагиоклазовые роговики; 11 — гиперстен-кордиеритовые гнейсы и двупироксеновые основные кристаллические сланцы; 12 — гранат-гиперстен-кордиеритовые гнейсы и двупироксеновые основные кристаллические сланцы; 13 — гранат-гиперстен-силлиманитовые гнейсы и эклогиты; 14 — сандиниты, ларнитовые и спурритовые породы, бухиты

Офиолитовые (эвгеосинклиальные) пояса в их типичном выражении характеризуются развитием толеитовых базальтов и коматитов, граувакк, кремнистых и глинистых отложений (яшм, железистых кварцитов, аспидных сланцев) и гипербазитов дунит-гарцбургитовой (хромитоносной) ассоциации. Они интенсивно дислоцированы с обычным развитием изоклинальной складчатости, надвигов, глубинных разломов и охвачены метаморфизмом (I) натрового характера, с развитием цеолитовых пород, альбит-хлоритовых (зеленых) или глаукофановых (голубых) сланцев, амфиболитов, альмандиновых и рутиловых эклогитов и др. К этому типу эвгеосинклиальных поясов близки срединные океанические хребты, в которых аналогичная ассоциация подушечных толеитовых базальтов, яшм, кварцитов, глин и альпинотипных гипербазитов отличается небольшими мощностями отложений, что определило ее название эмбриональная офиолитовая формация, данное Х. Хессом. Срединные океанические хребты являются поясами интенсивных дислокаций и развития натрового

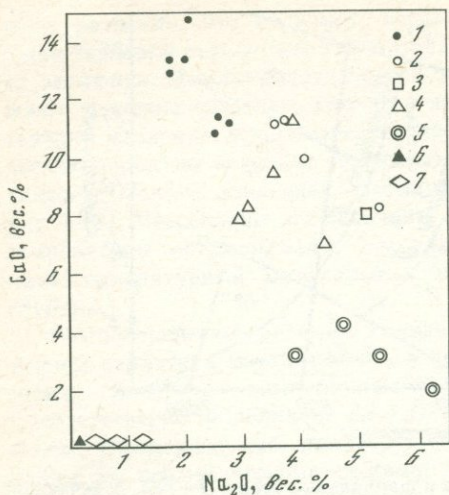


Рис. 2. Диаграмма сопоставления состава базальтов и гипербазитов срединного Атлантического хребта с продуктами их метаморфизма и с метаглаукофановыми сланцами Анtilьской и Францисканской формаций (по [9])

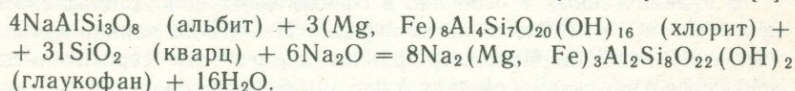
1 — базальты, 2 — метабази́ты (зеленые сланцы и амфиболиты), 3 — спилиты, 4 — глаукофановые метабази́ты желоба Пуэрто-Рико (Антильская островная дуга), 5 — глаукофановые метабази́ты Францисканской формации (Калифорния), 6 — дуниты и перидотиты, 7 — серпентиниты Атлантического хребта

метаморфизма [4]: образование цеолитовых пород, спилитов, альбит-хлоритовых сланцев, амфиболитов. Метаморфизм рассматриваемого типа (I) представлен в срединных хребтах без наложений других типов метаморфизма. Данные по метаморфическим породам Срединного Атлантического хребта были сведены С. А. Силантьевым [9]. По ним составлена диаграмма (рис. 2). Первичные базальты этого хребта, богатые $\text{CaO} = 10\text{--}15\%$ и бедные $\text{Na}_2\text{O} = 1\text{--}3\%$ и $\text{K}_2\text{O} = 0,08\text{--}0,32\%$, обедняются кальцием и калием [4] и обогащаются натрием по мере превращения их в амфиболиты, зеленые сланцы, зеленокаменные породы и спилиты, содержащие обычно цеолиты. Для сопоставления на диаграмму (рис. 2) нанесены составы метабази́тов, связанных с глаукофановым метаморфизмом. Это сопоставление показывает близость метаморфизма срединно-океанических хребтов и глаукофанового метаморфизма островных дуг и континентальных окраин по общей тенденции изменения состава пород. Все это — ранний метаморфизм подвижных поясов фемического профиля, характеризующихся развитием гипербазитов, которые в ходе метаморфизма подвергаются серпентинизации. Первичные гипербазиты рассматриваемых формаций крайне бедны щелочными металлами, но в процессах серпентинизации в условиях метаморфизма I типа они существенно обогащаются натрием ($\text{Na}_2\text{O} = 0,3\text{--}1,2\%$). Ниже приводится химический анализ типичного серпентинита атлантического хребта [9]: $\text{SiO}_2 = 38,15\%$, $\text{TiO}_2 = 0,03$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,48$, $\text{FeO} = 8,35$, $\text{MnO} = 0,14$, $\text{MgO} = 40,03$, $\text{CaO} = 0,20$, $\text{Na}_2\text{O} = 0,60$, $\text{K}_2\text{O} = 0,02$, $\text{H}_2\text{O} = 12,00$, сумма = $99,98\%$.

На диаграмме (рис. 2) наглядно выражено положение глаукофанового метаморфизма (в ряду метаморфических проявлений I типа), отвечающего крайнему по проявлению метаморфизма натрового характера, при котором состав исходных базальтоидов изменяется особенно интенсивно. Так, в Сунсунайском метаморфическом поясе на Сахалине, по данным А. Е. Егорова, в глаукофановых сланцах содержание Na_2O варьирует

в пределах 3,30—6,74%, составляя в среднем 4,56%, что значительно превышает содержание этого компонента в базальтах 1,30—3,30% [2]. Аналогичные соотношения выявляются для Урала [8] и многих других регионов — Камчатки, Калифорнии, Альп и др. [2, 4].

Глаукофановый тип метаморфизма специфичен для офиолитовых поясов и в других геоструктурных зонах не встречается. Глубинные разломы, проникающие в мантийную оболочку Земли, обеспечивают поступление в эти структурные зоны ювенильных флюидов повышенной щелочности. Глаукофановый метаморфизм носит приразломный характер во многих регионах, локализуясь на фоне более широких процессов спилитизации и зеленокаменного метаморфизма. В этих случаях с приближением к разломам прослеживается последовательное нарастание щелочности метаморфизирующих флюидов, что отражается в составе амфиболов, причем переход к глаукофановой фации в виде следующей реакции [5]:



Этой реакцией определяется щелочная геохимическая специфика фации глаукофановых сланцев относительно фации зеленых сланцев.

Развитие цеолитовых пород в наиболее низкотемпературных зонах характерно для метаморфизма I типа, отражая свойственную ему крайнюю бедность метаморфических флюидов углекислотой (подавленность явлений карбонатизации). Эта специфика метаморфизма некоторое время сохраняется в метаморфических зонах, когда намечаются элементы перехода к метаморфизму II типа, признаком чего является внедрение в подвижные пояса интрузий габброидов и кварцевых диоритов.

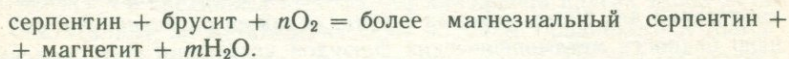
Переход к орогенической стадии развития подвижных зон приводит к изменению характера метаморфизма вследствие усиления теплового потока (понижение dP_s/dT) и возникновения связей с гранитным магматизмом — плагиограунитным на раннеорогенной стадии и гранитным на орогенной. При этом метаморфизм утрачивает натриевую специфику (понижаются общая щелочность растворов и отношение в них Na/K).

Хотя в последовательности I—II—III интенсивность химического преобразования пород в общем ослабевает, аллохимический характер метаморфизма доминирует во всем этом эволюционном ряду, в котором ярко выраженная тенденция привноса натрия сменяется в общем тенденцией его выноса, так что натровый характер метаморфизма (I, II) сменяется калиевым (III).

Калиевый тип метаморфизма (III) наиболее ярко выражен в карбонатно-терригенных формациях, в которых доминируют глинистые отложения, первично обогащенные калием (Ханкайский кристаллический массив в Приморье, Ладожская формация, Патомское нагорье и др.). Натровый характер ювенильных флюидов в значительной мере подавляется в подобных терригенных формациях, в результате чего проявления I и II типов метаморфизма в них редуцируются и доминирует метаморфизм III типа. Патомское нагорье представляет наиболее наглядный пример подобных образований благодаря широкому развитию региональной метаморфической зональности, занимающей в общем несогласное поло-

жение по отношению к напластованию пород, в которой степень метаморфизма изменяется в очень широком диапазоне от филлитов и глинистых сланцев до гнейсов, в зонах которых развиты калиевые мигматиты и граниты. Петрохимически метаморфическая зональность в метапелитах детально исследована [7], и выведены средние составы в различной степени метаморфизованных метапелитов сходного стратиграфического положения. Наиболее показательны подборки таких пород (с значительным изменением содержания летучих компонентов). Они отражают наиболее общие петрохимические тренды метапелитов при метаморфизме III типа. Наиболее показательно снижение в них содержания натрия (Na_2O): с 1,60 до 0,47% (анангская свита), с 1,63 до 1,40—1,50% (вальхтинская свита) и с 1,33 до 0,48—0,52% (пурпольская свита), тогда как содержание калия изменяется мало, так что отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ с повышением степени метаморфизма существенно возрастает.

В вулканогенных и особенно в офиолитовых поясах прослеживается прогрессивное наложение метаморфизма II и III на ранние метаморфические проявления. Например, ранние немагнитные серпентиниты подвергаются в эту стадию перекристаллизации (антигоритизации) с выделением тонко распыленного магнетита и с соответствующим усилением их магнитной восприимчивости. При этом происходит некоторое восстановление железа и поглощается брусит, содержащийся в ранних серпентинитах:



Все это свидетельствует о прогрессивном характере более позднего этапа метаморфизма гипербазитов при ином геохимическом режиме и, по-видимому, с выносом из серпентинитов натрия.

Региональный метаморфизм по отношению к рудообразованию рассматривается в двух геохимически различных аспектах: в плане его наложения на уже сформировавшиеся рудные концентрации (железистые кварциты, титановые руды и др.) и в плане его влияния на процессы рудной концентрации рудогенных элементов и образование месторождений полезных ископаемых. Этот последний собственно металлогенический аспект метаморфизма выявляется только в последнее время, когда стала устанавливаться приуроченность некоторых рудных месторождений (редкометалльных пегматитов, золота [1] и др.) к определенным типам и зонам метаморфизма.

АБСТРАКТ

Rock metamorphic temperatures are higher than the background (geothermal) temperatures of the corresponding depth facies. In other words, metamorphism, like magmatism, is associated with thermal anomalies in the crust (with increasing geoisotherms) brought about by ascending juvenile fluid streams controlled by tectonic dislocations (folding, deep faults etc.). Metamorphism is entirely different from lithification (epigenesis, metagenesis, katagenesis), that results in the modification of a sediment as layered masses submerge. Lithostatic pressure (depth) P_s at lithification depends

on the thickness of superimposed sediments (stratigraphic column), while lithostatic pressure P_s at metamorphism depends on the submergence depth of thrust-faulted structures. Submergence depths of folded structures are always much greater than the thickness of stratigraphic columns, according to the lithostatic pressure values from physico-chemical analysis of mineral parageneses. Evolution of metamorphic zones involves closely interrelated changes in lithostatic pressure (P_s) and temperature (T), with dP_s/dT being positive for regional, and negative for contact metamorphism.

A direct relationship between lithostatic pressure and temperature suggests that upward movements of folded zones (extent of erosion) correlate directly with metamorphism — inducing fluid heat flows. Decreasing density in depth zones (sinking of Moho and Konrad discontinuities) owing to regional allochemical metamorphism is the main cause of orogenic uplift of folded structures.

Geotectonic evolution of folded zones involves changes in metamorphism owing to variations in the lithostatic pressure-temperature relationships: three main types of metamorphism (pre-orogenic, early-orogenic, orogenic) differing in their dP_s/dT and in geochemical regimes begin to show up. Metamorphism at the pre-orogenic stage in the folded zone development is characterized by high dP_s/dT (heat flow is rather weak), alkaline (sodic) fluid compositions and low CO_2 and H_2O partial pressures. As a result of early (pre-granitic) metamorphism, igneous rocks convert to spilites, albite-chloritic schists and sodic amphibolites, and glaucophane and eclogitic metamorphism confined to deep faults with associated ultrabasic intrusions begins to develop in ophiolite zone. Development of glaucophane, jadeite, riebeckite, aegirine, lawsonite, zeolites is typical of this stage and indicates clearly at high alkalinity of metamorphosing solutions. The solutions induce an early serpentinization in ultrabasic rocks resulting in no magnetite development, in brucite separation and in oxidation of iron which substitutes silicon in silicon-oxygen tetrahedra.

The orogenic stage in the evolution of mobile zones is marked by changes in metamorphism owing to stronger heat flow (decreasing dP_s/dT and the influence of granitoid magmatism — plagiogranitic at the early orogenic and granitic at the orogenic stages. Metamorphism ceases to be sodic — overall solution alkalinity and (Na/K decrease). Many examples of this metamorphism which is superimposed upon early magmatic traces are found in volcanic and especially ophiolitic belts. Thus, early non-magnetic serpentinites become recrystallised (antigoritised) with the development of finely powdered magnetite, and their magnetic susceptibility becomes stronger.

Metallogenetic aspects of metamorphism are also discussed.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного оруденения. Новосибирск. Наука, 1975.
2. Маракушев А. А. Метаморфические фации глубинных зон и проблема миграции щелочей в земной коре. — В кн. Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Киев, 1971.

3. Маракушев А. А. Достижения и проблемы петрографии. — Вест. МГУ, 1977, № 5.
4. Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971.
5. Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973.
6. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. «Метаморфизм и метасоматоз». М., 1972., кн. 1.
7. Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975.
8. Шалагинов В. В. Глаукофансодержащие сланцы восточного склона Северного Урала. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1975.
9. Силантьев С. А. Метаморфические породы подвижных зон Атлантического океана: Автореф. канд. дис. М., 1978.

УДК 552.11; 552.33; 552.24

А. Т. АСЛАНЯН, К. Г. ШИРИНЯН, С. Г. КАРАПЕТЯН

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА ТАВРО-КАВКАЗСКОГО ОРОГЕНА

Область между Скифской и Аравийской платформами, известная под названием Тавро-Кавказского орогена, после мощных проявлений складчатых дислокаций среднетретичного времени и последующей региональной планации испытала крупные дифференциальные поднятия и погружения (сопровождаявшиеся глубокими разрывными нарушениями коры и мантии) и оказалась ареной бурной вулканической деятельности, достигшей наибольшей интенсивности в среднем, верхнем плиоцене (валлафранке) и плейстоцене [1, 3].

В литературе последних лет были сделаны попытки истолковать новейшую вулканическую активность Тавро-Кавказской области под углом зрения идей плитовой тектоники и неограниченного спрединга океанического дна [15].

В этой связи мы считаем необходимым подчеркнуть известное еще со времен Зюсса положение о двусторонних орогенах. Если оперировать понятием «Балкано-Анатолийско-Иранский субконтинент» (квазиплатформа) и обратиться к данным палеогеографии и палеотектоники, то легко убедиться, что цепь мезокайнозойских геосинклинальных прогибов Динарид, Таврид и Загросс на юге и цепь таких же прогибов Старой Планины, Понтийских гор, Малого Кавказа и Эльбруса на севере являлись в отношении этого субконтинента краевыми, симметрично расположенными геосинклиналиями, развивались автохтонно и в своем развитии теснейшим образом были сопряжены с этой, квазиплатформой [13, 17].

Удивительное однообразие карбонатных фаций юры и мела по всей системе Динариды — Тавриды — Загросс и столь же стройная общность

магматизма и металлогении в юре, палеогене и в нижнем миоцене по северному геосинклинальному краю субконтинента интерпретировались всегда под углом зрения автохтонности их развития. В тыловых частях этих краевых геосинклиналией, вне субконтинента, на севере и на юге от него, располагались зоны с однотипным строением коры (Черное и Каспийское моря на севере, Средиземное море и Индийский океан на юге и др.). Очаги новейшего вулканизма Тавро-Кавказского орогена теснейшим образом связаны с глобальной сетью вулканотектонических и сейсмо-тектонических линеаментов, главнейшие из которых протягиваются параллельно альпийским структурам Средиземноморского орогена или расположены к ним поперечно, представляя продолжение Восточно-Африканской системы рифтовых структур и ее ответвлений. Анатолийско-Армянско-Иранское близширотное поле верхнемиоценовых—среднеплиоценовых вулканитов протяженностью 2000 км тяготеет к линеаментам «альпийского» направления, а пояс вулканитов, прослеживающийся от рифта Мертвого моря на север — в Армянское нагорье и далее на Большой Кавказ, протяженностью 1000 км тяготеет к линеаментам «африканского» направления.

Новейшие (плиоплейстоценовые) вулканические породы Тавро-Кавказского пояса по генетическим признакам подразделяются на моно-типную и политипную формационные группы.

Монотипные формации представлены двумя близкими по возрасту, но контрастными по составу и различными по происхождению категориями пород: базальтами первичного мантийного происхождения и риолитами первичной палингенной природы выплавки вещества земной коры. Политипные формации рассматриваются нами как продукты магматической и кристаллизационной дифференциации с существенным вовлечением материала земной коры вплоть до его полного палингенного преобразования.

В тектоническом отношении мантийно-базальтовый вулканизм связан с глубинными — сквозькоровыми разломами Транскавказского меридионального поднятия, представляющего северное продолжение Африкано-Аравийского рифтового пояса [9, 10].

Отличительной особенностью мантийных базальтов является их недифференцированность и долеритовая структура остывания. Они известны в виде обширных и мощных (от 100 до 300 м и более) покровов в пределах Закавказья (Ахалкалакское, Цалкинское, Лорийское, Гукасянское, Котайкское плато, бассейны рек Ахурян, Дебет, Машвера, Храми и др.), а также вдоль юго-западного побережья оз. Севан, в Западной Армении (Эрзрумская и Северо-Ванская вулканические области Турции), в пределах бассейнов рек Тигра и Евфрата и далее на Аравийском полуострове и на северо-востоке Африки.

В Цалкинском районе (ГССР) потоки лав переслаиваются с озерными отложениями, содержащими остатки поздне-плиоценовых (акчагыльских, вилафранкских) млекопитающих [6]. Известны и более молодые излияния таких же базальтов (возможно апшеронские или нижнеплейстоценовые). При этом долеритовые базальты акчагыльского возраста намагничены обратно, а более молодые нормально (в районах Дманиси, Земона-Карабулахи, Орозмани, ущелья Машавера) [5]. Излияния базальтов

Таблица 1

Среднее содержание окислов в мантийных базальтах
(по 74 анализам)

Окислы оценки	SiO ₂	TiO ₂ *	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
<i>X</i>	49,48	1,36	17,23	5,37	5,47
<i>S</i>	1,75	1,17	1,50	2,27	2,27
<i>A</i>	+0,80	+6,70	+0,30	+0,44	+0,06
<i>d</i>	1,44	50,78	0,22	0,02	0,36

Таблица 1 (продолжение)

Окислы оценки	MnO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O*
<i>X</i>	0,44	5,70	9,62	3,62	1,34
<i>S</i>	0,08	1,32	1,01	0,82	0,71
<i>A</i>	+3,85	+0,59	+1,25	+0,30	+4,12
<i>d</i>	26,05	0,30	1,39	0,61	24,56

* Распределение неопределенное, для остальных окислов нормальное.

Оценки: *X* — среднее значение, *S* — среднеквадратичное отклонение,
A — асимметрия, *d* — эксцесс.

Петрохимические параметры

$$Fe_2O_3 + Fe/Fe_2O_3 + FeO + MgO = 0,65$$

$$a = 100 \times MgO/MgO + FeO = 48,7$$

$$\omega = MgO/CaO + Na_2O + K_2O = 0,39$$

$$\sigma = (Na_2O + K_2O)^2/SiO_2 - 43 = 3,80$$

$$SI = 100 \times MgO/FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O = 26,5$$

$$Fe_2O_3/Fe_2O_3 + FeO = 0,49$$

$$ag = Na_2O_3 + K_2O/Al_2O_3 = 0,28$$

$$alkal = Al_2O_3 + K_2O + Na_2O = 22,2$$

$$f = [(1/3 Si + K) - (Ca + Mg)] = 2,51$$

Параметры распределения элементов-примесей

	<i>X</i>	σ	<i>A</i>		<i>X</i>	σ	<i>A</i>
V ¹⁰⁻³	5,4	2,5	+0,6	Mo ¹⁰⁻⁵	16,4	7,0	+0,6
Cr ¹⁰⁻⁴	82	15,8	+0,6	Zr ¹⁰⁻³	1,9	0,7	+1,4
Ni ¹⁰⁻⁴	26,7	11,4	+0,3	Sn ¹⁰⁻⁴	4,5	1,3	+0,1
Co ¹⁰⁻⁴	13,7	1,7	+0,1	Nb ¹⁰⁻³	1,0	—	—
Pb ¹⁰⁻⁴	7,6	1,1	+0,5	V ¹⁰⁻³	1,9	0,1	—
Zn ¹⁰⁻³	4,8	0,8	+0,6	Li ¹⁰⁻⁴	7,0	1,2	—
Ag ¹⁰⁻⁶	3,2	0,3	+0,4	Rb ¹⁰⁻⁴	9,9	2,0	—
Ga ¹⁰⁻³	2,1	0,2	+0,5				

Оценки: *X* — выборочного среднего, σ — стандарта, *A* — коэффициента асимметрии.

из больших тектонических трещин в плейстоцене отмечаются в Турции в районе Диарбакира и вдоль р. Тигр [14].

Абсолютный возраст большинства долеритовых лав составляет $3 \pm 0,3$ млн. лет (K/Ar-датировка).

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз состава 55—62% *An* (60—70% объема породы), оливин (форстерит-гиалосидерит), авгит, титаномагнетит.

Оливин-пироксеновый парагенезис минералов и главные петрохимические параметры долеритовых базальтов (табл. 1), дают нам основание классифицировать их как щелочные оливиновые толеиты. Согласно уравнения А. Польдерварта, оливиновые толеиты характеризуются соотношением $f = Ab - 2En(Hy) - 1,5Fs(Hy) < 0$, а щелочные оливиновые базальты $f > 0$. Для рассматриваемых базальтов это соотношение всегда положительно. В пределах одной лавовой толщи диапазон колебания SiO_2 и других окислов весьма незначительный и, что самое главное, не носит направленного характера. Постоянными являются такие важные петрохимические параметры, как индексы Куно ($\zeta\phi$), Ритмана (σ), Симпсона (ω) и др.

Следует указать на постоянство еще одного петрохимического параметра — *Alkal* = $Na_2O + K_2O + Al_2O_3$, впервые указанное А. Стейнером для лав Нгаруху как признак отсутствия контаминации. Все это свидетельствует о недифференцированности и однородности больших объемов последовательно излившихся потоков лав и быстром, экспрессивном подъеме магмы.

По отношению к кларковым величинам А. П. Виноградова [4] рассматриваемые нами базальты обеднены элементами-примесями группы железа и несколько обогащены редкими элементами (Mo, Zr, Sn). Из металлогенных элементов кларковые содержания превышает Pb, в то время как Zr и Ag содержатся в несколько меньших количествах. Наблюдается значительный дефицит редких щелочных элементов (Rb и Li) как по отношению к кларку, так и по отношению к натрию и калию, с которыми они связаны. Для рассматриваемых пород характерной особенностью является низкое содержание K, высокие K/Rb и Mg/Li отношения.

Низкое содержание калия, высокие K/Rb и Mg/Li отношения, восстановительные условия среды магмообразования (наличие самородного железа), низкое давление кислорода, фиксируемое высокими $TiO_2/Fe_2O_3 + FeO$ и низкой точкой Кюри, позднее выделение магнетита, свидетельствуют об абиссальности рассматриваемых базальтов. Это подтверждается также высоким содержанием нормативного оливина.

Соотношения элементов-примесей группы железа—магния и редких элементов указывают на низкую степень частичного плавления субстрата. Этим же, видимо, вызывается наблюдаемый дефицит магния, а также связанных с ним Cr, Ni, Co. Косвенно это подтверждается низкой величиной коэффициента $a = Mg/Mg + Fe^2$ (42—49 для долеритовых базальтов Транскавказского ареала по сравнению с 70—72 для океанических толеитов) и индекса $\omega = MgO/CaO + Na_2O + K_2O$ (0,39).

Базальты Транскавказской зоны характеризуются повышенной глиноземистостью, что, вероятно, связано с формированием магмы в условиях низких давлений.

По имеющимся данным, мощность земной коры в зоне Транскавказского поперечного поднятия составляет 50—54 км. По данным магнитотеллурического зондирования, между вулканами Большой Арарат и Арагац, на глубине 180—190 км, выделяется высокопроводящий волноводный слой. Представляется вероятной связь вулканов данного сегмента поднятия с первичными резервуарами этого волновода.

Следует отметить, что рассматриваемые долеритовые базальты аналогичны виллафранкским долеритовым базальтам Центральной Франции, где они тяготеют к Рейнско-Ливийскому рифтовому поясу. По составу и структуре эти лавы неотличимы от долеритов Африкано-Аравийского рифтового пояса и ряда других рифтовых зон. В магнитостратиграфической шкале лавы обоих районов попадают в полосу инверсии Гильберта (3,70—3,32 млн. лет т. н.).

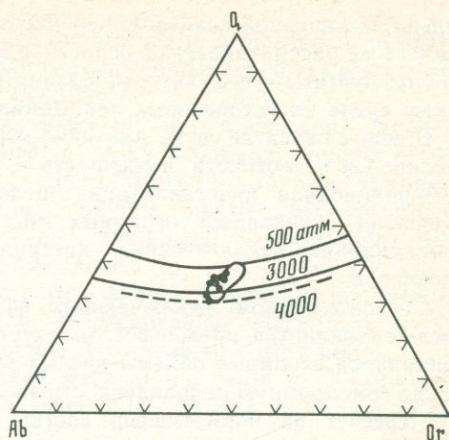
Поскольку определенная категория магнитных аномалий связывается с нижней корой и обусловливается наличием в ней магнитных минералов, и в первую очередь с магнетитом с точкой Кюри 585° С, следует думать, что температура в основании коры (на глубинах 35—55 км) не превышает точку Кюри и, вероятнее всего, что формирование магмы, давшей долеритовые лавы, происходило в действительности на значительных глубинах и, скорее всего, ниже основания литосферы, расположенной на 20—25 км глубже основания коры.

Петрогеохимические особенности формации плиоплейстоценовых липаритов в противоположность мантийным базальтам указывают на их прямую связь с первичными палингенными очагами земной коры.

Общий объем излившихся на поверхность продуктов липаритовой магмы значительно уступает объему мантийных излияний базальтов, но локальные проявления липаритовой магмы выходят за пределы Транскавказского поперечного поднятия и констатируются, начиная от Эгейской вулканической области на западе до Урмийского вулканического нагорья на востоке Ирана.

Разбросанные на обширной полосе разрозненные центры активности представлены моногенными куполовидными вулканами или их группами, удаленными один от другого на десятки и более километров и расположенными в зонах дефицита силы тяжести. Объем вулканитов каждого из центров активности обычно не превышает 5 км³. Устанавливается одновременность рассматриваемого типа вулканизма в различных вулканоструктурных зонах, что подтверждается как геологическими и археологическими данными, так и данными датирования К/Аг и трековых определений. Так, например, возраст липаритов Баксанской свиты (Северный Кавказ) составляет 2,2 млн. лет, Джавахетского хребта 1,6 млн. лет, вулканов Центральной Армении (Атис, Гутансар, Спитаксар) и Южной Армении (Базенк, Сатанакар) от 1,2—0,3 млн. лет [8]. Липаритовые лавы северного склона вулкана Сипан (Турция) имеют возраст $0,5 \pm 0,1$ млн. лет [15]. Интересно отметить, что на стратиграфическом уровне перлитов и обсидианов среднего течения р. Раздан, в Ереване, под потоком андезито-базальтовых лав, в террасовых отложениях миндель-рисского возраста недавно был обнаружен череп человека. На этих андезитобазальтах встречены обсидиановые орудия клектона и верхнего ашеля [2].

Для крупных очагов липаритовой магмы характерна антидромная эволюция состава (липарит — липарито — дацит — дацит), что свидетельствует о дифференцированности расплава в очаге. Возможность такой эволюции подтверждается также экспериментальными исследованиями [12]. Породы липаритовой формации характеризуются более или менее ярко проявленной флюидално-полосчатой текстурой. Ассоциация минералов-вкрапленников в них в общем одинаковая: олигоклаз, кварц, санидин или анортоклаз, реже слюда, роговая обманка. Минеральная фракция составляет до 5% объема породы. В нормативном пересчете силикатные минералы составляют до 91—97% объема породы, из них на долю кварца приходится 23—32%.



Нормативный состав липаритовой магмы и гранитная эвтектика (вес. %)

Согласно классификации А. Ритмана, породы липаритовой формации соответствуют Тихоокеанскому среднему известково-щелочному типу. Отношение K_2O/Na_2O в общем близко к единице. От средних липаритов отличаются повышенной щелочностью и лейкократовостью.

В породах липаритовой формации выявлено более 40 аксессуарных минералов, характерных в целом для гранитоидов. Наряду с магнетитом и ильменитом, цирконом и апатитом встречаются также ортит, сфен, циртолит, молибденит и др. Наблюдается обогащенность элементами-примесями Be, Li, Pb, Mo, Ga, отчасти и Nb, Ta, U.

На треугольной диаграмме Н. Л. Боуена и О. Ф. Татла (рис.) отчетливо видно расположение всех точек липаритов вблизи минимума на коктических линиях кремнезем — полевой шпат. Вместе с данными по минералогическому составу — наличие двух полевых шпатов (плаггио-клаз + санидин или анортоклаз) анализ диаграммы служит дополнительным подтверждением того, что рассматриваемые липариты образовались в результате плавления силикатного материала [11]. Этот вывод основывается на данных Кармайкла [16] о кристаллизации полевых шпатов в кислых вулканических расплавах.

Мантийно-коровые вулканы представлены дошедшими до определенного эволюционного уровня парагенетическими комплексами пород. В восточной части Тавро-Кавказского орогена преобладают вулканические комплексы базальт-андезитового ряда, с отчетливо проявленной щелочной тенденцией, в центральных частях области (Транскавказское поперечное поднятие) преобладают комплексы андезито-базальт-дацитового ряда известково-щелочного характера, а в западных областях орогена известен базальт-липаритовый эволюционный ряд пород с относи-

тельно повышенной калиевой щелочностью в кислых сериях вулканитов. На востоке рассматриваемой области, в Зангезуре, известны плейстоценовые лимбургиты и нефелиновые базаниты, аналоги которых встречаются также среди плейстоценовых лав Демавенда.

В целом развитие серии мантийно-коровых вулканитов идет в сторону увеличения кислотности, щелочности и железистости.

Фракционная кристаллизация щелочного оливинового толеита не объясняет образование огромных масс кислых серий вулканитов без контаминации «сиалическим» материалом первичных магматических расплавов.

Обстоятельством, исключаящим фракционный способ образования кислых вулканитов, прежде всего следует считать несоизмеримые с дифференциацией огромные объемы кислых вулканитов и в известном смысле также гомодромную направленность эволюции магматических расплавов.

Пересчет на нормативный состав минералов дает для андезитобазальт-дацитовый серии рассматриваемого генетического типа пород характерный минеральный парагенезис: пироксен — плагиоклаз — кварц, тогда как в составе вкрапленников андезитобазальтов основания серии встречается оливин, что отражает химизм начальной стадии дифференциации магмы — ее ненасыщенность кремнеземом.

Одним из характерных признаков рассматриваемой серии пород является их обогащенность коровыми элементами (K, Rb, Pb, Mo).

Спецификой мантийно-коровых (дифференциационно-ассимиляционных) вулканитов Тавро-Кавказского орогена является обширный игнимбритовый вулканизм. В литературе указывалось на связь игнимбритовых извержений с большими объемами анатектической литогенной магмы. Представляется вероятным, что первичными очагами игнимбритовых извержений являются волноводные слои, расположенные в Армении на глубинах порядка 10—11 км и 20—25 км. В этой связи небезынтересно отметить, что вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для андезитобазальт-дацитовый серии вулканитов Транскавказской области достигают наибольшего значения в дацитовых игнимбритах (0,7110). Отметим, что указанное отношение для пород дна Тихого океана колеблется в пределах 0,7029—0,7048, для известково-щелочной андезитовой свиты вулкана Большой Арарат, вблизи Транскавказского поднятия, от 0,7042 до 0,7055 [18].

А Б С Т Р А К Т

The region between Scythian and Arabian platforms known as Tavo-Caucasian orogen, after great Middle-Tertiary plicative dislocation and the next regional planation of the Mio-Pliocene mountain chains, suffered great differential elevations and submersions, accompanied by deep fructured crustal and mantle disturbances appeared as the arena of violent volcanic activity reached the great intension at the Middle and Upper Pliocene, Pleistocene.

The focuses of recent volcanism of Tavo-Caucasian orogen are closely connected with the global net of volcano-tectonic and seismic lineaments.

The principal lineaments are extended in parallels to Alpic structures of the Mediterranean orogen and transversal continuation of the East-African rifting structure system and their branches.

Complex of the recent volcanic rocks of Tavro-Caucasian orogen is subdivided into three genetic groups: a) Alkaline olivine tholeiites of the initial-mantle origin; b) rhyolites, presented the products of initial (palingenic) fusion of the crust substance and c) polytype (mantle-crust) volcanites, presented the products of magmatic and crystallized differentiations with the essential assimilation of crust substance.

From tectonic point of view mantle—basaltic volcanism is timed to abyssal-transcrustal faults of the Transcaucasian Meridional uplift, presented the North continuation of the Afro-Arabian rifting belt.

Mantle-basaltic volcanism focuses were at the depth of 20—25 kms below the crust foundation with the power of 50—54 kms in the zone of the Transcaucasian transversal uplift.

According to composition, structure and age, the examined lavas correspond to doleritic basalts of Central France, where they gravitate towards the Rhine-Livian rifting belt.

The distinctive feature of the mantle basalts is the great uniformity of the chemical and physical properties, alkali fusions with low potassium, high aluminiferous and some enrichment in rare admixed elements (Mo, Zr, Sn) magnesium composition and connected with it Cr, Ni, Co high composition of the titaniferous ore mineral.

The beginning of the basaltic outflow relates to Upper Pliocene ($3 \pm 0,3$ m. y. K/Ar — date) and the end — to Early Pleistocene. Upper Pliocene basalts are magnetized backwards and Pleistocene basalts are magnetized normally.

Liparitic, initial crustal volcanism was displayed asynchronous in the interval of 2,5—0,3 m. years. Separated in space, centres of activity are presented by monogene volcanoes with comparable small (to 5 kms³) volume of volcanites. It is supposed that they are connected with the remelting masses of acid metamorphites of foundation both in geological and in petrochemical, geochemical, petrophysical data.

According to petrochemical features of Rhytman's classification the rocks of rhyolitic magma are related to Pacific Midium calc-alkali type. They are characterized by nearly equal ratio of Na₂O and K₂O, low content of Ca and Mg. They are distinguished from mean liparites by silica saturation and hyperalkalinity. The concentration of the elements of the ferrum group and nonferrous metals according to clark is below the rate and rare elements are nearer or exceed clarks. In the examined liparites more than forty accessory minerals indicate their relations with granitoids.

Mantle-crustal volcanites are presented by paragenetic association of rocks reached the definite evolutionary standard (basalt-andesite, andesite-basalt-dacite, basalt-liparite and so on).

Fractional crystallization doesn't explain the formation of acid series of volcanites without considerable contamination by silic substance of initial fusions (alkali—olivine tholeiite). It is supposed that the circumstances excluded the fractional method of formation of acid liparites are in great incommensurability with differentiation of huge volumes of acid volcanites,

homodrome trend of evolution of magmatic fusions and the series of petrochemical and geochemical characteristics (enrichment in crustal elements, high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and so on).

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Вулкано-тектоническая активность в Армянском нагорье в плиоцене и плейстоцене. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, № 6.
2. Асланян А. Т., Момот Б. П., Саядян Ю. В. О находке фрагментов черепа ископаемого человека в Ереване. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1977, № 4/5.
3. Асланян А. Т. О некоторых общих вопросах вулкано-тектонической активности Земли. — В кн.: Проблемы палеонтологии. Ереван; Ленинград, 1978, кн. 2.
4. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
5. Глевасская А. М., Дзоценидзе Н. М. и др. Особенности развития вулканизма Южно-Грузинского нагорья по палеомагнитным данным. — В кн.: Методы палеовулканических реконструкций, вулканизм докембрия, Петрозаводск, 1975.
6. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. О возрасте Цалкинского лавового комплекса. — ДАН СССР, 1948, 59, № 1.
7. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1972.
8. Комаров А. Н., Сквородкин Н. В., Карапетян С. Г. Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. — Геохимия, 1976, № 2.
9. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. Недра, 1976.
10. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Недра, 1977.
11. Толстой М. И., Ширинян К. Г., Остафийчук И. М. и др. — Состав и физические свойства новейших вулканических образований Армении. Изд-во АН АрмССР, 1978.
12. Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования). — Геохимия, 1969, № 3.
13. Ширинян К. Г. К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. — Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1975, № 1.
14. Altini I. Explanatory text of the geological map of Turkey: Van Mineral Exploration and Research Institute. Ankara, 1963.
15. Innocenti F., Villari L., Mazzuoli, Pasquale G., Radi-cati di Prozolo F. Evolution of the volcanism in the area of the interaction Plates (Lake Van, Eastern Turkey). — J. Volcanol and Geothermal Res., 1976, 1.
16. Charmichael S. S. E. The crystallization of feldspar in volcanic acid liquids. — J. Geol. Soc. London, 1963, vol. 119, 473.
17. Richard st., John Lambert et al. Owen Chemical petrology of a suite of calc-alkaline lavas from mount Ararat, Turkey. — J. Geol., 1974, vol. 82, N 4.

Г. М. ЗАРИДЗЕ

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Историю развития эндогенных (вулканических, плутонических, метаморфических, метасоматических, полигенетических) геологических формаций Земли мы подразделяем на три главных этапа: протогеологический — догеосинклинальный, протогеосинклинальный и геосинклинально-платформенный.

Протогеологический — догеосинклинальный этап. Информация о протогеологическом — догеосинклинальном этапе развития Земли весьма скудная вследствие полной или почти полной переработанности древнейших горных пород. Некоторое представление об исходном составе земной коры на рассматриваемом этапе можно составить по наименее преобразованным породам, входящим в состав древних фундаментов. Следует полагать, что на ранней стадии геологического развития Земли в катархее и архее, которую еще в 1922 г. советский геолог проф. А. П. Павлов назвал «лунной», происходили грандиозные излияния базальтовых лав. Возраст базальтового вулканизма Луны превышает 3 млрд. лет (возраст Луны в целом 4,5—4,6 млрд. лет), что примерно отвечает времени образования земных толентовых базальтов и траппов древних платформ [2].

На протогеологическом—догеосинклинальном этапе (лунная стадия, по А. П. Павлову) наряду с базальтами образовались габбро, ультрамафиты и другие мафитовые породы, которые в настоящее время составляют геофизический базальтовый слой, погребенный под позднее возникшим гранито-метаморфитовым слоем.

Надо полагать, что на рассматриваемом этапе на Земле метаморфизм имел обширный характер и осуществлялся как под непосредственным воздействием магмы на вмещающие горные породы, составляющие стенки многочисленных магмоподводящих каналов (контактный метаморфизм), так и в результате активности поствулканических газогидротерм глубинного происхождения, преобразовавших не только мощные толщи вулканитов, но и подстилающие эти вулканиты массы горных пород (региональный метаморфизм).

Протогеосинклинальный этап. Об этом этапе развития Земли данных значительно больше, нежели о предыдущем. Он характеризуется возникновением гидросферы, неустойчивостью областей прогибания, деформацией, базальтовым вулканизмом, метаморфизмом и метасоматизмом. В это время, наряду с вытянутыми зонами прогибания, характеризующимися интенсивным вулканизмом, зарождались относительно жесткие изометрические зоны — протоплатформы [1, 10, 12]. Ультрамафитовые вулканиты, тесно связанные с высокомагнезиальными базальтами, образовали в них пятна. Петрохимические особенности этих горных пород выражаются в высоком соотношении $Ca : Al$ и $Fe : Mg$, что свойственно для геосинклинальных пикритовых базальтов фанерозоя [4], выделяемых в отдельную формацию.

Рассматриваемый этап можно разделить на собственно протогеосинклинальную и протоорогенную стадии. На первой из упомянутых стадий в периферических частях зарождающихся протоплатформ формировались автохтонные крупные линейные массивы анортозитов, известные в пределах Алдано-Станового, Анабарского и Балтийского щитов. Образование анортозитов происходило путем Ca-Al метасоматизма, сопровождающегося выносом Mg, Fe и Ti и развитием процессов базификации, обусловившей возникновение зоны титаномагнетитового оруденения [4].

Ввиду существенных отличительных особенностей данных анортозитов от других более поздних, в частности отсутствия в них ритмической слоистости, большей их лейкократовости, высокого содержания Al_2O_3 , они выделяются в качестве самостоятельной анортозитовой формации (формационного типа).

Другой формацией (формационным типом) следует считать анортозит-ультрамафит-габброидную. В данном случае анортозиты входят в состав древних расслоенных габброидных интрузивов типа Бушвельда в Южной Африке.

В результате зеленокаменного метаморфизма мощных базальтовых (осадочно-вулканогенных) толщ возникли зеленокаменные пояса (Южная Африка, Австралия, Канада, Фенноскондия — Балтийский щит), в которых содержатся локальные обособления эффузивных ультрамафитов (ультрамафит — зеленокаменный формационный тип). В орогенную (инверсионную) стадию протогеосинклинального этапа фиксируется самый мощный в истории развития земной коры процесс гранитообразования, мигматизации и метаморфизма.

Геосинклинально-платформенный этап. Этот этап развития Земли характеризуется четкой разграниченностью линейно-вытянутых геосинклинальных (горно-складчатых) структур от стабильных (платформенных) со свойствами для каждой из них процессами магматизма, метаморфизма, метасоматизма и рудной минерализации. Здесь выделяются геосинклинальные эндогенные формации (формационные типы), образующиеся на собственно-геосинклинальной и орогенной стадиях развития платформенные формации (формационные типы), которые в свою очередь подразделяются на дорифтовые платформенные, эпиплатформенные (континентальные, межконтинентальные, океанические) и дна океанов.

Среди собственно-геосинклинальных эндогенных формаций выделяются: базальт-андезитовая (-андезит-базальтовая) формация (формационный тип), которая в позднесобственно-геосинклинальную стадию развития эвгеосинклинали подверглась зеленокаменному преобразованию (зеленосланцевая фация метаморфизма), в результате чего возникла спилит-кератофир-диабаз-порфирировая формация (формационный тип) [7].

В островодужных поясах и активных континентальных окраинах на ранней геосинклинальной стадии развития, кроме базальт-андезитовой формации, образовались следующие обобщенные формации [9, 13, 14]: дацит-исландит-толеитбазальтовая, риолит-дацит-андезитовая (известково-щелочной ряд), трахит-муджиерит-гавайит-щелочнооливин-базаль-

товая (натровый ряд), латит-шошонитовая (шошонитовый ряд, порой включающий лейцитсодержащие породы — щелочной ряд).

В раннеорогенную стадию эвгеосинклинали образовались гранитоидные интрузии не только кайнозойское и фанерозойские вообще, но и древние, которым обычно предшествовали менее кремнекислотные и мафитовые (габброидные) породы [5—7]. На этом основании следует считать неоправданным употребление особого термина «вулканоплутоническая формация».

Обобщенную формацию (формационный тип) для альпинотипных гипербазитов (серпентинитов), встречающихся обычно в ассоциации с толеитбазальтами и метагабброидами, видимо, следует назвать толеитбазальт-гипербазитовой (-ультрамафитовой).

В орогенную стадию геосинклинального развития (в островных дугах и активных континентальных окраинах) последовательность метаморфизма и плутонизма схематически можно представить в следующем виде: на раннеорогенной стадии сначала происходит доплагиогранитовый прогрессивный региональный метаморфизм в низкотемпературных условиях, далее на стадии формирования плагиогранитов (габбро-плагиогранитовый формационный тип) осуществляется высокотемпературный прогрессивный региональный метаморфизм по раннеметаморфизованным горным породам; затем в позднеорогенную стадию фиксируется спад в степени метаморфизма и по предыдущим метаморфитам образуются регрессивно-регионально-метаморфизованные породы (диафориты), а также щелочные (калиевые) гранитоиды и другие плутониты. На завершающей орогенной (финальной) стадии возникают следующие обобщенные формации: малых интрузий пестрого состава и базальт-липарит-дацит-андезитовая, как это в частности наблюдается на Большом Кавказе [7].

Миогеосинклинали, как известно, представляют собой прогибы, в которых вулканические проявления незначительны. В них может проявиться липарит-дацитовый вулканизм. Парагеосинклинали обычно амагматичны, в редких случаях в них фиксируется андезит-базальтовый вулканизм. В срединных массивах выделяются вулканические щелочно-оливинбазальт-трахитовая и фонолит-тешенит-трахибазальтовая, а также плутонические кварц-монзонит-гранитоидная, кварц-монзонит-сиенитовая и другие обобщенные формации.

Дорифтовые платформенные магматические формации образовались задолго до развития на платформах рифтов [3, 8]. Видимо, весьма отдаленным во времени предшественником активизации платформ является магматизм, напоминающий инициальный вулканизм геосинклиналей. С ранней стадией активизации платформ связан трапповый вулканизм, отвечающий трапповой или плато-базальтовой формации.

В некоторых областях после кратковременной вспышки траппового магматизма происходит повторное дорифтовое развитие с возникновением центральных интрузий щелочного состава (кимберлиты, мелилитовые фонолиты и др.). К таким областям относится южная часть Африкано-Аравийского рифтового пояса. В процессе развития кайнозойского рифтогенеза на ранней стадии рифтообразования изливается щелочная маagma.

Таким образом, в дорифтовое развитие платформ могут образоваться следующие магматические формации (формационные типы): трапповая (-платобазальтовая), связанная также со стадией рифтогенеза, кимберлитовая, нефелинит-мелилит-фонолитовая (трубок взрыва и взрывных трубок), щелочногранит-щелочносиенитовая, щелочноультрамафит-карбонатитовая, ультрамафит-габброидная (для расслоенных интрузивов), габбро-анортозитовая, габбро-сиенитовая, нефелин-сиенитовая, щелочногранитоидная, рапакиви-гранитовая и др.

Среди эпиплатформенных континентальных (внутриконтинентальных) рифтовых поясов и зон [8] могут быть выделены следующие обобщенные магматические формации (формационные типы): эпиплатформенная слабощелочная (щелочноземельная), эпиплатформенная континентальная сильнощелочная (существенно натровая и существенно калиевая), субвулканическая габбро-монцитовая и др.

Эпиплатформенные межконтинентальные рифтовые пояса и зоны представляют собой результат далеко зашедшего процесса развития эпиплатформенных континентальных рифтовых поясов и зон. Обобщенные магматические формации могут быть названы: эпиплатформенная межконтинентальная вулканическая или комендит-трахитоливинбазальтовая, трахибазальт-толеитбазальтовая, муджиерит-гавайит-щелочнооливино-леитбазальтовая.

Магматизм океанических (внутриокеанических) или срединно-океанических хребтов и дна океанов связан как с рифтогенезом, так и с предшествующим ему процессом (ареальные извержения). По гипотезе тектоники литосферных плит в отличие от геосинклиналей, образующихся в зонах напользания литосферных плит друг на друга, рифтовые зоны и срединно-океанические (внутриокеанические) хребты возникают в области плит [11].

Здесь могут быть выделены следующие обобщенные магматические формации внутриокеанических хребтов и дна океанов — либо трахит-андезит-оливин-толеитбазальтовая, либо габбро-диабаз-ультрамафит-базальтовая.

* *

*

1. На догеосинклинальном этапе развития Земли наряду с базальтами широкое распространение имели габбро, ультрамафиты и другие мафитовые породы, которые теперь составляют геофизический базальтовый слой, погребенный под позднее возникшим гранито-метаморфитовым слоем.

Надо полагать, что на рассматриваемом этапе развития Земли метаморфизм исходных горных пород распространялся на обширные территории и осуществлялся как под непосредственным воздействием магмы на вмещающие горные породы (контактный метаморфизм), так и под влиянием активных поствулканических газо-гидротерм глубинного происхождения (региональный метаморфизм).

2. Инициальный базальтовый вулканизм, характерный для эвгеосинклинального неогей, и последующее формирование гранитоидов имеет место и в протогее. Причем в протогее также происходит формирование

сначала плагиогранитов, затем калиевых гранитов, но эта последовательность здесь сильно растянута во времени.

