

МАГМАТИЗМ,
ФОРМАЦИИ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ
ПОРОД
И ГЛУБИНЫ ЗЕМЛИ

II

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
АКАДЕМИЯ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

552.3

МАГМАТИЗМ,
ФОРМАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ
ПОРОД
И ГЛУБИНЫ ЗЕМЛИ

411
*Труды IV
Всесоюзного петрографического совещания*

ЧАСТЬ II



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1972

Редакционная коллегия: чл.корр. АН СССР Г.Д. Афанасьев
(председатель), Б.П. Беликов, М.А. Кашкай, В.С. Коптев-Дворников,
чл.корр. АН СССР Л.Н. Овчинников, В.П. Петров, А.К. Симон (отв.ред.)
Н.Г. Удовкина, Е.К. Устиев

2-9-2

667-668-72



М.Г.Руб

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ

Полученные в последние годы новые материалы подтверждают и развивают положение автора о связи оловянного, вольфрамового, бериллиевого, танталового, редкоземельного, борного, фторного и полиметаллического оруденения с развитием во времени гранитоидных комплексов.

Рудоносными являются обычно постскладчатые сложные многофазные кислые интрузивные или вулканоплутонические комплексы различного возраста. Они локализируются в разнообразных геолого-структурных условиях (как в пределах платформ, так и в складчатых областях, Руб, 1969). При этом подавляющее большинство рудоносных магматических комплексов приурочено к зонам крупных тектонических нарушений. В ряде случаев при формировании этих комплексов большую роль играли процессы тектономагматической активизации.

При формировании многофазных рудоносных интрузивных комплексов ранние фазы представлены обычно более основными породами (габбро-диорит-монцитового ряда), затем происходит образование нормальных биотитовых гранитов и, наконец, лейкократовых и аляскитовых гранитов, характеризующихся повышенным содержанием щелочей и преобладанием калия над натрием. В рудоносных вулканоплутонических комплексах магматическая деятельность начинается обычно с излияния эффузивов и образования субвулканических пород, затем формируются интрузии. В пределах этих комплексов хорошо устанавливается комагматичность эффузивных, субвулканических и интрузивных образований, о чем свидетельствуют выделенные нами структурно-геологические, минералогопетрографические и петрогеохимические критерии. При формировании рудоносных магматических комплексов от более ранних фаз к поздним происходит покисление магмы и обогащение ее щелочами, особенно калием, а также летучими компонентами и рудными элементами. При этом постепенно уменьшается роль кальция, магния и железа. В ряде регионов при формировании упомянутых комплексов большую роль играли процессы ассимиляции и гибридизма, которые весьма интенсивно происходили в первые стадии развития магматического очага. Они нарушали ход магматической дифференциации и способствовали, вероятно, скоплению большого количества летучих компонентов и рудных элементов в кислом остаточном расплаве.

Рудоносные магматические комплексы, в том числе и вулканоплутонические, обычно отличаются от нерудоносных повышенным (по сравнению с кларком) содержанием определенных рудных элементов и летучих компонентов и большой дисперсией содержаний как первых, так и вторых. Все это особенно эффектно проявляется в поздних наиболее кислых дифференциатах. Результаты проведенного нами изучения распределения олова в эффузивных и интрузивных породах различных фаз и субфаз оловоносных вулканоплутонических и интрузивных комплексов ряда рудных районов Тихоокеанского пояса даны в табл.1. Как видно из этой таблицы, во всех изученных районах в породах всех фаз и субфаз оловоносных магматических комплексов отмечается повышенное содержание олова, превышающее обычно кларковое в пять-десять раз. При этом происходит увеличение содержания олова от ранних производных к поздним — наиболее кислым дифференциатам, представленным биотитовыми и лейкократовыми гранитами. В этом же направлении возрастает и дисперсия содержания олова. Так, если в ранних фазах коэффициент вариации не превышает 50-60, то в поздних он обычно достигает 100-140. Из этой же табли-

Результаты обработки количественных спектральных анализов на олово с применением методов математической статистики пород оловоносных магматических комплексов различных районов Тихоокеанского пояса

Верхнемеловой вулканоплутонический комплекс Балыгычано-Сугойского района (Северо-Восток)							
№ пп	Наименование пород	К-во анализов	Среднее арифметическое	Дисперсия	Среднее квадратичное отклонение	Кoeff. вариации	Точность среднего с надежностью 95%
1	Липариты, перлиты	11	0,0018	$7,4 \cdot 10^{-7}$	0,00086	48	$(0,0018 \pm 0,0006)$
2	Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты первой фазы, комагматичные липаритам	22	0,0025	$4,3 \cdot 10^{-6}$	0,00205	80	$(0,0025 \pm 0,001)$
3	Мелкозернистые биотитовые и лейкократовые граниты - заключительная субфаза	12	0,0042	$2,7 \cdot 10^{-6}$	0,0052	124	$(0,0042 \pm 0,001)$
Верхнемеловой магматический комплекс Мяо-Чанского района (Хабаровский край)							
1	Гибридные породы первой фазы (габбро-диориты, диориты, диорит-монциты и др.)	9	0,0027	$1,7 \cdot 10^{-6}$	0,0013	48,1	$(0,0027 \pm 0,0008)$
2	Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты второй фазы	9	0,0031	$8,9 \cdot 10^{-6}$	0,0029	93,6	$(0,0031 \pm 0,02)$
3	Биотитовые, аляскистовые и турмалиносодержащие граниты - заключительная субфаза	10	0,006	$3,4 \cdot 10^{-5}$	0,006	100	$(0,006 \pm 0,008)$
Верхнемеловой вулканоплутонический комплекс Хингана (Хабаровский край)							
1	Липариты	14	0,0035	$7,6 \cdot 10^{-6}$	0,0027	77,1	$(0,0035 \pm 0,0014)$

Верхнемеловой вулcano-плутонический комплекс Балыгычано-Сугойского района (Северо-Восток)							
№ п/п	Наименование пород	К-во анализов	Среднее арифмети- ческое	Диспер- сия	Среднее квадра- тическое от- клонение	Кoeff. вариации	Точность среднего с надежностью 95%
2	Гранит-порфиры коагматич- ные липаритам	15	0,0058	$7,1 \cdot 10^{-5}$	0,0008	144,0	(0,0058 ± 0,004)
Среднепалеозойский интрузивный комплекс Приханкайского района (Приморье)							
1	Гибридные породы первой фазы (диорит-монциты, диориты, сиениты и др.)	15	0,0005	$9,0 \cdot 10^{-8}$	0,0003	60,0	(0,005 ± 0,00014)
2	Крупно- и среднезернистые биотитовые граниты второй фазы	22	0,0007	$4,5 \cdot 10^{-7}$	0,0006	85,7	(0,0007 ± 0,0002)
3	Среднезернистые биотито- вые и лейкократовые, гра- ниты третьей фазы (воз- несенские)	22	0,0025	$1,1 \cdot 10^{-5}$	0,0033	232,0	(0,0025 ± 0,0014)

цы видно, что наиболее равномерное распределение характерно для кислых лав, перлитов и липаритов, для которых коэффициент вариации не превышает 60, а наиболее неравномерное — для гранитов заключительных фаз и субфаз (коэффициент вариации более 100), при формировании которых большую роль играют процессы эманационной дифференциации. Проведенное Г.Б.Левышевым, П.Г.Недашковским и нами изучение распределения вольфрама в вольфрамоносных магматических комплексах показало, что они