3. В становлении гранито-метаморфитового слоя Земли наряду с процессами анатексиса осадочных пород, по-видимому, немаловажную роль играли процессы метаморфизма и метасоматизма, реализующиеся в результате воздействия химических активных восходящих растворов. В пользу этого указывает нередкое развитие гранитизации в областях распространения базитового субстрата и наблюдаемый в поле процесс метасоматической гранитизации базальтоидов и габброидов, как древних, так и фанерозойских, приуроченных в последнем случае к эвгеосинклиналям.

4. Имеющийся в настоящее время огромный фактический материал по геосинклинально-платформенному этапу развития Земли не только по континентам, но и по океанам позволяет более детально проанализировать эндогенные формации Земли (континентов и дна океанов) и выделить соответствующие формационные типы как по горно-складчатым системам и островным дугам, так и по платформам, включая рифтовые зоны континентов и океанов.

А B S T R A C T

Three stages of development of endogenic formations of the earth (volcanic, plutonic, metamorphic, metasomatic, polygenetic) are considered. These stages are the following: protogeological-pregeosynclinal, protogeosynclinal and geosynclinal-platform.

Because of entire or nearly entire rework of the oldest rocks we have very scant information on the protogeosynclinal-pregeosynclinal stage of development of the earth. Data about the initial content of the earth's crust in the above-mentioned stage are compiled according to some residual rocks which, in comparison with the other rocks, are less reworked. It should be assumed that at the earlier stage of geological development of the earth in the Katarchean and Archean periods mighty basaltic lava flows took place. In 1922 the stage was called "lunar" by the Soviet geologist, Prof. A. D. Pavlov. As to its content planetary volcanism that took place on the moon 3 milliard years ago answers oceanic and trapeean tholeiite basalts of old platforms.

At the protogeological-pregeosynclinal stage gabbro, ultramafites and other melanocratic rocks were formed together with the basalts. At present these rocks constitute a geophysical basaltic layer submerged under the later formed granite-metamorphic layer.

In comparison with the above-mentioned stage much more information is available about the protogeosynclinal stage of development of the Earth when, together with the elongated zones of downwarping characterised by intensive volcanism, isometrical zones (protoplatforms) were generated. In such zones ultramafic volcanites formed at the proper protogeosynclinal stage and closely connected with high-magnesian basalts occur in the form of spots. Petrochemical properties of these rocks are expressed in high ratios of Ca:Al and Fe:Mg — peculiar to geosynclinal picrite-basalts of Phanerozoic con.

At the proper protogeosynclinal stage the following formations (formational types) are distinguished: picrite-basaltic, anorthosite (earlier) anorthosite-ultramafite-gabbroid (of Bushveld type), ultramafite-greenstone (South Africa, Australia, Canada, Baltic shield). At the orogenic stage under protogeosynclinal conditions most powerful processes of granitisation, migmatisation and metamorphism are established.

The geosynclinal-platform stage of development of the earth is characterised by clear delimitation of geosynclinal linear foliation (mountain folding) from the stable (platform) structure. Each of these structures is characterised by its proper processes of magmatism, metamorphism and ore mineralisation.

Among proper geosynclinal endogenic formations the author distinguishes the basalt-andesite (andesite-basalt) formation, which at the later proper geosynclinal stage of eugeosyncline underwent greenstone transformation (greenstone facies of metamorphism) as the result of which a spilite-keratophyre-diabase-porphyrific formation occurred (formational type).

In the arc-island belts and active continental margins at the early geological stage of development besides the basalt-andesite formations the following generalised formations occurred: dacite-icelandite-tholeiite-basaltic, rhyolite-dacite-andesitic (calc-alkaline series), trachyte-mugearite-hawaiite-alkaline-olivine-basaltic (sodic series), latite-shoshonitic (shoshonite series, sometimes containing leucitic rocks — alkaline series).

At the early orogenic stage of eugeosynclinal cenozoic, phanerozoic and old granitoid intrusions were formed. The latter were preceded by less silicic and mafic (gabbroid) rocks. On these grounds the term "volcano-plutonic formation" should not be used.

The general formation (formational type) for ultrabasites of Alpine type (serpentinite) which usually occur in association with tholeiitic basalts and meta-gabbroids, should be called "tholeiite-basalt-gabbro-ultrabasic" (-ultramafic).

Miogeosyncline represent troughs with poor eruptive manifestation. There liparite-dacitic and andesite-dacitic volcanism may be shown. Usually parageosynclines are magmatic, rarely andesite-basaltic volcanism is in evidence there. In median masses volcanic alkali-olivine-basalt-trachytic, phonolite-teschenite-trachy-basaltic, plutonic quartz-monzonite-granitoid, quartz-monzonite-syenite and other formations are distinguished (formational types).

Prerift platform magmatic formations were formed long before the development of rifts on the platforms. Magmatism reminiscent of initial volcanism of geosynclines is apparently a remote precursor of the activation of platforms. Trappean volcanism answering trappean and plateau-basaltic formations (formational type) is mainly connected with the early stage of activation of platforms. To relatively later stages belong the following formations (formational types): kimberlite, neohelinite-melilite-phenolite (of explosive tubes), alkali-granite-alkali-syenite, alkali-ultramafite-carbonatite, ultramafite-gabbroid (for layered intrusion) gabbro-anorthosite, gabbro-syenite, nepheline-syenite, alkali-granitoid, rapakivi-granitoid and others. Some formations (formational types) are distinguished for epiplatform rift belts and rift zones.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1979.
2. Богатиков О. Л., Дмитриев Ю. И. Базальты и анортозиты Луны. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
3. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977.
4. Жданов В. В., Москалева В. Н. и др.
5. Заридзе Г. М. Хевская интрузия в Дзирульском массиве. — Бюл. Геол. ин-та Грузии, 1938, т. 4, вып. 1.
6. Заридзе Г. М. Среднеюрский магматический цикл Грузии. — Сообщ. АН СССР, 1944, т. 5, № 2.
7. Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М.: Недра, 1970.
8. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
9. Нагибина М. С., Шилова В. Н. Сравнительный анализ истории развития структур и магматизма тихоокеанских вулcano-плутонических поясов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1.
10. Павловский Е. В. Происхождение и развитие земной коры материков. — Геотектоника, 1975, № 6.
11. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974.
12. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
13. Miya sh iro Ak. Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism. — Tectonophysics, 1972, 13.
14. Mi a sh iro Ak. Metamorphism and metamorphic belts. London, George Allen and Unwin Ltd. 1973. Рус. пер.: М.: Мир, 1976.

УДК 552.4 + 552.3/235.211 + 235.216

Р. Б. БАРАТОВ, В. И. БУДАНОВ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ)

На геологической карте очень эффектно выделяются выгнутые навстречу друг другу дуги Тянь-Шаня и Памира, сразу же вызывающие представление о столкновении двух могучих сегментов земной коры. Рассмотрим наиболее крупные метаморфические и гранитоидные серии, которые определяют эволюцию земной коры в этих районах [4, 5].

Верхняя мантия на Памире и Южном Тянь-Шане, по петрологическим данным, устроена по-разному. На Париме нижнекоровые образования содержат эклогитоподобные породы и гранатизированные гипербазиты пикритового состава. Состав граната не столь высокомагнезиальный, как для гранатов подкоровой фации гранатовых перидотитов. Если учесть наличие протрузий серпентинизированных дунитов и перидотитов, то под всем Памиром, надо полагать, верхняя мантия имеет существенно лерцолитовый состав и содержит линзы пироксенитов. Образцы эклогитов из трубок взрыва близки к мантийным эклогитам, но все же значительно отличаются от них. В Южном Тянь-Шане мантия имеет преимущественно пироксенитовый состав, судя по включениям в диатремах и дайках [3]. Имеются и другие породы, определяющие мантийную неоднородность:

лерцолиты, керсутитовые габбро. Пироксениты отличаются от нижнекорových пироксенитов Памира более магнизальным гранатом (55% пироба), высокоглиноземистыми (до 10% Al_2O_3) хромсодержащими пироксенами.

Моделью гранулитобазитового слоя Памира может служить архейский хорогский ортокомплекс, представляющий собой ассоциацию гипербазитов, базитовых ортогнейсов и сланцев, эклогитоподобных пород и чарнокитов с небольшим количеством метapelитов (дистеновых, биотитовых, гранатовых плаггиогнейсов). Радиологический возраст его осадочной части древнее 3 млрд. лет, так как гипербазиты с такой датировкой, внедряясь в метapelиты, приводили к расплавлению вмещающих пород. Ортокомплекс слагали толеитовые базальты в переслаивании с осадочными пелитовыми породами; последние являются терригенными и поэтому надо предположить, что уже задолго до 3 млрд. лет действовали выветривание, биогенный фактор [2, 6]. Затем начался этап регионального метаморфизма и мигматизации при параметрах гранулитовой фации высоких давлений с последующим внедрением гипербазитов ($Ol_{20} + Pp_{20} + Mp_{13} + ШП_{62} + Pl$; $T = 1300^\circ C$, $P \geq 13 \cdot 10^8$ Па). Гипербазиты сопровождалась базитами, вместе с которыми претерпели эклогитизацию и гранулитовый метаморфизм (то же $+ Gr_{45} = Pp_{75} \pm \pm Mp_H$; $T = 700-900^\circ C$, $P \leq 12 \cdot 10^8$ Па). Этот этап датируется 3 млрд. лет. Следующий этап — внедрение чарнокитов и их метаморфизм в гранулитовой ($Pl + Pp_{44} + Kb + Ort + Mp + Gr_{70}$; $T \leq 900^\circ C$, $P < 9 \cdot 10^8$ Па) фации — 2 млрд. лет. Весь слой, начиная с наиболее масштабного явления — выплавления из мантии примитивных базальтов с последующим региональным метаморфизмом и гранитизацией в условиях гранулитовой фации, формировался в течение 1 млрд. лет.

Архейский ярус гранитно-метаморфического слоя на Памире представлен горанской и шахдаринской сериями, возраст которых 2,5—2,8 млрд. лет. Сиалическое основание этих серий значительно древнее и частично захватывает возрастные рамки хорогского ортокомплекса. Поскольку в пределах серий не известны образования типа хорогского ортокомплекса, самая ранняя структура земной коры может быть интерпретирована как рифтоподобная. По преобладанию в горанской серии кварцитов, магнезитовых и доломитовых мраморов, а в шахдаринской — метapelитовых пород типа биотитовых, гранат-биотитовых и гранат-дистен-биотитовых гнейсов можно предположить, что на стадии седиментогенеза первая представляла собой относительное поднятие, а вторая — относительный прогиб. Гранулитовый метаморфизм осуществлялся в условиях высоких давлений ($Pl + Kb + Gr + Bi + Cил \pm Дист$; $T = 800^\circ C$, $P \geq 8,5 < 10^8$ Па для метapelитов). Как на гранулитовом этапе, так и после него происходило структурное усложнение земной коры. Шахдаринский блок оказался надвинутым на горанский, а хорогский ортокомплекс выдавлен между ними в покровную структуру.

В таком виде породы архейского фундамента претерпели диафторез в фации дистеновых гнейсов (для гипербазитов — парагенезисы магматической и гранулитовой стадий $\pm Po_{25} \pm Bi + Gr_{56}$; для чарнокитов $Po_{70} + Bi_{49} + Gr_{80} + Pl + Kb + Ort$; для метapelитов $Pl \pm Дист \pm \pm Gr_{70-80} + КПШ + Bi_{55} + Kb$, $T = 650-700^\circ C$, $P \leq 7,5 < 10^8$ Па), мигматитообразование, а затем метасоматоз, в том числе инфильтрацион-

ный щелочной, вследствие чего образовались флогопитовые и лазуритовые месторождения. Абсолютный возраст их дает реперное значение около 2 млрд. лет. Последующие этапы процессов в фундаменте совпадают с метаморфизмом накопленного к этому времени чехла (аличурская серия). Поскольку интервал этих процессов 2—1 млрд. лет, стадия седиментогенеза серии должна датироваться ранним—средним протерозоем. Таким образом, в этом районе основная масса земной коры сформирована 1 млрд. лет тому назад. Зеленосланцевые комплексы рифея расчленили уже сформировавшуюся континентальную кору, являясь (неважно) результатом растяжения или реликтами участков литосферы с корой океанического типа.

Архейский ярус гранитнометаморфического слоя в Южном Тянь-Шане отличается от такового на Памире по термодинамическим условиям метаморфизма и по исходному составу толщ. Эти толщи (каратегинская серия) были представлены пелитами с магнизиально-железистыми компонентами. Параметры гранулитового этапа $T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$ и $P = 6,5\text{--}7 \cdot 10^8$ Па, минеральные парагенезисы в пелитовом классе: $\text{Корд}_{26} + \text{Гр}_{75} + \text{Сил} + \text{Гер} + \text{Би}^{50} + \text{Пл}_{30\text{--}40} + \text{Кв} + \text{КПШ}$; $\text{Гр}_{75} + \text{Гип}_{47} + \text{Пл}_{35\text{--}40} + \text{КПШ} \pm \text{Кв}$; то же для амфиболитового этапа, в котором прошел высокотемпературный диафторез гранулитов: $\text{Корд}_{35} + \text{Гр}_{80} \pm \text{Сил} + \text{Би}_{59} + \text{Пл}_{25\text{--}30} + \text{Кв}$, $T = 650\text{--}750^\circ\text{C}$, $P \leq 6 \cdot 10^8$ Па). На обоих этапах метаморфизм отличался умеренными давлениями по сравнению с Юго-Западным Памиром. В Юго-Западном Гиссаре для кордиеритовой и силлиманитовой зон $T = 640^\circ\text{C}$, для биотитовой — 620°C , для ставролитовой — 555°C (наши оценки по материалам А. В. Покровского). Эти оценки не выходят за пределы амфиболитовой фации. Наиболее высокотемпературный парагенезис $\text{Гр}_{77} + \text{Сил} + \text{Би} + \text{КПШ} + \text{Пл}_{20\text{--}30} + \text{Корд}$ является переходным к гранулитовой фации. Скорее всего, она является реликтовой в высокотемпературных диафторитах амфиболитовой фации ($\text{Гр}_{85} + \text{Сил} + \text{Би}_{55\text{--}60} + \text{Корд}_{40\text{--}45} \pm \text{КПШ} + \text{Пл}_{30} + \text{Кв}$).

Для раннепротерозойского яруса характерны преимущественно зональные комплексы, представленные на Памире дистен-силлиманитовыми сериями. Примерами таких комплексов являются музольский и боршитский. Прогрессивный метаморфизм музольского комплекса, по данным М. С. Дюфура, осуществлялся в интервале $T = 350^\circ\text{C}$, $P = 8 \cdot 10^8$ Па — $T = 600^\circ\text{C}$, $P = 8\text{--}9 \cdot 10^8$ Па; затем в изотермальном режиме давление падало до $5 \cdot 10^8$ Па и в изобарических условиях температура вновь повышалась до $700\text{--}750^\circ\text{C}$, что обеспечивало анатексис; диафторез проходил при $T = 550\text{--}350^\circ\text{C}$. Геометрия комплекса проста: ядро занимает амфиболитовая фация ($\text{Гр} + \text{Дист} + \text{Корд}$, $T = 600^\circ\text{C}$) с областями анатексиса ($T = 700\text{--}800^\circ\text{C}$); затем следует эпидот-амфиболитовая фация ($\text{Гр} + \text{Ст} + \text{Му}$, $T = 480^\circ\text{C}$) и высокотемпературная субфация зеленосланцевой фации ($\text{Хлд} + \text{Кв} + \text{Би}$, $T = 400^\circ\text{C}$). В боршитском комплексе чередуются зоны умеренных и повышенных давлений, связанные как со структурой самой серии, так и с наложенными разломами. Зональность включает фрагментарную дистеновую зону с областью анатексиса, преобладающие зоны ставролита и граната и выходящие за пределы серии зоны биотита и хлорита. Для ассоциаций $\text{Гр} + \text{Ст} +$

+ *Пл* + *Кв* + *Би* + *Му* по *Гр—Би* — геотермометру $T = 600^\circ \text{C}$, по *Гр—Ст* — геотермометру $T = 650^\circ \text{C}$ при максимальной железистости граната и $T = 600^\circ \text{C}$ при средней для гранатовой и ставролитовой зон. Другие раннепротерозойские комплексы представляются незональными. Наиболее крупный из них, аличурский, является чехлом архейской глыбы Юго-Западного Памира и метаморфизован в условиях умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия). В самое последнее время здесь установлено наличие кордиеритовых гнейсов и гранитоидов. Раннепротерозойские комплексы Южного Тянь-Шаня (сурхантауская серия) образуют, по мнению Н. Л. Добрецова и А. Б. Бакирова, с толщами нижнего палеозоя единый зональный комплекс андалузит-силлиманитового типа. Основные метapelитовые ассоциации: *Сил* + *Би* + *КПШ* + *Пл* + *Кв*; *Би* + *КПШ* + *Пл* + *Кв* + *Гр*; *Сил* + *Пл* + *КПШ*. Гранитизация в отличие от архейских комплексов имеет прогрессивный характер ($T = 550^\circ \text{C}$ для амфиболовых гнейсов и амфиболитов и $T + 600^\circ \text{C}$ для гранитизированных амфиболитов).

Для позднепротерозойского и венд-нижнепалеозойского ярусов земной коры характерны зеленосланцевые комплексы, часть из них формировалась в условиях повышенных давлений. К последним относится зеленосланцевый пояс Центрального Таджикистана (горифская и ягнобская свиты). Он располагается между Курамино-Ферганским (на севере) Байсунским и Каратегинским (на юге) стабильными массивами с развитой корой континентального типа. По термодинамическим условиям эти комплексы занимают промежуточное положение между зеленосланцевыми и глаукофан-сланцевыми. Парагенезисы основного класса включают полушелочные амфиболы типа винчита, кроссита, субглаукофана, барруазита и белые слюды (фенгиты) с значительным содержанием селадонитового компонента (25—45%). Термодинамические условия метаморфизма, по оценкам Н. Л. Добрецова, для горифской свиты $T = 390^\circ \text{C}$, $P = 7-8 \cdot 10^8$ Па, для ягнобской свиты $T = 400^\circ \text{C}$ (до 490°C по слюдам), $P = 5,5-6 \cdot 10^8$ Па. Для metabазитов характерны парагенезисы $Kв + Аб + Винч_{34-41} + Фен + Ка + Эн + Руд \pm \pm Би + Хл_{34}$; $Акт + Пл_{10-35} + Хл + Кв + Аб + Эн + Ка + Руд + Би$. Метapelиты содержат преобладающий парагенезис: $Kв + Аб + Фен + Хл + Ка + Руд$. Сланцы ягнобской свиты содержат те же metabазитовые и метapelитовые парагенезисы с редким винчитом и менее обогащенными селадонитом слюдами. Данный тип прогиба нельзя назвать ни эвгеосинклинальным, ни миогеосинклинальным. Такие структуры занимают промежуточное положение, формируются на коре переходного типа. Тектоническая позиция определяет характер вулканизма (преимущественно островодужный), а также возможность последующей обдукции или тангенциального сжатия эластичных комплексов, что и приводит к формированию метаморфических поясов повышенных давлений.

Для Южного Памира в среднем по магистральным профилям с расчетом до глубины 15 км при средней высоте над уровнем моря 4 км фундамент (AR—PR) составляет 86%, вместе с гранитами 90%, зеленосланцевая фация (венд—карбон включительно) 4%, неметаморфизованный чехол 6%. Северный Памир: фундамент (AR—PR) 77%, вместе с гранитоидами 84%, зеленосланцевая фация (+ альпинотипные

гипербазиты) 11%, неметаморфизованный чехол 5%. Поскольку фундамент резко преобладает над осадочным чехлом (менее 2 км за весь фанерозой на расчетную мощность коры 19 км), то Памир представляет собой не столько геосинклинальную систему со свойственными ей линейными структурами, сколько мозаику блоков докембрийского фундамента с маломощным чехлом и тесно связанными с фундаментом массивами фанерозойских гранитоидов [1]. Эта связь устанавливается и в вещественном отношении. Воспользуемся наиболее информативными параметрами: глиноземистостью $Al = Al : Al + K + Na + 2Ca$ и калиевостью $K = K : K + Na$ (% ат.). Наиболее ярко унаследованность от фундамента видна по гранитоидам, связанным с каратегинской серией. Мигматиты имеют $Al = 54,3$, $K = 42,8$, девонские палингенно-метасоматические гранитоиды — $Al = 50,6$, $K = 47,9$ и интрузивные граниты — $Al = 50,0$, $K = 40,6$, т. е. с увеличением мобильности гранитоидов падает их глиноземистость. Но для данного типа фундамента Al и K остаются на определенном уровне: например, пермские гранитоиды этой зоны также имеют $Al = 50,0$ и $K = 45,0$. Для каменноугольного Гиссарского батолита $Al = 52,5$, $K = 46,7$. Уровень глиноземистости здесь выше, чем у гранитов, связанных с фундаментом каратегинского типа. Надо думать поэтому, что в Гиссарском батолите должны быть широко развиты кордиеритовые граниты, что и подтверждается недавними находками девонских и додевонских высокоглиноземистых гранитов с ксенолитами гранат-кордиеритовых и кордиерит-биотитовых гнейсов из областей магмообразования. На Южном Памире граниты мелового памирско-шугнанского комплекса имеют $Al = 54,8$, $K = 42,3$ а башгумбезского — $Al = 53,4$, $K = 48,0$. Залегая между шахдаринской и аличурской сериями, они наследуют признаки высокоглиноземистых гнейсов первой. Аличурские же гранитоиды, тесно связанные с одноименной серией, гораздо более пестрой по составу, но без высокоглиноземистых гнейсов, имеют $Al = 51,1$, $K = 46,0$. Все перечисленные гранитоиды связаны с верхнекоровым слоем. Докембрийские чарнокиты, связанные с нижнекоровыми образованиями, имеют $Al = 47,4$, $K = 53,0$. Гранитоиды, связанные с протерозойским фундаментом Северного и Центрального Памира, имеют $Al = 47,6—50,2$ и $K = 31—38,5$. Понижение параметров, видимо, связано с пестрым (включая вулканы) составом протерозойских толщ, в которых высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы обогащены основаниями. Резкое падение глиноземистости в палеогеновых гранитах наводит на мысль о том, что субстратом для них служили гранулитобазитовые образования; столь низкая глиноземистость свойственна только чарнокитовому комплексу Юго-Западного Памира. Триасовые каракульские граниты имеют $Al = 50,2$ и $K = 47,0$, вероятнее всего область гранитообразования располагалась в архейской части фундамента, который здесь не обнажен. Необыкновенно высокой глиноземистостью (61,0) и при этом низкой калиевостью (25,0) обладают гранитоиды обихумбоуского комплекса в эвгеосинклинальной зоне Северного Памира. Возможно, это связано с вовлечением в плавление фундамента анортозитов, так как развитый континентальный фундамент в зоне присутствует только в виде фрагментов. Во всех гранитах, тесно связанных с гнейсами повышенных давлений, содержатся высокоглиноземистые минералы

умеренных давлений. Это свидетельствует об образовании гранитов на регрессивном этапе, по крайней мере по давлению, т. е. в стадию вздымания. По глубинности магмообразования гранитоидные комплексы следует разделить на две крупные группы. В первую войдут главным образом фанерозойские гранитоиды с амфиболитом, биотитом, мусковитом; во вторую — докембрийские гранитоиды чарнокитовой формации и их малоглубинные аналоги. Для первой группы характерна связь с метаморфическими образованиями, не превышающими P — T -пределы амфиболитовой фации. Чарнокиты и чарнокитоиды по источникам магм связаны с образованиями гранулитовой фации. Для чарнокитоидов указанием на образование магмы путем анатексиса и палингенеза в условиях гранулитовой фации может служить наличие ксеногенного граната высокой смесимости и гиперстена.

Эволюция земной коры в целом представляется следующим образом. К нижнекоровым образованиям относятся в основном продукты частичного плавления вещества верхней мантии, имеющей преимущественно пироксенитовый и лерцолитовый состав. Первоначальные продукты магматизма близки к недифференцированному базальту и пикриту. В качестве субстрата при формировании чарнокитов выступали образования гранулито-базитового слоя. Источником калия, необходимого для гранитизации, надо полагать, являлась мантия, возможно линзы глиммеритов, обломки которых имеются среди глубинных включений в трубках взрыва [3]. Верхнекоровые образования представлены архейскими и раннепротерозойскими гнейсовыми комплексами. Эта часть земной коры является не терригенно-вулканогенной, как нижняя кора, а карбонатно-терригенной, с резко подчиненной ролью вулканитов. Гранитоиды этого этапа кристаллизовались из водных магм. К архею и протерозою относится наибольший расход калия (калиевые мигматиты, чарнокиты, калиевые гранито-гнейсы). В фанерозое калиевые вулканические серии базитового состава редки, а калиевые гранитоиды связаны с кратонизацией земной коры. Мантийный калий не исчерпал своих резервов вплоть до кайнозоя, что видно по неогеновым дайкам и трубкам взрыва калиевых базитов с включениями глиммеритов.

Сформировавшаяся 1 млрд. лет тому назад земная кора, в которую входили гранулито-базитовый и гранито-метаморфический слои, отличается особым консерватизмом, так как нигде на исследованных территориях нет признаков базификации, и уничтожение коры происходило только механически, путем дробления, с последующим вовлечением таких обломков коры в коровое гранитообразование. Фанерозойские граниты тесно связаны с фундаментом не только пространственно, но и генетически, представляя собой переработанный в результате гранитизации и магмообразования коровый субстрат. Следовательно, фанерозойские граниты в общем не меняют сложившегося уже баланса вещества земной коры, равно как и маломощный фанерозойский осадочный слой. Только вулканогенные толщи основного состава в эвгеосинклинальных поясах представляют собой результат активности мантии в зонах с корой особого типа (океанический или переходный), ибо спилито-кератофировые формации, как правило, не имеют подошвы; в качестве подстилающих комплексов можно считать гипербазитовые комплексы, тесно связанные с данными

толщами в форме протрузий, а также расслоенные интрузии и анортозиты. Конструктивные процессы протокры связаны с частичным плавлением и дегазацией мантии. Условия метаморфизма этой стадии (высокие температуры на поверхности, высокий градиент температуры, высокое парциальное давление CO_2 и других восстановленных флюидов и низкое парциальное давление H_2O) позже глобально уже не повторялись. Конструктивные процессы продолжались включительно по протерозой, и на этапе образования гранитно-метаморфического слоя происходили путем многократного разрушения, переотложения и метаморфизма образований протокры с участием процессов выветривания и биогенеза. Конструктивные процессы в фанерозое шли только в пределах эвгеосинклиналей и преимущественно за счет базитового вулканизма. Вся терригенная часть фанерозойских комплексов имела петрофондом уже сформировавшиеся блоки земной коры. В эвгеосинклинальных зонах базальтовый вулканизм сменялся островодужными режимами, при этом новообразованные коры переходного типа соседствуют с фрагментами развитых кор континентального типа. Замыкание прогибов сопровождалось гранитоидным магматизмом, при этом в блоках с новообразованными корами развивались натровые, а в блоках с развитой корой — калиевые серии. При последующем столкновении блоков кратонизированной коры друг с другом в полной мере проявилась консервативность коры, неподатливость ее к изменениям типа базификации или полного уничтожения. Вследствие этого в районах столкновения таких блоков сформировалась кора необыкновенной мощности. Учитывая разницу в составе верхней мантии и в характере земной коры Тянь-Шаня и Памира, границу между этими регионами можно также считать границей между лавразийским и гондванским сегментами литосферы.

А Б С Т Р А К Т

Pour comprendre l'évolution de la lithosphère de la région en question il faut examiner les particularités des segments de Thian-Chan et de Pamir de celle-là dans le système statique. La composition du manteau supérieur du Than-Chan est faite par des granulites—pyroxenites, celle du Pamir, c'est le plus possible des lherzolites. La couche de granulite—basite du Thian-Chan (à juger par les enclaves abyssales) est formée par les granulites acides et basiques. Ces dernières correspondent aux basaltes tholeitiques. Le modèle de la couche granulite—basite du Pamir peut être représenter les plaques archéennes, exprimées dans la structure de nappe. Ces plaques sont formées par des hyperbasites grenatisés, des roches ressemblent aux exlogites, des charnockites ainsi que des métapélites en quantité subordonnée.

La couche de granite-métamorphique du Thian-Chan est faite des gneiss archéens de cordièrite et des migmatites (le faciès granulitique subit la diaphtorèse de Caratéguine), des gneiss protérozoïque et des schistes cristallins de la zonaire série d'andalusite—sillimanite (le sud-ouest Guissar) Ce sont les granitoides paléozoïques riches en alumine qui sont liées étroitement avec cette base. La couche de granite métamorphique du Pamir

est formée par les gneiss archéens du faciès granulitique subit la diaphtorèse sous le faciès des gneiss de disthène, ainsi que par les complexes protérozoïques du faciès des amphibolites et par ceux de gneiss et de schistes zonaires de la série de disthène—sillimanite. Ce sont les saillies de la base avec qui les granitoides potassiques riches en alumine de l'âge phanérozoïque sont liées.

La gaine sédimentaire du Pamir ne fait que 2 km sur 19 km (la puissance calculée de la lithosphère pendant tout le phanérozoïque). Les sédiments ne sont métamorphisés plus haut que le faciès des prasinites (vindpaléozoïque).

La stade initiale d'évolution de la lithosphère était probablement l'anatexie en masse du manteau supérieur les primitives basaltes toleitiques. Le métamorphisme d'eux et celui de la petite quantité des roches sédimentaires ainsi que des hyperbasites et des gabbros pénétrés dans la masse avait lieu avec les paramètres du faciès granulitique ($700\text{--}900^\circ\text{C}$, $p \leq 12 \cdot 10^8\text{ PA}$), Il y a près de 3 MA que le processus a été terminé. Les stades postérieurs se caractérisent par la granitisation accompagnée par la métasomatose potassique d'infiltration qui ont mené au Pamir à la formation des charnoquites et des filons infiltrés de phlogopite (ce processus date de 2 MA) Tous ces complexes ont été subis la diaphtorèse aux paramètres du faciès des gneiss de disthène au sud-ouest Pamir ($t^\circ = 650\text{--}700^\circ\text{C}$, $P \leq 7,5 \cdot 10^8\text{ PA}$) et aux conditions du faciès des amphibolites de haute température au Caratéguine ($t^\circ \sim 700^\circ\text{C}$, $P \leq 6,5 \times 10^8\text{ PA}$).

Il n'y a moins de 1 MA que la gaine protérozoïque et des complexes zonaires métamorphiques se sont formés. Tous les complexes rifians sont métamorphisés mais la limite supérieure du métamorphisme est le faciès des amphibolites à l'épidote. De cette façon la partie consolidée de la lithosphère a été formée principalement avant le phanérozoïque.

La partie sédimentaire de la croûte terrestre (du phanérozoïque) est le résultat de la dénudation fréquente et du redépôt des matériaux de la lithosphère consolidée. Elle ne joue pas le rôle essentiel dans le processus. Les séries granitoides phanérozoïques sont liées avec la saillie de la base cristalline dans l'étendue et génétiquement. Ces séries sont le résultat d'intinsification de l'activité de la base et héritent son niveau d'alumine et de potassium, ainsi que les processus destructifs de nouvelle répartition des matériaux de la lithosphère se passent par un moyen d'une anatexie, d'une palingénèse et de la formation des séries granitoides.

Le processus constructifs n'ont lieu qu'aux zones d'eugéosynclinal assez étroites (principalement le carbonifère) dans la lithosphère du type spécial (ultrabasites et anorthosites). C'est le range d'évolution répétant tel qu'au pré-cambrien: l'effusion en masse des basaltes (le schéma acéanique), la postérieure effusion des volcanites plus acides de la stade de guirlande insulaire et la formation des granitoides modérément acides du range de sodium. Ce démontre que la base d'anorthosite a été entraînée dans l'anatexie.

La thèse principale consiste en reconnaissance de la supériorité des processus pré-cambriens de la sédimentogénèse et du métamorphisme à la formation de la lithosphère et au conservatisme marqué de la croûte

continentale. Les processus constructifs au phanérozoïque n'ont lieu qu'à la croûte du type océanique.

La couche granulitique—basite se caractérise par les associations du faciès granulitique subit le diaphtorèse. La répétition de ces associations n'est constatée que pour l'archéen inférieur (2,8—3,0 MA) dans la couche de granites métamorphiques. C'est nettement que les paramètres thermodynamiques du faciès granulitique ne peuvent pas être réalisés aux conditions du phanérozoï. De manière analogue les associations du faciès des amphibolite n'ont pas lieu au paléozoïque. Les dépôts paléozoïque entraînés dans le métamorphisme zonaire sont métamorphisés jusqu'au faciès d'épidote—amphibolite.

Comme, tous les complexes métamorphiques de archéen et de protérozoïque inférieur du sud Thian-Chan représentent les séries des pressions modérées et ceux du Pamir sont les séries de hautes pressions. Il y a des raisons de considérer les dépressions d'Alaï et Sud-Tadjik comme la limite entre les segments de lithosphère euroasiatique et de Gondvane.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баратов Р. Б., Буданов В. И. Распространенность гранитоидов на территории Таджикистана. — ДАН СССР, 1978, 238, № 5, с. 1162—1165.
2. Вернадский В. И. Биосфера. — Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 5, с. 5—102.
3. Мушкин И. В., Буданова К. Т. и др. Важнейшие типы корово-мантийных разрезов Тянь-Шаня и Памира (по петрологическим данным). — ДАН СССР, 1978, 238, № 5, с. 1181—1184.
4. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш, 1978, 344 с.
5. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, 238 с.
6. Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. — Сов. геол., 1975, № 2, с. 3—16.

УДК 552.11 : 552.321 + 552.323.5

А. А. АБДУЛИН, К. А. АБДРАХМАНОВ, В. С. ЗВОНЦОВ, Н. М. ФРИД

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКОГО БАЗАЛЬТОИДНОГО И СИАЛИЧЕСКОГО МАГМАТИЗМА КАЗАХСТАНА И ЭВОЛЮЦИОННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Начало палеозойского магматизма Казахстана связано с заложением, предположительно в венде — раннем кембрии, в пределах протерозой-рифейской континентальной области ряда крупных трансрегиональных дугообразных в плане магмопродуцирующих зон, уходящих на север в Западно-Сибирскую низменность и на восток в Тянь-Шань и Китай.

Главными из них в пределах рассматриваемой территории являлись (с востока на запад): Чингиз-Тарбагатайская, Бошекуль-Ерементау-Чуилийская и Зауральская. Эти подвижные зоны, представлявшие геосинклинальные системы, разделяли крупные срединные массивы (с вос-

тока на запад): Зайсанский, Джунгаро-Балхашский (подразделявшийся на несколько более мелких) и Кокчетав-Сырдарьинский.

Особенностью казахстанской палеозойской геосинклинальной области являлся консерватизм тектонического плана и длительность развития подвижных зон, благодаря чему в них представлены полные разрезы палеозоя, включая все ярусы кембрия, ордовика и раннего силура в геосинклинальной части разреза. Все это препятствует приложимости к палеозоидам геосинклинальным системам Казахстана схем плитной тектоники с их «конвейерным» механизмом, обуславливающим сокращение и обновление разрезов.

Полнота разрезов обуславливает полноту эволюционных рядов вулканитов, которые в данной статье рассматриваются на примере двух наиболее изученных магмопродуцирующих зон: Чингиз-Тарбагатайской и Бошекуль-Ерементау-Чуилийской. Эти зоны развивались в целом однотипно, с той лишь разницей, что вторая раньше затухает в пространстве (как бы вырождаясь на Чу-Илийском отрезке) и во времени (в ней раньше прекращается вулканизм).

В ходе развития геосинклинальной области срединные массивы в разной степени подвергались геосинклинальной переработке (деструкции) с образованием овальных или мозаичных геосинклиналей сокращенного развития. Трансрегиональный характер рассматриваемых магматических зон и однотипный характер их вулканизма в течение длительного времени свидетельствуют о глубинном подкоровом заложении магмоподводящих разломов, об устойчивости и единой тенденции развития термодинамического режима зон. Общее строение геосинклинальной магматической колонны рассматриваемых зон показано на рис. 1, на котором отражено направление эволюции вулканизма во времени, этапность его активности и масштабность процесса.

Как видно, палеозойский геосинклинальный вулканизм Казахстана представлял непрерывно-прерывистый процесс с периодами («пиками») наибольшей магматической активности в венде—среднем кембрии, ландейло, позднем карадоке—ашгилли и раннем силуре (в Чингиз-Тарбагатайской зоне), которые разделены периодами вулканического «затишья», наиболее значительными в позднем кембрии, в среднем карадоке и начале раннего силура. Большие мощности вулканогенно-осадочных толщ при господстве морских условий их накопления свидетельствуют о значительных масштабах нисходящих движений в рассматриваемых зонах.

Господствующим типом вулканизма в геосинклинальную стадию являлся базальтовый (SiO_2 — 45—52%) и андезито-базальтовый (SiO_2 — 52—57%) с появлением на разных этапах либо калиевых, либо натриевых кислых выплавов, которые подчеркивают направленно-стадийное развитие магматического процесса.

Господство в геосинклинальной колонне базальтоидов приводит к тому, что восстановление эволюции глубинных расплавов в процессе геосинклинального развития сводится по существу к рассмотрению эволюции базальтов.

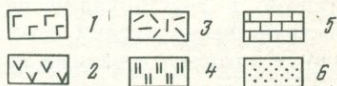
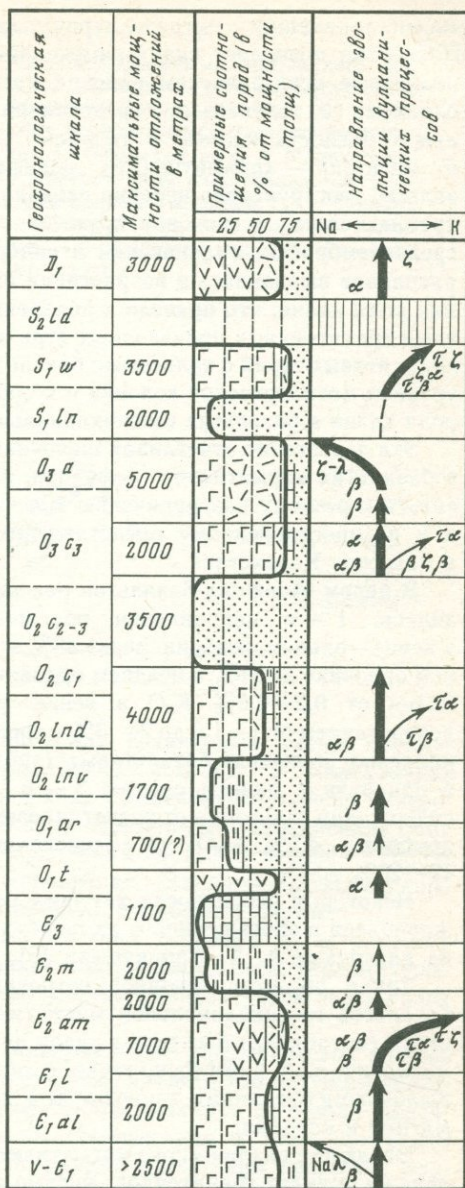
Излияния базальтоидов, как видно по схеме (рис. 1), происходили на всем протяжении геосинклинального развития рассматриваемых геосинклинальных зон Казахстана.

Р и с. 1. Схема развития геосинклинального вулканизма палеозойд Казахстана (Чингиз-Тарбагатайская и Бошекуль-Еремантау-Чуулийская геосинклинальные системы)

1 — базальты и андезитобазальты (β , $\alpha\beta$), 2 — андезиты (α), 3 — дациты (ζ), липариты (λ), трахиты (τ), 4 — кремнистые отложения, 5 — известняки, 6 — кластические осадочные породы

На раннем этапе развития, в венде—раннем кембрии, в условиях повышенной тектонической активности зон, господствовали излияния перегретых сухих или маловодных базитов, давших афировые или слабо порфировые лавы, сопровождавшиеся малым количеством эксплозивного материала. В наиболее тектонически мобильных («шовных») зонах с базальтоидами начального этапа геосинклинального развития ассоциируют гипербазиты, образующие в современной структуре Казахстана узкие и протяженные пояса мелких вытянутых тел.

Возобновление сходных обстановок быстрой подачи недифференцированных базальтовых магм на поверхность имело место и на более поздних этапах геосинклинального развития, но они были кратковременными и несопоставимо меньшими по значению. Для большей же части геосинклинальных базальтоидов характерны порфировые структуры, являющиеся свидетельствами более спокойных тектонических условий становления магм.



способствовавших интрателлурическому выделению вкрапленников. Насколько позволяет судить имеющийся в настоящее время материал, первичные венд-раннекембрийские магмы рассматриваемых зон были близкими к толеитовым, представляя по петрохимическим показателям — бедности калием и титаном, содержаниям глинозема, кальция и магнезии — «примитивные» недифференцированные натровые базальты, геоструктурно нередко связанные с гипербазитами. Содержание кремнекислоты в них варьирует в пределах 45—48%. Дальнейшая, среднекембрийско-ордовикская и силурийская эволюция магматических расплавов выразилась в возрастании их общей щелочности при увеличении роли калия, что привело к появлению наряду с толеитовыми базальтами трахиитоидных производных (трахибазальт-трахиандезитовых и трахидацитовых серий с калиевыми базальтами в них) на разных возрастных уровнях магматической колонки и к общему направленному возрастанию роли калия в базальтах геосинклинальной колонны от ее низов к верхам.

Эта достаточно отчетливая щелочная тенденция, наряду с появлением в базальтах нормативного нефелина, заставляет с осторожностью относиться к резкому разграничению толеитовой и оливин-базальтовой магм и к распространенному представлению о господстве толеитовых магм в палеозое Казахстана.

В целом эволюция базальтов рассматриваемых зон во времени выразилась: 1 — в направлении обогащения кремнекислотой — от 46% в венде—раннем кембрии, через 48% в раннем—среднем кембрии и среднем ордовике до 51% в позднем ордовике; 2 — в возрастании содержания калия от 0,2—0,6% K_2O в венде—раннем кембрии с последующим возрастанием от 1—1,5 до 2—3% в среднем кембрии, вплоть до появления калиевых щелочных базальтовых (трахибазальт-трахидацитовых) серий в ордовике и раннем силуре; 3 — в устойчивой тенденции увеличения содержания глинозема от низкоглиноземистых базальтов в венде—раннем кембрии — 4,5% Al_2O_3 до высокоглиноземистых в верхнем ордовике — 19—20% Al_2O_3 .

Некоторые особенности химизма рассматриваемых базальтов, выражающиеся в обогащенности их щелочами и железом, находят отражение на диаграмме А. А. Маракушева [5] (рис. 2).

Таким образом, основной петрохимической тенденцией в развитии базальтов геосинклинальной магматической колонны палеозойд Казахстана (мегацикла) был путь в целом не отклоняющийся от обычной схемы магматической дифференциации с обогащением магм кремнекислотой, щелочными металлами, глиноземом и железом с уменьшением содержаний магния и кальция.

Эволюция сиалического магматизма Казахстана может быть рассмотрена на примере гранитоидов. Кислые вулканы липаритоидного состава комагматичны с гранитоидами малых глубин, и поэтому они проявляют однотипную с гранитоидами петрохимическую эволюцию. Структурно и пространственно кислый вулканизм и малоглубинный гранитоидный плутонизм тяготеют к единым сиалическим вулкано-плутоническим поясам, что подтверждает их генетическую и петрохимическую взаимосвязь.

Основная масса гранитоидов Казахстана формировалась на орогенном этапе развития геосинклинальных зон. В докембрийских структурах (Кок-

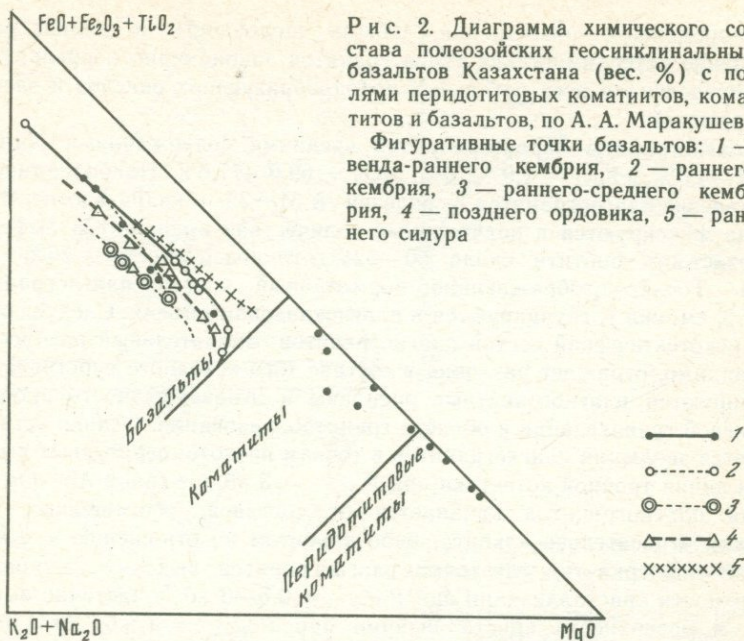


Рис. 2. Диаграмма химического состава полеозойских геосинклинальных базальтов Казахстана (вес. %) с полями перидотитовых коматитов, коматитов и базальтов, по А. А. Маракушеву
 Фигуративные точки базальтов: 1 — венда-раннего кембрия, 2 — раннего кембрия, 3 — раннего-среднего кембрия, 4 — позднего ордовика, 5 — раннего силура

четав-Улутау-Срединнотяньшанская зона) гранитоиды имеют преимущественно позднпротерозойско-рифейский возраст, в каледонидах (Кокчетав-Улутау-Срединнотяньшанская, Еремантау-Чуилийско-Северо-Тяньшанская, Чингиз-Тарбагатайская, Восточно-Мугоджарская) они развивались от среднего—верхнего ордовика до позднего девона и в герцинидах (Джунгаро-Балхашская, Зайсанская, Западно-Мугоджарская) от ниже-среднекаменноугольного времени до поздней перми.

Во всех структурах независимо от типа строения их и возраста консолидации выделяются интрузивные комплексы в закономерной последовательности от ранних тоналитов—плагногранитов через нормальные граниты до калиевых гранитов.

Анализ геолого-структурных и минералого-петрографических данных по гранитоидам Казахстана позволяет сделать вывод, что ведущим критерием генетического расчленения гранитоидов являются их общая щелочность и калинатовое отношение. В соответствии с этим критерием могут быть выделены следующие петрохимические типы гранитов: плагнограниты, нормальные граниты, глиноземистые лейкограниты, аляскиты, субщелочные аляскиты, щелочные граниты.

Проблема генетического расчленения гранитоидов и выделения их петрогеохимических типов обсуждается в последние годы в работах ряда исследователей [1, 2, 7]. Изучение гранитоидов Казахстана показывает, что петрохимические типы гранитов, выделяемые на основе их общей щелочности и калинатового отношения, имеют формационное содержание, поскольку каждый тип гранитов возникает на определенной стадии развития геосинклинальных структур и проявляет специфику простран-

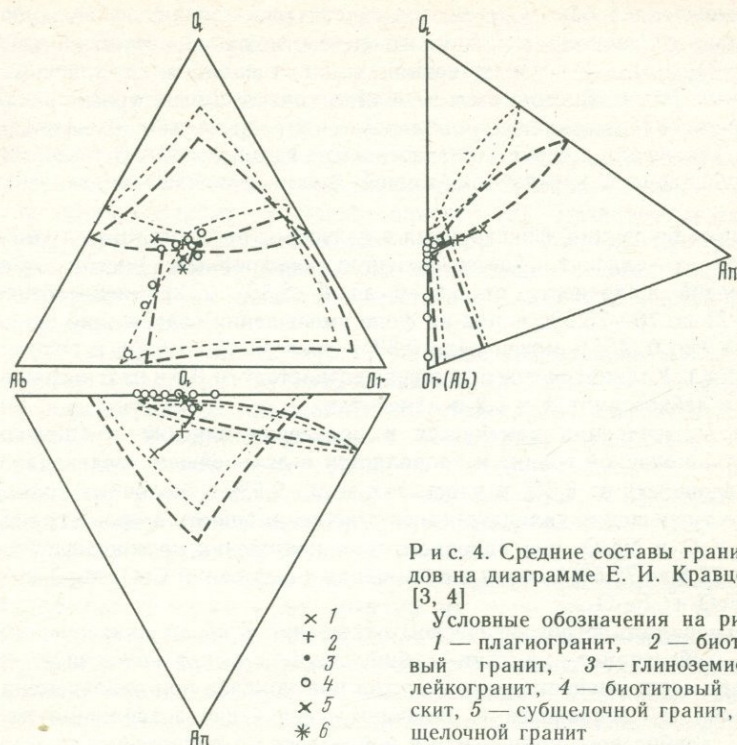
венно-временного размещения. Общая щелочность и калинатровое отношение петрохимических типов гранитов закономерно коррелируется с распределением всех остальных породообразующих окислов и элементов-примесей.

Плагииграниты характеризуются средними содержаниями $\text{Na}_2\text{O} = 3,7\text{—}4,0\%$, а $\text{K}_2\text{O} = 1,9\text{—}2,0\%$, $\text{SiO}_2 = 69,0\text{—}71,6\%$. Наиболее типовой парагенезис плагиигранитов — андезин № 31—35 = кварц-биотит. В них иногда фиксируются в подчиненных количествах калишпат и амфибол. Железистость биотита около 50—52%, глиноземистость — 20% (9—36%). Точки, отображающие нормативный состав плагиигранитов (рис. 3, см. вкл.), группируются в плагииоклазовом объеме. Следует отметить некотектический состав плагиигранитов. Значительный разброс точек, видимо, отражает различия в составе того исходного субстрата, где формируются плагиигранитные расплавы и незавершенность процесса натриевой гранитизации в области гранитообразования. Однако устанавливается эволюция плагиигранитов к точкам низкотемпературных выплавок и линии тройной котектики при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ кб. От грани Ab—Qu эволюция плагиигранитов начинается от составов, обогащенных либо кварцем относительно альбита, либо альбитом по отношению к кварцу. Важно подчеркнуть, что точки плагиигранитов выходят за пределы поверхности кристаллизации при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5\text{—}3$ кб. и частично вмещаются в поверхности кристаллизации при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3$ кб. Это может свидетельствовать о том, что для образования плагиигранитного расплава более благоприятны повышенные давления водяного пара.

Нормальные граниты относительно плагиигранитов значительно сдвинуты к линии тройной котектики при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5\text{—}3$ кб. и точкам низкотемпературных выплавок. Нормативные составы гранитов имеют примерно равные соотношения альбита и ортоклаза. Для нормальных гранитов характерно равное соотношение Na_2O и K_2O при их сумме около 7,5% и среднем содержании $\text{SiO}_2 = 72,5\%$. Средняя железистость биотита составляет 63%, глиноземистость — 18%. Нормальные граниты имеют парагенезис олигоклаз № 25—30 — ортоклаз—кварц—биотит.

Глиноземистые лейкограниты в среднем содержат 75% SiO_2 , 13,5% Al_2O_3 , 1,2% CaO и 7,5% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ при преобладании K_2O над Na_2O в 1,5%. На тетраэдрах нормативного состава (рис. 3) точки лейкогранитов по сравнению с нормальными гранитами расположены ближе к линии тройной котектики и точкам низкотемпературных выплавок. В отличие от гранитов лейкограниты выделяются пониженным содержанием нормативного анортита, что видно на диаграммах Ab—Or—An и Or(Ab) — An—Qu, при близких соотношениях альбита и ортоклаза.

Аляскиты характеризуются максимально повышенным содержанием $\text{SiO}_2 = 76,5\%$, пониженным фоном $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,3\%$, повышенной суммой $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8\text{—}8,3\%$ при преобладании K_2O над Na_2O на 0,6—0,8%, очень низким количеством CaO = 0,4%. Точки нормативного состава аляскитов образуют очень кучный рой в области тройной котектики и в отличие от лейкогранитов содержат минимальное количество нормативного анортита и больше альбита относительно ортоклаза, хотя в минеральной форме он образует твердый раствор с ортоклазом аляскитов.



Р и с. 4. Средние составы гранитоидов на диаграмме Е. И. Кравцовой [3, 4]

Условные обозначения на рис. 3
 1 — плагиогранит, 2 — биотитовый гранит, 3 — глиноземистый лейкогранит, 4 — биотитовый аляскит, 5 — субщелочной гранит, 6 — щелочной гранит

Аляскиты — типичные гиперсольвус-граниты [8] и максимально близки к области низкотемпературных выплавов.

Субщелочные аляскиты содержат $\text{SiO}_2 = 74,8\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,7\%$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,6\%$ при преобладании K_2O на $0,4\%$. Точки нормативного состава субщелочных аляскитов по сравнению с аляскитами сдвинуты к ребру альбит—ортоклаз, что связано с увеличением в минеральном парагенезисе роли ортоклаза, максимально ненасыщенного твердым раствором альбита. Субщелочные аляскиты являются гиперсольвус-гранитами, имеют анхикотектический состав и от низкотемпературных выплавов отличаются пониженными содержаниями кварца и повышенными ортоклаза.

Щелочные граниты содержат в среднем $73,5\%$ SiO_2 , $12,6\%$ Al_2O_3 , 9% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ при минимальном преобладании K_2O над Na_2O или равных соотношениях. Состав щелочных гранитов анхикотектический (рис. 3). От низкотемпературных выплавов они отличаются, так же как субщелочные аляскиты, но в еще большей степени, пониженными содержаниями кварца и повышенными ортоклаза с высоким содержанием альбитового компонента. Щелочные граниты принадлежат к типу гиперсольвус-гранитов. Таким образом, выделяемые на основе геологоструктурных и минералого-петрографических данных петрохимические

типы гранитоидов образуют единую генетически связанную эволюционную серию с закономерным изменением соотношений нормативных Ap , Ab , Or , Qu (рис. 4). Эволюционная линия, начинаясь от илагиоклаз-кварцевых объемов, стремится к области низкотемпературных расплавов и, пересекая последнюю, приближается к ребру $A-Or$. В петрохимической эволюции серии плагиогранит—гранит—лейкогранит—аляскит—субщелочной аляскит—щелочной гранит намечаются две тенденции.

Первая тенденция, фиксируемая в полусерии плагиогранит—гранит—лейкогранит—аляскит, характеризуется синхронным ростом общей и калиевой щелочности от 5,5—6 до 8—8,3% и кремнекислотности от 69—71 до 76—76,5% пород на фоне уменьшения содержаний окислов кальция (до 0,4%), магния (до 0,3%), железа (до 1,5%) и алюминия (до 12,3%). Калинатриевое отношение возрастает от 0,6 в плагиогранитах до 1,3 в лейкогранитах и 1,2 в аляскитах.

Вторая тенденция намечается в полусерии аляскит—субщелочной аляскит—щелочной гранит и проявляется в дальнейшем увеличении общей щелочности от 8,3% в аляскитах до 9—9,5% в щелочных гранитах на фоне уменьшения калинатриевого отношения вплоть до равных содержаний K_2O и Na_2O , при одновременном понижении кремнекислотности (от 76—76,5 до 72,5%) пород и повышении содержаний CaO , MgO и особенно $FeO + Fe_2O_3$.

В минералого-петрографическом отношении в серии плагиогранит—гранит—лейкогранит—аляскит—субщелочной аляскит—щелочной гранит имеет место уменьшение количества плагиоклаза при одновременном понижении его основности и, наоборот, увеличение содержания калишпата и альбитового компонента в нем вплоть до полного исчезновения плагиоклаза в аляскитах и далее субщелочных аляскитах и щелочных гранитах.

Закономерная минералого-петрографическая и петрохимическая эволюция в серии плагиогранит—гранит—лейкогранит—аляскит—субщелочной аляскит—щелочной гранит обуславливает особенности их акцессорной минералогии и геохимической специализации, проявляющиеся в возрастании роли редкометалльно-редкоземельных элементов-примесей на фоне сокращения сидеро- и халькофильных компонентов относительно кларка кислых пород.

Глиноземистый лейкогранит, аляскит, субщелочной аляскит и щелочной гранит проявлены в каледонидах и герцинидах Казахстана в виде латерально-фациального ряда и по возрасту принадлежат к единому (позднедевонскому в каледонидах и верхнепермскому в герцинидах) комплексу. Этот латерально-фациальный ряд гранитов образует позднеорогенную формацию калиевых гранитов. Плагиограниты, нормальные граниты и разные типы калиевых гранитов (глиноземистые лейкограниты, аляскиты, субщелочные аляскиты, щелочные граниты) группируются в разновозрастные комплексы.

Следовательно, временная эволюция гранитоидного магматизма независимо от типа геологических структур и возраста их консолидации отражается серией плагиогранит—гранит—калиевый гранит, в которой наиболее поздние калиевые граниты могут быть представлены в разных

зонах либо глиноземистыми лейкогранитами, либо аляскитами, либо субщелочными аляскитами, либо щелочными гранитами. Зональное размещение разных типов калиевых гранитов в региональных структурах Казахстана объяснимо с позиций плитной тектоники.

Временная эволюция гранитоидного магматизма в виде серии плагиогранит—гранит—калиевый гранит в значительной мере идентична эволюции сиалического магматизма раннедокембрийских структур, где выявлена серия эндербит—чернокит—аляскит [6]. Различие между этими двумя сериями гранитоидов заключается в наличии или отсутствии гидроксилсодержащих минералов, отражающих степень водонасыщенности гранитоидных магм и соответственно фации глубинности формирования гранитоидов.

Необходимо отметить, что на примере гранитоидов малых глубин, развитых в орогенных вулканических поясах, выявлено, что формирование плагиогранитов предшествовало становлению андезитов натриевой щелочности и их плутонических комагматов, нормальные граниты образовались лишь после развития андезито-базальтов нормальной щелочности и комагматичных им габбро-диоритов, а калиевые граниты завершали сиалический магматизм только после излияния трихизабальтов и внедрения монцодиоритовых интрузивов. Отмеченные закономерности свидетельствуют о том, что гранитообразующие щелочные флюиды имели подкоровую природу и во времени на всем орогенном этапе (90—100 млн. лет) каледонид или герцинид закономерно изменяли свой состав от существенно кремне-натриевых до кремне-калиевых. На примере Казахстана устанавливается, что базальтоидные и мантийные гранитоиды имеют весьма ограниченное развитие, хотя небольшие дифференциаты плагиогранитного и граносиенитового состава фиксируются в связи с базальтоидными и базит-гипербазитовыми формациями.

А B S T R A C T

We consider here the evolution of Paleozoic magmatism in Kazakhstan illustrated by the basaltic series which were predominant at the geosynclinal stage of development, and by the granitoid series which were typical of the orogenic stage.

The development of Paleozoic geosynclinal volcanism in Kazakhstan is associated with that of the large transregional magma-producing zones which represented geosynclinal systems, and which were initiated within the Proterozoic—Riphean continental region, presumably, during the Vendean-Early Cambrian and had been, for a long time, the zones of active volcanism. It is due to this fact that they are characterized by the greater thickness of the geosynclinal column sections, including the deposits of all stages of Cambrian, Ordovician, and Early Silurian. The twelve volcanogenic formations, each with thickness from 1000 to 3000 m, have been recognized here.

The basaltic type of volcanism (SiO_2 45—52%) and the andesite-basaltic one (SiO_2 from 52 to 57%) were predominant at the geosynclinal stage of development. They are characterized by the repeated manifestation

of either potassic, or sodic acid fusions (dacites and liparites) which indicate the purposeful development (by stages) of the magmatic process.

Due to the predominance of basaltoids, the evolution of geosynclinal volcanism may be considered as the basaltoid evolution. It is studied here by the example of basaltoids proper.

In general, the evolution of geosynclinal basaltic magmatic fusions of the two most fully developed geosynclinal systems (The Chingiz—Tarbagataian and Boschekul—Erementau—Tchuilian ones) in time consisted in the following: (1) the silicic acid enrichment (from 46% SiO_2 in the Vendean—Early Cambrian to 48% in the basalts of the Early-Middle Cambrian and Early Ordovician, and up to 51% in Later Ordovician); (2) the increase of the potassium content (from 0,2—0,6% K_2O in the Vendean—Early Cambrian to 1,0—1,5%, and up to 2—3% in the Early-Middle Cambrian, Ordovician, and Early Silurian); (3) the stable tendency to the increase of the alumina content (from low-alumina, 14,5% Al_2O_3 in the Vendean—Early Cambrian, to high-alumina, 19—20% Al_2O_3 in the Later Ordovician).

According to petrochemical data, the primary Vende—Cambrian magmas were close to the tholeiitic ones (by the low potassium and titanium content, and by the alumina, calcium and magnesia proportions) and represented the "primitive" sodic basalts quite often associated, geostructurally, with hyperbasites. The further Cambrian, Ordovician, and Silurian evolution manifested itself in the increase of the total alkalinity and of the potassium content, which resulted in the appearance of the trachitoid products (trachibasalt-trachianandesite series) at many age levels and expressed itself in the general tendency to the increase of potassium content in basalts, from the lower parts of the geosynclinal column to the upper ones. This distinct alkaline tendency, together with the appearance of normative nepheline in basalts, makes us be careful about the sharp distinction between the tholeiitic and olivine-basaltic magmas. It also made us revise the widespread opinion of the predominance of the geosynclinal tholeiitic magmas in Kazakhstan.

One can distinguish six petrochemical types of granites in the structures of different age in Kazakhstan, independently of the formation age and character of geological structure. They are as follows: plagiogranites, normal granites, aluminiferous leucogranites, alaskites, and alkaline granites. These types of granites are autonomous in geologic-structural and mineralogic-petrographical respects. The main criterion for the distinguishing the petrochemical types of granites is their total alkalinity and K/Na ratio. The regular distribution of alkalis in petrochemical types causes the presence of definite ratios of other rock-forming oxides and trace elements in these types.

The petrochemical types of granites form the unified evolutionary series of common genetic nature, with the regular alteration of normative An, Ab, Or and Qu ratios.

The two tendencies can be outlined in the petrochemical evolution of the plagiogranite-granite-leucogranite-alaskite-sub-alkaline alaskite-alkaline granite series.

The first tendency recorded in the plagiogranite-graniteleucogranite-alaskite semi-series, is characterized by the synchronous increase of the total and potassic alkalinity, from 5,5—6% to 8—8,3%, and silicic acidity, from 69—71% to 76—76,5%, together with the decrease of the calcium (up to 0,4%), magnesium (up to 0,3%), iron (up to 1,5%), and aluminium (up to 12,3%) oxides. The K/Na ratio increases from 0,6 in plagiogranites to 1,3 in leucogranites and to 1,2 in alaskites.

The second tendency is outlined in the alaskite-subalkaline alaskite-alkaline granite semi-series and manifested itself in the further increase of the total alkalinity, from 8,3% in alaskites to 9—9,5% in alkaline granites, together with the K/Na ratio decrease, up to the equal contents of K_2O and Na_2O , accompanied by the synchronous decrease of the silicic acidity (from 76—76,5% to 72,5%) in rocks and by the increase of the CaO , MgO , and, particularly, $FeO + Fe_2O_3$ contents.

The aluminiferous leucogranite, alaskite, subalkaline alaskite, and alkaline granite are manifested in the caledonides and hercynides of Kazakhstan in the form of the lateral-facial line and belong by age, to the same complex. This lateral-facial line of granites forms the late orogenic formation of potassic granites. Plagiogranite, normal granites, and various types of potassic granites form the vertical-formational line. The zonal distribution of various types of the potassic granites in the regional structures of Kazakhstan is explicable from the plate tectonics point of view.

The formation of petrochemical types of granites in the regular succession indicates that the granite-producing alkaline fluids of mantle nature in time throughout the whole orogenic stage (90—100 m. years) of caledonides and hercynides, have changed their composition from the essential silicic-sodic to the silicic-potassic type.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В. И., Кузьмин М. И. и др. Зональность ареала мезозойских магматических и метасоматических пород западной части Монголо-Охотского пояса и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975.
2. Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
3. Кравцова Е. И. Система $Ab-Og-QU (H_2O)$ при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2.—
4. Кравцова Е. И. Системы $Ab-An-Og (H_2O)$ и $Ab-An-Og-Qu (H_2O)$ при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3.
5. Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978.
6. Митрофанов Ф. Л., Кравцова Е. И. и др. Раннедокембрийские гранитоидные формации. Л.: Наука, 1975.
7. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
8. Luth W. C., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. — I. geophys. res., 1974, 69.

*И. В. БЕЛЬКОВ, И. Д. БАТИЕВА, В. Р. ВЕТРИН, А. Н. ВИНОГРАДОВ,
Г. В. ВИНОГРАДОВА, М. И. ДУБРОВСКИЙ*

ЭВОЛЮЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКОГО КИСЛОГО МАГМАТИЗМА НА РАННИХ ЭТАПАХ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Для правильного понимания эволюции Земли на ранних этапах ее геологического развития и закономерностей формирования земной коры (ЗК) весьма важное значение принадлежит изучению древнейшего магматизма. Общепризнано, что в ходе развития Земли эффузивный и интрузивный магматизм не оставался качественно неизменным и что формирование сиалической ЗК как за счет магматического материала, поступавшего из глубины, так и за счет осадочных продуктов экзогенной переработки магматического материала явилось сложным, многоэтапным и качественно изменяющимся во времени процессом. Признание данной концепции опирается на совокупность выводов, полученных из разнообразных источников знания: общих теоретических представлений современной космологии, сравнительной планетологии, геохимии, геотектоники, данных физико-химического теоретического анализа и эксперимента и, наконец, вытекает из данных непосредственных геологических наблюдений, геохронометрических и петрологических исследований на древнейших кристаллических щитах. Но при всем многообразии источников и огромном увеличении объема информации о характере и эволюции древнейшего магматизма и путях формирования сиалической ЗК общие и согласованные представления до настоящего времени не выработаны.

Более того, происходит все возрастающая поляризация этих представлений, находящая отражение в противостоянии трех концепций формирования первичной ЗК. Одна из них основывается на гипотезе формирования сиалической ЗК путем первоначального выплавления только базальтовой оболочки и последующей наложенной ее гранитизации и, следовательно, отрицает возможность формирования «первозданных» гранитоидов. Из числа геологов, активно формировавших данную гипотезу, следует отметить П. Н. Кропоткина [13], Н. В. Фролову [23, 24], А. П. Виноградова [7], Е. В. Павловского [16, 17], Ю. М. Шейнмана [26]. Другая концепция исходит из признания «первозданности» гранитоидной коры, служившей фундаментом для отложения на ней более молодых зеленокаменных вулканогенных и осадочно-метаморфических серий. Этой концепции придерживались, например, Х. Вярюнен [8], Ю. И. Половинкина [8] и другие геологи.

Наконец, получила обоснование концепция, согласно которой параллельно с выплавлением базальтовой оболочки Земли имели место дифференциация и отделение более кислого магматического материала (тоналит-гранодиоритового в интрузивных и андезит-дацит-офиолитового в эффузивных сериях), которым в силу меньшей его плотности были сложены верхние части разреза первозданной ЗК. При этом формирование сиалической ЗК осуществлялось в разных участках Земли одновременно, характер, и изначальная мощность носило мазаичный ЗК,

а следовательно, и мощность первичного гранитоидного слоя в разных участках была различной. Подобный наиболее реальный механизм формирования ранней сиалической ЗК в последнее время нашел обоснование в материалах многих геологов [1, 20, 28, 29]. По-видимому, на пути приближения к наиболее обоснованным геотектоническим и петрогенетическим концепциям формирования первичной сиалической ЗК потребуются новые коллективные усилия геологов, связанных с изучением раннего докембрия. Этой цели, в частности, подчинены излагаемые ниже материалы об основных закономерностях эволюции кислого магматизма в докембрии.

Как известно, на территориях кристаллических щитов среди всех комплексов изверженных пород преобладают породы среднего и кислого состава. В строении их наблюдается значительное сходство как в составе, так и в последовательности развития гранитоидных комплексов (табл. 1).

В основании разреза докембрия на всех континентах развиты гнейсоплагиигранитные или гранулито-чарнокитовые комплексы. Исследования последних лет в ряде регионов (Алдан, Антарктида, Балтийский щит) позволили детализировать структуру древнейших блоков и выявить значительную роль метавулканитов в составе гранито-гнейсовых куполов. Они представляют собой огнейсованные вулканоплутонические ассоциации, в которых вулканические излияния андезитов, андезито-дацитов, кварцевых порфиритов интродуцированы тоналитами и плагиигранитами [2,3]. На большинстве геологических карт территории развития этих пород показаны в виде обширных однородных гранито-гнейсовых «плутонов» или зон гранитоидных куполов. Средние химические составы комплексов первичных гранитоидов соответствуют тоналитам, а по геофизическим параметрам они отвечают гранитному слою материковой коры.

Временной интервал формирования первичных гранитоидных комплексов недостаточно ясен. Наиболее древние рубидий-стронциевые (изохронные) датировки гранулито-чарнокитовых комплексов Гренландии и Антарктиды дают оценки возраста в 3980 ± 170 и 3900 ± 300 млн. лет; для гранито-гнейсов Свазиленда (Африка) и Пилбара (Австралия) имеются отдельные датировки в 3300—3400 млн. лет; наиболее древняя оценка возраста в Канаде получила для трондьемитов и гранито-гнейсов Мортон и Монтевидео — 3550 млн. лет. В большинстве случаев определения радиологического возраста имеют меньшие значения вследствие наложенных поздних преобразований.

В то же время наличие галек плагиогранитоидов в базальных конгломератах вулканогенно-осадочных комплексов древнейших зеленокаменных поясов, испытавших метаморфизм на рубеже 3000—2800 млн. лет (Свазиленд, Алдан, Кольский полуостров, Канада), однозначно определяет верхний возрастной предел первичных (первичнокоровых) гранитоидов.

Рассматривая вопрос о генезисе первичнокоровых гранитоидов, следует учитывать две присущие им важные особенности:

а) наличие непрерывного ряда взаимопереходов от диоритов до плагиигранитов и тесная ассоциация этого ряда интрузивных пород с аналогичным по химизму рядом вулканитов (андезито-базальтов, андезитов, дацитов);

Таблица 1

Этапы развития кислого магматизма и гранитоидные комплексы докембрия континентов

Этап	Балтийский щит	Украинский щит	Алданский щит
Протогей 3500 млн. лет	Вулкано-плутоническая ассоциация базальт-андезит-дацитов и плагногранитов (гранодиориты, тоналиты, плагнограниты, гиперстеновые диориты, ортогнейсы местами с реликтами эффузивных структур, амфиболиты)	Плагногранит-чарнокиты, плагногранит-мигматиты, гранодиориты, кварцевые диориты, плагнограниты Днепровского блока и Саксаганского комплекса	Достоверно не выделяется
Мезогей 2700 млн. лет	Кварцевые диориты, гранодиориты, плагнограниты формации диоритов-плагногранитов Биотитовые, гранат-биотитовые, кордиерит-гранат-биотитовые граниты, чарнокиты формации анатектических мигматит-гранитов Пироксеновые гранодиориты, биотитовые порфиробластические граниты формации палингенно-метасоматических гранитов, редкометалльные пегматиты (Финнбо, Корарвет, и др.)	— Мигматит-граниты Кировоградские, новоукраинские, житомирские и др. мигматитовые и гранодиоритовые комплексы Габбро-диорит-граниты осницкого комплекса	Габбро-диорит-гранодиоритовые Амуннактинский и Муйский комплексы Мигматит-граниты и интрузивно-анатектические граниты, мусковитовые пегматиты Граниты, граносиениты, гранодиориты Куандинского комплекса, редкометалльные пегматиты

При составлении таблицы [5, 6, 8—12, 14, 15, 19, 21, 22].

использованы литературные данные:

Таблица 1 (продолжение)

Этап	Балтийский щит	Украинский щит	Алданский щит
Мезогей 2700 млн. лет	Кварцевые монциты, сиениты, гранитоиды формации приразломных метасоматитов Норито-диориты, диориты, кварцевые монцитодориты, энтербиты, чарнокиты, порфириформации интрузивных чарнокитов	Пержанские метасоматиты (?) —	— Кварцевые монцитодориты, адамеллиты татарниковского комплекса интрузивных чарнокитов
Неогей	Щелочные граниты, щелочные граносиениты, кварцевые сиениты, сиениты, нефелиновые сиениты формаций щелочных гранитов и сиенитов Кварцевые диориты, лампрофиры, порфириформации интрузивных гранитов и гранодиоритов, грейзены формации гранодиорит-гранитов Лейкократовые граниты, гранит-аплиты, гранит-пегматиты, пегматиты формации лейкократовых гранитов и аляскитов Граниты рапакиви, мангериты, основные и кислые интрузивы (Выборгский, Салминский и др. массивы) Кварцевые порфириформации сиенодиоритов, гранофиры Гриметед и Бохус	Щелочноземельные сиениты, граносиениты, щелочные граниты и нефелиновые сиениты Октябрьского комплекса Порфириформации крупнозернистые граниты Каменномогильного, Екатерининского, Стародубовского массива — Габбро-анортозиты, граниты-рапакиви, основные и кислые эффузивы (Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский массивы и др.) Граниты и щелочные породы Пержанского комплекса	Субщелочные граниты, граносиениты, феррогастингситовые сиениты Улканского комплекса Гранодиорит-гранитные Чуйский, Ирельский комплексы Мусковитовые пегматиты Кодарский и Приморский комплексы Забайкалья

Таблица 1 (продолжение)

Этап	Индостанская платформа	Канадский щит	Гвианский и Бразильский щиты
Протогей 3500 млн. лет	Гнейсо-гранитовый комплекс с мигматитовыми чарнокитами и эндербитами	Гнейсо-гранулитовые комплексы Канады и Гренландии — гнейсы, гранулиты, амфиболиты, мигматиты, чарнокиты, тоналиты, гранодиориты	Гранито-гнейсы фундамента. Гнейсово-чарнокитовые комплексы, гранито-гнейсы купольных структур
Мезогей 2700 млн. лет	Плагнограниты Чепион	Габбро, плагнограниты, гранодиориты, кварцевые монцониты	Граниты Инженейро (реоморфизованные купола)
	Мигматит-граниты, интрузивно-анатектические граниты, мусковитовые пегматиты	Мигматиты, гнейсо-гранодиориты, гранодиориты местами с кордиеритом	Мигматит-граниты, интрузивно-анатектические граниты Южной Саванны
	Метасоматическо-анатектические граниты Рао, Клошета, редкометалльные пегматиты	Куполообразующие тоналиты	Порфиробластические граниты Ипоранга. Редкометалльные пегматиты Борборема
	—	—	Диорит-плагногранитная серия гвианских гранитов, гранитов - 2 Суринама
	—	—	Молодые граниты Гайдны, пегматиты и граниты Итабира
Неогей	Граниты Пенинсулар, чарнокиты Клошета	Кортлендская серия: нориты, кварцевые нориты, авгитовые монцониты, биотит-амфиболовые граниты	Гиперстеновые диориты-гранодиориты-граниты комплекса Консейканто
	Граниты Бейрат и нефелиновые сиениты Кисенгарх	Щелочные эгрийные сиениты, прорывающие серию Летилим—Лейк	Карибские граниты — 1
	—	Порфировидные граниты, кварцевые монцониты, сиенодиориты, гранодиориты р-на Киватин	Граниты Маруди и юга Суринама (кв. диориты-гранодиориты-граниты)

Таблица 1 (продолжение)

Этап	Индостанская платформа	Канадский щит	Гвианский и Бразильский щиты
Неогей	—	—	Карибские граниты-32, граниты Суринама, графические и редкометалльные пегматиты
	Овоидные граниты Кескал	Санерутский комплекс Гренландии — анортозиты, габброиды, граниты рапакиви. Анортозиты и рапакиви провинции Гренвилл (Канада). Рапакиви Висконсина	Рапакиви Риу-Гранди-Ди-Сул
	—	Щелочные сиениты Гренландии, граниты Мелен провинции Сьюприор (Канада). Гиперстеновые сиениты, гранодиориты, акериты, унакиты, анортозиты Вирджинии	Субщелочные граниты и граносиениты Рондонии с топазовыми, грейзенами. Плаггиомикроклиновые неяснопорфировидные граниты Гевеа, Баррахудос, Пети

Таблица 1 (продолжение)

Этап	Африка	Австралия	Антарктида
Протогей 3500 млн. лет	Гранито-гнейсы Свазиленда	Плагнограниты и гранито-гнейсы Иилгарна и Пилбара, гнейсо-гранулитовые комплексы Масгрейва	Эндербиты, мезопертитовые чарнокиты серии Рагат, Тьюла
Мезогей 2700 млн. лет	Гранодиориты типа Коффисука	Граниты, золотосные порфиры, тоналиты Калгурли	—
	Мигматит-граниты различного состава, слюдяные пегматиты	Мигматиты групп Робурн, Флиндерс, Масгрейв	Биотитовые эндебиты, двуполеошпатовые чарнокиты, гранатовые, биотит-гранатовые, биотит-амфиболовые мигматиты и теневые граниты

Таблица 1 (продолжение)

Этап	Африка	Австралия	Антарктида
Мезогей 2700 млн. лет	«Батолитовые» дис- риты, тоналиты, гранодиориты. Ред- кометальные пегма- титы Консорт (Сва- зиленд) Габбро-диориты- гранодиориты Га- бона	Порфиroidные гра- ниты, гранито-гней- сы комплекса Рам- Джангл — —	— — —
	Калиевые граниты, порфиroidные ги- перстеновые ада- меллиты (чарнокиты), граниты и сиениты Хилсайд	Граниты Гленлот, интрузивные чарнокиты Мастрейвманн, гранодиориты Майбл Даунс	Реоморфические чар- нокиты-порфиробла- стические сиениты, диорит-сиениты, сиениты, габбро-норит- сиениты. Апоинтрузивные чарнокитоиды
Неогей	Вредофордские щелочные граниты, щелочные сиениты Хасси-эль-Фогра и граниты иетти Комплекс Бондуку (кв. диориты, гранодиориты, калиевые граниты). Граниты Рузизи, Убенди и др.	— Порфиroidные граниты, адамеллиты, гранодиориты Бау-Ривер, Пайн-Крик, Калкадун, Йвен, гранофиры и м/з граниты Софи-Даунс, порфиры Кастлеро-Хилл	— —
	Граниты рапакиви	Рапакиви батолита Нью-Ингленд	— —
	Субвулканические гранофи- ровые гранит-порфиры, микрограниты, сиениты, габбро-диорит-граниты. Оловоносные мусковитовые граниты, сиениты, гранит- порфиры, пегматиты	Сиениты Маунт-Банди. Граниты Баркин, Чарльстон. Габбро-гранофир-гранитный комплекс Педлар, пегматиты с мусковитом	—

б) низкое «мантийное» значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,701—0,706). Эти факты позволяют считать их продуктами дифференциации андезито-дацитовых селективных выплавок, поступавших к поверхности из глубоких слоев первичной протокоры. И. Д. Рябчиков, О.А. Богатиков и А. Д. Бабанский [20] наиболее вероятным для формирования андезитоидных магм первичной континентальной коры предлагают ювенильный механизм их генерации вследствие прямого плавления мантийного вещества в присутствии избытка водяной фазы, чему способствовала более высокая генерация тепла за счет распада радиоактивных элементов на ранних стадиях развития Земли. Ими показано, что для формирования всей массы современной континентальной ЗК потребовался слой мантийного вещества мощностью 60—120 км, что сопоставимо с мощностью верхней мантии от раздела Мохоровичича до зоны пониженных скоростей.

Повсеместная распространенность и однотипность первичнокоровых гнейсо-гранитных комплексов в кристаллическом фундаменте всех континентов свидетельствует о том, что в раннем докембрии в истории континентальной ЗК проявился специфический геодинамический режим, не повторявшийся на последующих этапах геологической истории. Эти особенности были обусловлены повышенной разогретостью ЗК. Этот этап ранней стадии формирования континентальной земной коры со специфическим зократонным [25] геодинамическим режимом мы предлагаем называть протогеем [4]. Его верхней геологической границей служит начало седиментогенеза, связанное с остыванием поверхности планеты и появлением жидкофазной воды.

Следующий этап развития континентальной коры характеризуется активным основным вулканизмом, сменяющимся седиментацией, высокотемпературным метаморфизмом и мигматизацией. На месте зократонов протогеев возникли подвижные зоны (протогеосинклинали) и стабильные участки (протоплатформы). Эти тектонические структуры уже имели некоторые черты сходства с платформами и геосинклиналями фанерозоя, отличаясь главным образом меньшей контрастностью движений, большей пластичностью коры, более интенсивным тепловым потоком. Временные границы этого этапа, который мы предлагаем выделять в качестве мезогеев, определяются от начала седиментации до полной консолидации протогеосинклинальных зеленокаменных поясов. В радиологических определениях это промежуток от 3,0 до 2,8—2,6 млрд. лет. Усложнение в мезогее внутренней структуры протокоры определило увеличение разнообразия формационных типов гранитоидов.

Среди гранитоидов мезогеев можно выделить три главных формации: габбро-диорит-плагногранитов, анатектических гранитов подвижных зон и палингенно-метасоматических гранитов стабильных зон. Впервые отчетливо обособляются ювенильный и коровый генетические типы. Ювенильный магматизм сосредоточен в протогеосинклиналях, а коровый развивается в подвижных и стабильных областях различно.

Габбро-плагногранитные или диорит-тоналит-плагногранитные комплексы представлены зональными массивами небольших размеров или группами изолированных штокообразных тел и даек, прорывающих обычно только нижнюю вулканогенную часть разреза протогеосинкли-

нального комплекса, установлены сейчас почти на всех щитах (табл. 1). На глубоких срезах интрузивные тела гранитоидов часто приобретают облик куполообразных диапиров, прорывающих вмещающие вулканогенные толщи (Каскельяврский комплекс Балтийского щита, Куандинский комплекс Алданского щита, граниты Инженейро Восточно-Бразильского щита, граниты Чемпион Индии). В фациях меньшей глубинности гранитоиды этой формации имеют отчетливые интрузивные соотношения с боковыми породами (Восточно-Кольский и Центрально-Кольский участки Балтийского щита, зона Кулгарди-Калгурли Австралии, Муйский комплекс Алданского щита) и во многом близки по составу первичнокоровым гранитоидам. Образование этих гранитоидов связывается с дифференциацией базальтоидных магм. Главной специфической чертой мезогей, отличающей его от протогея и неогей, является максимальное развитие корового анатектического и палингенно-метасоматического типа гранитообразования. Условия гранитообразования были различными в подвижных зонах, выполненных мощными толщами вулканогенно-осадочных пород, и в консолидированных блоках.

В вулканогенно-осадочных толщах отсутствовали условия для поступления глубинных эманаций, вызывающих метасоматические преобразования пород. В условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в этих породах магмообразование шло без привноса вещества извне, за счет перераспределения его внутри толщ. Эта особенность предопределила тесную связь между составом субстрата и образующейся неосомы, что выразилось в возникновении латеральной и вертикальной изменчивости состава субстрата и степени метаморфизма. Комплексы автохтонных мигматит-гранитов типичны для подавляющего большинства протогеосинклинальных прогибов. Даже в тех немногочисленных зонах, где мигматиты не развиты (зона Калгурли в Австралии, формация Свазиленд в Южной Африке), отмечаются следы проявления корового палингенно-анатектического гранитообразования в виде полей плагиомикроклиновых пегматитов с типично коровыми изотопными отношениями ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0,710$). Производными этого же процесса являются пегматиты, с которыми в ряде случаев связаны месторождения мусковита (Балтийский щит, Алдан, Индия и др.).

В стабильных блоках термодинамическая обстановка гранитообразования резко отличалась от описанной выше тем, что процесс идет в открытой системе в условиях привноса в зону гранитообразования флюидов, щелочей и кремнезема. Зональность полей палингенно-метасоматических гранитов определена степенью проницаемости замещаемого блока и распределения в нем теплового потока. При этом образуются метасоматические (порфиробластические) граниты, теньевые мигматит-граниты, анатектические биотитовые граниты и пегматиты. Микроклиновый порфиробластез и теньевая гранитизация с привносом калия настолько широко развиты в стабильных блоках, что в них почти нигде не сохранились в неизменном виде первичнокоровые граниты. С формацией палингенно-метасоматических гранитов стабильных зон связаны пегматиты с литиевой, цезиевой, бериллиевой, тантало-ниобиевой минерализацией. Пегматитовые поля такого типа с возрастом 3,0—2,7 млрд. лет известны в Южной Африке (пегматиты Консорт), Бразилии (пегматиты

Барборема), Австралии (литиевые пегматиты Калгурли и Терлбара), в Индии, на Алданском и Балтийском щитах.

Этот этап гранитообразования отчетливо проявился на всех континентах Земли (табл. 1), имеет четкую специфическую особенность — это время первого массового ареального образования калий-натровых гранитов. Только после их возникновения ЗК приобрела тот средний «гранодиоритовый» состав, которым она характеризуется и в настоящее время.

Начавшийся в протогее процесс формирования континентальной ЗК в мезогее окончательно завершился. Судя по косвенным петролого-геохимическим признакам, мощность ЗК после позднеархейской орогении практически не изменялась [27].

Консолидировавшиеся протогеосинклинали и протоплатформы мезогее образовали обширные, соизмеримые с современными материками жесткие плиты с четким двухслойным строением ЗК. Глобальный процесс корового гранитообразования с калиевой специализацией, на рубеже 2,8 млрд. лет фиксирующий в геологической истории рубеж высшего порядка, завершил становление континентальной ЗК. Во все последующие этапы как процессы магматизма, в том числе и кислого, так и процессы метаморфизма были приурочены к определенным поясам и не носили глобального характера. Начиная со среднего докембрия тектоника ЗК определяется наличием устойчивых жестких блоков, разделенных сетью глубинных разломов, которые приобретают с этого времени роль главных мажмаконтролирующих структур.

Гранитный магматизм среднего докембрия в значительной мере сходен с послекембрийским гранитным магматизмом. На рубеже 2,1—1,9 млрд. лет на всех щитах отмечается формирование интрузивных многофазных дифференцированных комплексов, состав которых охватывает ряд от кварцевых габбро с натровой специализацией до ультракислых и щелочных гранитов. Кислый магматизм приобретает однотипные черты. Весь этап геологической истории начиная с среднего докембрия мы предлагаем относить к неогее.

Анализ основных закономерностей эволюции кислого магматизма в докембрии позволяет придти к главному выводу, что процесс гранитообразования неразрывно связан с эволюцией ЗК, изменением ее мощности и усложнением тектонических процессов.

В истории кислого магматизма отчетливо намечается три этапа, на каждом из которых происходит скачкообразное увеличение числа генетических, формационных и геохимических типов гранитоидов.

Слабо дифференцированной литосфере протогее соответствует ареальный кислый магматизм, создававший на огромных площадях однородную серию натровых гранитоидов пониженной щелочности. С увеличением мощности коры и ее отчетливым «расслоением» на «базальтовый» и «гранитный» слои в мезогее намечается переход от ареального к поясовому типу кислого магматизма. Наряду с натровыми гранитами появляются калийнатровые граниты, появляется латеральная и вертикальная зональность гранитных комплексов, ЗК приобретает жесткость.

Увеличение жесткости коры и ее охлаждение определили переход к разломно-блоковой (плитовой) структуре континентальной коры, что

обусловило сужение ареалов кислого магматизма, контролируемого зонами глубинных разломов. Локализация процессов гранитообразования в зонах глубинных разломов увеличила вертикальный диапазон очагов магмообразования, что в свою очередь способствовало усилению процессов дифференциации магм и увеличению рудогенерирующих способностей гранитоидных комплексов.

* *
*

В формировании земной коры выделяется несколько крупных историко-геологических этапов. На раннем этапе — протогее (до 3500 млн. лет) происходило образование древнейшей сиалической коры, в строении которой важную роль играли гранито-гнейсовые купола, сложенные габбро-диорит-плагιοгранитными вулcano-плутоническими ассоциациями. В их составе преобладают гранитоиды тоналитового состава, а также эффузивы состава андезито-базальтов, андезитов, дацитов, для которых характерны низкие «мантийные» значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,701—0,706), ареальное развитие, натровая специализация и в целом пониженная щелочность пород. В мезогее (3500—2700 млн. лет) активно проявлен основной вулканизм, высокотемпературный метаморфизм и процессы мигматизации и гранитизации, формируются подвижные зоны (протогеосинклинали) и стабильные участки (протоплатформы). Среди гранитоидов, представленных формациями диоритов-плагιοгранитов, интрузивно-анатектических гранитов подвижных зон и палингенно-метасоматических гранитов стабильных зон, обособляются коровый и ювенильный генетические типы. Последний, обусловленный дифференциацией глубинных магматических расплавов, проявлен в зонах тектонических нарушений, возникавших в периоды блоковой перестройки земной коры. Для производных корового магматизма характерно повышенное отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \geq 0,710$) и поясовый тип распространения. В неогее, охватывающем период времени от среднего докембрия (с рубежа 2800—2600 млн. лет) до настоящего времени, гранитный магматизм характеризуется разнообразием формаций, четким обособлением корового и ювенильного типов магматизма, увеличением рудоносности гранитоидных комплексов.

А Б С Т Р А К Т

Three main stages may be isolated of the history of the earth's crust: protogeos (> 3.5 b.y.), mesogeos (3.5—2.7 b. y.) and neogeos (< 2.7 b. y.).

The protogeos was a time of the ancient sialic crust formation. This crust consisted mainly of rocks of gabbro-diorite-plagiogranite volcano-plutonic association, which formed the wide area domes. Tonalite's rocks predominated in the plutonic's group and andesite-basalts, andesites and dacites prevailed in the effusive one. All rocks of this association showed the low mantle initial ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.701—0.706, low alkalinity and essentially sodic specialisation.

During mesogeos basic volcanism, high-temperature metamorphism,

migmatization and granitization were the main processes, which formed the earth's crust. Mobile zones (protogeosinclines) and stable regions (protoplatformes) were arisen at that time. Granitic rocks represented by diorite-plagiogranite and intrusive-plutonic granites of mobile zones and palingenetic-metamorphic granites of stable regions were divided into juvenile and crust types. The first type was formed due to differentiation of magmatic melts and had a wide spread into deep faults and volcanic zones, which were born in the periods of a block reconstruction of the crust. The second one was dislocated into more stable regions and showed higher ratios of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.710$.

In neogeos granite magmatism was characterized by a variety and high ore generation of granitic formations as well as clear differentiation of the juvenile and crust types.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батиева И. Д., Бельков И. В. Гранитные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, с. 5—143.
2. Батиева И. Д., Ветрин В. Р. Вулкано-плутонические ассоциации в связи с кислым и щелочным магматизмом и некоторые вопросы эволюции магматизма Кольского полуострова. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, 1978.
3. Бельков И. В. Происхождение и геологическая роль древнейших гранитоидов на ранних этапах эволюции земной коры. — В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. МГК. XXV сессия. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 392—398.
4. Бельков И. В., Батиева И. Д. и др. Кислый магматизм нижнего докембрия и его отличительные особенности. — В кн.: Специфика докембрийского магматизма. Л., 1972, с. 11—15.
5. Билибина Т. В., Афанасьева М. А. и др. Геология и металлогения щитов древних платформ СССР. Л.: Недра, 1976. 340 с.
6. Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Недра, 1976. 224 с.
7. Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 3—17.
8. Вяюринен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М.: Изд-во иностр. лит., 1959. 295 с.
9. Дибров Е. В. Тектоника и магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. М.: Недра, 1974, 200 с.
10. Докембрий Скандинавии/. Под ред. К. Ранкама. М.: Мир, 1967. 268 с.
11. Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 490 с.
12. Колотухина С. Е., Первухина А. Е., Рожанец А. В. Геология месторождений редких элементов Африки и их экономическое значение. М.: Наука, 1964, с. 304.
13. Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 262—276.
14. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.

15. Митрофанов Ф. П., Шурикин К. А. и др. Древнейшие гранитоиды. — В кн.: Проблемы петрологии. М., 1976, с. 119—132.
16. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
17. Павловский Е. В., Колотухина С. Е. Роль гранитоидов в формировании земной коры в раннем докембрии (на примере Канады и Гренландии). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 5—16.
18. Половинкина Ю. И. Время и место ультраметаморфического петрогенеза в докембрийском кристаллическом массиве Украины. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев: Наукова думка, 1968, с. 20—23.
19. Равич М. Г., Каменев Е. Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеоздат, 1972, с. 199—211.
20. Рябчиков И. Д., Богатилов О. А., Бабенский А. Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с. 5—18.
21. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Периодизация докембрия материков северного полушария и основные черты раннего этапа геологической эволюции. Л.: Наука, 1973. 310 с.
22. Уилсон М. Е. Докембрий Канады (Канадский щит). — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 236—369.
23. Фролова Н. В. О наиболее древних осадочных породах Земли (к проблеме происхождения гранитов). — Природа, 1950, № 9, с. 15—21.
24. Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркут. ун-та, 1951, т. 5. Сер. геол., вып. 2, с. 38—68.
25. Хаин В. Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии — действительные и мнимые. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 5—13.
26. Шейнман Ю. М. Существуют ли ювенильные граниты. — Сов. геол., 1963, № 1, с. 61—81.
27. Condie K. C. Archean magmatism and crustal thickening. — Bull. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 9, p. 2981—2992.
28. Goodwin A. M. Metallogenic patterns and evolution of the Canadian shield. — Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 157—174.
29. Wilson H. D., Morriss M. G., Zieheke H. V., Beauchamp G. P. Development of the greenstone—granite terrain in archaic shields. — In: 25th Intern. — Geol. Congr., Abstrs, 1976, vol. 1.

УДК 552.32/33 : 553.3.078

Н. П. МИХАЙЛОВ, Е. В. ШАРКОВ, В. В. СЛОДКЕВИЧ

РАССЛОЕННЫЕ (СТРАТИФОРМНЫЕ) ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ТЕКТОНО- МАГМАТИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Расслоенные или стратиформные интрузивные комплексы, обладающие характерными признаками строения, петрографического состава и металлогении, являются одним из наиболее четко выделяемых типов интрузивных образований. Главной отличительной особенностью таких комплексов

является расслоенное строение (повторяющаяся расслоенность) их интрузивных тел, обусловленное чередованием выдержанных магматических слоев разного состава, согласно залегающих один на другом наподобие стратифицированной пачки осадочных образований. В настоящее время признаки расслоенности выявлены в магматических телах разного вещественного состава, формирующихся в различной тектонической обстановке. Однако лучше всего в своей классической форме магматическая расслоенность проявлена в формировавшихся в условиях жесткой рамы ультрамафит-мафитовых и щелочных интрузивах, которые и относятся к рассматриваемому здесь наиболее распространенному типу стратифицированных интрузивных комплексов.

Для всех стратифицированных интрузивных комплексов, независимо от типа исходного магматического расплава, типа тектонического режима и геологического возраста их образования, характерны следующие устойчивые признаки [14, 22, 25]:

— дискордантный характер плутонов, имеющих обычно форму неправильной воронки (этмолита), реже лополита, гарполита или же крупного дайкоподобного и пластообразного тела;

— наличие в плутонах двух крупных структурных единиц: а) центральной — расслоенной серии с автономной по отношению к контактам чашеобразной структурой, образованной серией согласно залегающих магматических слоев, и б) краевой группы, конформной контактам; при этом структуры расслоенной серии под различными углами прилегают к структурам краевой группы и нередко содержат ксенолиты пород последней; в непосредственном эндоконтакте обычно прослеживается тонкая оторочка микрокристаллических закаленных пород (быстро охлажденная фаза);

— наличие в расслоенной серии плутонов двух типов магматической расслоенности: а) ритмичной, т. е. ритмичного повторения в разрезе серии магматических слоев одинаковых при асимметричном строении ритмов, где снизу вверх высокотемпературные минеральные ассоциации сменяются более низкотемпературными, и б) «скрытой», т. е. закономерного изменения также вверх по разрезу породообразующих минералов за счет обогащения их низкотемпературными компонентами; разрез расслоенных серий стратиформных плутонов подчиняется строгим структурным и парагенетическим закономерностям;

— отличающееся от центральной серии строение краевых групп плутона, которое подчиняется более сложным закономерностям, отражающим неравновесные условия кристаллизации расплава и направленное затвердевание последнего от стенок интрузивной камеры к ее внутренним частям;

— наличие у большинства горных пород расслоенных плутонов характерных кумулятивных структур осаждения (*settled textures*), образованных двумя генерациями минеральных зерен: а) идиоморфными минералами кумулула, выделившимися первыми из главного объема расплава, и б) выполняющими промежутки между ними минералами интеркумулула, кристаллизовавшимися из интерстиционного остатка магматического расплава; такие структуры позволяют устанавливать кумулятивную природу магматических пород, т. е. относить их к классу

кумулятов, даже в тех интрузивах, где магматическая расслоенность выражена недостаточно четко.

Расслоенные плутонические комплексы, обладающие указанными устойчивыми признаками, широко распространены на континентах. Их геотектоническая позиция довольно определена: они повсеместно приурочены к различного рода устойчивым тектоническим элементам — к кристаллическим щитам, окраинам древних платформ, к срединным массивам или геоантиклинальным поднятиям в складчатых областях и к другим структурам относительно ранней консолидации, образующим жесткую раму геосинклинальных прогибов.

Установленная для многих регионов синхронность проявления расслоенных мафит-ультрамафитовых плутонов в консолидированных структурах и проявлений инициального базальтового вулканизма с альпинотипными ультрамафитами в соседних подвижных зонах (геосинклиналях) является, по-видимому, общей закономерностью. Подтверждением этому может служить тот факт, что в геологической истории расслоенные плутоны формировались главным образом в начале крупных тектономагматических циклов, т. е. в эпохи начального развития карельских (гудзонских), байкальских (ассинтских), каледонских и герцинских геосинклиналей.

Аналогичную тектоническую позицию занимают расслоенные комплексы сиенит-габбрового состава (например, в Алтае-Саянской складчатой области), приуроченные к ограниченным разломами выступам докембрийского фундамента или к зонам сочленения последних с геосинклинальными прогибами [17, 20]; однако формирование этих комплексов происходило несколько позднее, чем мафит-ультрамафитовых плутонов, но всегда раньше гранитоидных комплексов (которые обычно их прорывают) и было, вероятно, сопряжено с началом инверсии геосинклиналей.

Все это позволяет рассматривать интрузивные комплексы мафит-ультрамафитовых и сиенит-габбровых плутонов как результат проявлений тектономагматической активизации консолидированных (жестких) тектонических элементов, сопряженной с ранними стадиями развития смежных геосинклиналей [15]. С этим же может быть связано отсутствие стратиформных интрузивных комплексов рассматриваемого типа достоверно архейского возраста, так как в архее при высокой пластичности земной коры еще отсутствовала дифференциация ее на более устойчивые (жесткие) и более мобильные элементы, а тектонические условия для проявлений раннегеосинклинального магматизма (фиксируемые в архейских зеленокаменных поясах, расположенных между гнейсо-гранитовыми куполами) существенно отличались от тех, которые существовали в более поздние эпохи.

Менее ясна пока геотектоническая позиция некоторых расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов, связанных с альпийским тектономагматическим циклом. Для них уже не устанавливается такой четкой корреляции с развитием соседних геосинклиналей. Одни из таких комплексов располагаются в пределах геосинклинально-складчатых областей, будучи связанными с финальным мафическим магматизмом (шельтингский комплекс Сахалина, расслоенная интрузия Хороман о. Хоккайдо); другие, как, например, расслоенные массивы восточного побережья Грен-

ландии и Гибридных островов, связаны пространственно с центрами третичной вулканической деятельности и располагаются в бортах Срединно-Атлантической зоны рифтов. Из древних мафит-ультрамафитовых плутонов аналогичную позицию, возможно, имеют только лополиты Великой дайки Южной Родезии и комплекс Вичита в Аппалачах [22, 41]. Более отчетливую связь с зонами континентальных рифтов обнаруживают расслоенные интрузивные комплексы щелочного состава независимо от их геологического возраста.

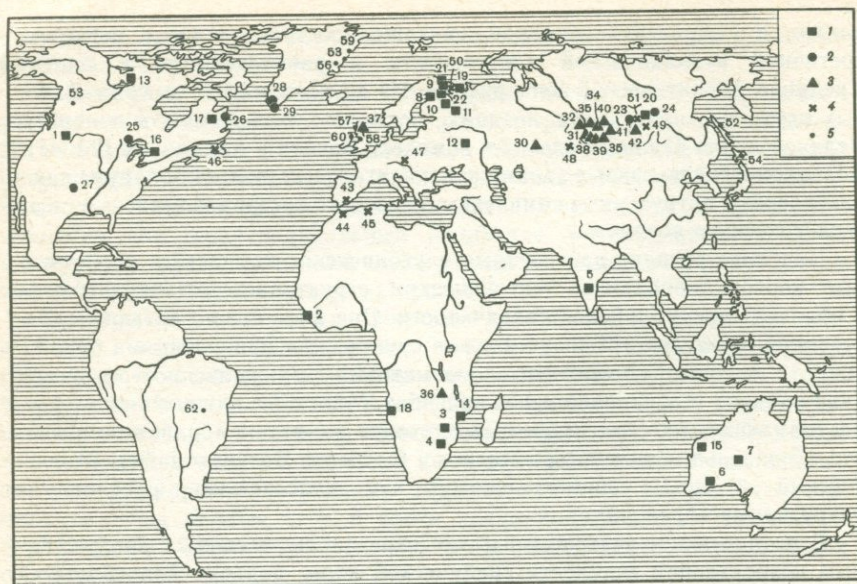
Наиболее древние расслоенные плутонические комплексы, свойственные консолидированным тектоническим структурам, устанавливаются в областях докембрийской складчатости. Они формировались преимущественно в пределах архейских блоков синхронно с проявлениями базальтового и ультрамафитового магматизма в раннепротерозойских (карельских) геосинклинальных прогибах. Многие из крупнейших мафит-ультрамафитовых стратиформных плутонов раннедокембрийского возраста (Бушвельд, Стиллуотер, Маскокк, Садбери, Великая дайка, Мончегорский и др.) рассматриваются как классические расслоенные интрузивные образования.

В последующие тектоно-магматические циклы, в связи с прогрессивным возрастанием мощности сиалической коры, подъем очень больших масс глубинных базальтовых расплавов в относительно спокойных тектонических условиях на высокие уровни литосферы был затруднен. Поэтому расслоенные интрузии позднего докембрия и фанерозоя, хотя и более многочисленные, имеют значительно меньшие размеры (обычно десятки кв. км), а плутоны кайнозойского возраста представляют собой совсем небольшие тела (за исключением Скергаарда и очень слабо изученного Дюфека в Антарктиде). Чисто в количественном отношении преобладают каледонские расслоенные плутоны (особенно в Алтае-Саянской области), что, однако, скорее может быть отражением степени изученности отдельных регионов.

Щелочные базальтоидные магмы, как известно, генерируются в более глубоких горизонтах верхней мантии, что определяет относительно редкую встречаемость магматических комплексов щелочных пород и их локализацию в ограниченных районах. Расслоенные щелочные и щелочно-ультрамафитовые комплексы уступают ультрамафит-мафитовым как количественно, так и по размеру плутонов; они проявляются, как уже отмечалось, преимущественно в зонах рифтогенеза.

Распространение главнейших стратиформных интрузивных комплексов (и плутонов) показано на обзорной схеме (рис.), где они разделены по принадлежности к определенным тектоно-магматическим циклам; данные по этим комплексам сведены в таблице, где для них указаны типы ассоциаций кумулюсных фаз, типы первичного расплава, особенности *PT* условий формирования и металлогении.

Для сопоставления различных и разновозрастных расслоенных комплексов, выявления закономерностей их эволюции в геологической истории использован главнейший изменяющийся признак этих интрузивных образований — состав слагающих их ассоциаций кумулатов. При этом рассматриваются только центральные расслоенные серии плутонов, дающие наиболее полную в этом отношении информацию, так как



Обзорная схема распространения расслоенных (стратиформных) интрузивных комплексов на континентах:

1 — раннедокембрийские; 2 — позднедокембрийские (ассинтские, байкальские), 3 — каледонские, 4 — герцинские, 5 — альпийские

Цифра у знака соответствует номеру комплекса в таблице

последовательность в них магматических слоев отражает последовательность образования минеральных парагенезов (т. е. кумулатов) по мере направленного снизу вверх затвердевания плутона. Для характеристики самих кумулатов используются только парагенезисы минералов кумулула, выделившихся в процессе фракционной кристаллизации исходного расплава, отличающиеся исключительной выдержанностью по простиранию слоев и поэтому являющиеся важнейшей характеристикой индивидуальных особенностей расслоенных плутонов.

Очевидно, что конкретные интрузивные массивы могут быть эродированы по-разному и наблюдаемые в них ассоциации кумулатов будут представлять только часть первоначальной расслоенной серии, продолжение которой или не вскрыто или уничтожено эрозией. Поэтому нами были выбраны типоморфные плутоны, в которых разрез расслоенной серии представлен наиболее полно. На этой основе были составлены типовые «кумулятивные формулы» плутонов, отражающие естественные ряды ассоциаций кумулатов (табл.). Минеральный состав и последовательность ассоциаций кумулусных фаз во всех типах настолько устойчивы, что позволяют определять принадлежность к ним плутонов с частично вскрытым вертикальным разрезом (т. е. с редуцированной конкретной кумулятивной формулой). Для отдельных плутонов в пределах одного типа, кроме отмеченного выпадения начальных либо конечных членов

Главнейшие расслоенные (стратиформные) интрузивные комплексы

Комплекс (плутон)	Типоморфная кумулятивная ассоциация	Последовательность ассоциаций кумулятивных фаз	Тип исходного расплава и условия кристаллизации	Металлогения	Источник
I. Раннедокембрийские комплексы (плутоны)					
Стиллаутер (1)	а	<i>Sp</i>	Оливиновый толеит $P=8 \pm 1$ кбар	<i>Cr</i>	[22]
Фритаун (2)		$OL+Sp$		<i>Ti</i> —	[22]
Великая Дайка (3)		$OL+OPx \pm Sp$		<i>Mgt</i> (<i>v</i>)	[22]
Бушвельд (4)		$OPx \pm Sp$		Cu—Ni	[42]
Ситтампунди (5)		$OPx \pm Pl$		<i>Pt</i>	[43]
Джимберлайн (6)		$PL+OPx \pm$		Au	[30]
Гилес (7)		$CPx \pm OL$			[42]
Кеми-Сухалко (8)		$PL+CPx \pm$			[40]
Мончетундровский к-с (9)		$Mgt \pm Ap$			[25]
Олангский к-с (10)		<i>PL</i>			[10]
Бураковский плутон (11)		<i>Mgt</i>			[5]
Мамонский к-с (12)					[24]
Маскокк (13)	б	$OL+Sp$	Толентовый базальт	<i>Cr</i>	[42]
Тете (14)		$OL+CPx \pm PL$ $CPx+OPx+PL$ <i>CPx</i>		Cu—Ni <i>Mgt</i>	[45]
Мунни-Мунни (15)		<i>PL</i> $PL+CPx \pm$ $Mgt \pm Ap$	$P=6 \pm 1$ кбар		[31]
Садбери (16)	г	$PL+OPx$ $PL+CPx+$ $Mgt+Ap$ $PL+CPx+Mgt$	Кварцевый толеит (?) $P=?$	Cu—Ni <i>Mgt</i>	[42]
Микамау (17)	д	$PL+$	Субщелочной оливиновый базальт $P=6 \pm 1$ кбар	<i>Mgt</i>	[32]
Кувене (18)		$PL+OL$		<i>Ilm</i>	[22]
Цагинский плутон (19)		$PL+OL+$ $CPx \pm Mgt+Ap$ $PL+CPx+$ $Mgt \pm ORT$		Cu	[8]
Чинейский плутон (20)					[11]
Гремяха-Вырмес (21)	ж	$OL+CPx$	Щелочной базальт $P=6 \pm 1$ кбар	<i>Mgt</i>	[19]
Ельет-Озеро (22)		CPx $CPx+PL+OL$ <i>PL</i> $PL+CPx \pm$ $ORT \pm Mgt \pm Ap$ $CPx+ORT+$ $Mgt+Ap+NE$ $CPx+ORT+$ $NE+Ap$		<i>Ilm</i> <i>TR</i>	[9]

Комплекс (плутон)	Типоморфная кумулятивная ассоциация	Последовательность ассоциаций кумулятивных фаз	Тип исходного расплава и условия кристаллизации	Металлогения	Источник
II. Позднедокембрийские (Байкальские, Ассинтские) комплексы (плутоны)					
Довыренский к-с (23) Лукинда, Луча и другие плутоны (24)	б	$OL+Sp$ $PL+PL+Px+$ CPx $PL+CPx \pm OPx$ $PL+CPx+$ $Mgt \pm Ap$ PL	Толентовый базальт $P=5 \pm 1$ кбар	Cu—Ni <i>Mgt</i>	[13] [27]
Дулут (25) Киглапейт (26) Вичита (27)	д	PL $PL+OL$ $PL+OL+$ $CPx \pm Mgt \pm Ap$ $PL+CPx+$ $Mgt \pm ORT$	Субщелочной оливинный базальт $P=6 \pm 1$ кбар	<i>Mgt</i> <i>Ilm</i> Cu	[22] [22] [41]
Илимауссак (28)		$CPx+ORT+$ <i>Ap</i>	Фонолит	<i>Ap</i>	[22]
Грэннедал-Ика (29)	з	$CPx+ORT+$ $NE \pm Ap$ $CPx+ORT+$ $NE+Eu$ $SOD+NE+$ CPx	$P=1-2$ кбар	TR	[22]
III. Каледонские комплексы (плутоны)					
Златогорский к-с (30)	а	$OL+Sp$ $OL+PL+OPx$ $OL+PL+Sp$ $PL+OPx \pm$ $CPx \pm OL$	Толентовый базальт $P=6 \pm 1$ кбар	Cr Cu—Ni <i>Pt</i>	[14]
Лысогорский к-с (31) Усинский к-с (32) Нижнедербинский к-с (33) Падунский к-с (34) Мажалыкский к-с (35)	б	$OL+Sp$ $OL+CPx \pm OPx$ $CPx \pm OPx$ $OL+PL$ $PL+CPx+$ $OPx \pm OL$ $PL+CPx \pm$ $Mgt \pm Ap$ PL	Толентовый базальт $P < 5$ кбар	Cr <i>Mgt</i> Cu—Ni <i>Ilm</i>	[7] [2] [7] [7] [3]
Капалагулу (36)		$OL+Sp$ $OL+CPx+Sp$ $OL+PL$ $CPx+PL \pm OL$ $PL+CPx \pm$ $Mgt \pm Ap$ PL			[22]
Инч, Белхелви, Мауд и другие плутоны (37)	д	$OL+Sp$ $OL+CPx+Sp$ $OL+PL$ $CPx+PL \pm OL$ $PL+CPx \pm$ $Mgt \pm Ap$ $PL+CPx+$ ORT	Субщелочной оливинный базальт $P < 5$ кбар	<i>Mgt</i>	[22]

Комплекс (плутон)	Типоморфная кумулятивная ассоциация	Последовательность ассоциаций кумулятивных фаз	Тип исходного расплава и условия кристаллизации	Металлогения	Источник
Коктахский к-с (38) Патынский к-с (39) Кизирский к-с (40) Булквичский к-с (41)	д	$OL+PL$ CPx PL $PL+CPx \pm$ $OL \pm Mgt$ $PL+CPx \pm$ $ORT \pm OL$ $ORT+CPx \pm$ Mgt	Субщелочной оливинный базальт $P < 5$ кбар	<i>Mgt</i> <i>Ilm</i> <i>Ap</i>	[23] [20] [20] [17]
Моностойский к-с (42)		$PL+CPx \pm$ $ORT \pm OL$ $ORT+CPx \pm$ Mgt			[20]
IV. Герцинские комплексы (плутоны)					
Ронда, Охен, Каратрака (43) Бени-Бушера (44) Ядден (45)	а	$OL+Sp$ $OL+OPx \pm$ $CPx+Sp$ $OL+CPx$ $OPx+CPx$ $PL+CPx \pm$ $OPx \pm OL$	Оливинный толент $P=10-12$ кбар	Cr Cu—Ni <i>Pt</i>	[28] [36] [29]
Бей-оф-Айлендс (46)	а	$OL+Sp$ $OL+OPx+Sp$ $OL+CPx+PL$ CPx $PL+CPx \pm OL$	Оливинный толент $P=6+1$ кбар	Cr Cu—Ni	[22]
Старе-Ранско (47)	б	$OL+Sp$ $OL+PL+Sp$ $PL+CPx \pm OPx$ $PL+CPx \pm$ $OL \pm Mgt$	Оливинный толент $P=6 \pm 1$ кбар	Cu—Ni <i>Mgt</i>	[37]
Максутский к-с (48)	в	$OL+PL \pm Ap$ $OL+PL+$ $OPx \pm Ap$ $PL+OPx$ $PL \pm Ap$	Толентовый базальт $P=1-2$ кбар	Cu—Ni	[16]
Ангшанский к-с (49)	д	$CPx \pm OL \pm Mgt$ $PL+CPx \pm OL$ $PL+CPx \pm$ $Mgt \pm Ap \pm$ ORT PL	Субщелочной оливинный базальт $P < 5$ кбар	<i>Mgt</i> <i>Ilm</i>	[12]
Ловозерский и Хинбинский плутоны (50)	з	$NE+Ap$ $NE+ORT+Ap$ $NE+ORT$ $CPx+AP \pm Eu$	фонолит $P=1-2$ кбар	<i>Ap</i> TR	[1] [4]

Комплекс (плутон)	Типоморфная кумулятивная ассоциация	Последовательность ассоциаций кумулятивных фаз	Тип исходного расплава и условия кристаллизации	Металлогения	Источник
Сыннырский к-с (51)	и	$NE+ORT+CPx+LC+Ap$ $ORT+NE+LC\pm CPx$ $ORT+LC$ LC	Лейцитовый фанолит $P=1-2$ кбар	Ar TR	[6]
V. Альпийские комплексы (плутоны)					
Шельтингский к-с (52)	а а	Sp $OL+Sp$ $OL+OPx\pm CPx\pm Sp$ $OPx\pm CPx$ $PL+OPx\pm OL$ $PL+OPx\pm CPx\pm Mgt$	Оливиновый толеит $P=6\pm 1$ кбар	Cr Cu—Ni <i>Mgt</i> Pt	[21]
Акселголд Хороман (53) (54)	а	PL $OL+Sp$ $OL+OPx+Sp$ $OL+OPx\pm CPx$ CPx $PL+CPx\pm OL\pm Mgt$ PL	Оливиновый базальт $P=6\pm 1$ кбар	Cu—Ni Cr <i>Mgt</i> <i>Ilm</i>	[34] [39]
Скергаард Кейп-Эдвард-Холм Рам Куиллин (55) (56) (57) (58)	б	$OL+Sp$ $OL+PL\pm Sp$ $OL+PL+CPx$ $PL+CPx\pm Mgt\pm Ap$	Толеитовый базальт $P=1-2$ кбар	Cr <i>Mgt</i> <i>Ilm</i> Cu—Ni	[22] [22] [22] [22] [22]
Кервен Карлингфорд (59) (60)	а	$OL+PL$ $OL+OPx+CPx+PL$ $OPx+CPx+PL\pm Mgt$	Толеитовый базальт $P=1-2$ кбар	<i>Mgt</i> <i>Ilm</i>	[22] [22]
Дюфек (61)	е	$OPx+CPx+PL$ $PL+CPx\pm Mgt$ PL $PL+ORT\pm CPx$	Субщелочной базальт $P=?$	<i>Mgt</i> .	[42]
Ипора (62)	д	$OL+Sp$ $OL+CPx$ CPx $PL+CPx\pm Mgt$ $PL+CPx+ORT$	Субщелочной оливиновый базальт $P=?$	<i>Mgt</i>	[38]

кумулятивной формулы, возможны также отдельные вариации объемного содержания отдельных кумулатов.

По указанному принципу выделены 3 группы расслоенных плутонов, характеризующихся определенными видами кумулятивных ассоциаций:

1) мафит-ультрамафитовые плутоны толеитового ряда, в которых все разнообразие горных пород определяется различными сочетаниями четырех главных породообразующих минералов: оливина (*OL*), ортопироксена (*OPx*), клинопироксена (*CPx*) и плагиоклаза (*PL*); из рудных компонентов характерным минералом кумулула является хромшпинелид (*Sp*) в ранних кумулатах и магнетит (*Mgt*) — в поздних. В этой группе плутонов выделяются 4 вида типоморфных кумулятивных ассоциаций: а) $Sp + OL + OPx + PL (\pm CPx)$, б) $Sp + OL + CPx + PL (\pm OPx)$, в) $OL + PL (\pm OPx)$ и г) $OPx + PL (\pm CPx)$;

2) ультрамафит-мафитовые и мафитовые плутоны повышенной щелочности, где к главным породообразующим минералам добавляется калишпат (*ORT*), и иногда, на конечной стадии, нефелин (*NE*), а среди фаз кумулула важную роль играет аксессуарный апатит (*Ap*); здесь выделяются 3 вида типоморфных кумулятивных ассоциаций: д) $PL + OL + CPx + ORT$, е) $PL + CPx + ORT$, ж) $OL + CPx + PL + ORT + NE$;

3) щелочные плутоны, в которых одними из главных породообразующих минералов являются фельдшпатоиды — нефелин (*NE*), содалит (*SOD*), псевдолейцит (*LC*), щелочной полевой шпат (*ORT*), а также эгирин (*CPx*) и эвдиалит (*Eu*); в этой группе намечается 2 вида кумулятивных ассоциаций: з) $CPx + ORT + NE + Eu (\pm SOD)$ и и) $CPx + ORT + NE + LC$.

Состав первичных расплавов интрузивов определялся либо по составу их эндоконтактных закаленных зон, либо по расчету валового химического состава интрузива; в тех же случаях, где эти данные отсутствовали, тип первичного расплава определялся по аналогии: по соответствию кумулятивной формуле данного массива таковой в плутонах с изученным составом зоны закалки. В итоге намечается по крайней мере четыре типа исходных магматических расплавов, соответствующих составам: а) толеита (толеитового базальта, кварцевого толеита, оливнинового толеита), б) субщелочного оливнинового базальта, в) щелочного базальта, г) фонолита и лейцитового фонолита. Условия кристаллизации этих расплавов определялись методом парагенетического анализа расслоенных изверженных пород с помощью диаграмм обобщенных физико-химических систем [26].

Первичные расплавы в зависимости от *PT* условий их кристаллизации, а также, вероятно, от величины окислительного потенциала и характера его колебаний на протяжении магматического процесса дают разные парагенезы кумулатов, отвечающие указанным выше видам их типоморфных ассоциаций; поэтому количество последних больше числа исходных расплавов.

Как видно из таблицы, составы исходных расплавов расслоенных интрузивных комплексов обнаруживают закономерную эволюцию во времени. Расплавы толеитовой серии являются сквозными: они фиксируются для расслоенных комплексов всех тектоно-магматических циклов и высту-

пают как резко преобладающий тип исходных расплавов для крупнейших расслоенных плутонов раннедокембрийского возраста. Таким образом, подтверждается отмеченная Л. Уэйджером тенденция к возникновению в земной коре расслоенных интрузивных массивов преимущественно за счет толеитовой магмы [22].

Для большинства раннедокембрийских комплексов расслоенных плутонов, формировавшихся в условиях высоких давлений (6—8 кб), характерен преимущественно первый вид («а») кумулятивных ассоциаций, являющийся типичным для производных магм состава оливинового толеита (см. таблицу). Менее распространены в раннем докембрии производные толеитового базальта с типоморфной ассоциацией кумулятов «б», формировавшиеся при более умеренных давлениях. Особое положение занимает плутон Садбери («г»), сложенный преимущественно маломagneзиальными магматическими породами (кварцевыми норитами и кварцевыми диоритами) и характеризующийся широким развитием гранофилов, что резко отличает его от других докембрийских стратиформных комплексов толеитовой группы и заставляет считать его производным кварцевого толеита.

Мафит-ультрамафитовые комплексы повышенной щелочности, являющиеся производными субщелочного оливинового базальта и щелочного базальта и характеризующиеся кумулятивными ассоциациями типов «д» и «ж», появляются только в конце раннедокембрийского этапа развития земной коры, будучи связанными с процессами рифтогенеза.

Сравнительно близки друг к другу байкальские (позднедокембрийские) и каледонские стратиформные интрузивные комплексы, формировавшиеся при умеренных давлениях (3—6 кб) и являющиеся производными как толеитового базальта (преобладающий вид кумулятивных ассоциаций «б»), так и субщелочного оливинового базальта; для последних особенно характерны кумулятивные ассоциации («д»), наиболее разнообразно представленные в сиенит-габбровых расслоенных комплексах Алтае-Саянской области [20]. В конце ассинтского (байкальского) тектоно-магматического цикла впервые в истории развития земной коры фиксируются ультращелочные расслоенные комплексы — производные первичных расплавов типа фонолита (интрузивы фельдшпатоидных сиенитов Илимауссак и Греннедал-Ика в Южной Гренландии).

Герцинский тектоно-магматический цикл значительно беднее проявлениями расслоенных интрузивных образований, но здесь фиксируются производные всех типов первичных расплавов от оливинового толеита (уникальные по условиям образования мафит-ультрамафитовые плутоны Бени-Бушера, Ронда, Охен и др. в метаморфических комплексах Гибралтарской дуги) до лейцитового фонолита (сыннерский расслоенный комплекс в Байкало-Витимском поднятии, не имеющий пока себе аналогов).

Альпийское время характеризуется еще меньшим распространением расслоенных интрузивных комплексов; среди них снова преобладают производные толеитовых расплавов (оливинового толеита, толеитового базальта) с типами кумулятивных ассоциаций «а» и «б», кристаллизовавшиеся при умеренных или низких давлениях (см. таблицу); более редки альпийские расслоенные плутоны субщелочного состава (комплекс Ипора

в Южной Америке), а ультращелочные расслоенные плутоны альпийского возраста вообще пока не выявлены.

В целом же можно констатировать, что в истории тектоно-магматического развития земной коры от древних эпох к более молодым (по крайней мере до герцинского цикла), несмотря на все более ограниченное распространение крупных стратиформных плутонов, возрастает количество вариантов кумулятивных минеральных ассоциаций вместе с увеличением разнообразия исходных магматических расплавов и условий их кристаллизации.

Металлогеническая специализация расслоенных плутонов обусловлена составом исходного расплава, типом его дифференциации и стадией кристаллизации, что выражается в закономерной приуроченности не только пластовых залежей сингенетических руд, но и эпигенетических рудных жил к определенным парагенезисам кумулульных минералов вмещающих магматических пород (см. таблицу).

В последние годы полосчатые габброидные породы, по составу и структурам аналогичные магматическим кумулатам из рассмотренных выше расслоенных комплексов континентов, были обнаружены при драгировании из систем срединно-океанических хребтов [33, 35, 44 и др.]. Это дало основание для выводов о наличии в океанической коре расслоенных мафитовых комплексов, которые сформировались в результате внедрения и гравитационной дифференциации базальтовой магмы либо в гипабиссальных условиях, либо на значительной глубине [35]. Сторонники новой глобальной тектоники использовали эти данные для развития гипотетических представлений о своеобразном полосчатом или расслоенном комплексе, составляющем среднюю часть «офиолитовой серии», в основании которой располагаются серпентинизированные ультрамафиты. Предполагается, что этот расслоенный комплекс состоит из прослоев клинопироксенитов, верлитов, дунитов и габбро, причем мощность габброидов возрастает вверх по разрезу, как и в известных стратиформных плутонах [18].

Геология расслоенных интрузивных образований океанического дна практически еще не изучена. Наличие в зонах срединно-океанических хребтов магматических кумулатов с преобладающими минеральными ассоциациями ($OL + CPx + PL \pm OPx$) и ($OPx + PL \pm CPx$), характерных, как было показано выше, для продуктов кристаллизации толеитовых расплавов в условиях умеренных и низких давлений, не вызывает сомнений. Однако предположение о существовании в «офиолитовой серии» сплошного расслоенного комплекса, который даже стали отождествлять с «третьим геофизическим слоем океанической коры» [18], несовместимо с современными представлениями петрологов о механизме формирования расслоенных плутонов, базирующихся на конкретных геологических фактах и данных экспериментальных исследований [12, 14, 17, 21, 22, 25]. Более резонно предполагать существование здесь серии отдельных расслоенных интрузий, возможно достаточно крупных, формировавшихся в толще земной коры абиссальных океанских равнин, может быть в бортах рифтовых систем. Очевидно, что изучение таких расслоенных интрузивных образований должно явиться первоочередной самостоятельной задачей петрологии дна океанов.

ABSTRACT

Les complexes stratifiés (ou stratiformes) intrusifs dont la structure, la pétrographie et la métallogénie présentent certains caractères particuliers se rattachent parfois sur les continents à des éléments géotectoniques bien stables, tels que: les boucliers cristallins, la marge des anciennes plates-formes et les bombements géoanticlinaux dans le cadre des domaines plissés.

Les plutons mafiques-ultramafiques et syénito-gabbroïques stratiformes sont synchrones avec un volcanisme basaltique initial et avec des ultramafites de type alpin en zones mobiles de voisinage, ce qui nous amène à les envisager en tant que résultat des manifestations d'un épisode tectono-magmatique actif qui affecte les éléments tectoniques consolidés et se trouve relié aux stades précoces de l'évolution des géosynclinaux adjacents.

Les complexes stratiformes alcalins et alcalino-ultramafiques cèdent à ceux de mafites et ultramafites en importance quantitative et, également, en dimensions de leurs massifs; ils se localisent de préférence en zones de riftogenèse.

La répartition des plus importants complexes d'intrusion stratiformes et des plutons appartenant à des cycles tectono-magmatiques variés figure sur une carte de situation; les types de fusions magmatiques originelles, les particularités des conditions PT de leur formation, les types d'associations des phases de cumulus successives et la spécificité métallogénique sont groupés dans un tableau.

Pour l'ensemble des complexes intrusifs stratiformes, on distingue quatre types de fusions magmatiques originelles qui correspondent d'après leurs compositions à: a) une tholéiite (tholéiite olivinique, basalte tholéiitique, tholéiite quartzeuse); b) un basalte olivinique subalcalin; c) un basalte alcalin; d) une phonolite et phonolite à leucite.

Les conditions de cristallisation de ces fusions ont été déterminées à l'aide des diagrammes de systèmes physico-chimiques généralisés.

En fonction des conditions PT de leur cristallisation et des valeurs du potentiel d'oxydation, les fusions primitives offrent de différentes paragenèses des cumulates dont les types majeurs sont tels qui suivent:

- a) $Sp + Ol \pm Opx (\pm Cpx)$
- b) $sp + Ol + Cpx + Pl (\pm Opx)$
- c) $Ol + Pl (\pm Opx)$
- d) $Opx + Pl (\pm Cpx)$
- e) $Pl + Ol + Cpx + Ort$
- f) $Pl + Cpx + Ort$
- g) $Ol + Cpx + Pl + Ort + Ne$
- h) $Cpx + Ort + Ne + Eu (\pm Sod)$
- i) $Cpx + Ort + Ne + Lc$

On note que l'histoire de l'évolution tectono-magmatique de l'écorce terrestre connaît, malgré une extension de plus en plus restreinte de grands plutons stratiformes, une augmentation du nombre de variantes d'associations minérales cumulatives, jointe à une diversité croissante de fusions

originelles et de conditions de leur cristallisation. Une tendance se confirme: ainsi que le notait L. Wager, les massifs intrusifs stratifiés se forment surtout aux dépens des magmas tholéïtiques.

Les plutons stratifiés doivent leur originalité métallogénique à la composition d'une fusion primitive, au type de sa différenciation et au stade de cristallisation, ce qui s'exprime par le fait que les gîtes de minerais syngénétiques se trouvent constamment reliés à des paragenèses bien déterminées des minéraux de cumulus de roches magmatiques encaissantes.

Ces dernières années, quelques roches gabbroïdes "rubannées" présentant des analogies avec les cumulates magmatiques de complexes stratiformes des continents ont été découvertes au cours des dragages dans les systèmes de crêtes océaniques médianes. La géologie de ces formations magmatiques n'est pas encore étudiée. On suppose l'existence d'une série d'intrusions stratifiées isolées dont la formation pourrait avoir eu lieu au sein de l'écorce terrestre des plaines océaniques abyssales, peut-être, dans les bords des systèmes de rifts.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буссен И. В., Сахаров А. С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
2. Волохов И. М., Иванов В. М., Пругов В. П. Усинский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс Кузнецкого Алатау. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 216—234.
3. Волохов И. М., Иванов В. М. и др. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола, Тува). — В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972, с. 130—145.
4. Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975, 256 с.
5. Гарбар Д. И., Сахновская Т. П., Чечель Э. К. Геологическое строение и рудоносность Бураковско-Аганозерского массива (Восточное Прионежье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 100—112.
6. Закус И. Геологическое строение и апатитовосность Сыннырского щелочного массива. Л.: Недра, 1969. 147 с.
7. Иванов В. М. Закономерности изменения состава пород и породообразующих минералов ряда ритмически расслоенных габбропироксенит-дунитовых плутонов Алтае-Саянской области. — В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с. 21—43.
8. Козлов Е. К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.
9. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1969. 183 с.
10. Лавров М. М. Нижнепротерозойские магматические формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны. — Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР, вып. 1, 1967, с. 74—87.
11. Лебедев А. П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). М.: Изд-во АН СССР, 1962. 100 с.
12. Лебедев А. П. Расслоенные текстуры и титановая минерализация в Ангащанском габброидном массиве (Забайкалье). — В кн.: Особенности формирования базитов и связанных с ними минералов. М.: Наука, 1965, с. 5—113.

13. Леснов Ф. П. Геология и петрология Чайского никеленосного габбро-перидотит-дуניתового плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск: Наука, 1972. 227 с.
14. Михайлов Н. П., Иняхин М. В. и др. Петрография Центрального Казахстана. Т. II. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. М.: Недра, 1971. 359 с.
15. Михайлов Н. П., Щеглов А. Д. Магматизм областей тектонической активизации. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч. 1, с. 45—50.
16. Михайлов Н. П. Эпирогенный тафрогенез — заключительная стадия тектоно-магматического цикла. — Сов. геол., 1978, № 3, с. 43—53.
17. Орлов Д. М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1975. 199 с.
18. Пейвее А. В., Богданов Н. А. и др. Офиолиты: современное состояние и задачи исследований. — Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
19. Полканов А. А., Елисеев Н. А. и др. Гремяха-Вурмесский массив на Кольском полуострове. М.: Наука, 1967. 236 с.
20. Поляков Г. В., Кривенко А. П. и др. Дифференцированные габбро-вые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1974. 130 с.
21. Слодкевич В. В. Шельтингский перидотит-пироксенит-норитовый плутон Восточного Сахалина. — ДАН СССР, 1975, 122, № 4, с. 946—949.
22. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
23. Халфин С. Л. Петрология коглахского габбро-монзонит-сиенитового комплекса. Новосибирск: Наука, 1965. 92 с.
24. Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж.: Изд-во Воронеж. ун-та, 1971. 312 с.
25. Шарков Е. В. О формационной характеристике массива габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров). — В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 153—158.
26. Шарков Е. В. Опыт парагенетического анализа основных и ультраосновных пород расслоенных интрузий. — Зап. ВМО, 1975, ч. 104, вып. 4, с. 389—402.
27. Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 132 с.
28. Aguilar M. J., Crespo V., Reyes Y, J. L. Investigacion de níquel en los macizos ultrabasicos de Malaga. Nuevos datos sobre la geologia y petrogénesis. — Bol. geol. y minero, 1973, t. 84, vol. 6, p. 41—66.
29. Bouillin J. P., Kornprobst J. Associations ultrabasiqnes de Petite Kabylie: péridotites de type alpin et complexe stratifié; comparision avec les zones internes bético-rifaines. — Bull. Soc. geol. France, 7 ser., 1974, t. 16, N 2, p. 183—192.
30. Campbell I. H. The origin of heteradcumulate and adcumulate textures in the Jimberlina norite. — Geol. Mag., 1968, vol. 105, N 4, p. 378—383.
31. Donaldson M. J. Petrology of the Munni-Munni complex, Roebourne, Western Australia. — J. Geol. Soc. Austral., 1974, vol. 21, N 1, p. 1—16.
32. Emshie R. F. Crystallisation and differentiation of the Mickimau intrusion. — In: Origine of anorthosites and related rocks. New York. St. Mus. Sci. Serv. Mem. 18, 1969, p. 163—173.
33. Engel C. G., Fisher R. L. Lherzolite, anorthosite, gabbro and basalts dredged from Mid-Indian ocean ridge. — Science, 1969, vol. 166, N 3909, 1136—1141.

34. Irvine T. N. Axelgold layered gabbro intrusion Mc Connell Creek map-area, British Columbia. — Pap. Geol. Surv. Can., 1975, vol. 75, part 13, p. 81—88.
35. Melson W. G., Thompson G. Layered basic complex in ocean crust, Romanche fracture, equatorial Atlantic Ocean. Science, 1970, vol. 168, N 3933, p. 817—820.
36. Mikhaïlov N. P. Données nouvelles sur la pétrologie et la structure interne du massif ultramafique des Beni—Bouchera (Rif Palaeozoïque, Maroc du Nord). — Mines et géol., 1975, N 38, p. 31—42.
37. Mizář Z. The Ransko gabbro-peridotite massif and its mineralisation. Praha: Univ. Karlov, 1974. 215 p.
38. Moresoo D. J. C. Géologie des complexes ultrabasiques alcalins de la région d'Ipora, Groias (Brésil): Thèse doct. sci. natur. Univ. Paris: Sud, 1974. 104 p.
39. Nagasaki H. A layered ultrabasic complex of Horoman, Hokkaido, Jap. J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, vol. 16, part 2, 1966, p. 313—346.
40. Piirainen T., Hugg R., Isohanni M., Juoperi A. On the geotectonics and ore forming processes in the basic intrusive belts of Kemi-Suhauko and Syote—Näränkäväära, Northern Finland. — Bull. Geol. Soc. Finl., 1974, N 46, p. 93—104.
41. Powell B. N., Phelps D. W. Igneous cumulates of the Wichita province and their tectonic implications. — Geology, 1977, vol. 5, N 1, p. 52—56.
42. Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions. — Geol. Soc. S. Afr., Spec. Pap., 1970, N 1. 763 p.
43. Subramanian A. P. Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex Salem district, Madras state, India. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, vol. 67, N 3, p. 317—390.
44. Symes R. F., Bevan J. C., Hutchison R. Phase chemistry studies on gabbro and peridotite rocks from Site 334, DSDP Leg. 37. — In: Intern. Rept Deep-Sea Drill Project. Washington, 1977, vol. 37, p. 841—845.
45. Vasconcelos P. C. A. O complexo gabbro-anortositico de Tete (Moçambique). — Bol. Serv. geol. e minas, 1969, N 35, p. 63—78.

УДК 552.323

В. И. ГЕРАСИМОВСКИЙ, А. И. ПОЛЯКОВ

МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ ПОРОД РИФТОВЫХ ЗОН * , (ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКИХ, ИСЛАНДСКОЙ, БАЙКАЛЬСКОЙ)

Магматизм является характерной особенностью процесса рифтогенеза. Вулканические проявления всегда присутствуют в рифтовых структурах, однако объемы и состав магматических продуктов в различных рифтовых зонах существенно различаются. Характер связи между магматизмом и рифтообразованием не всегда ясен. Ниже рассматривается накопленный материал по магматизму рифтовых зон Восточной Африки (Восточной и Западной), Байкальской и Исландской.

Рифтовые зоны различаются по своему тектоническому положению. По классификации Е. Е. Милановского [3], рифтовая система Восточной Африки и Байкальский рифт являются эпиплатформенными, заложенными на типично континентальной земной коре. Рифтовая зона Исландии находится в океаническом регионе; земная кора здесь по мощности

близка к континентальной, а по составу, вероятно, ближе к океанической. Перечисленные рифтовые зоны являются молодыми слабоэродированными неоген-четвертичными образованиями, поэтому эффузивы здесь резко преобладают над интрузивными породами.

Объем вулканических продуктов в различных рифтовых зонах резко отличается. В щелевых рифтовых зонах: Западная (Танганьикская) зона Африки и Байкальская рифтовая зона, где преобладают вертикальные тектонические движения, объем вулканитов невелик (тыс. км³). В сводово-вулканических зонах Восточный рифт Африки (рифт Грегори) в условиях растяжения земной коры количество вулканических продуктов измеряется сотнями тысяч км³. Исландия по интенсивности вулканических проявлений близка к сводово-вулканическим зонам и характеризуется чрезвычайно высокой вулканической активностью. Здесь за последние 500 лет излилось около $\frac{1}{3}$ всех лав поверхности суши Земли [5].

Особенности состава вулканических продуктов в различных рифтовых зонах сведены в таблице. Магматические породы рифтовых зон представлены различающимися по составу первичными мантийными выплавками и их дифференциатами.

К продуктам кристаллизации первичных мантийных выплавок относятся меланократовые разновидности пород с низким содержанием SiO₂, низким Fe/Mg и высоким Ni/Co отношениями, обогащенные элементами семейства железа и содержащие богатый магнием оливин. Такими являются катунгиты, угандиты, мафуриты, оливиновые меланефелиниты, базаниты, щелочные оливиновые базальты и толентовые базальты. Расплавы этих составов являются родоначальными для дифференцированных серий.

Связь с мантийным веществом выделенных выше родоначальных расплавов подтверждается наличием включений ультрабазитов, которые постоянно обнаруживаются в вулканитах эпиплатформенных рифтовых зон. В породах рифтовых зон Восточной Африки известны находки эклогитов, гранитовых перидотитов, шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов. В породах Байкальской рифтовой зоны найдены шпинелевые лерцолиты и перидотиты. Базальты Исландии содержат возможные мантийные фазы: включения хромдиопсида и богатого Ni оливина.

Химический состав первичных мантийных выплавок закономерно изменяется в ряду: оливиновый мелалейцитит (угандит) — оливиновый меланефелинит — щелочной оливиновый базальт — толентовый базальт. В этом ряду увеличивается содержание SiO₂ и Al₂O₃ и уменьшается содержание MgO, щелочей Sr, Ba и типичных литофильных элементов (Li, Rb, Nb, Ta, Zr, U, Th), а также фтора. Меланократовые разновидности калиевой щелочной серии наиболее обогащены наряду с типичными литофильными элементами также элементами семейства железа (Cr, Ni, Co), что привело нас к выводу о первичной мантийной природе этих магм.

По химическому составу имеются все переходные разновидности между названными выше меланократовыми разновидностями. Вопрос о соотношениях этих расплавов трактуется по-разному. Геологические данные и эксперименты при высоких давлениях свидетельствуют о независимом происхождении меланократовых расплавов меняющейся щелочности. Намечается следующий ряд от более глубинных

к менее глубинным образованиям: угандит — оливиновый меланефелит — базанит — щелочной оливиновый базальт — толеитовый базальт. В этом же ряду увеличивается и степень плавления мантийного субстрата. Не исключено, что ответственной за появление первичных расплавов с калиевой и натриевой спецификой является латеральная неоднородность мантии. Существует также мнение о происхождении одних меланократовых разновидности за счет других в результате кристаллизационной дифференциации, например, щелочных оливиновых базальтов за счет толеитовых базальтов.

Характерной особенностью магматизма рифтовых зон является наличие значительно дифференцированных серий пород. Каждый из выделенных первичных расплавов дает свою определенную серию пород (см. таблицу). Серии пород возникают при дифференциации ювенильного мантийного вещества без существенной контаминации материалом земной коры, о чем свидетельствует характер изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. По распространенности серии щелочных пород значительно уступают базальтовым сериям. По мере развития процесса рифтогенеза щелочные серии чаще всего сменяются умеренно-щелочными. Характерно также развитие щелочных пород в менее проницаемых участках, на сводах крыльев и слепых окончаниях рифтов. Интрузивные эквиваленты вулканических пород наблюдаются постоянно либо в виде включений в лавах, либо в массивах изверженных пород (ийолитов, уртитов, нефелиновых сиенитов, габбро, диоритов, гранофиров), расположенных в эродированных участках рифтовых зон.

Во всех выделенных сериях происходит закономерное накопление в остаточных расплавах типичных литофильных элементов. Трахиты, фонолиты, комендиты, риолиты, значительно обогащенные по сравнению с исходными расплавами Li, Rb, Be, Tl, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th. Как правило, чем богаче этими элементами исходная выплавка, тем выше их содержание в остаточном расплаве. Содержание элементов семейства железа (Cr, Ni, Co, V) в остаточных расплавах снижается. Sr и Ba ведут себя в различных сериях по-разному в зависимости от особенностей фракционирования. Они накапливаются там, где не происходит полевошпатового фракционирования (Na-щелочная серия), и убывают в базальтовых сериях, где происходит кристаллизация плагиоклазов и K-Na полевых шпатов.

Наиболее важным процессом, обуславливающим разнообразие магматических пород в рифтовых зонах и наличие дифференцированных серий, является процесс кристаллизационной дифференциации. О проявлении этого процесса свидетельствует характер распределения петрогенных и редких элементов, наличие кумулятивных разностей пород, богатых оливином, клинопироксеном, плагиоклазом, наличие проходящих минералов переменного состава, наличие мегакристаллов в лавах и присутствие кристаллотуфов в вулканических постройках. Фракционирование оливина, клинопироксена, керсутита, плагиоклаза, титаномагнетита и шпинели в различных пропорциях на разных стадиях эволюции расплавов обеспечивает изменение состава остаточных расплавов в выделенных сериях магматических пород. Появление дифференцированных серий почти всегда связано с вулканами центрального типа и нали-

Распространение серий магматических пород рифтовых зон

Серия магматических пород	Первичные мантийные выплавки	Дифференциаты	Рифтовые зоны			
			Восточно-Африканская	Западно-Африканская	Байкальская	Исландская
А. Бесполовошпатовые						
Калиевая	Угандиты Катунгиты Мафуриты	-	+	-	-	
		Лейцититы Карбонатиты	-	+	-	-
Б. Плагноклазосодержащие						
Щелочная	Лейцитовые базаниты	-	+	-	-	
		К-трахибазальты Трахиты	-	+	-	-
Натриевая щелочная	Оливиновые, и меллитовые меланефелиниты	+	-	-	-	
		Нефелиниты Фонолиты Карбонатиты	+	-	-	-
А. Недосыщенные SiO ₂						
Умеренно щелочная	Базаниты и щелочные оливиновые базальты	+	+	+	-	
		Трахибазальты Трахиандезиты Трахиты Фонолиты	+	+	+	-
Б. Насыщенные SiO ₂						
	Щелочные оливиновые базальты	+	-	-	+	
		Андезиты, щелочные дациты и риолиты, комендиты, пантеллериты	+	-	-	+
Толеитовая	Толеитовые базальты	-	-	+	+	
		Андезиты, низкощелочные дациты, риолиты	-	-	-	+

чисм промежуточных камер, в которых происходит дифференциация. Термобарометрические исследования свидетельствуют о процессах фракционирования в магматических камерах на глубинах 5—20 км. Термобарометрические исследования показывают, что наиболее высокотемпературными являются меланократовые составы калиевой щелочной серии, где получены температуры гомогенизации первичных магматических включений в лейцитах и клинопироксенах выше 1300° С. Для пород натриевой щелочной серии, щелочных и толеитовых базальтов характерны температуры кристаллизации 1200—1300° С (плаггиоклазы и клинопироксены). Кристаллизация вкрапленников из остаточных расплавов (нефелины и анортклазы из фонолитов и плаггиоклазы из риолитов) протекала в интервале 900—1100° С в условиях недосыщенности H₂O.

С щелочными сериями пород в обоих рифтах связаны карбонатиты. В Восточном рифте карбонатитовые лавы делятся на две группы: на кальцитовые карбонатиты и щелочные карбонатиты. Лавы первого типа развиты на вулкане Керимаси (Танзания), а второго — на рядом расположенном вулкане Олдоиньо-Ленгаи. В составе щелочных карбонатитов имеется около 15,61% CaO, 28,63% Na₂O, 2,19% F, 2,15% Cl и 35% CO₂. Следует отметить, что в Восточном рифте встречаются и интрузивные карбонатиты, которые иногда ассоциируют с интрузивными породами ийолит-уртитового ряда (Напак, Восточная Уганда и др.). В Западном рифте карбонатитовые лавы распространены в районе Форт-Портала (Уганда), они являются силикатно-карбонатными породами. Данные по соотношению изотопов ¹³C/¹²C, ¹⁸O/¹⁶O и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr карбонатитов указывают на ювениальный (мантийный) источник вещества карбонатитов. Наиболее вероятным механизмом образования карбонатитов является ликвация карбонатного и силикатного расплавов, о чем свидетельствуют наблюдения явлений несмесимости при температурах 700—900° С во включениях в нефелинах вулкана Олдоиньо-Ленгаи [4].

Каждая из описанных рифтовых зон имеет свои особенности магматизма. В Восточной Африке магматизм начинался с появления на самых ранних стадиях рифтообразования вулканов и массивов щелочной серии пород. Щелочные породы натриевой серии появились на воздымающемся своде рифта Грегори. Щелочные вулканы характерны для южной молодой развивающейся части рифта. По мере развития рифтовой зоны и заложения центрального грабена появляются щелочные оливиновые базальты серии умеренной щелочности, трахиты и фонолиты. В более развитых участках возникают серии, оканчивающиеся комендитами и пантеллеридами, а в наиболее зрелых участках, уже в Эфиопии, появляются толеитовые излияния.

В Танганьикской рифтовой зоне при движении с севера на юг от более молодых к более зрелым структурам мы наблюдаем смену щелочных пород калиевой щелочной серии бесполовшпатовой группы более насыщенными кремнеземом плаггиоклазовыми разностями, а еще южнее породами серии умеренной щелочности, производными щелочных оливиновых базальтов.

Байкальская рифтовая зона характеризуется развитием на северо-восточном и юго-западном окончаниях вулканических пород серии умеренной щелочности. Это преимущественно щелочные оливиновые

базальты. Дифференцированные серии: щелочной оливиновый базальт и базанит — трахибазальт — трахиандезит (бенморит) — трахит развиты лишь в северо-восточном секторе (хр. Удокан). В длительно развивающихся участках Байкальской рифтовой зоны (Тункинская впадина) в ограниченных количествах известны излияния толеитовых базальтов.

В Исландии толеитовый магматизм обширного лавового плато постепенно сконцентрировался в центральной рифтовой зоне, где развиты дифференцированные толеитовые серии пород. При этом на сочленении рифтовой зоны Исландии по структурам Срединно-Атлантической рифтовой зоны толеиты по составу приближаются к базальтам срединно-океанических хребтов. Щелочные оливиновые базальты и их производные формируются в Западной и Южной Исландии на периферических, развивающихся участках неовулканической зоны.

Петрохимические и геохимические особенности магматических серий пород рассматриваемых рифтовых зон обобщены в ряде работ [1, 2].

* *
*

Магматизм рифтовых зон связан с глубинными, подкоровыми источниками.

Выделяется ряд первичных расплавов, поступающих с разных глубин, возникающих при различных объемах плавления мантийного вещества и характеризующихся различными содержаниями щелочей и литофильных редких элементов. Из первичных мантийных выплавов формируются следующие типы пород: оливиновые мелалейциты (угандиты), оливиновые меланефелиниты, базаниты, щелочные оливиновые базальты и толеитовые базальты.

Магматизм рифтовых зон характеризуется присутствием нескольких существенно дифференцированных серий пород, различия между которыми определяются составом первичного расплава и механизмом дифференциации.

Основным механизмом, обуславливающим разнообразие пород в рифтогенных магматических сериях, является кристаллизационная дифференциация. Вероятный механизм образования карбонатитов — ликвация.

А Б С Т Р А К Т

In the rift zones differing by tectonic position there are four main differentiated magmatic rock series which are related to the melting of the upper mantle material at various depths and different volumes;

1. Potassic alkaline series, including rocks of nonfeldspar group: olivine melaleucitites (ugandites) — katungites — leucitites and plagioclase-bearing rocks: leucite basanites — trachybasalts — trachytes (Western rift zone of Africa).

2. Sodid alkaline series: olivine melanephelinites — nephelinites — phonolites (Eastern rift zone of Africa).

3. Mildly alkaline series: a) rocks undersaturated with SiO_2 : alkaline olivine basalts and basanites — trachybasalts — trachyandesites (East African and Baicalian rift zones); b) rocks saturated with SiO_2 : alkaline olivine basalts — andesites — alkaline dacites and rhyolites (East African and Icelandic rift zones).

4. Tholeiitic series: tholeiitic basalts — andesites — low alkaline dacites and rhyolites (Icelandic rift zone).

Crystallization differentiation is the main mechanism which results in rock variety in the riftogenic magmatic series. Liquefaction is the probable mechanism of the carbonatites formation genetically related to the alkaline rocks. In the run of the riftogenesis the rocks of the alkaline series are replaced by the mildly and low alkaline rocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974, т. 3.
2. Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия и петрология магматических пород Исландии. — В кн.: Исландия и Срединно-Океанический хребт: Геохимия. М.: Наука, 1978.
3. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
4. Романчев Б. П. Условия формирования некоторых карбонатитовых комплексов Восточной Африки по данным термометрии включений. — Геохимия, 1972, № 2.
5. Thorarinnsson S., Surtrey. Reykjavik, 1966.

УДК 532.16

Л. Л. ПЕРЧУК, Л. Я. АРАНОВИЧ

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ МЕТАМОРФИЗМА В ПОДДВИГОВЫХ СТРУКТУРАХ (НА ГРАНИЦЕ ОКЕАН—КОНТИНЕНТ)

Метаморфические серии, развитые в зонах поддвига океанической коры под континентальную, отличаются четко выраженной зональностью — от цеолитовых пород до зеленых и голубых сланцев [5], а иногда — до гранатовых амфиболитов [10]. Хорошая петрографическая изученность и геологическая характеристика этой зональности, а также экспериментальные данные по равновесиям главнейших породообразующих минералов рассматриваемых зон [1, 2, 3, 8, 11] и др. позволяют подойти к построению физико-химической модели метаморфизма.

В основу исследования положен расчет метаморфических реакций между главнейшими минералами низкотемпературных фаций (до 400°C) в присутствии воды и углекислоты. Более высокотемпературные ассоциации изучались с помощью методов минералогической термо- и барометрии. Расчет реакций осуществлялся по специальным программам на ЭВМ БЭСМ-6 по модели идеальной газовой смеси $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$.

Обычная метаморфическая зональность в областях поддвига в самом общем виде описывается [9, 10, 4] в такой последовательности смены зон (в пространстве и времени):

- 1) цеолитовая зона,
- 2) пренит-пумпеллиитовая,
- 3) зеленые и голубые сланцы,
- 4) гранатовые амфиболиты с линзами эклогитов,
- 5) зона высокотемпературного плутонометаморфизма.

На диаграмме (рис. 1, см. вкл.) в координатах $P = P_{fl} + P$ показаны важнейшие реакции, характеризующие границы первых трех зон. Четко выделяются несколько минеральных фаций:

1. Пумпеллиитовая ($\pm Qz$).
2. Пренитовая ($\pm Qz$).
3. Цеолитовая
 - а) ламонтитовая,
 - б) вайракитовая.
4. Лавсонитовая ($\pm Qz$).
5. Цоизитовая ($\pm Qz$).

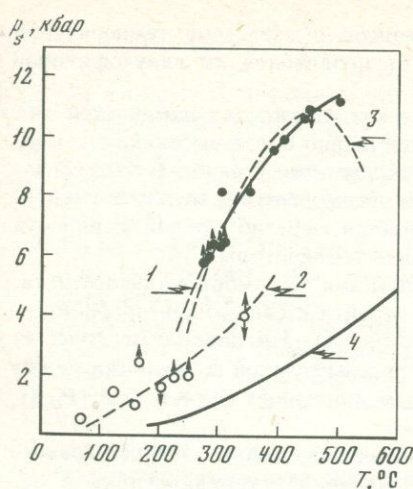
Поля этих фаций взаимно перекрываются. Перекрывание, например, полей пренита и пумпеллиита практически определяет пренит-пумпеллиитовую метаморфическую фацию.

Возрастание давления углекислоты всего лишь на 80 бар резко уменьшает границы стабильности $Pum \pm Qz$ и $Pr \pm Qz$ в координатах $P_{fl} - T$. А пренит-пумпеллиитовая фация оказывается весьма редуцированной, вытесняясь парагенезисами зеленых и голубых сланцев. Эти соотношения схематически показаны на вставке в верхней части рис. 1.

Если границы цеолитовой фации строго определяются давлением (2,5—4,5 кбар) и температурой (не выше 400° С), то очень важный парагенезис зеленых и голубых сланцев $Law + CaCO_3$ расширяет свои границы с увеличением этих параметров. С возрастанием температуры он вытесняется цоизитом, но в бескальцитовых ассоциациях продолжает существовать до $T > 400^\circ C$. В кварцевых парагенезисах естественной границей по давлению для Law служит реакция $Law + Qz = Lam(War)$, т. е. ниже $P_{fl} = 2,5$ кварц-лавсонитовый парагенезис существовать не может.

Диаграммы на рис. 1 построены при допущении, что флюид состоит из H_2O и CO_2 . В действительности природный флюид имеет более сложный состав, но ведущую роль в нем все же играют эти два компонента. Влияние мольной доли CO_2 в этом флюиде в общем случае было определено диаграммами на рис. 1. Но более интересным представляется влияние H_2O на границы выделенных минеральных фаций. Поэтому мы рассчитали реакции в изобарических сечениях пространственной диаграммы $P_s - T - P_{H_2O}^{fl}$ (см. рис. 2, вкл.).

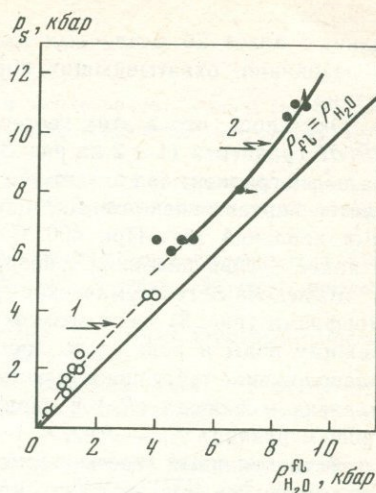
Диаграмма на рис. 2. отражает соотношение минеральных фаций при $P_{H_2O}^{fl} = 20$ бар при трех значениях P_{H_2O} : 1000, 5000 и 8000 бар. Она вскрывает поразительный эффект влияния парциального давления воды на пределы стабильности пренита ($\pm Qz$). Уже при



Р и с. 3. Изменение температуры и давления (P - T -градиент) в эпоху эмбрионального метаморфизма вулканогенно-кремнистых пород

Р и с. 4. Режим H_2O в зонах эмбрионального метаморфизма

1 — цеолитовая и пренит-пумпеллитовая зоны, 2 — зеленые и голубые сланцы



$P_s \approx 8,5$ кбар и $P_{H_2O} = 8$ кбар поле пренита практически выклинивается и находки пренита в породах высокого давления должны свидетельствовать об относительно высокотемпературных условиях метаморфизма ($350^\circ C$). Вместе с тем температурные границы стабильности парагенезиса $Pum \pm Qz$ мало изменяются с возрастанием давления воды во флюиде, но его стабильности сильно благоприятствует именно литостатическое давление (P_s). Это значит, что в метаморфических поясах с высоким dP/dT градиентом смена пренитовой зоны пумпеллитовой должна свидетельствовать о преимущественном возрастании литостатического давления. При низких градиентах соотношения между субфациями в пределах пренит-пумпеллитовой фации могут оказаться более сложными, вплоть до исчезновения пумпеллитовой зоны.

Диаграммы на рис. 1 и 2 являются ключевыми для выделения метаморфических фаций. В частности, приведенная выше схема метаморфической зональности в областях поддвига очень точно моделируется сменой фаций на этих диаграммах. Иначе говоря, фактор давления является ведущим при формировании этих комплексов. Действительно, цеолитовое поле на диаграмме рис. 2 сменяется пренитовым и пумпеллитовым. Пренит, разлагаясь, дает обычный парагенезис зеленых сланцев $Zo + Cal + Qz$. В альбитсодержащих породах вместо зеленосланцевой ассоциации $Law + Tr + Qz$ с ростом P_s возникает глаукофансланцевая $Zo + Gl + Qz$.

Используя диаграммы рис. 1 и 2, можно попытаться оценить термодинамический режим — закономерности изменения температуры с давлением в зонах поддвига. Для этого нам удалось подобрать из литературных

данных более 20 различных парагенезисов с известной температурой образования, охватывающих породы от цеолитовой до глаукофановой фации.

Оказалось, что в этих геотектонических структурах намечается два $\partial P/\partial T$ градиента (1 и 2 на рис. 3), существенно более высоких, чем нормальный градиент под развитыми геосинклиналями (кривая 4). Это согласуется с представлениями А. Миширо о метаморфизме высоких и умеренных давлений [6]. При 400°C намечается перегиб кривой градиента и далее — спад давления с возрастанием температуры.

Выведенные геотермические градиенты для зон эмбрионального метаморфизма (рис. 3) дают возможность перейти к следующей проблеме — режиму воды в ходе этого процесса (рис. 4). На диаграмме (рис. 4) расположение точек свидетельствует о положительной корреляции между давлением флюида (P_f) и парциальным давлением воды в нем ($P_{\text{H}_2\text{O}}$), причем разница $P_f - P_{\text{H}_2\text{O}} = 1-2$ кбар.

Установленный здесь термодинамический режим эмбрионального метаморфизма подтверждает идею о создании «сверхдавления» в областях поддвига литосферных плит на границе океан — континент [7].

Только вдоль таких границ прослеживаются зоны эмбрионального метаморфизма. Только в них создается специфический режим давления и температуры (кривая 1 на рис. 3). Только здесь возникают минералогические ансамбли жадеит-кварцевых, пренит-арагонит-кварцевых, пумпеллит-глаукофан-кварцевых и подобных ассоциаций, т. е. специфический тектонический режим породил специфику термодинамического и как следствие прошел специфический эмбриональный метаморфизм.

АБСТРАКТ

Metamorphic series developed in areas where the oceanic crust is subducted under the continental, show distinct zoning (Ernst, 1971) and low-temperature high-pressure mineral assemblages. Good geological and petrographic evidence on the zoning and reliable thermochemical data on major rock-forming minerals in the metamorphic series made physico-chemical modelling possible. The study was based on calculating metamorphic reactions between major minerals in low-temperature facies (to 400°C) in the presence of H_2O and CO_2 . Higher-temperature assemblages were studied by mineral thermo- and barometry.

By analysing a selected set of assemblages, changes in temperature, total and water pressures that may have taken place in zoning development during metamorphism of volcanic-silicic formations were determined. For these geotectonic structures, two $\partial P/\partial T$ gradients that are much higher than the normal one under developed geosynclines, showed up. This agrees with Miashiro's concept of high and moderate pressure metamorphism (Perchuk, 1973). At $\sim 400^\circ\text{C}$, there is a bend in the gradient curve, and the pressure decreases with increasing temperature. The water partial pressure is 1—2 kb lower than the total pressure of the embryonic metamorphism.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аранович Л. Я. Фзовое соответствие в системе эпидот—гранат (по экспериментальным данным). — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. 1977. вып. 6.
2. Гуревич Л. П. Условия образования минеральных парагенезов цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. 1973, вып. 4.
3. Гуревич Л. П., Иванов И. П. Устойчивость пренита в смесях H_2O-CO_2 (по экспериментальным данным). — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. 1976, вып. 6.
4. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогитглаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
5. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976.
6. Перчук Л. Л. Термодинамическим режим глубинного петрогенеза. Наука, 1973.
7. Перчук Л. Л., Ушаков С. А. Термодинамическим режим метаморфизма в областях поддвижения литосферных плит. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 6, с. 21—29.
8. Плюснина Л. П., Иванов И. П. *P-T* границы и флюидный режим пренитпумпеллитовой фации метаморфизма по экспериментальным данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 36—47.
9. Ernst W. G. Tectonics and prograde versus retrograde *P-T* trajectories of high-pressure metamorphic belts. — Rend. Soc. Ital. miner. a. petrol., 1977, vol. 33, N 1, p. 191—220.
10. Ernst W. G. Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and Alps. — Contribs Mineral. and Petrol., 1971, vol. 34, p. 43—59.
11. Liou G. *P-T* stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-H_2O$. — Petrol., 1971, vol. 12, N 2.

УДК 552.042.2

Р. М. ЯШИНА

НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ С РАЗЛИЧНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

Среди магматических фельдшпатоидных щелочных пород интрузивные нефелиновые сиениты занимают особое место благодаря их широкой распространенности в континентальных структурах Земли, а также вследствие исключительного разнообразия их состава и связи с ними уникальных месторождений полезных ископаемых: апатитовые, нефелиновые, эвдиалитовые, цирконовые, лопаритовые, стенструпиновые, чкаловитовые, пирохлоровые и другие. За последние два десятилетия в геологической литературе утвердилось представление о том, что нефелин-сиенитовые интрузии являются остаточными продуктами дифференциации различных по составу исходных магм: щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидных (габброндных) или щелочно-гранитоидной. Эти представления нашли наиболее полное отражение в обобщающих

работах по геологии и петрологии щелочного магматизма [4, 5, 8—10, 47, 48].

Экспериментальными работами зарубежных ученых доказана возможность возникновения небольших объемов эвтектоидных фonoлитовых (нефелин-сиенитовых) расплавов при кристаллизационной дифференциации глубинных щелочных магм повышенной основности [18, 19, 56, 61]. Пути образования палингенных щелочно-гранитоидных и сиенитоидных расплавов за счет метасоматической переработки и анатектического плавления метаморфических толщ земной коры рассмотрены в теоретических трудах Д. С. Коржинского [29—31], который обосновал важную роль подвижного поведения щелочей и кислотно-основного взаимодействия химических компонентов в силикатных расплавах, апокотектическая кристаллизация которых могла приводить к образованию пород повышенной щелочности.

Однако производный (остаточный) характер интрузивных нефелиновых сиенитов находится в некотором противоречии с природными геологическими фактами, согласно которым данные породы не только участвуют в строении сложных комплексов щелочных-ультраосновных, щелочных-габбронидных и гранит-сиенитовых пород, но, помимо этого, образуют многочисленные автономные интрузивные массивы. Последние весьма типичны для континентальных (материковых) структур земной коры, где нефелин-сиенитовый магматизм происходил неоднократно при различном тектоническом режиме: платформенном, срединных массивов, посторогенном и рифтогенном. Характеристика данных режимов дана в геотектонических работах В. В. Белоусова [3] и В. Е. Хаина [46], поэтому мы не задерживаемся на определении этих понятий и переходим к рассмотрению нефелин-сиенитового магматизма.

В пределах наиболее древних прото-архейских (докарельских) ядер консолидации материковых (континентальных) структур с устойчивым платформенным тектоническим режимом сосредоточены наиболее крупные (от 200 до 1300 км²) автономные массивы нефелиновых сиенитов. Они известны в Советском Союзе (Хибинский, Ловозерский), в Юго-Западной Гренландии (Игалико, Илимауссакский), Бразилии (Итатияйя и Посос-Де-Калдос), Юго-Восточной Африке (Пилансберг, Секукуниленд) и на островах Лосского архипелага. Такие массивы редки, каждый из них обладает своими особенностями строения и состава, они обычно тяготеют к зонам долгоживущих сквозных разломных линейментов, достигающих, по-видимому, верхней мантии, и в большинстве случаев представляют собой многофазные тектоно-магматические комплексы центрального типа.

Специфика платформенного нефелин-сиенитового магматизма определяется как значительными объемами поступавших с глубины интрузивных фonoлитовых расплавов, так и высокой степенью их раздифференцированности, обусловившей образование высокощелочных (агпаитовых) интрузивных и кристаллизационных серий. Наиболее полно они выражены в пределах Ловозерского и Илимауссакского щелочных массивов. В изучении этих массивов достигнуты значительные результаты благодаря многолетним минералого-петрографическим и геохимическим исследованиям В. И. Герасимовского [12—16], Х. Сёрен-

сена [42, 43], Е. И. Семенова [39—41], а также вследствие разносторонних экспериментальных и теоретических работ Л. Н. Когарко [23—27].

Следует отметить, что ранние нефелин-сиенитовые (фонолитовые) интрузии первой фазы имели нормальную щелочность ($\frac{Na+K}{Al} \approx 1$) и отвечали по составу лейкократовому авгитовому сиениту, содержащему нефелин (Илимуссакский массив; $\frac{Na+K}{Al} = 0,98$; $Q = -13,9$), или равномернозернистому нефелиновому сиениту (Ловозерский массив; $\frac{Na+K}{Al} = 0,96-1,05$; $Q = \text{до } -28,3$). В них соотношение калия, натрия и алюминия отвечает стехиометрическим отношениям данных элементов в главных минеральных фазах: нефелине и K-Na полевом шпате.

Нормальные по составу нефелиновые сиениты, хибиниты и фоййиты ($\frac{Na+K}{Al} = 1$) имеют господствующее распространение в пределах Хибинского щелочного массива, где интрузивная и кристаллизационная дифференциация проявлены значительно слабее, чем в Ловозерском массиве (табл. 1). Это объясняется сложным пульсационным характером интрузивного процесса в пределах Хибинского плутона, формировавшегося в менее спокойной обстановке при неоднократном возникновении кольцевых и конических разломов. Если в Ловозерском массиве поздние интрузивные внедрения имели состав агпайтовых меланофоййитов (II фаза, расслоенный комплекс уртитов — фоййитов — луявритов) или эвдиалитовых луявритов, фоййитов и ювитов (III фаза), то в Хибинском массиве агпайтовые разновидности пород возникли только при проявлении поздней и постмагматической (автометасоматической) эгиринизации, нефелинизации и альбитизации, а также при наложении на интрузивные породы высокотемпературного калиевого метасоматоза, ведущего к образованию своеобразных кальсилит-нефелин-ортоклазовых пород [7, 45].

Таким образом, для платформенного нефелин-сиенитового интрузивного магматизма характерна длительная разноглубинная (очаговая и внутрикамерная) дифференциация первичного фонолитового расплава, которая в спокойной тектонической обстановке (Ловозерский массив) приводила к образованию агпайтовых интрузивных и кристаллизационных, обычно отчетливо расслоенных, серий пород. В то же время в условиях интенсивных дизъюнктивных деформаций, активизирующих интрузивный процесс, происходило многократное внедрение сходных по составу магматических расплавов (Хибинский массив), щелочность которых изменялась в незначительных пределах [11].

Каков же был источник первичного фонолитового расплава, создавшего крупные интрузивные плутоны? Для Ловозерского массива, где развита комагматичная девонская вулканогенная серия пород, представленная нефелинсодержащими базальтами (базанитами), авгитовыми базальтами, эссекситовыми базальтами, их туфами, а также ромбепорфирами и фонолит-порфирами, предполагается, что исходной была глубинная щелочная базальтоидная или базанитовая магма, недосыщенная кремнекислотой и обогащенная натрием. В Гардарской провинции

Таблица 1

Схема развития нефелин-сиенитового интрузивного магматизма в континентальных структурах с различным тектоническим режимом

Тектонический режим	Платформенный	
Магмоконтролирующие структуры	Сквозные разломы (рифтогенные)	
Интрузивные комплексы	Щелочной ультраосновной (каледонский); щелочной базальтоидный (раннегерцинский); нефелин-сиенитовый (герцинский)	
Типовые нефелин-сиенитовые интрузивы (автономные)	Хибинский	Ловозерский
Структура интрузивов	Тектово-магматический комплекс центрального типа	Многофазный первично-расслоенный комплекс (субвулканический)
Исходный магматический расплав	Фонолитовый, насыщен щелочами ($Na \gg K$) и окисным железом, обеднен кальцием и магнием; содержит галогены (F, Cl), углеводороды и фосфорный ангидрид	
Интрузивная серия пород (последовательные фазы)	I — мелкозернистые щелочные и нефелиновые сиениты; II — хибиниты; IIIa — рясчориты; IIIб — ийолитуртиты; IV — фойяиты	I — порфировидные нефелиновые сиениты; II — расслоенный комплекс агпайтовых нефелиновых сиенитов; III — эвдиалитовые луавриты; IV — порфировидные луавриты и ювиты

нентальных структурах с различным тектоническим режимом

Срединных массивов			Постороженный	
Транструктурные разломы (глубинные)			Узлы пересечения разломов на раздробленных орогенных поднятиях	
Щелочной, габброидный (раннегерцинский); нефелин-сиенитовый (герцинский)			Гранитоидный (герцинский); сиенит-миаскитовый (позднегерцинский)	Гранито-гнейсовый (герцинский); сиенит-миаскитовый (герцинский)
Харлинский	Коргередабийский	Барунманханский	Дугдинский	Вишневогорский
Штокообразные и воронковидные магматические тела отчетливо зонального строения			Оваловидные и каплевидные магматические тела, вкомпанованные в толщу вмещающих метаморфических пород	
Фонолитовый, насыщен щелочами ($Na > K$), кальцием и закисным железом; содержит углеводороды, углекислоту (CO_2) и фосфорный ангидрид	Фонолитовый, насыщен щелочами ($Na \geq K$), обеднен кальцием и магнием; содержит углеводороды, воду и галогены (F, Cl)	Миаскитовый, недосыщен щелочами ($K \geq Na$), обогащен глиноземом и кальцием; содержит углекислоту (CO_2), воду и галогены (F)		
I — фойяиты геденбергитовые; II — сиениты; III — кварцевые сиениты и щелочные граниты	I — миаскиты амфиболовые; II — сиениты эгирин-амфиболовые; III — щелочные граниты и щелочные лампрофиты	I — миаскиты амфиболовые; II — фойяиты эгирин-авгитовые; III — фойяиты нефелин-содалитовые (агпайтовые)	I — сиениты двуполевошпатовые; II — миаскиты амфиболовые	I — миаскиты амфибол-биотитовые

Таблица I (окончание)

Кристаллизационная серия пород (главные фазы)	<p style="text-align: center;">II</p> 1) малиньит; 2) мезократовый хибинит; 3) лейкократовый хибинит <p style="text-align: center;">IV</p> 1) амфиболовый фойяит; 2) амфибол-эгириновый фойяит; 3) эгириновый фойяит	<p style="text-align: center;">II</p> 1) уртит (ранний кумулит); 2) фойяит; 3) луяврит; 4) нефелин-содалитовый сиенит (безкорневые тела среди луявритов)
Характерный послемагматический процесс	Эгиринизация, альбитизация, калишпатизация	Содалитизация

Юго-Западной Гренландии, где находится Илмауссакский массив, достаточно широко развит более ранний щелочно-габброидный комплекс пород. О щелочно-базальтоидном (мантийном) источнике платформенных нефелин-сиенитовых интрузий писали в свое время В. И. Герасимовский [13, 16], Л. Н. Когарко и А. И. Поляков [26].

В последние годы Л. Н. Когарко [25, 27] связывает образование высокощелочных (агпаитовых) расплавов с длительной дифференциацией мантийной меланефелинитовой магмы в условиях подкоровых глубин при высоких давлениях и особом влиянии кислотных летучих минерализаторов (в первую очередь CO_2), которые способствуют выплавлению остаточных жидкостей недосыщенных кремнеземом, обогащенных щелочами и кальцием. Такими признаками химизма обладают поздние интрузии (штоки, дайки, жилы) нефелин-канкринитовых сиенитов, проявленных в многофазных комплексах щелочных-ультраосновных пород, сформировавшихся на Балтийском щите в каледонскую эпоху (700—500 млн. лет)¹, значительно раньше крупных автономных массивов, сложенных нормальными (Хибинские) и агпаитовыми (Ловозерские) нефелиновыми сиенитами (400—298 млн. лет).

При сравнительном анализе палеозойского щелочного магматизма Балтийского щита и особенно дайковых серий, завершавших развитие каледонских и герцинских интрузивных комплексов, Л. С. Бородин [6] пришел к заключению о том, что длительная дифференциация щелочно-ультраосновной (нефелинитовой) магмы не может привести к появлению фонолитовых расплавов, родоначальных для Хибинского и Ловозерского плутонов. Ему представляется более реальной возможность образования глубинных щелочных силикатных расплавов в результате последователь-

¹ Цифры абсолютного возраста заимствованы в книге В. А. Кононовой [28].

<p>I</p> <p>1) ийолит (эндоконтактный); 2) ювит; 3) фойяит эгирина—геденбергитовый; 4) фойяит-пегматит, кальцит- и апатит-содержащий</p>	<p>I</p> <p>1) пуласкит (эндоконтактный); 2) миаскит амфиболовый; 3) фойяит эгирина-амфиболовый; 4) фойяит-пегматит, эвдиалитсодержащий</p>	<p>I</p> <p>1) меланомиаскит (эндоконтактный); 2) фойяит эгирина-амфиболовый; 3) фойяит-пегматит, эвдиалитсодержащий</p>	<p>II</p> <p>1) пуласкит (эндоконтактный); 2) миаскит амфиболовый; 3) миаскит-пегматит, бритолитсодержащий</p>	<p>I</p> <p>1) сиенит (эндоконтактный); 2) плагиомиаскит; 3) миаскит амфибол-биотитовый; 4) миаскит-пегматит, циркон- и пироклорсодержащий</p>
<p>Канкринитизация, карбонатизация</p>	<p>Эгиринизация, альбитизация</p>	<p>Эгиринизация, альбитизация</p>	<p>Альбитизация, ослуждение, флюоритизация</p>	<p>Альбитизация, ослуждение, карбонатизация</p>

ной генерации щелочно-ультраосновных, щелочно-базальтовых и фонолитовых (фойяитовых) магм в процессе вертикального перемещения мантийного магматического очага и вовлечения при его подъеме в магмообразование сиалического материала. Роль последнего в образовании десилицированных щелочных расплавов пока недостаточно ясна, так как согласно петрологическим исследованиям В. С. Соболева [44], Н. Л. Добрецова [20] и А. А. Маракушева [33] взаимодействие с сиалическим субстратом мантийных магм приводит к их раскислению и образованию анатектических гранитоидных расплавов.

Проблема происхождения больших объемов нефелин-сиенитовых расплавов волнует многих исследователей и прежде всего тех, которые работали на крупных щелочных интрузивных массивах (до 1300 км²) или в пределах огромных (до 9000 км²) платофонолитовых полей (например, Кенийские в Восточной Африке). На примере изучения последних Д. Райт [63] и Г. Гордон [59] пришли к выводу о самостоятельности глубоких щелочно-салических магм, которые возникали в условиях плавления верхней мантии и нижних горизонтов земной коры. При этом предполагается, что источником тепла, необходимого для образования большого резервуара фонолитовой магмы, был мантийный диапиризм, вызвавший образование обширного континентального свода и рифтовой системы Восточной Африки.

Автор как и многие исследователи щелочных пород признает, что при платформенном режиме генерация щелочных магм происходила только в условиях мантии, но при этом не может согласиться с сугубо остаточной природой всех без исключения нефелин-сиенитовых интрузий и особенно тех, которые образуют сложно построенные многофазные автономные массивы. Конечно щелочно-салические (фонолитовые) остаточные расплавы возникали при кристаллизационной дифференциации щелочных

ультраосновных и щелочных базальтовых магм, но они имели резко подчиненное значение в составе соответствующих вулканогенных и интрузивных серий. Помимо таких серий, в природе существуют автономные нефелин-сиенитовые плутоны и автономные фонолитовые поля. Они свидетельствуют о реальном существовании в глубоких недрах континентов крупных, а иногда и долго живущих (более 50 млн. лет) очагов нефелин-сиенитовых (фонолитовых) расплавов.

Чтобы понять в каких условиях происходила генерация платформенных мантийных щелочных магм, рассмотрим сначала ту обстановку, которая установилась к концу рифея—началу палеозоя на наиболее древних приподнятых участках — щитах (Фенно-Скандинавский, Балтийский). Здесь земная кора подверглась многократному метаморфизму и гранитизации, а также значительной редукции (на 30—40 км) в процессе длительной континентальной эрозии (верхняя часть) и глубинной базификации (нижняя часть). Верхняя мантия прошла длительный путь выплавления, была «истощена» в отношении легкоплавких компонентов (щелочи, летучие и др.), характеризовалась низким тепловым потоком. В ее составе преобладали ультрамафические реститовые породы. Мантия оставалась твердой до глубины 250 км, а астеносферный слой сохранился в виде отдельных линз [1, 21].

Вследствие этого очаги щелочных магм могли возникать только в эпохи глобальной тектоно-магматической активизации, когда мантия под платформами оживлялась, астеносферный слой расширялся, а в магмообразующих процессах участвовал глубинный флюид, роль которого возрастала в зонах сквозных (рифтогенных) тектонических нарушений, контролировавших на Балтийском щите развитие палеозойского щелочного магматизма. Для него характерна последовательная генерация на различных глубинных уровнях мантии щелочной ультраосновной (нефелинитовой), щелочной базальтоидной (базанитовой) и щелочной салической (фонолитовой) магм. Их образование невозможно объяснить без участия глубинного флюида, являвшегося не только источником тепловой энергии, но и переносчиком особых (глубинных) химических соединений: щелочных гидридов, щелочных углеводородов, щелочных галогенидов, фторангидридов, хлорангидридов, фосфорного ангидрида и многих других [32—34].

Глубинный флюид играл ведущую роль в процессе генерации высокотемпературных «сухих» мантийных фонолитовых магм, насыщенных щелочами и кислотными летучими минерализаторами (H_2 , CH_4 , F, Cl, P_2O_5 и другие). Происхождение таких магм можно понять исходя из фундаментальной теории кислотно-основного взаимодействия химических компонентов в расплавах, разработанной Д. С. Коржинским [30, 31], а также из теории флюидно-магматического взаимодействия глубинных расплавов с ультрамафическим веществом верхней мантии, развиваемой в последние годы В. А. Жариковым [22] и А. А. Маракушевым [33].

Нами обращалось ранее внимание на тот факт, что щелочно-базальтоидный (габбронидный) магматизм был близко одновременным с собственным нефелин-сиенитовым, образующим крупные автономные массивы. Это дает возможность высказать мысль о том, что первичный для этих массивов фонолитовый расплав возникал при вертикальном перемеще-

нии щелочно-базальтоидной магмы в пределах верхней мантии. Поднятие базальтоидного расплава осуществлялось путем магматического замещения мантийного субстрата, что способствовало дальнейшему продвижению и ошелочению фронтальной части магматической колонны, где постепенно обособилась периферическая область щелочного фонолитового расплава, недосыщенного кремнекислотой, бедного кальцием, магнием, но обогащенного летучими компонентами. Глубинный флюид поддерживал высокий тепловой режим в этом расплаве, а также осуществлял вынос химических компонентов, избыточных по отношению к составу, отвечающему фонолитовому температурному минимуму. Постепенное отмирание магматической колонны привело к тому, что периферическая область фонолитового расплава отделилась от высокотемпературного базальтоидного кристаллизата, превратившись в самостоятельный магматический очаг.

Первичный состав фонолитового магматического очага, по-видимому, отвечал нормальным нефелиновым сиенитам (фойяиты, хибиниты), которые преобладают в самом крупном (1326 км²) Хибинском щелочном массиве. Среди хибинитов А. В. Галаховым [11] найдены ксенолиты не только измененных коровых (фенитизированные гнейсы), но и мантийных пород, подвергшихся воздействию глубинного натриево-калиевого флюида. Они представлены гранат-нефелиновыми и гранат-флогопитовыми перидотитами, титаномagnetитовыми перидотитами, повышенно железистыми оливинитами и другими. Агпайтовые нефелин-сиенитовые расплавы, по-видимому, возникли при флюидно-магматической дифференциации первичной фонолитовой (фойяитовой) магмы. Благодаря исследованиям Л. Н. Когарко [23—25] выявлены физико-химические параметры магматической и кристаллизационной дифференциации агпайтовых алюмо-силикатных расплавов, насыщенных галогенидами; доказана их первичная высокотемпературность (до 1000°) и «сухость», свидетельствующих о глубинных условиях генерации; определен широкий температурный интервал (1000—520°) кристаллизации интрузий, что обеспечивало наиболее полное протекание процессов дифференциации вплоть до образования остаточных (ликвационных) солевых расплавов, создававших бескорневые тела ультраагпайтовых нефелин-содалитовых пород и способствовавших интенсивной поздней и постмагматической содалитизации первично интрузивных образований.

Многолетний личный опыт исследования щелочных провинций байкальско-каледонского обрамления юга Сибирской платформы (Советский Союз) и северной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (Монголия) позволил автору выявить особенности развития нефелин-сиенитового магматизма, проявлявшегося неоднократно (R₃-V, S-D₁₋₂, C₂₋₃) как в условиях тектонической обстановки древних докембрийских срединных массивов, так и при постороженном режиме, наступившем после значительной консолидации каледонских складчатых систем [52, 55].

Щелочной магматизм срединных массивов с прото-архейским кристаллическим фундаментом и многокилометровыми толщами рифейских карбонатных пород (Тувинно-Монгольский) отличается большим разнообразием. Для него характерно образование близко одновременных (S — D₁₋₂) многочисленных мелких интрузивных массивов (от 0,2

до 50 км²), сложенных щелочно-габбронидными, ийолит-уртитовыми и геденбергит-фойяитовыми комплексами пород, а также более поздних (С₂₋₃) автономных сиенит-нефелинсиенитовых интрузивов, отчетливо дифференцированных и обладающих нередко зонально-кольцевым строением. Они обычно сосредоточены в зонах долгоживущих трансструктурных, рассекающих срединный массив, или межструктурных, ограничивающих его, глубинных разломов, неоднократно оживлявшихся в эпохи разломно-глыбового (активизационного) тектогенеза.

Нефелин-сиенитовый интрузивный магматизм срединных массивов отличается от платформенного не только небольшими объемами магматических тел, но также меньшей их общей щелочностью и степенью дифференцированности. Как видно из сводной табл. 1, магматические интрузивные и кристаллизационные серии пород существенно различаются по составу. Так, в силуро-девонскую эпоху (Харлинский массив) нефелин-сиенитовые интрузии (ранняя, главная фаза) имели отчетливую калиево-натриевую специфику химизма, были обеднены магнием, но заметно обогащены кальцием и железом при повышенном содержании таких летучих компонентов, как водород, углеводороды, фосфорный ангидрид и углекислота, частично заимствованная из вмещающих карбонатных пород [37, 49]. Вода играла, по-видимому, ничтожную роль в составе газовой фазы, а парциальное давление кислорода было низким, о чем свидетельствует тот факт, что в первично-интрузивных нефелиновых сиенитах Харлинского массива развит, помимо нефелина и ортоклаза, безводный пироксен (геденбергит или эгирин-геденбергит) и нет водосодержащих магматогенных минералов [49].

Термобарометрическое исследование геденбергитовых фойяитов, выполненное Т. Ю. Базаровой [2] по образцам В. П. Костюка, показало, что их кристаллизация происходила при температуре порядка 850—700°, отвечающей фонолитовому минимуму. Дифференциация расплава протекала обычным путем с повышением щелочности и кремнекислотности последующих интрузивных порций: от фойяитовой (главная фаза) к сиенитовой (дополнительная фаза) и граносиенитовой или щелочно-гранитной (дайковая серия). Кристаллизация фойяитовой интрузии происходила в мезоабиссальных условиях при активных обменных реакциях в системе: щелочной расплав—равновесный раствор—вмещающая карбонатная среда. В результате этого в экзоконтактном ореоле Харлинского массива возникли кальцит-пироксеновые (скарноподобные) породы, а также пироксеновые и нефелин-пироксеновые кальфициры. Вместе с этим в прикровлевой части интрузива образовались эндоконтактные магматические ийолиты, ийолит-уртиты и ювиты. Последние обычно связаны постепенными переходами с интрузивными эгирин-геденбергитовыми фойяитами. Заимствованные из вмещающих пород кальций и углекислота накапливались в остаточных расплавах и равновесной с ними флюидно-газовой фазе, что привело к возникновению особой жильной серии пород, представленной кальцитсодержащими пегматитами, силикатно-карбонатными и карбонатитоподобными породами, нередко обогащенными апатитом, титаномagnetитом и лепидомеланом [49].

Совсем иной состав имеют интрузивные и кристаллизационные серии пород в более поздних (С₂₋₃) сиенит-нефелинсиенитовых массивах (Кор-

гередабинский, Тува; Барунманханский, Северная Монголия). Их ранние (главные) интрузивные фазы по химизму отвечали гастингситовому миаскиту, отличавшемуся натриево-калиевой спецификой химизма, предельной насыщенностью щелочами по отношению к глинозему, низким содержанием кальция и магния при повышенной железистости, а также насыщенности летучими (особенно фтором) и водой, что фиксируется присутствием в первично-интрузивных породах магматического амфибола, слюды, флюорита и апатита [50, 55].

Неодинаковая степень обогащения летучими автономных нефелин-сиенитовых интрузий привела к тому, что их дифференциация протекала по-разному. В одних массивах (Коргередабинский) она имела обычный характер и происходила с повышением кремнекислотности и щелочности последовательных интрузивных фаз: от амфиболовых миаскитов к сиенитам и щелочным гранитам. В других массивах (Барунманханский) дифференциация шла почти без нарастания кремнекислотности, но с явным увеличением щелочности вплоть до образования остаточного агпаитового расплава, отвечающего по составу эгирин-содалитовому сиениту. Кристаллизация амфибол-миаскитовых интрузий главной фазы осложнялась влиянием различной по составу вмещающей среды. При активных обменных реакциях в системе: нефелин-сиенитовый расплав—равновесный раствор—вмещающее лейкогаббро (Коргередабинский массив) проявилась экзоконтактная фенитизация с образованием апогабброидных эссексит-фенитов, олигоклазит-фенитов и сиенит-фенитов. В эндоконтактной части массива возникла кристаллизационная пуласкит-миаскит-фойяитовая серия пород с эвдиалитовыми пегматитами, метасоматическими мариуполитами и альбититами. В случае вмещающей карбонатно-сланцевой среды (Барунманханский массив) формировалась другая эндоконтактная кристаллизационная серия пород, представленная меланмиаскитами, амфиболовыми фойяитами, фойяит-пегматитами с сопровождающими их мариуполитами и апосланцевыми эгириновыми или эгирин-альбитовыми метасоматитами, содержащими эвдиалит, астрофиллит, ринколит, ловенит и другие редкометалльные минералы.

Обобщая вышеизложенное, можно сделать вывод о том, что на древних срединных массивах при небольшом объеме автономных нефелин-сиенитовых интрузивов создавались разнообразные серии пород, благодаря активным реакциям с вмещающими толщами, обладающими неодинаковой степенью основности и кремнекислотности. Характерной чертой интрузивных и кристаллизационных серий, обычно совмещенных в структуре массивов, является сочетание щелочно-сиенитовых, миаскитовых, фойяитовых, а также агпаитовых фойяит-пегматитовых и мариуполитовых пород. Однако по сравнению с платформенными интрузивными массивами в них отсутствует агпаитовая фойяит-уртит-луявритовая серия, а также насыщенные содалитом ультраагпаитовые нефелиновые сиениты (науяиты) и тавиты.

Для древних срединных массивов (Тувинско-Монгольский) устанавливается отчетливая пространственная и временная сопряженность автономных нефелин-сиенитовых интрузий (геденбергит-фойяитовых и амфибол-миаскитовых) со щелочно-габброидным магматизмом, реальные признаки которого подтверждаются прямыми геологическими данными,

а именно: наличием в зонах трансструктурных глубинных разломов (Центральносангиленский, СССР; Уджигин-Бэлтэнсингольский, МНР) среднепалеозойских габбро-сиенитовых и габбро-тералит-фойяитовых интрузивов, в составе которых имеются пироксениты, титанавгитовые габбро, гортонолит-авгитовые габбро, тералиты и явно подчиненные им более поздние фойяиты или пуласкиты. Это позволяет автору связывать щелочно-габброидные и нефелин-сиенитовые автономные интрузивы с единым глубинным магнезиальным процессом. Он был вызван среднепалеозойской тектоно-магматической активизацией байкальско-каледонской складчатой области Юго-Западной Сибири. Она оживила древние разломные швы прото-архейского кристаллического фундамента. Эти ослабленные зоны, по-видимому, достигали мантии и поэтому явились путями просачивания глубинного восстановленного флюида. Он оживил астеносферный слой, в связи с поднятием которого происходило орогенное сводо- и впадинообразование, а также переработка ультрамафического мантийного субстрата с выделением щелочно-базальтоидной магмы. В узлах пересечения глубинных разломных швов и в приуроченных к ним орогенных впадинах происходил наземный вулканизм и связанный с ним гипабиссальный щелочно-габброидный интрузивный магматизм [53].

В пределах древних срединных массивов с «истощенной» верхней мантией и низким геотермическим градиентом выделение щелочно-базальтоидных магм протекало на значительном глубинном уровне ($\approx 90-100$ км). При медленном вертикальном перемещении базальтоидного расплава в пределах верхней мантии происходило его флюидно-магматическое взаимодействие с мантийным субстратом, которое, как было показано ранее, могло привести к возникновению периферических (самостоятельных) очагов щелочных фонолитовых расплавов. Их состав вначале отвечал высокотемпературным «сухим» геденбергит-фойяитовым интрузиям, обогащенным водородом, углеводородами, азотом и фосфорным ангидридом [37], но явно обедненных водой и галогенами. Насыщение геденбергит-фойяитовой интрузии углекислотой и кальцием осуществлялось при ее продвижении через многокилометровую толщу протерозойских карбонатных пород.

Очаг глубинного фонолитового расплава, по-видимому, так же как и на платформах, существовал длительное время (около 35 млн. лет), в течение которого произошла эволюция его состава при постепенном подъеме в нижние горизонты земной коры, где фонолитовый расплав обогатился кремнекислотой, калием и летучими кислотными минерализаторами, особенно водой. Поэтому поздние автономные интрузивные массивы имеют главным образом амфибол-миаскитовый состав. Только при дальнейшей внутрикамерной дифференциации данных интрузий возникли поздние остаточные дифференциаты, приближающиеся по составу к агапитовым фойяитам или фойяит-пегматитам. Они обычно сопровождаются интенсивным развитием поздних и постмагматических метасоматических процессов: эгиринизации, мариуполитизации и альбитизации.

Переходя к рассмотрению сиенит-миаскитового интрузивного магматизма, проявленного в складчатых структурах с посторогенным текто-

ническим режимом, отметим, что данный режим устанавливался только после широкого площадного развития гранитного орогенного магматизма, обусловившего значительный метаморфизм, гранитизацию и консолидацию разновозрастных складчатых систем (каледонские, герцинские). Вследствие этого сиенит-миаскитовые массивы нередко тяготеют к гранитондным поясам (Восточносаянский, Восточнотувинский, Северомонгольский, Забайкальский), располагаясь по их периферии в пределах жесткой рамы вмещающих гнейсово-сланцевых или карбонатно-сланцевых пород. Размеры массивов изменяются в значительных пределах (от 1—2 км² до 100 км²), часто они тяготеют к новообразованным и оживленным глубинным разломам или оперяющим их разрывным нарушениям, образуя прерывистые, но протяженные щелочные пояса, характерные для консолидированных орогенных поднятий Восточного Саяна, Восточной Тувы, Восточного Забайкалья и сопредельной территории Монголии [54].

Значительно реже при посторогенном режиме формируются крупные сиенит-миаскитовые интрузивы (например, Ильмено-Вишневогорский на Урале), вкомпанованные в толщу интенсивно фенитизированных кристаллических сланцев и гранито-гнейсов. Согласно данным Б. М. Роненсона [38], становление таких массивов происходило в процессе метасоматической переработки и магматического замещения вмещающих толщ. Источником интрузивного миаскитового расплава он считает глубинные высокотемпературные флюиды, содержащие углекислоту, воду и галогены, а также вещество континентальной (алюмо-силикатной) земной коры. Вследствие этого интрузивные миаскиты отличаются от рассмотренных ранее нормальных (фойяитовых) и высокощелочных (агпантовых) нефелиновых сиенитов повышенной глиноземистостью при явной недосыщенности щелочами и возрастании в их составе роли калия. Помимо этого, для миаскитов типичен низкий уровень содержания магния при относительно высоком значении кальция. Последний фиксируется на раннем этапе кристаллизации миаскитов в плагиоклазе, пироксене и амфиболе, а на поздне- и постмагматическом — в канкрините и кальците.

Среди сиенит-миаскитовых массивов преобладают простые монофазные интрузивные тела, окруженные обычно мощным фенитовым ореолом. Для них характерна длительная внутрикамерная кристаллизационная дифференциация, протекавшая согласно термобарометрическим данным Т. Ю. Базаровой [2] в широком интервале температур от 950—800° (миаскиты) до 500—500° (миаскит-пегматиты). Кристаллизационная дифференциация приводила к образованию различных серий пород (см. табл. 1): плагиоклазсодержащей сиенит-плагиомиаскит — биотит-миаскитовой, формировавшейся в условиях кремнекислой гнейсово-сланцевой вмещающей среды (Вишневогорский массив) или безплагиоклазовой пуласкит — амфиболмиаскитовой, образование которой происходило в условиях сланцево-карбонатной среды (Дугдинский массив). Состав и строение кристаллизационных серий нередко осложнялось последующим развитием многостадийного метасоматоза при господствующей роли альбитизации. Таким образом, посторогенный сиенит-миаскитовый интрузивный магматизм имеет свою особую генетическую природу. Он прояв-

лялся в эпохи интенсивного корового гранитообразования и был связан с процессами метасоматически-палингенного (анатектического) плавления метаморфических толщ земной коры.

Автор не занимался изучением нефелин-сиенитового магматизма рифтогенных континентальных структур, для которых, судя по литературным данным, характерна щелочно-ультраосновная и щелочно-базальтоидная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся образованием субвулканических и гипабиссальных тектоно-магматических комплексов центрального типа. Автономные нефелин-сиенитовые массивы крайне редки, имеют небольшие размеры и располагаются на поднятиях, обрамляющих рифтовые долины [17]. Фонолиты входят в состав дифференцированных вулканогенных серий: натриевой ультраосновной, щелочной базальтоидной и субщелочной базальтовой. Помимо этого, в пределах Восточно-Африканского рифта происходило интенсивное наземное излияние глубинных щелочных салических лав с образованием обширных плато-фонолитовых полей (Кенийское). О них упоминалось на предыдущих страницах, где рассматривался вопрос о возможности существования в верхней мантии обособленных очагов фонолитовых (нефелин-сиенитовых) магматических расплавов.

В настоящее время назрела необходимость петрохимического и геохимического сопоставления гетерогенных нефелиновых сиенитов, образующих многофазные автономные массивы или участвующих в строении дифференцированных комплексов щелочных — основных и щелочных — ультраосновных пород. С этой целью автором произведена подборка опубликованных в литературе и авторских аналитических данных по химизму интрузивных нефелиновых сиенитов. Они использованы для вычисления средних значений петрохимических характеристик, определяющих степень щелочности (K_a), соотношение натрия и калия (K_{Na}), глинозема и окисного железа (K_{Al}), глинозема и кремнекислоты (K_{Si}), а также относительную роль земельных оснований ($K_{Ca, Mg}$) в составе нефелиновых сиенитов из различных природных ассоциаций. При этом отчетливо выделились главные петрохимические и генетические типы данных пород, а именно (табл. 2).

I — высоконатриевый агапитовый ($K_{Na} = \text{до } 6,2$), пересыщенный щелочами ($K_a = 1,18—1,70$), обогащенный титаном, марганцем и окисным железом, при пониженном значении алюминия и земельных оснований. Данный тип эгирин-фойяитовых или эгирин-луявритовых пород распространен только в платформенных интрузивных массивах, где он образуется в процессе длительной интрузивной (флюидно-магматической) и кристаллизационной дифференциации мантийного фонолитового расплава, обогащенного летучими кислотными минерализаторами, особенно фтором и хлором.

II — нормальный калиево-натриевый ($K_{Na} = 2,3—2,4$) хибинитовый или фойяитовый тип, предельно насыщенный щелочами ($K_a = 0,98—1,10$) и глиноземом, обедненный окисным железом при величине отношения кальция и магния к суммарному железу, не превышающей единицы. Этот тип нефелиновых сиенитов преобладает в щелочных массивах с пульсационным характером интрузивного процесса (Хибинский), свидетельствующего о его длительной связи с глубинным очагом первичного фоно-

литового расплава. К данному типу принадлежат Кенийские платофонолиты в Африке, а также многочисленные автономные интрузии амфиболовых миаскитов и фойяитов, распространенные на древних срединных массивах (Тувинно-Монгольский).

III — глиноземистый натриево-калиевый ($K_{Na} = 1,6$) миаскитовый, недосыщенный щелочами ($K_a = 0,80—0,95$), обогащенный алюминием, кремнекислотой, калием, кальцием и закисным железом. Он характерен для сиенит-миаскитовых массивов, формировавшихся на посторогенных (эпикаледонские или эпигерцинские) поднятиях в пределах длительно развивавшихся складчатых областей. Миаскитовые нефелиновые сиениты представляют собой продукты метасоматически-палинггенного (анатектического) плавления нижних горизонтов земной коры под воздействием глубинного флюида, обогащенного летучими и особенно углекислотой.

IV — кальциево-натриевый нефелин-канкринитовый (бузоритовый) тип сиенитов, отличающихся повышенной магнезиально-железистой основностью при насыщенности или пересыщенности щелочами ($K_a = 0,90—1,24$; $K_{Na} = 2,3—5,6$) и обедненности глиноземом. Эти нефелин-канкринитовые сиениты образуют поздние интрузии (штоки, дайки, жилы) в пределах сложно построенных многофазных комплексов щелочных — ультраосновных пород. Они представляют собой продукты длительной дифференциации мантийной меланефелинитовой магмы, ведущей к накоплению в остаточных расплавах натрия и кальция благодаря преобладанию в составе флюидно-газовой фазы углекислоты (CO_2). Нефелин-канкринитовые сиениты сопровождаются такими магматическими дериватами как карбонатиты. Эффузивные аналоги нефелин-канкринитовых сиенитов известны в пределах Восточно-Африканского рифта, где в составе вулканогенной серии натриевых ультраосновных пород имеются обогащенные кальцием и углекислотой фонолитовые лавы [17].

V — кальциево-калиево-натриевый геденбергит-фойяитовый тип, обедненный щелочами ($K_a = 0,70—0,98$) и отличающийся от нормальных фойяитов и хибинитов повышенной кальциево-железистой основностью. Он проявлен как в многофазных комплексах щелочных-габброидных пород, так и в пределах автономных интрузивных плутонов, формировавшихся близко одновременно на срединных массивах в эпохи тектоно-магматической их активизации. Этот тип нефелиновых сиенитов является продуктом кристаллизации фонолитовых расплавов, глубинные очаги которых возникали при флюидно-магматической эволюции щелочных базальтоидных магм в пределах верхней мантии.

Рассмотренные выше петрохимические типы нефелиновых сиенитов существенно различаются по содержанию элементов-примесей, которые определяют их геохимические и металлогенические особенности. Каждый из них сопровождается своими особыми видами полезных ископаемых: I — редкометальные магматические породы-руды (Zr, Nb, Ta, Ti, TR); II — редкометальные пегматиты и гидротермалиты (Zr, Nb, TR, Sr, Li, а иногда Cs); III — редкометальные метасоматические альбититы (Zr, Nb, Ta, иногда Be и TR); IV — фоскориты и редкометальные карбонатиты (P, Ti, Fe, Nb, TR); V — магматические титаномagnetитовые, нефелиновые и нефелин-полевошпатовые породы-руды. Вследствие этого выделение петрохимических типов нефелиновых сиенитов имеет важное

Таблица 2. Петрохимические типы интрузивных нефелиновых сиенитов

Петрохимический тип		Высоконариевый (агпайтовый)		Калиево-натриевый (нормальный)				Натриево-калиевый (глиноземистый)		Кальциево-натриевый	Кальциево-калиево-натриевый
		Эгириин-луявритовый	Эгириин-фойяитовый	Хибинитовый		Фойяитовый		Амфибол-миаскитовый	Блотит-миаскитовый	Бузоритовый	Геденбергит-фойяитовый
Петрохимические характеристики *	K_a	1,36	1,24	0,98—1,10		0,98—1,08		0,74—0,90	0,70—1,01	0,90—1,24	0,70—0,98
	K_{Na}	4,00	2,70	2,5		2		2,4	1,48	3,35	2,16
	K_{Al}	2,78	7,30	11,6		8,85		25,00	32,5	8,85	12,2
	$K_{Ca, Mg}$	0,82	0,75	0,99		1,07		0,71	0,84	до 3,28	до 2,30
	K_{Si}	6,12	4,9	4,4		4,4		4,24	4	4,5	4,5
элементы-примеси, г/т	Ti	6500	6200	9100	6750	4620	4180	4270	2940	4000—6000	до 9000
	Mn	1700	1500	2700	1750	1150	950	1465	1100	815	1085
	Ni	9	4,5	28	10	0,3	0—10	0—14	—	20	0—10
	Co	5	—	18	—	4,7	—	—	—	12	12
	V	154,2	69,4	320	56	58	64	33	—	80	16
	Cr	28,6	24,1	20	16	7	0—50	—	—	76	0—20
	Nb	607	702	100	225	89	75—200	до 150	250	200—500	25
	Ta	59	49,5	16	—	8	—	—	20	—	—
	Zr	2146	2405	800	325	220	200—800	715	515—720	830	130
	TRR	1075	838	350	1560	170	590	710	250—400	368	55
	Li	55	53	14	—	8	—	—	10—15	0—50	—
	Rb	200	260	80—120	—	80	—	—	100—150	—	—
	Главнейшие	Cs	0; 7—16	1,3—1,6	0—110	—	—	—	—	5	—
Be		14	10,8	7—11	9	3,6	—	2—50	4	20	2
Ga		80	70—75	39	60	30	55	68	—	50	20
Sr		200	800	930	1125	250	268	310	1260	1775	2150
Ba		65	800	1100	800	1950	218	500	1150	2470	3730
Mo		2—3	1,7	2—4	2—4	—	4	1,5	—	0—6	2
Sn		—	0—10	—	—	—	—	3,5	—	5	3—5
Cu		10	3,2	53	18	53	20	7	—	26	10
Zn		111—186	214—255	—	88	—	89	45	—	46	86
Pb		4—24	13—20	—	10	—	22	8	—	10	20
Легучие компоненты	г/л	F	1400	1100	2100	700	500—2000	—	900	300	200—400
		Cl	600	2000	300	800	500—1200	600—1200	1200	1100	300—600
S		610	1000	200	500	100—800	300—800	600	1500	—	
P		840	950	600	—	450	540	198	1232	975	
CO ₂		1800	300	1900	—	—	до 2000	8600	15300	3300—3500	
см ³ /кг	CH ₄	77,85	71,47	90,14	—	1380	0,685	—	—	0,094	
	H ₂	14,40	23,62	1,77	—	0,790	1,008	—	—	0,720	
Авторы аналитического материала		В. И. Герасимовский и другие [6], О. А. Воробьева [11]		А. В. Галахов [11], О. А. Воробьева [9]		А. В. Галахов [11], О. А. Воробьева [9], Р. М. Яшина		Р. М. Яшина	Б. М. Роенсон [39], В. Я. Левин	В. А. Кононова [28], Р. М. Яшина	Р. М. Яшина
Примечание. * $K_a = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$; $K_{Na} = \frac{Na_2O}{K_2O}$; $K_{Al} = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$; $K_{Ca, Mg} = \frac{CaO + MgO}{Fe_2O_3 + FeO}$; $K_{Si} = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}$.											

значение как для понимания специфики щелочного магматизма, так и для научного прогноза и методики поисков месторождений полезных ископаемых.

* *
*

Сравнительный анализ нефелин-сиенитового магматизма, проявлявшегося неоднократно в континентальных структурах земной коры при различном тектоническом режиме, позволяет выявить его важнейшие петрогенетические особенности. А именно:

1. Первичную гетерогенность щелочных салических (фонолитовых) расплавов, создавших автономные интрузивные массивы нефелиновых сиенитов, и их возникновение при тектоно-магматической активизации литосферного слоя Земли в процессе флюидно-магматической эволюции верхней мантии (платформы и срединные массивы) или вещества земной коры (постороженные поднятия складчатых областей).

2. Необычная способность мантийных фонолитовых расплавов, насыщенных щелочами и кислотными летучими минерализаторами, к длительной разноглубинной (очаговой и внутрикамерной) дифференциации, которая приводит к образованию различных интрузивных и кристаллизационных серий пород, обычно совмещенных в пределах многофазных сложно построенных массивов.

3. Агпайтовые нефелиновые сиениты принадлежат к числу остаточных дифференциатов мантийных фонолитовых расплавов. Они могут возникать как при платформенном режиме, так и в тектонической обстановке срединных массивов. Необходимые условия для этого: наличие сквозных магмоконтролирующих разломов, образование больших объемов фонолитовых расплавов, насыщенных щелочами и галоидами, а также их длительная многоступенчатая интрузивная и кристаллизационная дифференциация. Однако только на платформах происходило образование высоконатриевых агпайтовых магматических пород, обогащенных эгирином, эвдиалитом и содалитом (луавриты, малиньиты, науайты, тавиты);

4. Для нефелин-сиенитового магматизма срединных массивов характерно образование интрузивных и кристаллизационных серий, в состав которых входят фойяиты (амфиболовые миаскиты) и щелочные сиениты. При активных обменных реакциях с вмещающей средой могут формироваться необычные серии пород повышенной основности (ийолит-ювигеденбергитовый фойяит — кальцитсодержащий пегматит) или щелочности (пуласкит-амфиболовый миаскит — эгириновый фойяит — эвдиалитовый фойяит-пегматит);

5. Сиенит-миаскитовый магматизм, отличающийся повышенной глиноземистостью и калиевой щелочностью, развивается только в условиях постороженного тектонического режима. Образование миаскитовых расплавов происходило при метасоматической переработке и анатектическом плавлении метаморфических толщ земной коры. Вследствие этого для сиенит-миаскитовых интрузивов не характерна разноглубинная многоступенчатая дифференциация, поэтому в их пределах отсутствуют не только агпайтовые магматические щелочные породы, но и метасоматические образования, пересыщенные щелочами, особенно натрием.

Автономные нефелин-сиенитовые интрузивные массивы обладают важным индикаторным свойством: они чутко реагируют на изменение тектонического режима в континентальной земной коре, отражают магмагенные процессы, происходившие на различных уровнях Земли (мантийные и коровые), а также фиксируют степень консолидации и стабилизации различных континентальных структур.

А Б С Т Р А К Т

Nepheline-syenite magmatism is typical for ancient structures of the Earth's crust, where autonomous intrusive massives were repeatedly formed. They were created under different geodynamic regime (cratonic, postorogenic, rifogenic), which caused the generation of initial nepheline-syenitic (phonolitic) melts at certain depth, effected the differentiation of separate plutons, as well as their sizes, shapes and internal patterns. The largest magmatic ring-complexes were formed in cratonic environment. These complexes include intrusive and crystallization series of different depths, which are represented by foyaites, chibinites and agpaitic nepheline-syenites. Intrusive and crystallization differentiation of small magmatic bodies, typical for ancient median masses, was hindered by exchange reactions in the system: melt — solution — environment. This caused considerable variations of the composition of nepheline-syenite plutons, in which intrusive foyaites or myascites associated with different contact-reaction rock-series. This series include syenites, pulaskites, juvites, ijolites, as well as late (residual) crystallization differentiates represented by agpaitic foyaites, pegmatites and mariupolites. Syenite-myascitic magmatism took place in orogenic regions under postorogenic regime with formation of simple magmatic bodies during metamorphism and anatectic melting of Earth crust rocks. Such massives are spatially associated with orogenic granitoid areas and belts.

Nepheline-syenitic magmatism is caused by tectono-magmatic activation of ancient continental structures. This process initiates reactivation of through-faults and abyssal fluid assension. Abyssal fluid was source of thermal energy and was carrier of specific (deep-originated) chemical compounds: alkaline nitrides, hydrocarbones, halogenides and others. Chambers of phonolitic melts were formed in platform and median masses in the process of the fluid — magmatic evolution of the upper mantle with result, that alkali-basaltic (gabbroic) magmatism often preceded the formation of nepheline-syenite autonomous intrusives. Only mantle-generated phonolitic melts, enriched with alkalis and volatiles (especially F and Cl) are apt to prolonged differentiation at various levels with formation of different intrusive and crystallization series, which include agpaitic nepheline syenites.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. С., Бердичевский М. Н., Ваньяк Л. Л. и др. Схема астеносферных зон территории СССР. — ДАН СССР, 1977, 234, № 4.
2. Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. Наука, 1969.

3. Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков. — Геотектоника, 1974, № 3.
4. Бородин Л. С. Общие геохимические и петрологические аспекты проблемы формаций щелочных пород. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974.
5. Бородин Л. С. Формация щелочных пород. — В кн.: Главнейшие формации и провинции щелочных пород. М.: Наука, 1975.
6. Бородин Л. С., Пятенко И. К. Редкометалльные элементы в дайках щелочно-ультраосновных лампрофиров и общие петрологические аспекты палеозойского щелочного магматизма (Кольский полуостров). — Геохимия, 1978, № 00.
7. Боруцкий Б. Е., Соколова М. Н., Шлюкова З. В. Типоморфизм и условия образования минералов и минеральных ассоциаций в щелочных породах Хибинского массива. — В кн.: Состав, структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978.
8. Воробьева О. А. Щелочные породы СССР. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные метаморфические горные породы. М., 1960.
9. Воробьева О. А. О химизме нефелин-сиенитовой магмы. — В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М.: Наука, 1971.
10. Воробьева О. А., Яшина Р. М. и др. Условия образования щелочных пород на примере провинций СССР. — В кн.: Минералогия. Наука, 1972.
11. Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975.
12. Герасимовский В. И. Геохимические особенности агапитовых нефелиновых сиенитов. — В кн.: Химия земной коры. Наука, 1963, т. 1.
13. Герасимовский В. И. Геохимия агапитовых нефелиновых сиенитов. — В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М., 1968.
14. Герасимовский В. И. Геохимия Илимауссакского щелочного массива (Юго-Западная Гренландия). М.: Наука, 1969.
15. Герасимовский В. И. Геохимия щелочных пород. — Тр. Ильменского заповедника, 1974, вып. 11.
16. Герасимовский В. И., Волков В. И. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966.
17. Герасимовский В. И., Поляков А. И. Геохимия вулканических пород рифтовых зон Восточной Африки. — В кн.: Восточно-Африканская рифтовая система. М.: Наука, 1974.
18. Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение магматических пород щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
19. Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. — В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., 1970.
20. Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л. Возможная геологическая модель магматического процесса. — Геол. и геофиз., 1974, № 5.
21. Добрецов Н. Л. Некоторые петрологические и геологические аспекты строения астеносферы. — В кн.: Проблема петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978.
22. Жариков В. А., Ишибулатов Р. А., Литвин Ю. А. Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978.
23. Когарко Л. Н. Явления несмесимости в щелочных магмах. — В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., 1975.
24. Когарко Л. Н. Физико-химические особенности дифференциации щелочных магматических серий. — Геохимия, 1976, № 8.

25. Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агпайтовых магм. М.: Наука, 1977.
26. Когарко Л. Н., Поляков А. И. Вопросы генезиса агпайтовых нефелиновых сиенитов. — *Геохимия*, 1967, № 2.
27. Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Летучие компоненты в магматических процессах. — *Геохимия*, 1978, № 9.
28. Кононова В. А. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976.
29. Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1952, № 2.
30. Коржинский Д. С. Кислотно-основные взаимодействия в силикатных расплавах и направление котектических линий. — *ДАН СССР*, 1959, 128, № 2.
31. Коржинский Д. С. Трансмагматические потери растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: *Кора и верхняя мантия*. Пробл. 1. М.: Наука, 1968.
32. Летников Ф. А. Особенности флюидного режима эндогенных процессов в коре и мантии. — Тез. докл. совещ. «Флюидный режим земной коры и верхней мантии». Иркутск, 1977.
33. Маракушев А. А. Некоторые вопросы петрогенеза в свете теории флюидно-магматического взаимодействия. — В кн.: *Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 1978.
34. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: *Очерки физико-химической петрологии*. Наука, 1974, вып. 4.
35. Перчук Л. Л., Маракушев А. А. Проблема состава и происхождения ювенильных флюидов. — В кн.: *Дегазация Земли и геотектоника*. М.: Наука, 1976.
36. Петерсилье И. А. Геология и геохимия природных газов и рассеянных битумов в некоторых геологических формациях Кольского полуострова. М.: Наука, 1964.
37. Петерсилье И. А., Яшина Р. М. Использование газовой составляющей для познания генезиса тувинских щелочных пород. — *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1970, № 2.
38. Роненсон Б. М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруденения. — В кн.: *Геология месторождений редких элементов*. М.: Наука, 1966, вып. 28.
39. Семенов Е. И. Минералого-геохимические типы нефелин-сиенитовых дериватов. — В кн.: *Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов*. М., 1967.
40. Семенов Е. И. Минералогия щелочного массива Илимауссак (Южная Гренландия). М.: Наука, 1969.
41. Семенов Е. И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972.
42. Сёренсен Х. О. О магматической эволюции щелочных провинций Южной Гренландии. — В кн.: *Проблемы геохимии*. М.: Наука, 1965.
43. Сёренсен Х. О. Щелочные и фельдшпатоидные сиениты и их эффузивные аналоги. — В кн.: *Щелочные породы*. М.: Мир, 1976.
44. Соболев В. С. Строение верхней мантии и способы образования магм. М.: Наука, 1973.
45. Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль постмагматических явлений в их формировании. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
46. Хаин В. Е. Общая геотектоника, 1975.

47. Шейнманн Ю. М. Очерк глубинной геологии. М.: Недра, 1968.
48. Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. М.: Наука, 1961, вып. 12/13.
49. Яшина Р. М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. — В кн.: Щелочные породы Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
50. Яшина Р. М. О контактно-реакционном взаимодействии нефелино-сиенитовой интрузии с габброидами на примере зонально-кольцевой структуры Коргеретабинского массива Юго-Восточной Тувы. — В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1965.
51. Яшина Р. М. О формационном анализе щелочных пород длительно развивавшейся складчатой области. — В кн.: Актуальные проблемы современной петрографии. М.: Наука, 1974.
52. Яшина Р. М. Формации щелочных пород. — В кн.: Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975.
53. Яшина Р. М. Щелочные формации сводово-глыбовой области и их металлогеническая специфика. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, вып. 11.
54. Яшина Р. М. Характерные признаки щелочных формаций Северной Монголии и их металлогеническое значение. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. Наука, 1977.
55. Bailey D. K., Schairer J. F. Feldspar liquid equilibria in peralkaline liquids the orthoclase effect. — Amer. J. Sci., 1964, vol. 262, N 10.
56. Bailey D. K., Schairer J. F. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atmosphere and the petrogenesis of alkaline rocks. — J. Petrol., 1966, vol. 7, N 1.
57. Bultitude R. J., Green D. H. Experimental study of crystal-liquid relationships at high pressures in olivine nephelinite and basanite compositions. — J. Petrol., 1971, vol. 12, N 1.
58. Edgar A. D. Phase equilibrium relations in the system: Di—Ne—Ab at 1000 kg/water vapor pressure. — Amer. Mineral., 1964, vol. 49, N 5, 6.
59. Gardon G. G. Some constraints in the origin of phonolites from the Gregory Rift, Kenya, and inferences concerning basaltic magmas in the Rift System. — Lithos, 1976, vol. 9, N 1.
60. Schairer J. F., Bowen N. L. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. — Amer. J. Sci., 1956, vol. 254, N 3.
61. Schairer J. F., Bowen N. L. Melting relations in the systems $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ and $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. — Amer. J. Sci., 1947, vol. 425, N 4.
62. Schairer J. F., Loder H. S. The nature of residual liquids from crystallization with data on the system Ne—Di— SiO_2 . — Amer. J. Sci., 1960, vol. 258—A.
63. Sood M. K., Platt R. G., Edgar A. D. Phase relations in portions of system Di—Ne—Ks— SiO_2 under their importance in the genesis of alkaline rocks. — Canad. Mineral., 1970, vol. 10, pt. 3.
64. Wright J. B. Distribution of volcanic rocks about mid-ocean ridges and the Kenya Rift Valley. — Geol. Mag., 1970, vol. 107, N 2.

С. Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО

ДРЕВНЕЙШИЕ ГРАНИТЫ КАРЕЛИИ — ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

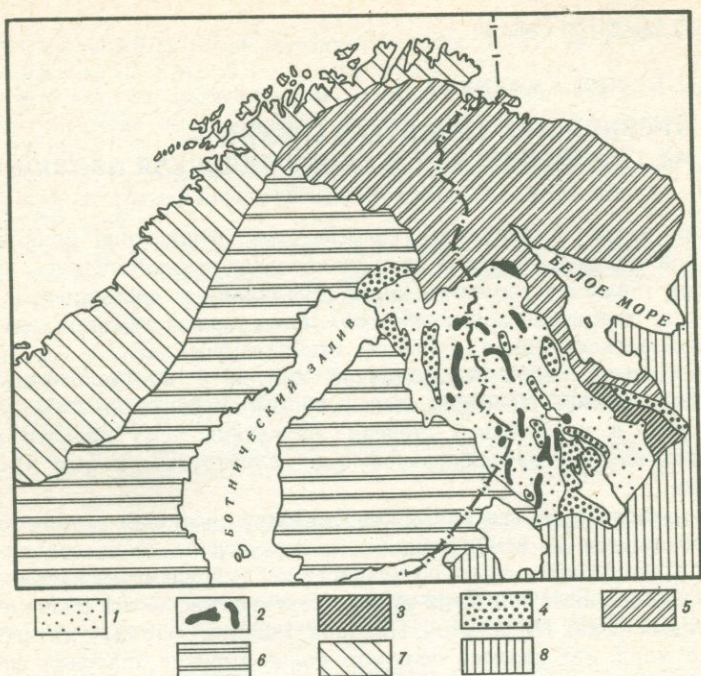
Большая часть Карелии в геологическом отношении принадлежит архейской Фенно-Карельской гранитно-зеленокаменной области, которая занимает также центральную часть Финляндии и составляет в целом более $\frac{1}{4}$ территории Балтийского щита (рис.) Фенно-Карельская гранитно-зеленокаменная область стабилизировалась к протерозою и представляет собой эпиархейский кратон с протоплатформенным ятулийским чехлом. Процессы свекофеннской активизации затронули эту территорию в наименьшей степени, благодаря чему область весьма благоприятна для изучения эволюции гранитоидов, в том числе их геохимии.

Многочисленные изотопные определения возраста гранитов как в Карелии, так и в Финляндии, сосредоточены в интервале 2,7—2,8 млрд. лет. Аналогичный по возрасту кислый магматизм имеет место и в зеленокаменных областях других континентов, с той разницей, что в некоторых из них (Барбертон, Пилбара, Родезия) наряду с датировками 2,7—2,8 млрд. лет удалось получить более высокие значения возраста для более древних гранитов или вулканитов.

Для всех гранитно-зеленокаменных областей, в том числе и Фенно-Карельской, наблюдается общая схема эволюции кислого магматизма от тоналитового на ранних этапах до гранитного — на более поздних. Для большинства гранитно-зеленокаменных областей проблема генезиса гранитов решается на основании геохимических данных, в том числе, первичного отношения $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$. В соответствии с геохимическими параметрами тоналиты рассматриваются как продукты частичного плавления различных пород (амфиболитов, эклогитов) в мантии, а большая часть гранитов — как результат переплавления раннедокембрийских граувакк [11—16, 18]. При этом большая часть исследователей предполагает кристаллизацию тоналитовой магмы на глубине с образованием плутонов, а некоторые [12] в виде вулканических пород (членов бимодальной вулканической серии).

Изучение гнейсо-гранитных полей Карелии показало значительно более сложную картину эволюции кислого магматизма в архее как в отношении набора формаций, так и в отношении их генезиса.

Гранитоиды составляют от 70 до 90% территории Фенно-Карельской гранитно-зеленокаменной области; остальная часть приходится на супра-крупные породы, слагающие изолированные пояса среди гранитоидов. Сопоставление разрезов отдельных зеленокаменных поясов уже давно приводило исследователей к выделению различных формационных зон [2, 5, 10], свидетельствующих об изменении условий осадконакопления и вулканизма по латерали. Сравнительный анализ строения и состава гнейсо-гранитных полей западной и восточной частей гранитно-зеленокаменной области (на территории Карелии) также указывает



Положение Фенно-Карельской архейской гранитно-зеленокаменной области на территории Балтийского щита

1 — граниты гранитно-зеленокаменной области; 2 — зеленокаменные пояса архея; 3 — зеленокаменный пояс архейско-протерозойского возраста; 4 — прото-платформенные отложения ятулия—иютния; 5 — область архейских пород, затронутых протерозойской переработкой; 6 — протерозойские (свекофенские) образования; 7 — каледониды; 8 — платформенный чехол Русской плиты

на существенные различия, которые можно рассматривать как отражение латерального геолого-петрохимического тренда в гранитах. В то же время Е. В. Бибиковой (устное сообщение) было обращено внимание на закономерное распределение в Карелии цирконовых датировок возраста однотипных гранитов — более древние (2,8 млрд. лет) в ее восточной части и более молодых (2,7 млрд. лет) — на западе. Таким образом, наблюдаемый тренд является, вероятно, и временным. В связи со сказанным, ниже отдельно рассмотрены геолого-петрологические особенности гранитоидов западной и восточной частей характеризуемой территории.

Гранитоиды Западной Карелии (центральная часть Фенно-Карельской области). Разрезы супракrustальных пород этой территории представлены вулканогенно-сланцевыми толщами, содержащими железистые кварциты; вулканизм — бимодальный (базальты и кератофиры). В региональных схемах супракrustальные породы относятся к гимольской серии. Развитые здесь граниты моложе пород гимольской серии, поскольку

в них повсеместно присутствуют реликты сланцев, лептитов, амфиболитов, железистых кварцитов, принадлежащих этой серии [3]. В метаморфических породах и гранитах установлено несколько этапов деформаций и метаморфизма, объединяемых в две тектоно-метаморфические эпохи с формированием гранитоидов, относимых к плагиогранитной и гранитной формации [3, 6, 9]. Плагиогранитная формация включает биотитовые и биотит-амфиболовые гранодиориты, плагиограниты и мигматиты; гранитная — амфибол-микроклиновые гранодиориты, граниты и мигматиты, лейкократовые граниты. Их химический состав дан в табл. 1. Большая часть гранитоидов возникла за счет ультраметаморфической переработки супракрустальных и, в меньшей степени, интрузивных пород, происшедшей одновременно с метаморфизмом и не достигавшей плавления [3]. В табл. 2 даны генетические связи между породами и указаны главные петрогенетические процессы. Преобладание изохимических в отношении главных элементов процессов обусловило сходство средневзвешенного состава гранитоидов и гимольской серии (табл. 1), которые в целом соответствуют гранодиориту [8]. Гнейсо-граниты этой территории характеризуются повышенным магнитным полем, что определяется составом субстрата и условиями гранитообразования, приводящими к ассоциации: амфибол + микроклин + магнетит.

Гранитоиды восточной части Фенно-Карельской гранитно-зеленокаменной области. Восточная часть области, включающая Центральную и Южную Карелию, обладает рядом принципиальных отличий от западной части. Прежде всего здесь на современном уровне обнажены гранитоиды (тоналиты), более древние, чем супракрустальные породы. Регион имеет иной общий план строения, определяемый купольно-глыбовыми структурами гранитоидов и зажатыми между ними неправильной формы зеленокаменными поясами. Иной и состав супракрустальных пород, среди которых выделяются пояса, сложенные коматит-толеитовой серией (в нижних частях) и конгломерато-граувакковой (в верхней), разделенных структурно-метаморфическим несогласием, и пояса, сложенные андезит-базальтовой серией с небольшим количеством осадков. Средний состав супракрустальных пород более основной, чем на западе а средний состав гранитов — более кислый. Это связано с тем, что большая часть гранито-гнейсовых полей возникла за счет переработки более древних тоналитовых диапиров, а меньшая — представлена сложными дифференцированными формациями и продуктами ультраметаморфизма терригенных пород. Основные вулканиты практически в граниты не превращаются. Сложная картина архейского кислого магматизма для этой территории схематически дана в табл. 3.

Для наиболее древних гранитоидов — тоналитов — установлена диапировая природа, которая выявляется при анализе структурных и метаморфических соотношений тоналитов с перекрывающими метавулканитами [4]. Тоналиты (гр. 1, табл. 3) встречаются в виде небольших участков среди гранитов (гр. 6, табл. 3), сохраняя свой вещественный состав, но со следами наложенных деформаций и метаморфизма. Тоналиты обладают уникальным составом, не находящим аналогов среди более молодых тоналитов и гранитов. Это относительно лейкократовые, но при этом с большой ($\bar{X} = 2,72 \text{ г/см}^3$) плотностью породы, высокоглино-

Таблица 1

Средний химический состав гранитоидов Западной Карелии

Окисел	1	2	3	4
SiO ₂	63,13	70,59	67,58	63,39
TiO ₂	0,66	0,33	0,48	0,51
Al ₂ O ₃	15,88	15,80	15,39	15,31
Fe ₂ O ₃	1,95	0,97	1,59	2,26
FeO	3,29	1,27	2,13	3,05
MnO	0,08	0,03	0,03	0,07
MgO	2,97	0,81	1,50	3,21
CaO	4,55	2,95	2,99	3,13
Na ₂ O	4,13	4,40	4,08	4,08
K ₂ O	2,61	2,28	3,27	3,50
H ₂ O	0,08	0,11	0,10	0,24
П. п. п.	0,63	0,52	0,84	0,79
Число анализов	12	42	17	3

Таблица 1 (продолжение)

Окисел	5	6	7	8
SiO ₂	70,72	73,84	67,90	65,69
TiO ₂	0,32	0,13	0,50	0,33
Al ₂ O ₃	15,18	14,34	15,19	15,87
Fe ₂ O ₃	1,19	0,63	1,61	2,19
FeO	1,31	0,85	2,22	3,37
MnO	0,02	0,02	0,04	0,10
MgO	0,82	0,54	1,77	1,76
CaO	2,18	0,94	2,49	3,05
Na ₂ O	3,97	3,79	4,02	3,71
K ₂ O	3,75	5,08	3,49	2,41
H ₂ O	0,12	0,11	} 0,58	} 1,47
П. п. п.	0,56	0,34		
Число анализов	44	30	—	—

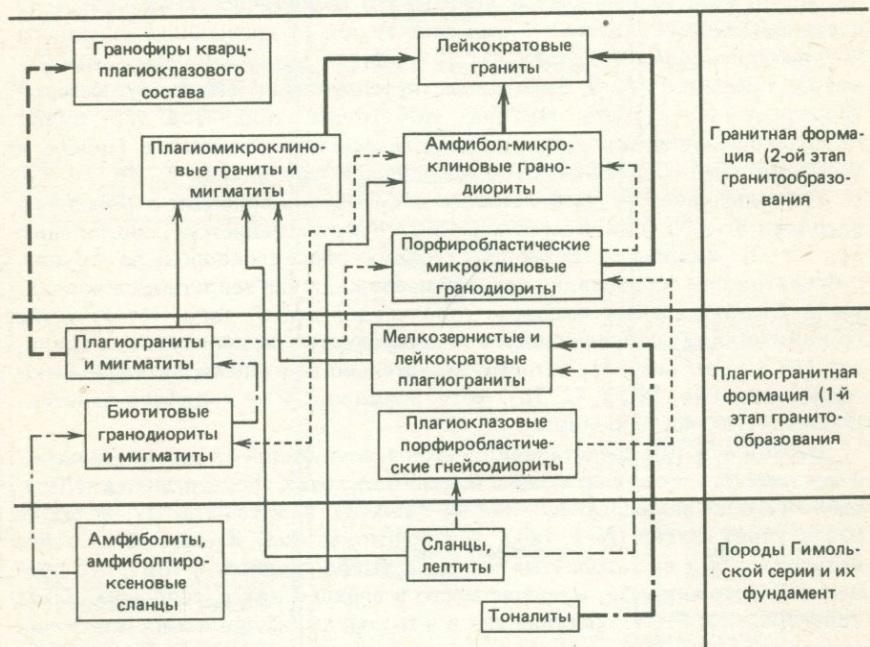
Примечание. Плагιοгранитная серия: 1 — гранодиориты; 2 — плагιοграниты и плагιοмигматиты; гранитная серия: 3 — порфиробластический (с микроклином) гранодиорит; 4 — амфибол-микроклиновый гранодиорит; 5 — граниты; 6 — лейкократовые граниты. Анализы 1—6 — [9]. 7 — средневзвешенный состав гнейсо-гранитного поля Юго-Западной Карелии (рассчитан для площади в 3000 кв. км); 8 — средневзвешенный состав гимольской серии. 7 и 8 из [8, табл. 41].

земистые, с низким содержанием U, а также Rb, Y, Pb, Zr, Th с высоким содержанием Sr, Ni (табл. 4). По всем этим признакам они сходны с аналогичными по геологическому положению тоналитами других континентов. Часть из этих особенностей химизма объясняется, исходя из предположения о их генетической связи с анортозитами, геологической моделью которой может служить первично расслоенная анортозит-тоналитовая сиалическая кора [4, 7]. Другие особенности (обедненность U, Y, Pb, Rb) могут быть объяснены, исходя из идеи первичной вертикальной неомогенности мантии, как это сделано Ламбертом и Холландом [17].

Тоналиты и тоналит-порфиры (гр. 2, табл. 3) близки по минералогическому и химическому составу к древнейшим тоналитам, но имеется ряд значимых различий в составе: они содержат больше SiO₂, U, Th, меньше Σ FeO, MgO, Ni, Sr. Эти различия могут быть объяснены при предположении об образовании тоналитовой магмы за счет палингнеза тоналитов в момент инверсии, после или одновременно с метаморфизмом и образованием диапиров. Тоналиты и тоналит-порфиры прорывают основные вулка-

Т а б л и ц а 2

Последовательность образования гранитоидов и их генетические связи (Геология . . . , 1969, с дополнениями)



Примечание. 1 — изохимическая собирательная перекристаллизация без изменения минералогического состава; 2 — Si-Na метасоматоз; 3 — K-метасоматоз; 4 — изохимическая собирательная перекристаллизация с изменением минералогического состава; 5 — выборочная мобилизация; 6 — селективное плавление; 7 — палингнез

← 1 ← 2 ← 3 ← 4 ← 5 ← 6 ← 7

ниты, метаморфизованные и деформированные, что отличает древние тоналиты от типичных плагиогранитных формаций эвгеосинклиналей.

Следующий этап гранитообразования оторван во времени и имеет место после орогенного этапа с образованием граувакк-конгломератовых серий и этапа промежуточной стабилизации. Формируются сложные дифференцированные комплексы (гр. 3, таб. 3), располагающиеся вдоль глубинных разломов, гипабиссальные по уровню кристаллизации. Некоторые петрохимические характеристики (Fe/Mn отношение, в частности) позволяют предполагать для гранитов мантийное происхождение [1].

Наиболее экстенсивное гранитообразование в верхнем архее происходит одновременно или на 100—150 млн. лет раньше, чем на западе, одновременно с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации низких давлений. Формирование гранитов происходит главным образом как и на западе, за счет ультраметаморфических процессов (табл. 3) с образованием микроклин-содержащих гранитов.

Массивы (гр. 7, 8, табл. 3) постскладчатых микроклиновых гранитов отражают последний этап кислого магматизма Фенно-Карельской области, ее переход к платформенному этапу.

В связи с тем, что достоверно разновозрастные формации гранитов выделяются в восточной части области, то именно для них в первую очередь были сделаны определения содержания редких элементов (табл. 4). Полученные данные показывают геохимическую индивидуальность выделенных геолого-генетических групп: 1) древнейших тоналитов крупных диапиров (№ 1, табл. 4); 2) гранитов, возникших при К-метасоматозе тоналитов (№ 2, 8) и при их переплавлении (№ 4—6), которые наследуют особенности состава древнейших тоналитов, но имеют несколько большие концентрации ряда литофильных элементов. Процессы метасоматизма сопровождаются увеличением содержания K, Rb, Th, Pb, U, Y, уменьшением — Ni, Sr. Процессы плавления приводят к обеднению расплава Sr и Ni (при этом отношении Ni/Mg не меняется), обогащению Zr, U; 3) комплекса Гейне-оя, геохимически неоднородную группу, субстратом при образовании которой послужили как терригенные породы, так и гипабиссальный комплекс гранитоидов (№ 7, табл. 4); 4) четко геохимически обособливающих постскладчатых микроклиновых гранитов (№ 3 и 10, табл. 4), которые значительно обогащены литофильными элементами (Rb, Pb, Y, U, Th), хотя, возможно, и не являются однотипными по генезису породами.

Весьма важным представляется вывод, следующий из сравнения одних и тех же гранитов, слагающих массивы в зонах, подвергшихся (№ 4, табл. 4) и не подвергшихся (№ 6, табл. 4) К-метасоматозу, а также образующих гальки (№ 5, табл. 4) в конгломератах, образованных ранее метасоматоза и не затронутых им. Этот вывод сводится к тому, что процессы К-метасоматоза, имевшие место в верхнем архее, сопровождались привнесом Rb, Pb, Y, поступавших и в те породы, которые и на основании содержания главных элементов и минералогического состава относятся к «неизменным» (не микроклинизированным) тоналитам. Тем самым можно полагать, что древнейшие тоналиты содержали еще меньшие количества Rb, Pb, Y, близкие к таковым в тоналитах галек (№ 5, табл. 4).

Все приведенные данные по гранитам Карелии, рассмотренные во времени и в пространстве, позволяют сделать несколько общих выводов о закономерностях кислого магматизма на этой территории.

1. На ранних этапах развития (до 3,1 млрд. лет) становление гранитоидов в Карелии происходило за счет привноса в кору магматических

Т а б л и ц а 3

Геологическая эволюция гранитоидов (последовательность образования, генетические связи, соотношение с другими процессами) восточная часть Фенно-Карельской гранитно-зеленокаменной области

Области развития тоналитовых куполов	Межкупольные пространства	
	Граниты	Возраст; соотношение с другими эндогенными процессами
<p>⑧ Однородные микроклиновые граниты; прорывают деформированные пегматиты</p>	<p>⑦ Микроклиновые порфировидные граниты (Карташовский расслоенный массив)</p>	<p>2,8 млрд лет; прорывает метаморфизованные /M₁ – M₃/ и деформированные /D₁ – D₃/ супракrustальные породы</p>
<p>Пегматиты</p> <p>↑</p> <p>⑥ Плаггиомикроклиновые граниты и мигматиты</p>	<p>⑤ Лейкократовые граниты и пегматиты (жилы, обособления, пологие пластовые тела)</p> <p>④ Плаггиомикроклиновые гнейсо-гранодиориты, граниты (купельные структуры)</p>	<p>Одновременно с M₃ и D₃</p>
<p>Дайки габбро-диоритов</p>	<p>③ Габбро-гранитная формация: порфировидные габбро и диориты, гранит-порфиры (дайковый комплекс)</p>	
<p>Жильный комплекс тоналитов</p> <p>↑</p> <p>① Диапиры тоналитов (одновременно или несколько позже вулканитов)</p>	<p>② Тоналит-порфиры (дайковый комплекс) Тоналиты (небольшие интрузии)</p>	<p>Этап промежуточной стабилизации</p> <p>Формирование вулканогенно-терригенной части разреза, метаморфизм и деформации</p>
		<p>Более 3,1 млрд лет; прорывают метаморфизованные и деформированные вулканиты; находятся в гальках конгломератов вышележащей терригенной части разреза</p>

Примечание. 1 – диапиризм /без плавления/ тоналитовой коры; 2 – палингенез тоналитов; 3 – граниты мантийного происхождения; 4 – K и Si метасоматоз и перекристаллизация; 5 – селективное плавление; в кружках – номера групп, использованные в тексте

← 1 ← 2 ← 3 ← 4 ← 5

Таблица 4

Средние содержания редких элементов (г/т) в гранитоидах Центральной Карелии

Компонент	1	2	3	4	5	6
Rb	79	134	234	95	24	50
Sr	431	149	74	235	223	298
Rb/Sr	0,14	1,01	3,2	0,50	0,12	0,17
Pb	11	23	30	11	6	7
Y	7	6	11	14	3	3
Zr	142	204	86	172	118	130
U	0,40	1,05	—	1,70	1,90	1,40
Th	8	17	—	11	7	9
Ni	12	8	—	9	—	—
K/Na	0,52	1,37	—	0,62	0,23	0,39

Таблица 4 (окончание)

Компонент	7	8	9	10	11	12
Rb	55	107	141	147	218	204
Sr	132	237	206	158	61	58
Rb/Sr	0,47	0,56	0,83	1,13	6,01	7,3
Pb	—	14	16	9	—	27
Y	—	10	35	16	—	68
Zr	—	110	136	521	—	130
U	1,50	1,50	2,4	0,3	2,5	3,0
Th	—	—	—	—	—	45
Ni	—	7	15	6	6	—
K/Na	0,47	—	0,58	0,73	1,39	1,60

Примечание. 1 — тоналитовые диапиры, р. Суна (гр. 1, табл. 3); 2 — плагиомикроклиновые граниты, р. Суна (гр. 6, табл. 3); 3 — микроклиновые постдеформационные граниты, р. Суна (гр. 8, табл. 3); 4 — тоналиты (Лижмореченские плагиограниты) интрузий (гр. 2, табл. 3); 5 — те же граниты, что и 4, но из галек в конгломератах; 6 — тоналит-порфиры (гр. 2, табл. 3); 7 — гранит-порфир (гр. 3, табл. 3); 8 — Палаламбинский купол плагиомикроклиновых гранитов (гр. 4, табл. 3); 9 — гнейсогранодиориты Гейне-оя (гр. 4, табл. 3); 10 — гнейсограниты Гейне-оя (гр. 4, табл. 3); 11 — лейкократовые граниты района оз. Остер (гр. 5, табл. 3); 12 — построгоенные микроклиновые граниты (Карташовский массив), (гр. 7, табл. 3).

расплавов, как первичных, так и вторичных (коровых). Более позднее во времени гранитообразование определялось в значительной степени ультраметаморфическими процессами, сопровождалось привнесением вещества в виде флюидов.

2. Для пород ранних этапов гранитообразования, главным образом тоналитового ряда, характерны обедненность такими элементами как Rb, Y, Pb, U, Th. Ультраметаморфические граниты поздних этапов характе-

ризируются большими содержаниями этих элементов. Значительное обогащение литофильными элементами последних, постскладчатых гранитов, может быть связано с их более глубинным мантийным происхождением, с одной стороны, и/или с эволюцией состава мантии на протяжении 1 млрд. лет (от 3,8 до 2,8 млрд. лет) — с другой.

3. Латеральные различия в строении и эволюции гранито-гнейсовых полей, выраженные: а) отсутствием в центре гранитно-зеленокаменной области более древних, чем верхнеархейские, гранитов; б) различным тектоническим планом гнейсо-гранитных полей; в) преобладанием в Западной Карелии ультраметаморфических гранитоидов и изохимическим характером ультраметаморфических процессов, закономерно связаны со строением и составом зеленокаменных поясов, отражающих, в свою очередь, различия тектонических режимов во время их образования.

А B S T R A C T

More than 80 per cent of the Archean Fenno-Karelian greenstone terrain consists of granites. Granites of East and West Karelia differ according to their geological features and also in age, respectively 2,8 and 2,7 b. y. (after E. Bibikova).

In West Karelia granites are predominant. The greenstone belts consist of the leptites, schists, basalts, intercalated iron-formation. Two main stages of metamorphism, folding and granite emplacement can be discerned. The most part of the granites are younger than the greenstones and was derived from metamorphic rocks. The main genetic processes are: isochemical recrystallization K-Si- and Na-Si-metasomatism, selective mobilization, partialmelting. The average composition of the granites is close to granodiorite and to the average composition of the greenstone Himola series that suggests an isochemical type of reworking of the metamorphic rocks on the whole.

The east part of the terrain includes a greenstone complex (komatiite-tholeiite, basalt-andesite, graywake series) and five groups of granites: 1) the up-domed tonalites which are older than volcanics. They show the same geochemical peculiarities as similar tonalites of other continents; 2) tonalite intrusions (age more than 3,1 b. y.) which cut the tholeiites after metamorphism (M_1) and folding (F_1); 3) diorite-granite-porphyrusuite cutting the upper (terrigenous) part of the sequence after M_2 and F_2 ; 4) plagioclase-microcline granites, migmatites, pegmatites emplaced simultaneously with M_3 and F_3 ; 5) postorogenic granite (2,8 b. y. old).

The geological and geochemical data imply the following genesis of the granites. Granites of groups 1, 3, 5 have a mantle source; tonalites of group 1 have low Rb (79 ppm), Y (7 ppm), Pb (11 ppm), U (0,4 ppm), Th (8 ppm), and high Al_2O_3 (more 15%), Sr (431 ppm) content. Somewhat of this features can be explained by genetic relationship between tonalite and anorthosites. The magma of tonalite intrusions (group 2) is explained by remelting of the older tonalites; this tonalites also have low Rb, Pb, Y, and Th, but somewhat greater Si, U (1,7 ppm), Zr (172 ppm), and lesser

Fe, Mg, Ni (9 ppm), Sr (235 ppm) content; granites of group 4 were derived from metasedimentary rocks and older granites and tonalites by various processes (K-metasomatism, recrystallization). The tonalites were transformed by K-metasomatism into granites with a higher Rb (up to 134 ppm), Th (17 ppm), Pb (23 ppm), Zr (204 ppm), and U (1—2 ppm) content. A significant enrichment in Rb (200—250 ppm), Rb (30 ppm), Y (68 ppm), U (3 ppm), and Th (45 ppm) took place only in postorogenic granites.

It may be suggested that in Karelia at the early stages crustal evolution (before 3,1 b. y.) granites were mainly derived from melts of mantle- and crustal sources; all old granites were depleted in Rb, Y, Pb, U, Th. In Late Archean the ultrametamorphic processes were responsible for granite genesis with addition of mantle fluids. The geochemical features of postorogenic granites reflect a deeper mantle source and or the evolution of mantle composition from 3,8 to 2.8 b. y. ago.

The lateral geological and petrological trend in granites are related to lateral trend in composition of the rocks in greenstone belts. The different types of the latter in turn reflect differences in tectonic regime at the time of their origin.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И. И., Высокоостровская Е. Б., Дорофеева Э. Ф. О марганец-железном отношении в магматических горных породах. — *Геохимия*, 1963, № 11, с. 996—1001.
2. Богданов Ю. Б. Типы разрезов нижнего протерозоя Карелии и их сопоставление. — *Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.*, 1971, т. 175, с. 106—122.
3. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л.: Наука, 1969. 226 с.
4. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 270 с.
5. Кратц К. О. Геология карелид Карелии. — *Тр. ЛАГЕД АН СССР*, 1963, вып. 16.
6. Лазарев Ю. И., Кожевников В. Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. — *Тр. Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР*, 1973, вып. 18. 126 с.
7. Лобач-Жученко С. Б. Тоналиты раннего докембрия — их генетические связи и формационная принадлежность. — В кн.: *Латеральные ряды магматических формаций и их эволюция во времени*. Свердловск (в печати).
8. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 206 с.
9. Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 156 с.
10. Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и мегматизма карелид Карелии. — *Сов. геол.*, 1963, № 3, с. 24—53.
11. Arthur J. G., Hanson G. N. Geochemistry and origin of the early precambrian crust of northeast Minnesota. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, p. 325—362.
12. Barker F., Peterman Z. E., Hildreth R. A. A rubidium-strontium study of the Twilight Gneiss, West Needle Mountains, Colorado. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1969, vol. 23, p. 271—282.

13. Barker F., Arth J. G. Generations of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. — *Geology*, 1976, vol. 4, p. 596—600.
14. Glikson A. Y. Trace element geochemistry and origin of early Precambrian acid igneous series, Barberton Mountain Land, Transvaal. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1976, vol. 40, p. 1261—1280.
15. Hanson G. N., Goldich S. S. Early Precambrian rocks in the Saganawa Lake-Northern Light Lake area, Minnesota—Ontario, part 11: petrogenesis. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, vol. 135, p. 179—192.
16. Hunter D. R. Crustal development in the Kaapvaal craton, 1. The Archean. *Precambrian Research*, 1974, 1, p. 259—294.
17. Lambert R. St. J., Holland J. G. Amitsoq gneiss geochemistry: preliminary observations. — In: *The Early History of the Earth*, 1976, p. 191—201.
18. Viljoen M. J., Viljoen R. P. The geochemical evolution of the granite rocks of the Barberton region. — *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.*, 1969, vol. 2, p. 189—220.

УДК 552.313

М. И. РОЗИНОВ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ И ВОПРОСЫ ИХ ЭВОЛЮЦИИ

Понятие о магматической серии, или серии изверженных пород, сложилось после того, как были описаны преобладающие петрографические виды горных пород и обнаружены устойчивые их сочетания в пределах отдельных петрографических провинций. В результате работ У. Бреггера, Е. Бейли, Н. Боуэна, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Холмса, М. Пикока, Е. Ларсена, А. Н. Заварицкого и других ученых магматическая серия была определена как совокупность пород, извергнутых в определенной последовательности из некоторого центра в течение единого ритма его деятельности и связанных закономерной корреляцией вещественного состава как выражением общности условий их происхождения. Это понятие стало краеугольным камнем петрологии — науки о разнообразии и происхождении ассоциаций изверженных горных пород.

Стремление к быстрейшему выявлению всего многообразия ассоциаций пород привело к тому, что основное внимание исследователей на раннем этапе развития петрологии оказалось сосредоточенным на изучении молодых вулканических провинций, где выделение вулканических серий, прежде всего как самостоятельных геологических тел, не представляло большой сложности. В результате, хотя и была создана система эталонов вулканических серий, методы выделения серий не получили сколько-нибудь детальной разработки.

Эта проблема встала в полный рост с перенесением внимания петрологов с юных вулканических образований на древние. Предварительное ее решение было найдено в привлечении стратиграфических методов расчленения толщ. Такой подход позволил диагностировать ассоциации пород, связанных единством пространственного положения и близостью времени формирования, то есть связанных парагенетическими отноше-

Классификация вулканических серий

162

Класс	Семейство	Тип			
		Базальтоидный		Нефелинитоидный	Риолитоидный
		Подтип			
		Толентовый	Щелочнобазальтовый	—	—
		А	Б	В	Г
I. Исходный	1. Нейтральное	Оливин-базальтовая	Щелочно-оливин-базальтовая	Оливин-нефелинитовая	Липаритовая Андезит-дацит-липаритовая
II. Короткий	2. Железистое	Толентовая	—	—	
	3. Известковистое	—	—	Мелилититовая	
	4. Глиноземистое	а. Шошонитовая б. Базальт-андезито-базальтовая	а. Трахибазальт-трахиандезитовая б. Лейцитовая в. Гавайит-муджиеритовая	Нефелинитовая	
III. Средний	4. Глиноземистое	а. Абсарокит-шошонит-банакитовая (трахитовая) б. Базальт-андезитовая	а. Трахибазальт-трахитовая б. Гавайит-трахитовая в. Базанит-фонолитовая	Нефелинит-фонолитовая	
IV. Длинный	2. Железистое	Базальт-липаритовая	а. Трахибазальт-пантеллеритовая б. Гавайит-пантеллеритовая	—	
	4. Глиноземистое	а. Шошонит-латит-липаритовая б. Базальт-андезит-дацит-липаритовая	а. Трахибазальт-трахит-щелочно-липаритовая б. Гавайит-трахит-щелочнолипаритовая	—	

ями, оттеняющими общность условий их размещения на земной поверхности. Подобные ассоциации, равнозначные по своему объему региональным стратиграфическим единицам — комплексам и свитам, получили название формаций [1—3, 6].

Вместе с тем не ограниченные строгими рамками применение принципов парагенетического анализа привело к тому, что в формации стали объединяться заведомо чужеродные образования, вплоть до вулканических и осадочных, сочетание которых является результатом деятельности не физико-химических, а тектонических процессов. Наметившаяся тенденция смещения акцента петрологических исследований из области задач собственно петрологии в сферу интересов геотектоники была закреплена практикой построения схем классификации формаций на исторической основе. Однако использование в таких схемах уже известных тектонических положений существенным образом ограничивает их значение для самой геотектоники, для познания новых сторон эволюции земного вещества и процессов его преобразования в геологической истории.

По-видимому, более рациональными следует считать те варианты решения проблемы, которые учитывают внутренние особенности ассоциаций пород, определяемые конкретными физико-химическими условиями генезиса. К их числу принадлежат в первую очередь такие систематические признаки, как состав исходных компонентов и тип их структурной связи, которые раскрывают конституцию любых природных объектов. Представляется справедливым тезис о том, что диагностика однородных в петрологическом отношении ассоциаций (серий) пород может сводиться к выделению внутри первичных стратиграфических подразделений самостоятельных геологических тел, индивидуализированных прежде всего по набору слагающих пород и типу их структурной связи [5].

Понятие о структуре серии пород, то есть упорядоченных тем или иным образом пространственных соотношениях пород, еще слабо разработано. В качестве главной характеристики структуры вулканических серий нами принимается ритмичность чередования пород в разрезе. Различаются три типа ритмичности: простая с повторением близких по составу пород, последовательная с постепенным изменением состава и контрастная с чередованием резко различных по составу пород. Отличия вулканических серий по характеру сочетания пород разного состава давно известны не только в молодых, но и древних провинциях, например на Урале [7].

Разнообразие ассоциирующих вулканических пород и особенности их структурных взаимоотношений наиболее полно представлены вблизи центров магматической деятельности. В связи с этим при разграничении тел, сложенных разными сериями, важное место принадлежит анализу дополнительных диагностических признаков — морфологических, фациальных, петрографических, минералогических, указывающих на принадлежность пород данного состава к той или иной серии. Подобный анализ возможен только на основе использования достаточно полной системы петрологических эталонов. Отсюда вытекает исключительно важная роль применения опыта изучения молодых петрографических провинций для познания строения областей древнего вулканизма.

Выделяемые в соответствии с перечисленными критериями серии пород имеют, как правило, более узкие границы по сравнению с известными

формациями. Так, в рамках традиционного известково-щелочного ряда пород, пользующегося широким распространением в зонах новейшего андезитового вулканизма, уверенно выделяются три самостоятельных вида вулканических серий, слагающих соответственно щитовые лавовые постройки, стратовулканы с соммой и крупные кальдеро-вулканы [4].

В результате обобщения опыта изучения молодых петрографических провинций в настоящее время удается диагностировать порядка 25 видов вулканических серий. Вариации их вещественного состава существенно ограничиваются поведением таких компонентов, как кремнезем, магний, глинозем, железо, известь, а также щелочей, хотя содержание последних изменяется в широких пределах, отражая во многих случаях провинциальную принадлежность ассоциаций пород.

Эти соотношения следует, по-видимому, учитывать при классификации серий. В предлагаемом варианте классификации (таблица) в зависимости от характера распределения кремнезема намечаются три типа серий: риолитоидный, нефелинитоидный и базальтоидный с двумя подтипами — щелочнобазальтовым и толеитовым. Базальтоидные и нефелинитоидные серии подразделяются в свою очередь по степени дифференцированности состава ассоциирующих пород (по степени неоднородности распределения кремнезема) на четыре класса: исходный (недифференцированный), короткий, средний и длинный (сильно дифференцированный). В соответствии же с ведущей петрохимической тенденцией, отвечающей накоплению того или иного компонента в связи с регрессией магния на ранней стадии нисходящего развития, среди них различаются четыре семейства: железистое, глиноземистое, известковистое и нейтральное. По соотношению щелочей выделяются две ветви: калиевая и натриевая. Подобная группировка серий отражает не только петрохимические (рис. 1), но и важнейшие петрографические, минералогические, фациальные, морфологические черты серий, так же как особенности их внутренней структуры. В частности, серии с контрастной ритмичностью принадлежат к железистому семейству, тогда как глиноземистое семейство объединяет серии только с последовательной ритмичностью.

Предложенная схема классификации, образующаяся на особенностях вещественного состава вулканических серий, имеет и тектоническое значение. Оно определяется отчетливой индивидуализацией отдельных семейств и классов серий по занимаемой ими структурной позиции, которая с наибольшей уверенностью устанавливается в областях молодого вулканизма [4]. Среди базальтоидных серий железистого семейства те, которые принадлежат к короткому классу, свойственны стабильным областям (Колумбийское плато), те же, которые принадлежат к длинному классу, приурочены к зонам высококонтрастных движений, таким как рифты щелевого типа (Красное море, Афар, Вонжи, Исландия, Сицилийский пролив).

Серии глиноземистого семейства, включающие образования известково-щелочного ряда, пользуются преобладающим распространением в областях дифференцированных тектонических движений, в частности в пределах молодых орогенов и островных дуг. При этом серии среднего класса тяготеют к блокам неотектонических поднятий, а серии длинного

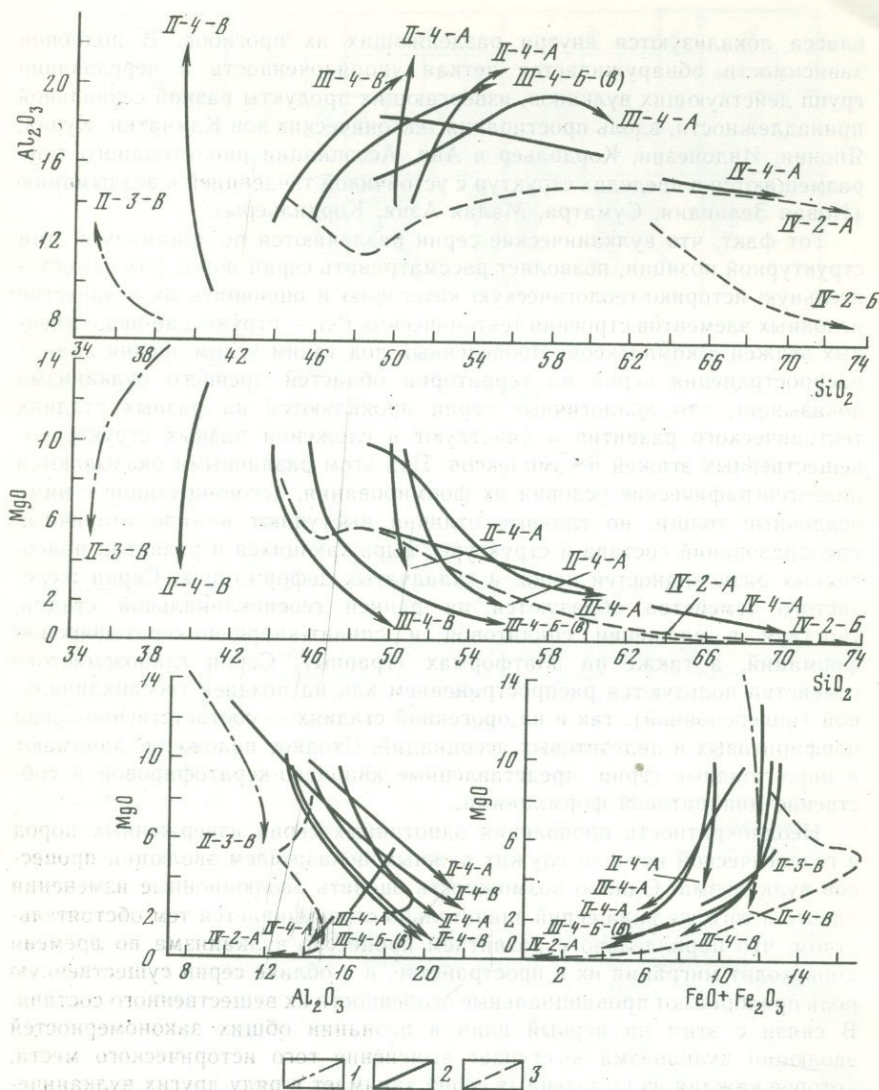


Рис. 1. Вариационные диаграммы состава пород разнотипных вулканических серий (см. табл. 1)

1 — мелилитовая серия известкового семейства (II-3-B), вулкан Нирагонго (Африка); 2 — серии глиноземного семейства: II-4-A — базальт-андезито-базальтовая, вулкан Плоский (Камчатка); III-4-A — базальт-андезитовая, вулкан Авача (Камчатка); III-4-B — базальт-фонолитовая, вулкан Килиманджаро (Африка); II-4-B — нефелинит-фонолитовая, вулкан Олдоньо-Ленгаи (Африка); IV-4-A — базальт-андезит-дацит-липаритовая, вулканы Заварицкого, Менделеева, Немо, Тао-Русыр (Курильские о-ва); 3 — серии железистого семейства: IV-2-A — базальт-липаритовая, вулканы побережья Красного моря; IV-2-B — гавайит-пантеллеритовая, вулкан Фантале (Африка)

класса локализуются внутри разделяющих их прогибов. В подобной зависимости обнаруживается четкая упорядоченность в чередовании групп действующих вулканов, извергающих продукты разной сериальной принадлежности, вдоль простирающихся тектонических зон Камчатки, Курил, Японии, Индонезии, Кордильер и Анд. Ассоциации риолитоидного типа размещаются в пределах структур с устойчивой тенденцией к воздыманию (Новая Зеландия, Суматра, Малая Азия, Кордильеры).

Тот факт, что вулканические серии различаются по занимаемой ими структурной позиции, позволяет рассматривать серии пород как самостоятельную историко-геологическую категорию и оценивать их в качестве исходных элементов строения тектонических тел — структурно-вещественных этажей и комплексов. Проведенный под таким углом зрения анализ распространения серий на территории областей древнего вулканизма показывает, что аналогичные серии проявляются на разных стадиях тектонического развития и участвуют в сложении разных структурно-вещественных этажей и комплексов. При этом различными оказываются палеогеографические условия их формирования, ассоциирующие с ними осадочные толщи, но главные отличия выступают в виде вторичных преобразований состава и структуры, выражающихся в развитии палеотипных разновидностей пород и складчатых деформациях. Серии железистого семейства образуются на ранней геосинклинальной стадии, участвуя в сложении спилитовой и спилит-кварцево-кератофировой формаций, а также на платформах (траппы). Серии глиноземистого семейства пользуются распространением как на поздней геосинклинальной (инверсионной), так и на орогенной стадиях — соответственно среди порфиритовых и андезитовых ассоциаций. Сходное положение занимают и риолитоидные серии, представленные кварцево-кератофировой и собственными липаритовой формациями.

Неоднократность проявления однотипных серий изверженных пород в геологической истории служит важным показателем эволюции процессов вулканизма. Однако возможность оценить эволюционные изменения одного и того же вида серий значительно ограничивается тем обстоятельством, что параллельно с развитием процессов вулканизма во времени происходит миграция их в пространстве, и в облике серий существенную роль приобретают провинциальные особенности их вещественного состава. В связи с этим на первый план в познании общих закономерностей эволюции вулканизма выступает выяснение того исторического места, которое каждая из выделенных серий занимает в ряду других вулканических серий.

Ведущим методом решения этой задачи является реконструкция возрастных рядов вулканических серий, образующихся в истории развития отдельных структурно-формационных зон, наряду с анализом региональной зональности в пространственном распределении таких рядов на территории системы соседних зон или складчатой области в целом. Результаты нашего исследования [5] позволяют построить одну из первых моделей полного эволюционного ряда вулканических серий (рис. 2). Общая последовательность серий в рамках полного ряда раскрывает циклический, поступательно-возвратный характер эволюции вулканизма по крайней мере с двукратным повторением главнейших серий. Намеча-

Структурные комплексы		А			Б			В			Г		Д			
Семейства серий		н	жс	жс	-	-	г	г	г	-	-	н	жс	жс	н	
Серии		п	т	бл	л	ал	ба	бал	бал	ба	ал	л	б	бл	т	п
Формации		ptb	s	sk	kk	k	pba	rbal	bal	ba	al	l	b, tb	bl	tr	tb
Породы	Основные															
	Нислые															
Тектонический режим		↓			↓↑			↑↓			↑		↑↓			

Р и с. 2. Полный эволюционный ряд вулканических серий. Структурные комплексы А — нерасчлененных эвгеосинклиналильных прогибов, Б — расчлененных и наложенных геосинклиналильных прогибов, В — расчлененных орогенных поднятий, Г — крупных сводовых поднятий и рифтовых зон, Д — кратонов

Семейства базальтоидных серий: Н — нейтральное, ж — железистое, гл — глиноземистое

Серии (и соответствующие им формации): оливин-базальтовая — п (пикрит-базальтовая — *tb* и пикритовых порфиритов — *ptb*), толентовая — т (трапповая — *tr* и спилит-диабазовая — *s*), базальт-липаритовая — бл (то же — *bl* и спилит-кварцево-кератофировая — *sk*), липаритовая — л (то же — *l* и кварцево-кератофировая — *kk*), андезит-дацит-липаритовая — ал (то же — *al* и кератофировая — *k*) базальт-андезитовая — ба (то же — *ba* и базальт-андезитовых порфиритов — *pba*), базальт-андезит-дацит-липаритовая — бал (то же — *bal* и базальт-андезитовых порфиритов — дацит-липаритовых порфиритов — *rbal*), щелочно-оливин-базальтовая — б (трахибазальтовая — *tb*)

ются две симметричные тенденции развития: прогрессивная с последовательностью от железистого семейства серий к глиноземистому и регрессивная с обратной последовательностью от глиноземистого семейства к железистому. Они оттеняются конфигурацией ломаной линии, соединяющей усредненные составы последовательно образующихся серий.

Полный эволюционный ряд серий удастся проследить в строении некоторых щитов (Южно-Африканского, Индостанского, Австралийского, Канадского), к числу наиболее ранних структурных элементов которых относятся «зеленокаменные пояса». В основании их разреза преобладают серии нейтрального (коматииты) и железистого семейств. Эволюция магматизма в пределах таких щитов также завершается формированием серий железистого (траппы) и нейтрального (пикриты, кимберлиты) семейств. Как показывает анализ геологической истории, становление этих серий (конечных членов полного ряда) знаменует окончательную утрату подвижности тектоническими структурами, сохраняющими стабильное состояние с момента размещения указанных серий в среднем

или позднем протерозое вплоть до настоящего времени. Подобная особенность, свойственная Сибирской, Восточно-Европейской, Африканской, Северо- и Южно-Американской, Индийской, Австралийской платформам, должна означать совпадение в общих чертах полного цикла эволюции вулканизма с полным циклом («мегациклом») тектонического развития.

Отсюда следует иная по сравнению с общепринятой трактовка понятия тектоно-магматического цикла, именно: как всего периода активного поступательно-возвратного развития крупнейших структурных элементов земной коры с момента их обособления в виде геосинклинальных поясов и вплоть до необратимого перехода в кратонное состояние с предшествующим ему оформлением систем рифтов и авлакогенов. Развитие в рамках цикла носит ритмический характер с однонаправленной эволюцией внутри отдельных, частично повторяющихся ритмов, отвечающих традиционным тектоно-магматическим «циклам», таким как альпийский, герцинский, каледонский и др.

В соответствии с представлением о едином тектоно-магматическом цикле может быть предложен новый критерий типизации тектонических структур. В качестве такого критерия принимается характер строения эволюционных рядов вулканических серий как показатель современного эндогенного состояния крупных структурных элементов земной коры. При этом уверенно разграничиваются области заверщенного и незавершенного цикла развития, которые могут быть определены как собственно кратоны и подвижные пояса, сохраняющие активность в той или иной форме до настоящего времени. Дальнейшее их расчленение с выделением структур более высокого порядка может базироваться на учете особенностей строения отдельных возрастных рядов серий, фиксирующих их относительное положение о границах полного эволюционного цикла. Например, по составу начальных членов различаются ряды «железистого», «глиноземистого» и «криолитонидного» типов (или соответственно «спилитового», «порфиритового» и «кератофирового» типов).

ABSTRACT

The notion of a magmatic series or a series of igneous rocks is a cornerstone of petrology. For many years of investigations, a system of volcanic series standards has been created however principles and methods of distinguishing of series as independent geological bodies have not been worked out in detail. It seems justified to distinguish volcanic series on the basis of systematic features: the composition of the associated rocks and the type of their structural link — the rhythmicity of rock alternation in the section.

At present about 25 varieties of volcanic series can be distinguished. They are assigned to 3 types: rhyolitoid, nephelinitoid and basaltoid with two subtypes — toleititic and alkaline-basaltic. Basaltoid and nephelinitoid series are subdivided into 4 classes on the basis of the degree of composition differentiation: initial (non-differentiated), short, average and long. In accordance with the behaviour of the components accompanying magnesium regression at an early stage of the descending evo-

lution four families are discerned among them: ferruginous, aluminiferous, calciferous and neutral. From alkali relations the potassic and the sodic branches are established.

In the regions of the young and recent volcanism a distinction of series based on their structural position is determined. The analysis of the series distribution through the regions of ancient volcanism shows that the analogous series are displayed at different stages of tectonic evolution and take part in the composition of the different structural complexes. The method of determining the regularities of their evolution lies in the reconstruction of the age lines of volcanic series spread within individual structural zones.

The general succession of the main series within the complete evolution line constructed on such a basis reveals a cyclic character of volcanism development. Two symmetrical trends of evolution are distinguished: the progressive tendency with the succession from the neutral and ferruginous families of the series to the aluminiferous one and the regressive tendency with a reverse succession. The complete evolution line of the series is traced in the structure of some shields to the earliest structural elements of which "greenstone belts" are assigned. Magmatism evolution within that shields ends in the generation of series of the ferruginous (traps) and neutral (picrites, kimberlites) families which signifies the cessation of mobility of the tectonic structures preserving a stable state up to the present time. It means the complete cycle of magmatism evolution coincides entirely with that of the tectonic development. A different, in comparison with the generally accepted one, treatment of the notion of tectono-magmatic cycle follows from this; it is regarded as the whole period of the active progressive-regressive evolution of the largest structural elements of the earth's crust from the moment of their isolation in the geosynclinal belts from up to the irreversible transition to the cratonic state. The peculiarities of manifestation of the age lines of the series in various tectonic structures can be used to classify the latter.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964, 388 с.
2. Кузнецов Ю. А. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. — Геол. и геофиз., 1973, № 8, с. 3—11.
3. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. I. 480 с; Т. II. — 384 с.
4. Розинов М. И., Колесников Д. И. Магматические формации зон новейшего вулканизма. — Тр. ВСЕГЕИ, 1975, т. 173. 160 с.
5. Розинов М. И., Рундквист Д. В. Опыт выделения формаций вулканических пород по структурно-вещественным признакам. — Зап. Всесоюз. минерал. общ-ва, 1976. Сер. 2, ч. 105, вып. 3, с. 295—315.
6. Харчевич Д. С., гл. ред. Карта магматических формаций СССР. М-б 1: 2 500 000. Краткая объяснительная записка. Л.: Картфабрика ВАГТ, 1971, 88 с.
7. Штейнберг Д. С., Богатиков О. А. и др. Проблемы магматических формаций. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976, с. 75—93.

И. И. АБРАМОВИЧ, И. Г. КЛУШИН

**СОСТАВ И МАССОВОСТЬ ТРАППОВЫХ ИЗЛИЯНИЙ
КАК ИНДИКАТОРЫ РЕЖИМА ДИВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ**

В соответствии с современными геодинамическими построениями проявления траппового магматизма связываются с восходящими мантийными течениями, которые сопровождаются растяжением литосферы, иногда приводящим к расколу континентов и спредингу. Понятно, что подъем перегретого слабо дифференцированного мантийного вещества, фиксируемый изменениями гравитационного, теплового, электромагнитного и других физических полей, существенно меняет pT условия выплавления базальтовой магмы. Это обстоятельство и предопределяет возможность выявления соотношений, указанных в названии статьи.

Учитывая значительную инерционность термических и плотностных неоднородностей мантии¹, мы вправе ожидать сопряженных вариаций параметров физического состояния мантии и петрологических характеристик трапповых провинций. Статистическая обработка геофизических и петрохимических данных² действительно выявляет существенные корреляционные связи между ними, отражающие вариации режима восходящего мантийного течения и соответственно скорости дивергенции литосферных плит. Для изучения интересующих нас соотношений целесообразно различать три уровня экстенсивности их проявления — популяционный, региональный и глобальный.

Популяционные особенности. Коррелированность состава и массовости трапповых излияний проявлена весьма отчетливо. Чем больше площадь трапповой провинции, тем при прочих равных условиях ярче выражен толеитовый уклон базальтов. Таковы, в частности, выявленные В. Л. Масайтисом соотношения между триасовым и более древним (девонским, рифейским и др.) вулканизмом Сибирской платформы. Вместе с тем массовость вулканизма (при фиксированной его длительности) очевидным образом зависит от полноты плавления исходного субстрата, тем большей, чем выше температура на глубинах магмообразования [2]. В свою очередь температурный режим мантии платформ определяется разогревом, сопутствовавшим формированию складчатого фундамента платформ, длительностью последующего охлаждения³ и, наконец, интенсивностью восходящего мантийного течения, обуславливающего подъем геоизотерм и трапповый магматизм в условиях преобладающего растяжения литосферы.

Подъем глубинных масс, сопровождаемый растяжением и раздвижением литосферы, как известно, имеет место в срединных океанических

¹ По оценкам У. Каулы [6] крупные плотностные неоднородности мантии могут сохраняться в течение многих сотен миллионов лет.

² Авторы обобщили данные практически по всем известным трапповым провинциям, используя при этом около 4 тыс. полных химических анализов пород.

³ О роли этого фактора писал В. Л. Масайтис [3], установивший зависимость фемичности траппов от их эпиплатформенного возраста.

хребтах, которые в этом отношении являются актуалистическими гомологами областей траппообразования. Анализ данных по этим структурам, с учетом того, что при прочих равных условиях дивергенция океанических плит осуществляется легче, чем континентальных, позволяет проконтролировать некоторые особенности рассматриваемого процесса.

Сравнительно недавно Р. Н. Андерсон, Д. Мак-Кензи и Дж. Склатер [4] поставили под сомнение связь подводного рельефа срединно-океанических хребтов, теплового потока и гравитационных аномалий в свободном воздухе со скоростью спрединга. Этот вывод понятен, если учесть выбранную авторами генерализацию данных.

Непосредственное сопоставление данных по серии горячих точек, находящихся на срединно-океанических хребтах, убеждает в реальности теоретически ожидаемых соотношений. Так для 11 хорошо изученных горячих точек Атлантического, Индийского и Тихого океанов П. Р. Вогт [11] показал закономерное уменьшение высоты с увеличением логарифма скорости спрединга. Авторы для этой же совокупности объектов сопоставили индикаторы глубинных масс (аномалии гравитационного потенциала G) и тепла (аномалии вертикальной компоненты недипольной и недрейфующей составляющей геомагнитного поля — Z_{st}) и определили, что горячие точки, расположенные на хребтах с высокой скоростью спрединга, отличаются относительным дефицитом глубинных масс [1].

Конкретизация отмеченных особенностей с привлечением дополнительной информации о плотности мантии [7, 8] приводит к следующему. Увеличение скорости спрединга в три раза сопровождается уменьшением высоты геонда приблизительно на 50 м и плотности эквивалентного слоя десятиметровой толщи (характеристики приведенной аномальной массы M_a) — почти на 40 г/см^3 . Эти изменения проявляются на фоне более общих изменений, согласованных с вариациями Z_{st} . Дефицит глубинной плотности, сопутствующий приращениям $\Delta G = -50 \text{ м}$ и $\Delta M_a = -40 \text{ г/см}^3$, при распространении его на толщу вертикальной мощностью 200—500 км, оказывается равным по порядку величины 0,01—0,001 г/см^3 . Примечательно, что дефицит уменьшается с переходом к характеристике M_a , отличающейся большей глубиной и более высокой степенью генерализации. Оценки температур с помощью плагноклазового геотермометра Кудо показывают, что в быстро расширяющихся хребтах на глубине 16 км вещество мантии нагрето на 300—400° С выше [10]. Дефицит плотности, оцениваемый по величине теплового расширения, может достигать при этом несколько сотых долей грамма на кубический сантиметр. Различия плотности вещества в хребтах, по всей вероятности, с глубиной нивелируются. Тем не менее возможность регистрации этих различий не вызывает сомнений и хорошо согласуется с физическими соотношениями. Действительно, в случае плоского движения вязкой жидкости при постоянстве тангенциальных напряжений скорость обратно пропорциональна вязкости. В свою очередь логарифм вязкости обратно пропорционален температуре, из чего следует прямая связь логарифма скорости с температурой и термически обусловленным дефицитом плотности. При нестационарном режиме спрединга можно ожидать согласованного роста дефицита плотности и высоты хребта;

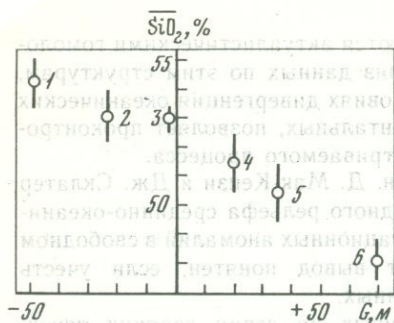


Рис. 1. Соотношение кремнекислотности траптов с аномальным геопотенциалом. Провинции:

1 — Антарктическая, 2 — Запад Северной Америки, 3 — Тасмания, 4 — бассейн р. Параны, 5 — Западная Африка, 6 — Британо-Арктическая

Кружки — средние значения SiO_2 ; линии — их 95% доверительные интервалы

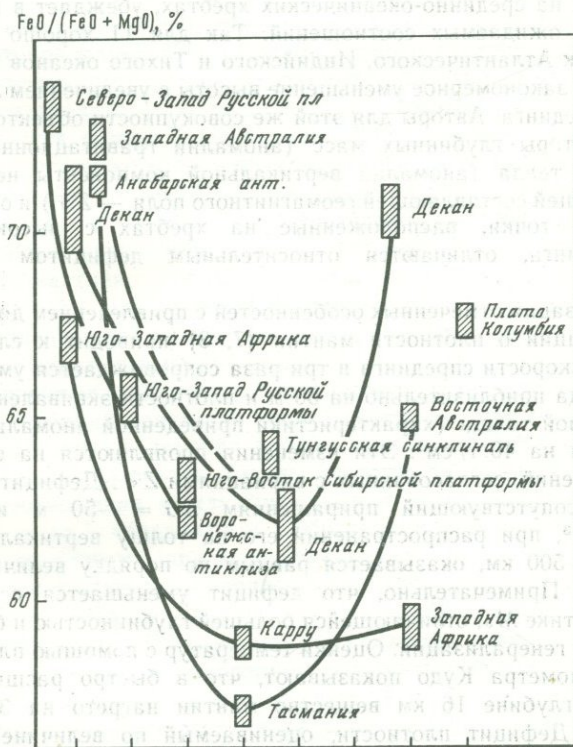
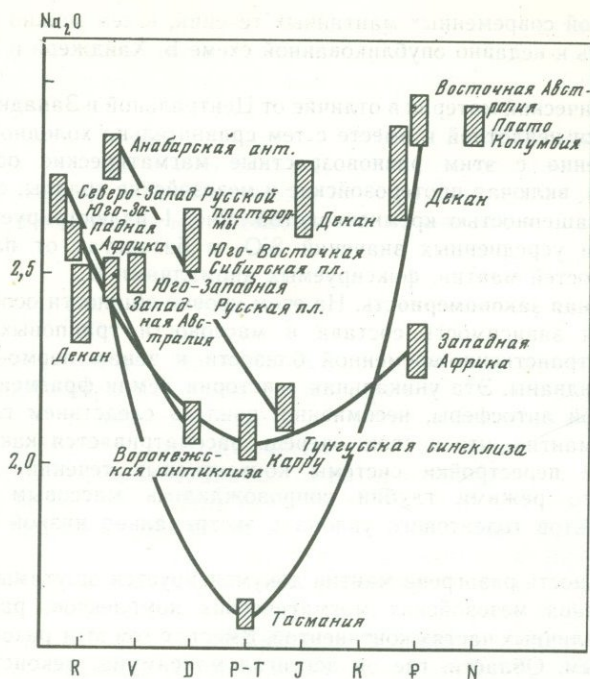


Рис. 2. Железистость траптов разновозрастных провинций. Дополнительные пояснения в тексте

перемещения масс вдоль хребта также могут осложнять обычные связи, однако без существенного снижения их определенности.

Зависимость состава базальтов от скорости спрединга достаточно отчетлива [9,10], она отражает не только увеличение полноты плавления субстрата, но и уменьшение глубины магмообразования в быстро расширяющихся хребтах.



Р и с. 3. Содержание Na_2O в траппах разновозрастных провинций

Региональная специфика. На этом уровне мы рассматриваем такие соотношения состава базальтов с параметрами физического состояния глубин, которые свойственны разновозрастным, но пространственно сближенным трапповым комплексам, например, рифейским, вендским и среднепалеозойским траппам Русской платформы. Эти соотношения отражают крупноплощадные вариации термического режима и состава мантии и в самом общем виде влияют на динамику восходящих мантийных течений, режим растяжения литосферы и условия магмообразования. Как было показано ранее [1], в ряде случаев региональная специфика рассматриваемого типа сохраняется в течение 2,5 млрд. лет, явным образом влияя на состав магматических продуктов.

Ярким примером региональной спецификации может служить повышенная фемичность (пониженная кремнекислотность пород и магматических комплексов в целом, увеличение содержания в них железа при росте железомagneйного отношения) магматических образований Центральной и Западной Европы и в частности, траппов Британо-Арктической провинции и Шпицбергена. Для всего этого региона характерны большие положительные аномалии геопотенциала G и относительно повышенные аномалии Z_{Si} , отражающие высокую плотность и вместе с тем относительный разогрев мантийских масс. Об устойчивости термической и плотностной специализации мантии Центральной и Западной Европы свидетельствует также отсутствие для этой территории связей аномалий G и Z_{Si}

со структурой современных мантийных течений, в чем можно убедиться, обратившись к недавно опубликованной схеме Б. Хайджера и Р. О. Коннелла [5].

Антарктический материк в отличие от Центральной и Западной Европы подстилается неплотной и вместе с тем сравнительно холодной мантией. Соответственно с этим разновозрастные магматические образования Антарктиды, включая протерозойские и мезозойские траппы, отличаются общей обогащенностью кремнекислотой. Рис. 1 иллюстрирует характер зависимости усредненных значений SiO_2 в базальтах от плотностных неоднородностей мантии, фиксируемых аномалиями G .

Глобальная закономерность. На этом уровне общности особенно ярко проявляется зависимость состава и массовости трапповых излияний от их пространственно-временной близости к зонам пермо-триасового раскола Гондваны. Эта уникальная в истории Земли фрагментация континентальной литосферы, несомненно, явилась следствием глобального разогрева мантии, что в свою очередь рассматривается как результат генеральной перестройки системы конвективных течений. Изменения термического режима глубин сопровождались массовым выплавлением базальтов толеитового уклона с экстремально низкой железистостью [1].

Глобальность разогрева мантии документируется ощутимыми изменениями состава мезозойских магматических комплексов, размещенных в самых различных частях континентов. Вместе с тем этот разогрев не был равномерным. Области, где он достигал максимума, реконструируются ныне как зоны основных расколов Гондваны. Тяготеющие к этим зонам траппы отличаются особо низкой железистостью, пониженным содержанием щелочей, титана и фосфора. Чем дальше от них расположены трапповые провинции, тем отчетливее в слагающих их породах проявлены признаки низкотемпературного фракционирования. Аналогичную тенденцию можно усмотреть, сопоставляя разновозрастные, но территориально сближенные образования.

На рис. 2 и 3, иллюстрирующих сказанное, по техническим причинам показаны лишь некоторые типичные представители учитываемой совокупности трапповых комплексов. Их пространственно-временные эквиваленты в рассматриваемом отношении обычно отличаются не существенно. Так, например, наряду с использованными на рис. 2 и 3 данными по траппам Тунгусской синеклизы с равным основанием можно было бы привести характеристики пород Катангской и Приенисейской зон, плато Путорана и ряда других районов Сибирской платформы. Из выявленной закономерности несколько выпадают траппы Декана, что может быть следствием недостаточной надежности использованных данных.

Минимумы некоторых кривых обнаруживают смещения по временной оси, отражая запаздывание вулканизма в регионах, удаленных от зон раскола Гондваны.

В связи с этим уместно вспомнить, что аналогичное запаздывание обнаруживается в проявлении мезозойского вулканизма эвгеосинклинального типа, связанного с зонами субдукции. Это обстоятельство свидетельствует либо о том, что излияния гондванских траппов непосредственно предшествовали энергичному спредингу и сопряженной с ним субдукции.

либо о том, что в силу избыточного разогрева мантии начальные фазы субдукции отличались авулканичностью, подобно тому, что мы наблюдаем в современную эпоху в зоне взаимодействия Тихоокеанской и Каролинской плит.

В заключение отметим асимметрию кривых на рис. 2, обусловленную систематическими различиями базальтов, изливавшихся до и после пермотриасового эпизода. В этом мы видим влияние эволюционной тенденции, отражающей монотонное истощение мантии легкоплавким компонентом — железом.

АБСТРАКТ

The systematization and statistical evaluation of data about composition (>4 thousand complete chemical analyses of rocks) and the areal distribution of tholeiitic various-aged basalts of platforms and data about physical conditions within the crust and mantle showed out the tendency similar to that established by investigation of basalts melting in the mid-oceanic ridges with different spreading rates. Mass basalt effusions are distinguished, other things being equal, by reduced $Fe/(Fe + Mg)$, Ti, P and alkaly, that may be indicate completeness of mantle substratum melting. A very low content of components mentioned is fixed in the magmatic formations, the origin of which can be connected with the process of permo-triassic split of Gondwana. All these data can be given a natural explanation assuming the dependence of mass and composition of trapp effusions from the intensity of rising mantle flow, which determine the lithospheric plates divergence regime.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамович И. И., Клушин И. Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978.
2. Белоусов А. Ф. Связь состава и массовости вулканизма с тектоническими факторами. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973, с. 262—278.
3. Масайтис В. Л. Состав толеитовых базальтов платформ и геологическое время. — Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1970, ч. 90, вып. 2, с. 192—199.
4. Anderson R. N., McKenzie D. A., Sclater J. G. Gravity, bathymetry and convection in the Earth. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 18, p. 391—407.
5. Hager B. H., O'Connell R. J. Subduction zone dip angles and flow driven by plate motion. — *Tectonophysics*, 1978, vol. 50, N 2/3, p. 111—134.
6. Kaula W. M. On the long term evolution of mantle convection. — In: IUGG XVI Gen. Assembly, Grenoble, 1975, p. 19.
7. Koch K. R. Geophysical interpretation of density anomalies of the Earth computed from satellite observations and gravity measurements. — *Z. Geophys.*, 1972, Bd. 38, H 1, S. 75—84.
8. Marsh J. G., Vincent S. Global detailed geoid computation and model analysis. — *Geophys. Surv.*, 1974, vol. 1, N 4, p. 481—511.
9. Nisbet E., Pearce J. A. TiO_2 and a possible guide to past oceanic spreading rates. — *Nature*, 1973, vol. 246, p. 468—470.

10. Schneiderger K. F. Temperatures and compositions of magmas ascending along mid-oceanic ridges. — *J. Geophys. Res.*, 1973, vol. 78, N 17, p. 3340—3355.
11. Vogt P. R. Plumes, subaxial pipe flow and topography along the mid-oceanic ridge. — *Earth and Planet. Sci., Lett.*, 1976, vol. 29, N 2, p. 209—325.

УДК 552.331.4/5 : 553.6 571.54

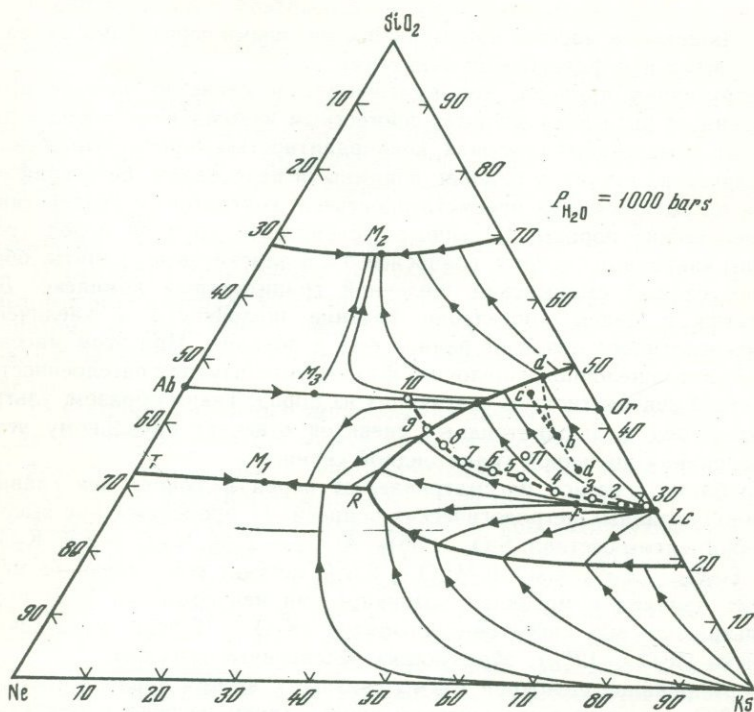
А. Я. ЖИДКОВ

УЛЬТРАКАЛИЕВАЯ САЛИЧЕСКАЯ ВЕТВЬ ИНТРУЗИВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Полнокристаллические фельдшпатоидные породы возникают в щелочной ультрамафитовой, щелочной мафитовой и щелочной салической петрогенетических сериях. В первых двух они чаще всего образуются в заключительные стадии развития серий и представлены нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, уртитам и в исключительных случаях италитами. По преобладающему типу щелочей различаются преимущественно натровая, калиевая и промежуточная ветви, конечные члены которых имеют ультранатровый (нефелиновый) и ультракалиевый (лейцитовый) состав. Образование щелочных мафитовых серий связывается с химической и магматической дифференциацией мантийного вещества [1].

Щелочная салическая серия интрузивных пород представляет собой слабо систематизированную и неясно очерченную группу пород. Это объясняется тем, что нефелиновые и щелочные сиениты встречаются в разнообразных парагенезисах и приурочены к различным геологическим структурам. Нефелиновые породы нередко находятся среди гранитоидов, однако надежных критериев комагматичности и генетической связи щелочных пород с гранитами, граносиенитами и гранодиоритами не существует. Интрузивную салическую серию составляют главным образом нефелин-калишпатовые сиениты переменного состава. В расчлененных массивах центрального типа с ними ассоциируют щелочные габброиды и гранитоиды. Как и в щелочных мафитовых сериях, здесь также возникают различные по щелочности петрохимические ветви. До недавнего времени были известны две из них: ультранатровая, уртитовая и натрово-калиевая, псевдолейцитсиенитовая. Возможность возникновения ультракалиевых плутонических пород ставилась под сомнение из-за неустойчивости лейцита в условиях равновесной кристаллизации систем [2].

Ультракалиевые фальдшпатоидные сиениты салической серии обнаружены в крупнейших (до 580 км²) зональных массивах нефелиновых и щелочных сиенитов центрального типа Северобайкальской щелочной провинции [3]. Массивы располагаются в зоне регионального глубинного разлома, проходящего по периферии эвгеосинклинального пояса докембрия, в непосредственной близости обширного поля распространения палеозойских гранитоидов разнообразного петрографического состава. В пределах Северобайкальской провинции практически отсутствуют щелочные ультрамафитовые и мафитовые породы.



Положение непрерывного ряда калиевых полнокристаллических салических пород Северобайкальской щелочной провинции на диаграмме фазового равновесия нефелин — кальсилит — кварц

Фигуративные точки: 1, 2 — кальсилитовые сиениты (сынныриты); 3, 4 — кальсилит-нефелиновые сиениты; 5—9 — нефелиновые сиениты; 10 — щелочные сиениты; 11 — средний химический состав щелочных пород ультракалиевой ветви, развитых на площади более 500 км². Стрелки показывают пути фракционной кристаллизации, точки a—f экспериментальные, по Ф. Фудали [4]

Ультракалиевую ветвь салических полнокристаллических пород представляет непрерывный ряд, включающий: кальсилит—калишпатовые сиениты (сынныриты) — кальсилит—нефелин—калишпатовые сиениты → нефелин—калишпатовые сиениты — щелочные сиениты (рис. 1). Сынныриты являются крайним членом ветви калиевых плутонических пород. Они состоят в основном из калишпата 60—90%, кальсилита 10—30%, диопсид—авгита и биотита 2—8%. Химический состав их приближается к составу калиевого и натрово-калиевого лейцита (среднее из многочисленных анализов, вес. %): SiO₂ — 54,5; TiO₂ — 0,6; Al₂O₃ — 22,8; Fe₂O₃ — 0,6; FeO — 1,7; MnO — сл.; MgO — 0,4; CaO — 0,6; Na₂O — 0,9; K₂O — 19,0; H₂O — 0,4; П. п. п. — 0,3; Rb₂O — 0,1; Li₂O — 0,002; P₂O₅ — 0,1. Текстура пород массивная и флюидальная, структура псевдолейцитовая и гипидиоморфиозернистая. Тетрагон—триоктаэдрические вкрапления псевдолейцитов имеют дактилотипное и пойкилитовое строение. Сынныриты распространены широко (более 25 км²). Они обра-

зуют внутреннюю кольцевую зону в Сынырском плутоне и небольшие тела в Якшинском массиве и связаны постепенными переходами с псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами.

Интрузивная природа, комагматичность и единство звеньев выше приведенного ряда доказываются совместным нахождением пород в расслоенных комплексных плутонах, конкордантностью хорошо выраженных магматических структур течения, взаимными переходами, петрографической и петрохимической преемственностью и контактовым воздействием на вмещающие породы. С сыннырит-сиенитовой группой пород тесно связаны кварцевые сиениты, граносиениты и аляскитовые граниты, образующие единый сыннырский щелочной гранитоидный комплекс. Для комплекса в целом характерно падение щелочности и увеличение кремнекислотности пород от ранних фаз к поздним. При этом массивы ранних ультращелочной и щелочной фаз характеризуются расслоенностью и заметной контрастностью слагающих их пород. Таким образом, ультракалиевый ряд фельдшпатоидных сиенитов отвечает начальному этапу формирования щелочной гранитоидной серии.

Проблема генезиса рассматриваемых пород включает два главных взаимно связанных петрологических вопроса: 1) происхождение высокощелочной магмы состава: SiO_2 — 55%, Al_2O_3 — 21%, Na_2O — 3%, K_2O — 13%, Fe_2O_3 — 3,5%, $\text{CaO} + \text{MgO}$ — 2,5%, летучие компоненты не менее 2%; 2) причина и механизм возникновения непрерывного ряда пород от ультракалиевых сиенитов-сынныритов (K_2O — 19,8%) до щелочных сиенитов (K_2O — 12%), образующих расслоенные массивы.

Формирование щелочной магмы связано с весьма продолжительным (150—200 млн. лет) тектоническим спокойствием региона и медленным воздыманием Северобайкальского сводового поднятия. В течение этого времени происходило накопление щелочного расплава в определенных структурных «ловушках» земной коры вдоль зоны глубинного тектонического разлома древнего заложения. При достижении экстремального давления в очагах произошел динамичный прорыв высокощелочной магмы, отвечающий раннему этапу становления плутонов центрального типа. Кристаллизация фальдшпатоидных сиенитов первой фазы внедрения закончилась интенсивным автометасоматическим преобразованием их и кислотным выщелачиванием. Разгерметизация глубинной системы привела к падению концентрации щелочей в очагах, разогреву боковых пород на пути продвижения расплава и вовлечению в дальнейший процесс магообразования гранитного слоя. Поэтому массы второй интрузивной фазы имеют умеренную щелочность и иногда сопровождаются в эндоконтактных зонах кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Щелочной магматизм завершился образованием кремнекислых и слабо щелочных пород и появлением лейкократовых гранитов с повышенной калиевой щелочностью.

Расслоение высокощелочного расплава первой фазы внедрения, начавшись в магматическом очаге, продолжалось при продвижении магмы вверх по каналу, и особенно интенсивно оно происходило внутри камеры после ее заполнения. Именно в период кристаллизации расплава на месте произошло образование непрерывного ряда ультращелочных — щелочных сиенитов. Определяющая роль в возникновении расслоенности

и сериальности принадлежат фракционированию лейцитовый кристаллической фазы (рис. 1, точки 1—9). Из обособившегося анхимоно-минерального лейцитового кумулята (рис. 1, точка 1) в результате распада лейцита и кристаллизации регенерированного ультракалиевого расплава возникла кальсилит-калишпатовая минеральная ассоциация. С помощью метода гомогенизации включений определен температурный режим процесса [5]: кристаллизация раннего лейцита началась при температуре 1250—1200°, температура распада и превращения его в псевдолейцитовый агрегат отвечает 1100—1000° С, а кристаллизация зернистой массы породы протекала при температуре 1100—980° С.

Изучение ультракалиевой интрузивной салической ветви пород «сынныритового» минерального парагенезиса (ассоциация кальсилита с калишпатом в псевдолейцитовой и кристаллически-зернистой структурах) позволяет уточнить и дополнить отдельные петрогенетические положения.

Основываясь на новых эмпирических данных, неустойчивость лейцита в плутонических породах может быть определена следующим образом: в равновесных условиях кристаллизации псевдолейцитовая реакция ($2\text{KAlSi}_2\text{O}_6 = \text{KAlSiO}_4 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8$) происходит постоянно и независимо от содержания натрового компонента в кристаллизующемся лейците и состава остаточного расплава. Реакция распада лейцита на кальсилит и калишпат, протекающая в магматическую стадию развития щелочного расплава и образования псевдолейцитов, допускалась Ю. А. Билибиным [8]. Исходя из этого факта, отметим, что близкие по химическому составу к сынныритам италиты, строго говоря, не являются интрузивными породами. Поэтому в классификации и номенклатуре плутонических (интрузивных) пород, вероятно, целесообразно заменить их сынныритами [6]. К тому же следует учесть, что в италитах постоянно присутствует небольшое количество вулканического стекла [7].

На диаграмме фазового равновесия Шерера-Боуэна: нефелин—кальсилит—кварц эксолюция лейцита не находит своего отражения. Постоянное отсутствие его в кристаллических породах объясняется инконгруэнтным плавлением ортоклаза и неустойчивостью лейцита в связи с вхождением в его структуру анальцитового компонента. Оба положения не приемлемы для объяснения неустойчивости калиевого лейцита в породах анхилейцитового химического состава. Причина распада калиевого лейцита при понижении температуры, по-видимому, связана с явлением структурного упорядочения и перехода системы в энергетически более устойчивое и выгодное двухфазное состояние. Соединение с лейцитовой структурой и соотношением минералообразующих компонентов устойчиво при температуре более 1000° С.

В выделяемой ультракалиевой ветви фельдшпатоидных пород сынныриты самые насыщенные калием. Однако теоретически возможно образование калиевых аналогов уртитов из исходной пересыщенной калием магмы или из лейцитового расплава в результате накопления кальсилита. Изучение структуры и состава пород сыннырит-нефелинсиенитового ряда показало, что лейцит-псевдолейцитовая фаза при переходе ее в кристаллически-зернистую кальсилит-калишпатовую ассоциацию проходит (возможно, частично) стадию вторичного расплавления.

В случае ранней кристаллизации кальсилита и его обособления можно ожидать возникновения существенно кальсилитовых пород. Пока же сынныриты наравне с италитами являются самыми калиевыми щелочными породами, известными в природе.

Калиевая ветвь салических пород имеет как петрологическое, так и практическое значение. Сынныриты представляют собой не только самостоятельный вид горных пород, но и новый тип эндогенных калийно-глиноземных силикатных руд, в которых сумма полезных компонентов достигает более 40% (K_2O — 19,9%, Al_2O_3 — 23,5%).

ABSTRACT

Holocrystalline leucocratic alkaline rocks form the basis of the alkaline salic series. Up to now the ultrasodic urtitic and the sodium-potassic pseudoleucite-syenitic petrochemical branches have been distinguished within this series. The existence of ultrapotassic plutonic rocks in nature was not contemplated because of the instability of leucite under equilibrium crystallization conditions and its replacement by nepheline-potash feldspar aggregate.

The ultrapotassic feldspathoid syenites of the salic series became known not long ago due to the discovery of a new association of alkaline rocks in giant (up to 580 km²) massifs of central — type nepheline- and pseudoleucite-syenites to the north of Baikal. It is represented by a continuous series of leucocratic rocks from the ultrapotassic calcilith-potash feldspar — syenites — “synnyrites” ($K_2O = 19,8\%$) — to alkaline syenites ($K_2O = 12\%$).

The rocks of the synnyrite-syenite potassic branch display a close connection with granitoids. Syenitoids are confined to the early stages of evolution of a common alkaline granitoid association, comprising also the late quartz-syenitic, granosyenitic and the alaskite-granitic phases.

The origin of a differentiated series of high-potassium feldspathoid syenites is accounted for by the accumulation and isolation of the leucitic phase in the process of crystallization of magma oversaturated with alkalies in which potassium strongly prevailed over sodium (13% and 3%, respectively). Leucite decay and the crystallization of the regenerated ultrapotassic melt lead to the generation of rocks of the synnyritic composition with a maximum potassium content.

The study of synnyrites and their transitions to pseudoleucite- and nepheline — syenites, as well as those of calcilith-potash feldspar mineral paragenesis, found in pseudoleucitic and crystalline granular textures, allows to draw certain petrogenetic conclusions:

1. In the evolution of rocks of the ultrapotassic salic branch of greatest importance is the fractional crystallization of leucite.

2. Under plutonic conditions the pseudoleucitic reaction with leucite being disintegrated into calcilith and potash feldspar is inevitable and does not depend on the content of the sodium component in leucite and the residual melt composition.

3. There are some preconditions pointing to the possibility of generation of calcilith — syenites in nature, richer in potassium than synnyrites.

ЛИТЕРАТУРА

1. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. Под ред Л. С. Бородина. М.: Наука, 1974, с. 304—320.
2. Щелочные породы. Под ред. Х. Сёренсена. М.: Мир, 1976, с. 112—128.
3. Жидков А. Я. Новая Северобайкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород. — ДАН СССР, 1961, 140, № 1, с. 181—184.
4. *Fudali F.* Experimental Studies Bearing on the Origin of Pseudoleucite and Problems of Alkalic Rock Systems. — Geolog. Soc. of Amer. Bull., 1963, v. 74, N 9.
5. Панина Л. И. О температурах кристаллизации пироксена и лейцита в щелочных породах Сыннырского плутона. — Геол. и геофиз., 1978, № 6, с. 54.
6. Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. Под ред. Н. П. Михайлова. М.: Недра, 1975, с. 23.
7. Розенбуш Г. Описательная петрография. Л., 1934, с. 69i.
8. Билбин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. Л.: Госгеолтехиздат, 1947, с. 192.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>О. А. Богатиков, А. М. Борсук, Ю. И. Дмитриев, В. И. Коваленко, И. Д. Рябчиков.</i> Эволюция магматизма в истории Земли	3
<i>В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева.</i> Парагенезы магматических формаций и тектонические режимы	13
✓ <i>В. П. Петров.</i> Место и условия генезиса кислых магм в геологической истории	20
<i>В. А. Кононова.</i> Щелочные магматические серии пород и источники слагающего их вещества (по данным изотопных отношений Sr, Q, C)	30
<i>И. В. Луцицкий.</i> Количественные оценки вулканогенных серий в проблеме общей эволюции вулканизма Земли	40
<i>С. Н. Иванов.</i> Природа метаморфических и магматических серий в рамках и срединных массивах геосинклиналей	45
<i>А. А. Маракушев.</i> Метаморфические фациальные серии и геохимический режим метаморфизма	51
✓ <i>А. Т. Асланян, К. Г. Ширинян, С. Г. Карапетян.</i> Петрогенетические аспекты новейшего вулканизма Тавро-Кавказского орогена	58
<i>Г. М. Заридзе.</i> Глобальные эндогенные формации	67
<i>Р. Б. Баратов, В. И. Буданов.</i> Метаморфические и гранитоидные серии в эволюции земной коры (на примере Памира, Тянь-Шаня)	73
<i>А. А. Абдулин, К. А. Абдрахманов, В. С. Звонцов, Н. М. Фрид.</i> Эволюция палеозойского базальтоидного и сиалического магматизма Казахстана и эволюционные магматические серии	81
<i>И. В. Бельков, И. Д. Багиева, В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов, М. И. Дубровский.</i> Эволюция докембрийского кислого магматизма на ранних этапах становления континентальной коры	92
<i>Н. П. Михайлов, Е. П. Шарков, В. В. Слодкевич.</i> Расслоенные (стратиморфные) интрузивные комплексы в тектоно-магматическом развитии земной коры	104
<u>В. И. Герасимовский</u> , <i>А. И. Поляков.</i> Магматические серии пород рифтовых зон (Восточно-Африканских, Исландской, Байкальской)	119
<i>Л. Л. Перчук, Л. Я. Аранович.</i> Термодинамический контроль метаморфизма в поддвигах структурах (на границе океан — континент)	125

<i>Р. М. Яшина.</i> Нефелин-сиенитовый магматизм в континентальных структурах с различным тектоническим режимом	129
<i>С. Б. Лобач-Жученко.</i> Древнейшие граниты Карелии — их геологическая и геохимическая эволюция	151
<i>М. И. Розинов.</i> Вулканические серии и вопросы их эволюции	161
<i>И. И. Абрамович, И. Г. Клушин.</i> Состав и массовость трапповых излияний как индикаторы режима дивергенции плит	170
<i>А. Я. Жидков.</i> Ультракалийевая салическая ветвь интрузивных щелочных пород	176

CONTENTS

<i>O. A. Bogatkov, A. M. Borsuk, Y. I. Dmitriev, V. I. Kovalenko, I. D Ryabchikov.</i> The evolution of magmatism in the history of the Earth	3
<i>V. L. Masaitis, V. N. Moskaleva, N. A. Rummyantseva.</i> Parageneses of magmatic formations and tectonic regimes	13
<i>V. P. Petrov.</i> Position and genetic conditions of acid magmas in the geological history	20
<i>V. A. Kononova.</i> Alkaline magmatic series of rocks and sources of magmatic substance (based on isotopic ratios of Sr, O, C)	30
<i>I. V. Luchitsky.</i> Quantitative evaluations of volcanogenic series in the problem of general evolution of the Earth's volcanicity	40
<i>S. N. Ivanov.</i> Nature of metamorphic and magmatic series at the borders and in the middle massives of geosynclines	45
<i>A. A. Marakushev.</i> Metamorphic facies series and geochemical regime of metamorphism	51
<i>A. T. Aslanian, K. G. Shirinian, S. G. Karapetian.</i> Petrogenetic aspects of recent volcanism of Tavro-Caucasian orogen	58
<i>G. M. Zaridze.</i> Global endogenic formations	67
<i>R. B. Baratov, V. I. Boudanov.</i> Series metamorphiques et series des granitoides dans l'evolution de la Lithosphere (à l'exemple du Pamir et du Thian-Chan)	73
<i>A. A. Abdulin, K. A. Abdrakhmanov, V. S. Zvontsov, N. M. Frid.</i> Evolution of Paleozoic basaltoid and sialic magmatism and evolutionary magmatic series in Kazakhstan	81
<i>I. V. Beikov, I. D. Bactieva, V. R. Vetrin, A. I. Vinogradov, G. V. Vinogradova, M. I. Dubrovsky.</i> The evolution of acid magmatism on the early stages of the Earth's crust formation	92
<i>N. P. Mikhailov, E. V. Charkov, V. V. Slodkevitch.</i> Les complexes intrusifs stratiformes dans l'evolution tectono-magmatique de l'écorce terrestre	104
	183

<u>V. I. Gerasimovsky</u> , A. I. Polyakov. Magmatic rock series of the rift zones (East-African, Icelandic, Baicalian)	119
L. L. Perchuk, L. Ya. Aranovich. Thermodynamic control of Metamorphism in Subduction structures (on the Ocean-Continent boundary)	125
R. M. Yasina. Nepheline-syenite magmatism in the Earth crust structures with different geodynamic regime	129
S. B. Lobach—Zhuchenko. The Karelian old granites — their geological and geochemical evolution	151
M. I. Rozinov. Volcanic series and problems of their evolution	161
I. I. Abramovich, I. G. Klushin. Composition and volume of Trapp effusions as the indicators of the Plates divergence regime	170
A. Ya Zhidkov. Ultrapotassic salic branch of intrusive alkaline rocks	176

Эволюция магматизма в истории Земли. Богатиков О. А., Борсук А. М., Дмитриев Ю. И., Коваленко В. И., Рябчиков И. Д. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Тектоно-магматическая эволюция Земли подразделена на стадии: 1. «Лунная» (древнее 3,5 млрд. лет) с примитивным базитовым магматизмом. 2. Нуклеарная (3,5—2,5 млрд. лет) — формирование ядер континентов с характерным коматит-базитовым магматизмом. 3. Кратонная (2,5—1,5 млрд. лет) — завершение формирования протоконтинентов с первично-сиалическим магматизмом. 4. Континентальная (1,5—0,25 млрд. лет) — время образования складчатых поясов при дифференцированном характере магматизма. 5. Континентально-океаническая (моложе 0,25 млрд. лет) — дифференциальный магматизм континентов и океанов. Эволюция магматизма в истории Земли носит необратимый характер и выражается в увеличении многообразия формаций изверженных пород, возрастании роли известково-щелочных и щелочных пород, сокращении пространственных и временных границ проявлений магматической активности. Табл. —, Ил. 3. Библ. 28 назв.

Парагенезы магматических формаций и тектонические режимы. Масайтис В. Л., Москалев В. Н., Румянцев А. Н. А. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Систематизация обширного материала по магматизму гетерогенной в геологическом отношении территории СССР позволила уточнить представление о парагенезах формаций — устойчиво повторяющихся наборах комплексов определенных формационных видов, обладающих тождественными пространственно-временными и конституционными взаимоотношениями. При типизации парагенезов по признакам соотношения со средой авторы выявляют три класса эндогенных режимов: геосинклиальный, орогенный и кратонный. Табл. 1. Библ. 5 назв.

Место и условия генезиса кислых магм в геологической истории. Петров В. П. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

На основе анализа основных литературных источников последних лет автор показывает, что единственным реальным механизмом генерации гранитной магмы является эвтектическая схема, которая может осуществляться как в результате палингенного плавления, так и в результате застывания базальтовой магмы в области генерации палингенных гранитоидов. Однако отличить оба типа гранитоидов, видимо, практически невозможно.

В геологической истории гранитоиды появляются примерно через миллиард лет после проявления на Земле самых древних горных пород. Такая последовательность легко объясняется, исходя из эвтектической схемы генезиса гранитоидов. Библ. 32 назв.

Щелочные магматические серии пород и источники слагающего их вещества (по данным изотопных отношений Sr, O, C). Кононова В. А. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Проведенные изотопные исследования Sr, O, C подтвердили ведущую роль глубинного источника вещества в формировании щелочных массивов. Первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,70349 \pm 0,00021$) и значения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ около +5,5) для Ильмено-Вишневогорского комплекса не оставляют сомнения в абиссальном происхождении миаскитовых расплавов. Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в урритах Кия-Шалтырского месторождения совпадают с величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,7053 \pm 3$) габбро, что свидетельствует о генетических связях этих пород и позволяет предполагать глубинный источник вещества, слагающий массивы щелочных и габброидных пород. Табл. 2. Ил. 3. Библ. 18 назв.

Количественные оценки вулканогенных серий в проблеме общей эволюции вулканизма Земли. Лучицкий И. В. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980 г.

Ориентировочные данные по древним вулканическим областям южных материков показывают, что общий объем продуктов вулканической деятельности в фанерозое составил здесь около 7 млн. км³. Для северных материков аналогичные подсчеты позволяют определить соответствующие объемы равными 13,5 млн. км³. Таким образом, для всей фанерозойской истории Земли объем продуктов вулканической деятельности на материках можно считать равным приблизительно 20,5 млн. км³. Эта цифра близка к предложенной ранее Ферхугеном, но расходится с данными других исследователей, не учитывающих необходимость выбора строгого методического пути, опирающегося на выделение вулканических областей и изучение в их пределах вулканогенных серий. Табл. 1. Библ. 7 назв.

Природа метаморфических и магматических серий в рамках и срединных массивах геосинклиналей. Иванов С. Н. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Включения в рамках эвгеосинклиналей и в срединных массивах изверженных пород, более древних, чем данная геосинклиналь, но значительно более молодых по сравнению с прилегающими толщами платформы, обычно расцениваются как реликтовые продукты предшествующего геосинклинального цикла. Такую же оценку получают и проявления метаморфизма аналогичного возраста. В статье показывается, что эти образования относятся к предрифтовой и рифтовой стадиям догеосинклинального развития данного пояса земной коры и связаны с локальным подъемом флюидного материала разуплотненной мантии. Библ. 26 назв.

Метаморфические фациальные серии и геохимический режим метаморфизма. Маракушев А. А. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Выделяются три фациальные серии метаморфических пород, различающиеся соотношениями температуры, давления и геохимического режима метаморфизма. Они последовательно сменяют друг друга в ходе геоструктурного развития геосинклинальных подвижных зон. Это развитие метаморфизма коррелируется с эволюцией магматических комплексов и их металлогенической специализацией. Ил. 2. Библ. 9 назв.

УДК 552.11 : 552.33 : 551.24

Петрогенетические аспекты новейшего вулканизма Тавро-Кавказского орогена. Асланян А. Т., Ширинян К. Г., Карапетян С. Г. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Позднеорогенная тектоническая активность Тавро-Кавказского орогена рассматривается под углом зрения автохтонности развития структур. Очаги новейшего вулканизма связываются с глобальной сетью вулканотектонических и сейсмотектонических линейментов, протягивающихся как параллельно альпийской складчатой системе, так и поперечным структурам, представляющих северное продолжение Африкано-Аравийской рифтовой системы. По петрогенетическим признакам вулканиды подразделяются на две формационные группы: монотипную (мантийные базальты и коровые риолиты) и политипную (сложные ассоциации пород, образовавшиеся путем магматической дифференциации и ассимиляции корового материала). Рассматриваются тектонические условия образования и характерные петрогеохимические особенности выделенных групп. Табл. 1. Ил. 1. Библ. 17 назв.

УДК 551.263 + 552.3 : 551.251

Глобальные эндогенные формации. Заридзе Г. М. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

На основании большого фактического материала — личных исследований автора и литературных данных — в статье рассмотрены эндогенные геологические формации Земли в исторической последовательности, начиная со стадии становления нашей планеты.

Выделено три этапа развития: протогеологический — догеосинклинальный, протоплатформенно-протогеосинклинальный и геосинклинально-платформенный. Последний этап развития Земли подразделяется на собственно геосинклинальную и орогенную стадии и платформенную стадию, которая в свою очередь подразделяется на внерифтовую платформенную и эпиплатформенную стадии. Для всех названных геоструктур выделены типичные для них формации (формационные типы). Библ. 14 назв.

УДК 552.4 + 552.3/ 235.211 + 235.216/

Метаморфические и гранитоидные серии в эволюции земной коры (на примере Памира и Тянь-Шаня). Баратов Р. Б., Буданов В. И. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Нижнекоровые образования представлены продуктами частичного плавления пироксенит-лерцолитовой мантии, метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фации. К этому слою относятся чарнокиты. Верхне-

коровые образования представлены архейскими и раннепротерозойскими мраморо-гнейсовыми комплексами, а также гранитоидами, кристаллизовавшимися из водных магм. Сформировавшаяся 1 млрд. лет тому назад кора (гранулито-базитовый и гранитно-метаморфический слои) отличается консерватизмом. Фанерозойские граниты тесно связаны с фундаментом и в общем не меняют баланса вещества земной коры, равно как и мало-мощный фанерозойский осадочный слой. Библ. 6 назв.

УДК 552.11 : 552.321 + 552.323.5

Эволюция палеозойского базальтоидного и сиалического магматизма Казахстана и эволюционные магматические серии. Абдулин А. А., Абдрахманов К. А., Звонцов В. С., Фрид Н. М. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

На примере двух крупных палеозойских эвгеосинклинальных зон Казахстана: Чингиз-Тарбагатайской и Бошекуль-Еремантау-Чуилийской намечена эволюция геосинклинальных базальтоидов; обращено внимание на проявление как толеитов, так и базальтов со щелочной тенденцией развития, что заставляет с осторожностью относиться к резкому разграничению толеитовой и оливин-базальтовой магм. Обосновано выделение петрохимических типов гранитов по щелочности и K/Na отношению и показано, что петрохимические типы гранитов проявляются в закономерной последовательности, отражая эволюцию гранитообразования от существенно натриевого плана через кали-натриевый до калиевого. Ил. 4. Библ. 8 назв.

УДК 552.3 : 551.71/72

Эволюция докембрийского кислого магматизма на ранних этапах становления континентальной коры. Бельков И. В., Батиева И. Д., Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., Дубровский М. И. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

На основании анализа материалов по докембрию всех континентов рассмотрена эволюция кислого магматизма в связи с тремя главными этапами. В протегее (4,5—3,5 млрд. лет) зарождается ареальный кислый магматизм натровой серии с пониженной щелочностью. С увеличением мощности ЗК и ее расслоением на «базальтовый» и «гранитный» слои в мезогее (3,5—2,8 млрд. лет) намечается переход от ареального к поясовому развитию кислого магматизма с появлением ювенильных и коровых генетических серий. В неогее (<2,8 млрд. лет) локализация процессов гранитообразования в зонах глубинных разломов увеличивала вертикальный диапазон очагов магмообразования, что способствовало усилению процессов дифференциации магм и увеличению рудогенерирующих способностей гранитоидных комплексов. Табл. 1. Библ. 29 назв.

УДК 552.32/33 : 553.3.078

Расслоенные (стратиформные) интрузивные комплексы в тектономагматическом развитии земной коры. Михайлов Н. П., Шарков Е. В., Слодкевич В. В. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Рассмотрено тектоническое положение расслоенных (стратиформных) интрузивных комплексов, приуроченных к устойчивым геотектоническим элементам: к кристаллическим щитам, окраинам древних платформ, к средним массивам и геантиклинальным поднятиям в складчатых областях. На основании состава исходных магматических расплавов и *PT* условий формирования расслоенных плутонов установлены главные типы кумулятивных парагенезисов, металлогеническая специализация плутонов и эволюция их вещественного состава в тектоно-магматическом развитии земной коры. Табл. 1. Ил. 1. Библ. 45 назв.

УДК 552.323

Магматические серии пород рифтовых зон (Восточно-Африканских, Исландской, Байкальской). Герасимовский В. И., Поляков А. И. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Магматизм рифтовых зон связан с глубинными подкоровыми источниками. В зависимости от глубины и объемов плавления мантийного вещества возникают ряд первичных расплавов, существенно различных по содержанию щелочей и литофильных редких элементов. Из первичных мантийных выплавов формируются следующие типы пород: оливинные лейцититы (угандиты), оливинные меланефелиниты, базаниты, щелочные оливинные базальты, оливинные толеиты. В зависимости от первичных расплавов возникают различные дифференцированные серии магматических пород. Основным механизмом, обуславливающим разнообразие пород в сериях, является кристаллизационная дифференциация. Карбонатиты, связанные со щелочными сериями пород, сформировались в результате ликвации. Табл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 552.16

Термодинамический контроль метаморфизма в поддвигающих структурах (на границе океан — континент). Перчук Л. Л., Аранович Л. Я. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

На основании термодинамических расчетов минеральных равновесий и данных термо- и барометрии проведена оценка температуры, давления, парциальных давлений H_2O и CO_2 при метаморфизме офиолитовых комплексов. Установлено, что метаморфизм в этих структурных зонах происходит при резко повышенном градиенте dP/dT , а также при очень низком давлении CO_2 (до 200 бар). Парциальное давление H_2O возрастает с ростом общего давления и отличается от него на 1—2 кбар. Ил. 4. Библ. 11 назв.

УДК 552.042.2

Нефелин-сиенитовый магматизм в континентальных структурах с различным тектоническим режимом. Яшина Р. М. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Произведен сравнительный анализ нефелин-сиенитового магматизма, проявлявшегося в различных континентальных структурах земной коры

с образованием автономных интрузивных массивов. Установлена отчетливая зависимость их состава и строения от тектонического режима, который определял как механизм интрузии, так и глубину генерации первичных нефелин-сиенитовых (фонолитовых) расплавов. Обосновывается возможность их возникновения в эпохи активизации древних континентальных структур при развитии процессов флюидно-магматической эволюции верхней мантии (платформы, срединные массивы) или вещества земной коры (посторогенные поднятия). Длительная разноглубинная дифференциация мантийных фонолитовых расплавов, обогащенных щелочами и летучими, способствовала созданию агпаитовых серий нефелиновых сиенитов. Табл. 2. Библ. 64 назв.

УДК 552.32 + 551.71 + 550.42

Древнейшие граниты Карелии — их геологическая и геохимическая эволюция. Лобач-Жученко С. Б. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

В раннем архее (до 3,1 млрд. лет) в Карелии были сформированы диапиры древнейших (первичнокоровых) тоналитов и формация интрузий и даек тоналитов (продуктов палингенеза первых). Обе группы тоналитов обеднены Rb, Y, Pb, U, Th. В позднем архее (3,0—2,7 млрд. лет) преобладало возникновение обширных полей гнейсо-гранитов и мигматитов за счет ультраметаморфической переработки тоналитов и супракристалльных пород. Граниты обладают более высокими содержаниями гранитофильных элементов. Наблюдаемый латеральный тренд в составе ультраметаморфических гранитов отражает латеральный тренд в составе пород, слагающих зеленокаменные пояса Карелии. Табл. 4, илл. 1, библ. 18 назв.

УДК : 552.313

Вулканические серии и вопросы их эволюции. Розинов М. И. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Вулканические серии слагают самостоятельные геологические тела, индивидуализированные по набору пород и типу их структурной связи — ритмичности чередования пород. Вариации состава серий ограничены каркасом устойчивых тенденций в поведении магния, алюминия, железа, кальция, которые правомерно учитывать в качестве классификационных параметров. Аналогичные серии проявляются на разных стадиях тектонического развития. Общая последовательность их формирования намечает циклический, поступательно-возвратный характер эволюции вулканизма в истории развития крупнейших структур земной коры. Строение возрастных рядов серий как показатель эволюции эндогенного режима может быть использовано для генетической типизации тектонических структур. Табл. 1. Илл. 2. Библ. 7 назв.

УДК 552.323.4 : 551.24

Состав и массовость трапповых излияний как индикаторы режима дивергенции плит. Абрамович И. И., Клушин И. Г. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

Систематизация и статистическая обработка данных о составе и площадной распространенности толеитовых базальтов платформ показала, что массовые излияния отличаются низкой железистостью, а также невысокими содержаниями титана, фосфора и щелочей. Весьма низкое содержание указанных компонентов наблюдается в магматических образованиях, характеризующихся пространственно-временной близостью к зонам раскола Гондваны. Выявленные закономерности объясняются зависимостью состава и массовости трапповых излияний от интенсивности и экстенсивности восходящих мантийных течений, определяющих режим дивергенции литосферных плит. Ил. 3. Библ. 11 назв.

УДК 552.331.4/6 : 553.6 571.54

Ультракалиевая калиевая ветвь интрузивных щелочных пород. Жидков А. Я. — В кн.: Петрология. Труды XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980.

На севере Байкала обнаружена дифференцированная серия лейкократовых фельдшпатовидных пород от нефелиновых до кальсилитовых сиенитов, образованная в результате фракционной кристаллизации лейцита из первично обогащенного калием щелочного расплава. Открытие в ее составе ультракалиевых кальсилитовых сиенитов — сынныритов (до 20% K_2O) расширяет наше представление о калиевой ветви интрузивных щелочных пород и позволяет предсказать возможность существования пока еще не найденных в природе суперкалиевых полевошпатово-кальсилитовых сиенитов и кальсилититов — калиевых аналогов полевошпатово-нефелиновых сиенитов и уртитов, представляющих собой конечные члены дифференциации противоположной натровой ветви щелочных пород. Ил. 1. Библ. 8 назв.

ПЕТРОЛОГИЯ

(Доклады советских геологов на XXVI сессии МГК)

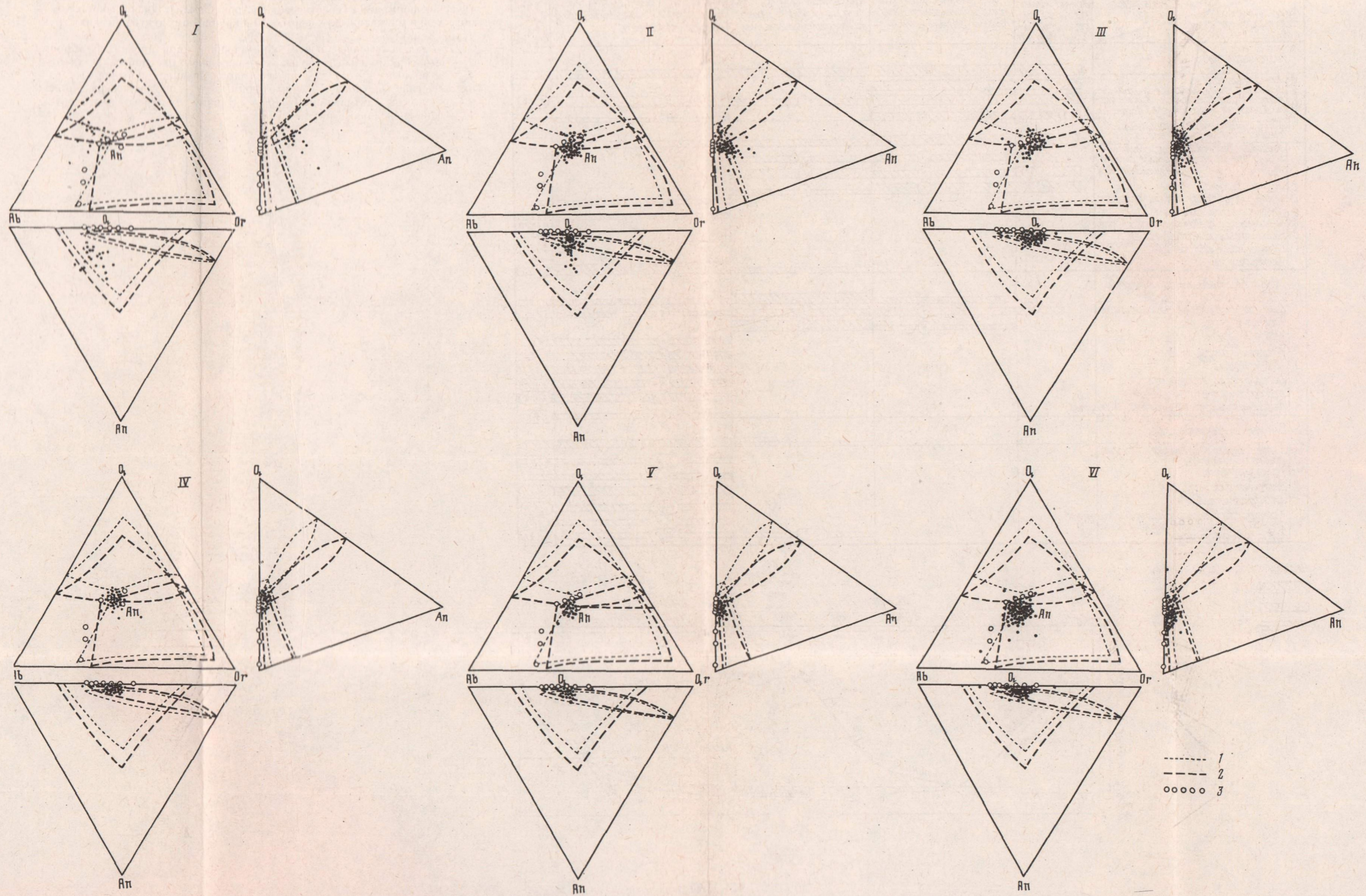
*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства *Л.М. Бекасова*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Н.М. Петракова*

ИБ № 17237

Подписано к печати 27.03.80. Т-03986
Формат 60 x 90 1/16. Бумага тип. № 1
Печать офсетная. Усл.печл. 12,0 + 0,9 вкл.
Уч.-изд.л. 15,3. Тираж 1300 экз.
Тип. зак. 977. Цена 2 р. 40 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12



Р и с. 3. Составы плагиогранитов (I), биотитовых гранитов (II), глиноземистых гранитов (III), биотитовых аляскистов (IV), субщелочных (V) и щелочных гранитов (VI) на диаграмме Е. И. Кравцовой [3, 4]
 1, 2 — поверхность кристаллизации и линии тройной котектики при 0,5 кбар (1) и 3 кбар (2); 3 — точки минимума или совместной кристаллизации Si и самых низкотемпературных щелочных полевых шпатов при $P_{H_2O} = 0,5$ кбар

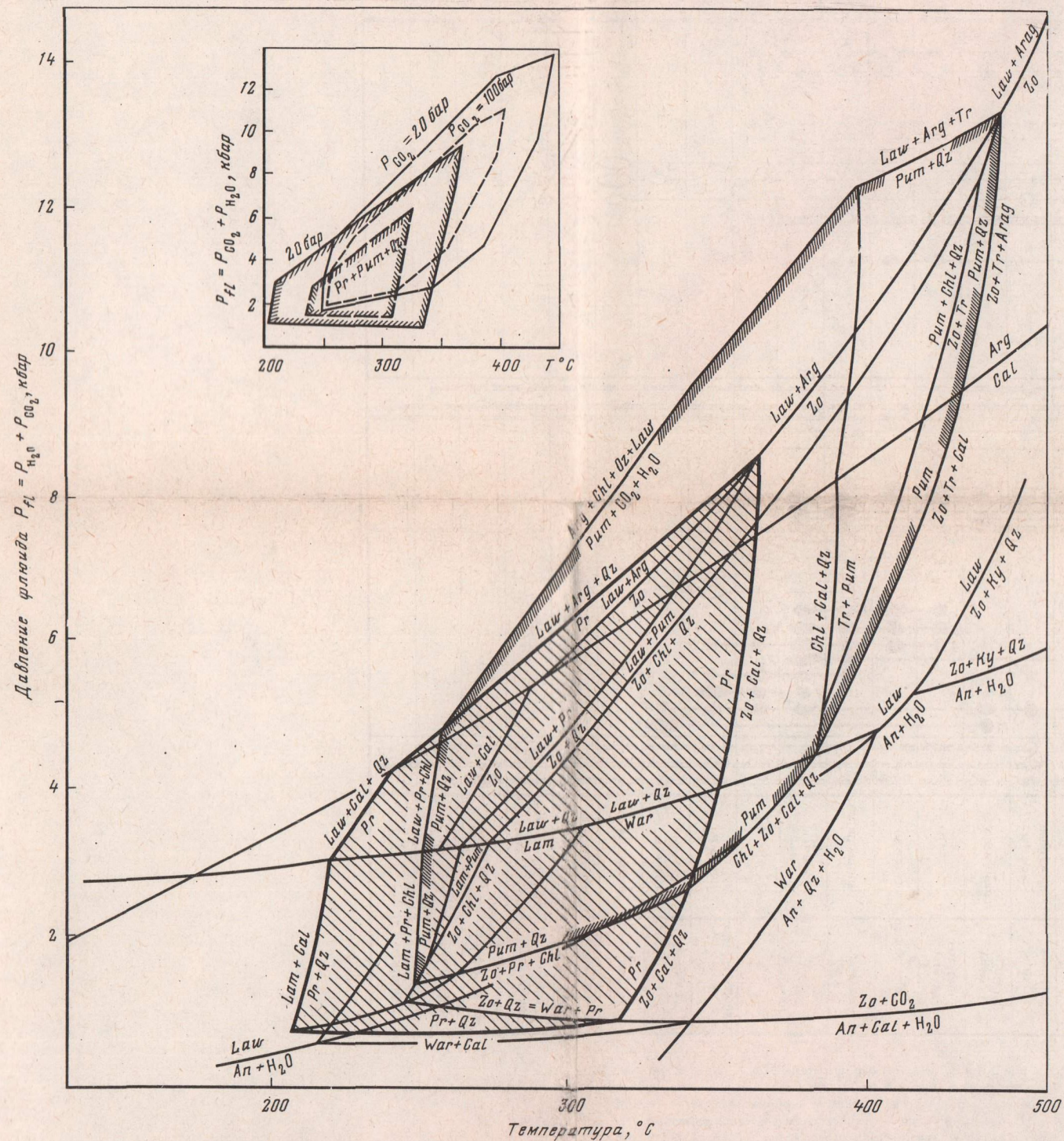


Рис. 1. Главнейшие минеральные фации метаморфических пород в областях с высоким $\partial P / \partial T$ градиентом на диаграмме $P_{H_2O}-t^{\circ}C$

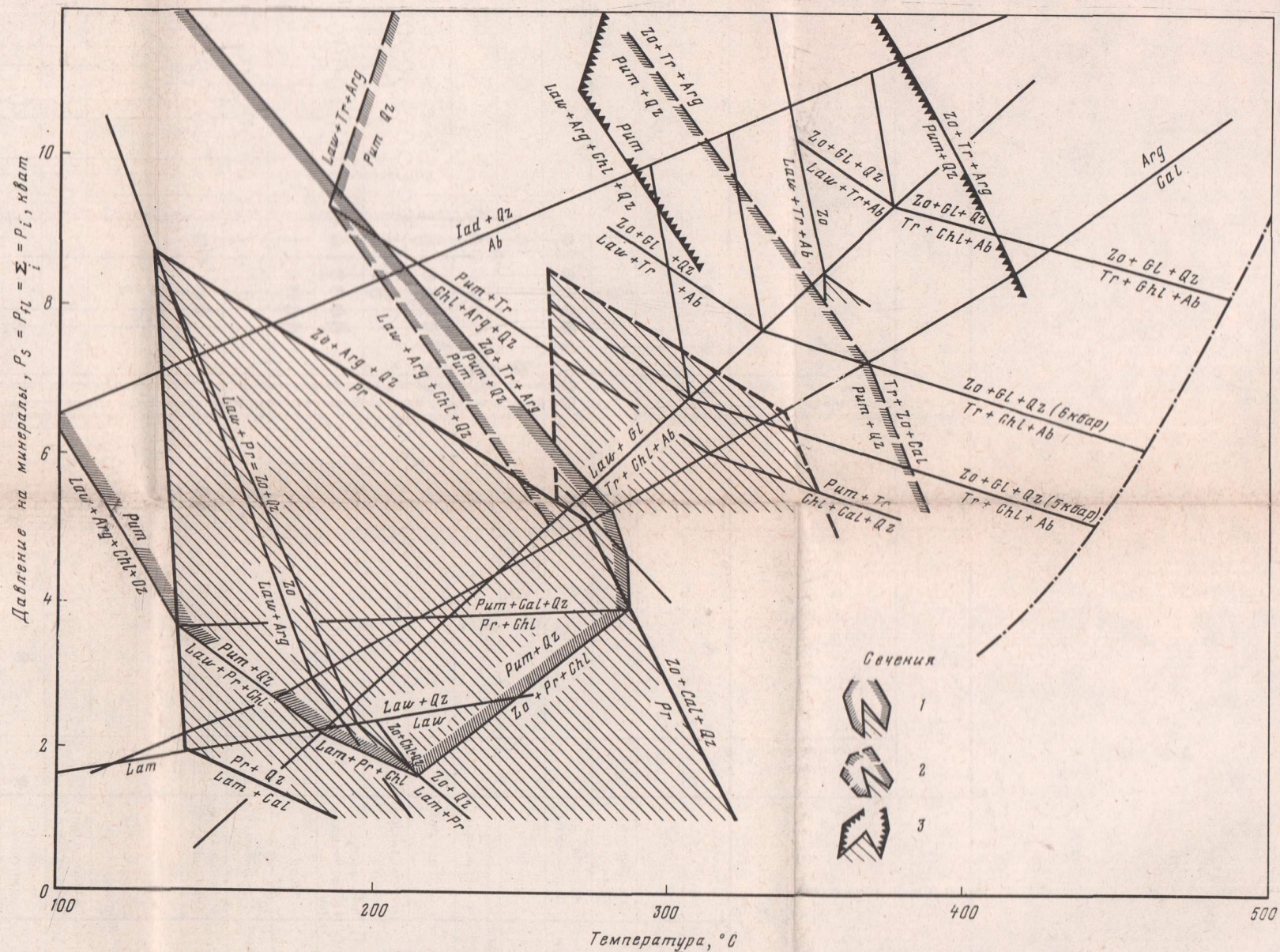


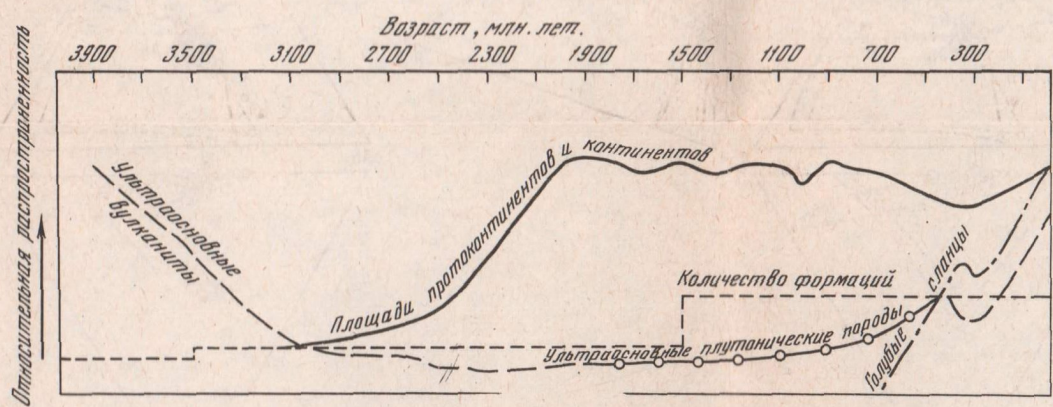
Рис. 2. То же, что на рис. 1, но в координатах $P_{H_2O}-t^{\circ}C$ с водными изобарами главнейших равновесий
1 — $P_{H_2O}^f = 1000$ бар, 2 — 5000 бар, 3 — 8000 бар



Тектоно-магматические стадии эволюции Магматические породы и формации	"Лунная" (первичной коры) (>3,5 млрд. лет) с примитивным базальтовым маг.	Нуклеарная (3,5-2,5 млрд. лет) с каматит-базальтовым магматизмом	Кратонная (2,5-1,5 млрд. лет) с первично-сиалическим магматизмом	Континентальная (1,5-0,250 млрд. лет) с дифференцированным магматизмом	Временная шкала (млрд. лет) с диаграммой тектонических структур
Ультраосновные породы					
Формации Каматитовая Дунит-гарцбургитовая и перидотит-периксенитовая (в том числе в составе ориплитовой ассоциации) Габбро-пироксенит-дунитовая	(1)	(1)	(1)	(1)	(2,3,4)
Породы толеитовой серии					
Формации Эндрит-чарнокитовая, гранито-гнейсовая (включая "серые гнейсы"), мигм. Янортазитовая Зеленокаменная Стилит-диабазовая и кварц-кератоф. Габбро-плагиогранитная Базальтовая срединно-океаническая Базальтовая островобуженная Базальтовая островная Траптовая	(5)	(5)	(5)	(5)	(2,3,4,6,7,8,9,10,11)
Породы известково-щелочной серии					
Формации Гранито-гнейсовая и мигматитовая Рапакиви Габбро-гранитная Базальт-пироксенитовая Андезитовая Гранодиорит-гранитная Лейкогранитная Литий-фтористых гранитов и ангонитов	(5)	(5)	(5)	(8)	(8,9,10)
Породы щелочной серии					
Формации Ультраосновная-щелочная (иногда с карбонатитами) Кимберлитовая Щелочно-базальтовая Трахиандезитовая Нартепидовых и псевдолейцитовых сиенитов Щелочно-гранитная (пантелеритовая) и коменитовая				(7,9)	(7,9,10,11)

Распространенность формаций

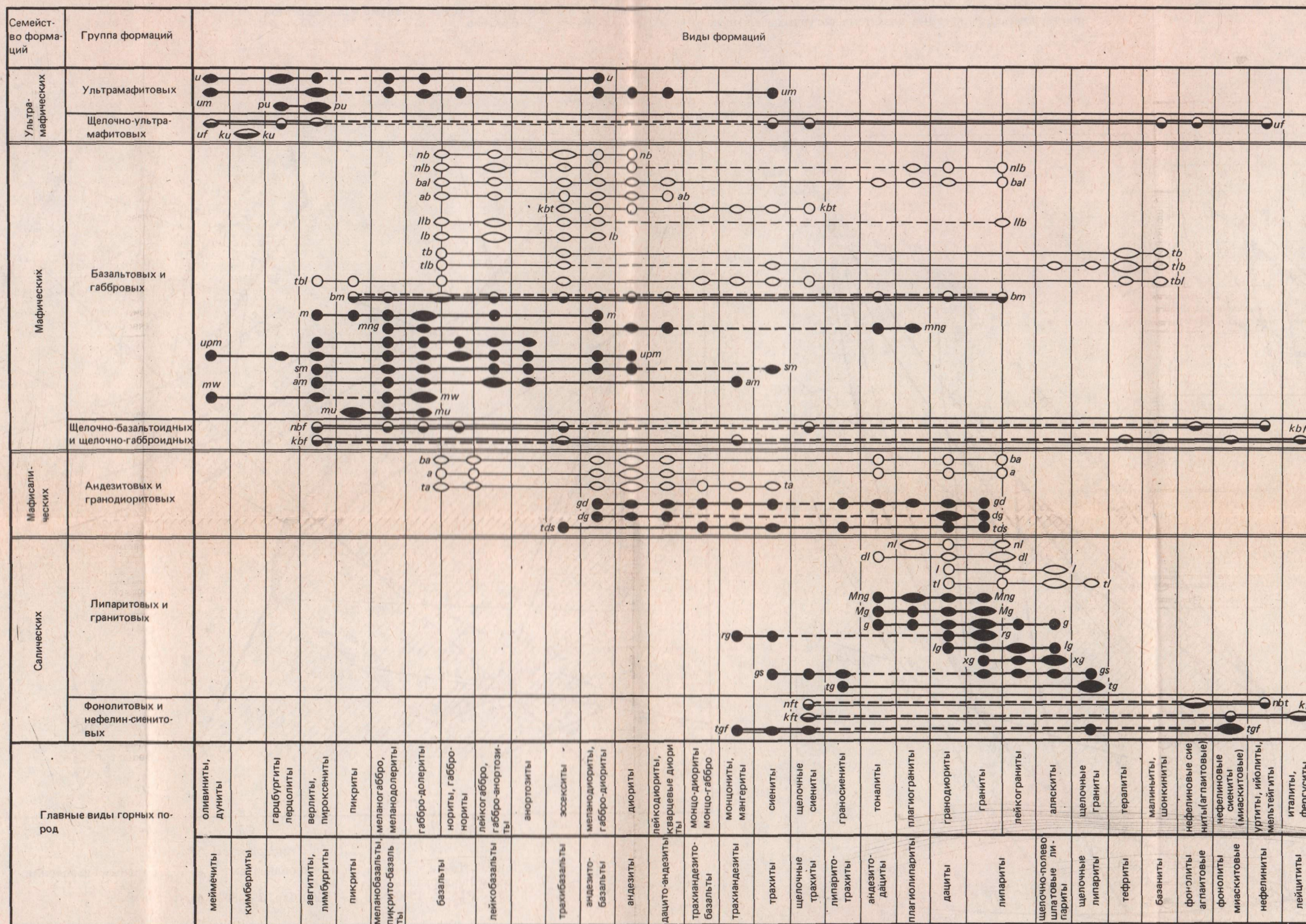
1 / 2 / 3



Р и с. 1. Схема эволюции магматизма Земли (распространенность магматических формаций в геологической истории Земли). Цифры в кружках — положение магматических формаций в крупнейших тектонических структурах Земли:

- 1 — зеленокаменные пояса, обрамляющие ядра древних платформ;
- 2 — эвгеосинклинальные зоны;
- 3 — срединно океанические хребты;
- 4 — островные дуги;
- 5 — щиты (ядра древних платформ);
- 6 — океанические острова;
- 7 — платформы;
- 8 — орогенические пояса;
- 9 — структуры активизации;
- 10 — активные окраины континентов;
- 11 — континентальные рифты

Таблица 1
Состав и строение магматических формаций



Условные обозначения

Классы формаций	относительные объемы пород в составе формаций		
		10-50%	< 10%
Вулканические	○	○	○
Интрузивно-вулканические	◐	◐	◐
Плутонические (в т.ч. интрузивные)	●	●	●

Признаки	Типы соотношений между породами	
		резкие границы
Геометрические	—	---
химические	—	---

Индексы формаций: *u* — дунит-перидотитовая, *um* — дунит-клинопироксенит-габбровая, *pu* — пироксенит-перидотитовая, *uf* — меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов, *ku* — кимберлитовая, *nb* — натриевых базальтов, *ndi* — натриевых базальтов-липаритов, *bal* — базальт-андезит-липаритовая, *ab* — андезит-базальтовая, *kbt* — калиевых базальтов-трахитов, *llb* — липарит-лейкобазальтовая, *lb* — лейкобазальтовая, *tb* — трахибазальтовая, *tib* — трахилипарит-трахибазальтовая, *tbi* — трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, *bm* — базальт-долеритовая, *m* — габбро-диабазовая, *mng* — диорит-плагиогранит-габбровая, *ma* — анортзитовая, *upm* — периодотит-пироксенит-норитовая, *sm* — сиенит-габбровая, *am* — габбро-анортзитовая, *mw* — габбро-верлитовая, *mu* — диабаз-пикритовая, *nbf* — щелочных базальтоидов, фонолитов и щелочных габброидов, нефелиновых сиенитов, *kbf* — щелочных базальтоидов, лейцитифилов и щелочных габброидов, лейцит-нефелиновых сиенитов, *ba* — базальт-андезитовая, *a* — андезитовая, *ta* — трахиандезитовая, *gd* — тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая, *dg* — диорит-гранодиоритовая, *tds* — монзонит-сиенитовая, *nl* — натриевых липаритов, *dl* — дацит-липаритовая, *l* — липаритовая, *tl* — трахилипаритовая; *mng* — мигматит-плагиогранитовая, *mg* — мигматит-гранитовая, *g* — гранитовая, *rg* — гранитов рапакиви, *lg* — лейкогранитовая, *xg* — аляскитовая, *gs* — гранит-граносиенитовая, *tg* — щелочно-гранитовая, *nft* — фонолитов, щелочных трахитов и агпаитовых нефелиновых сиенитов, *kft* — лейцитифилов, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов, *tgf* — щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитов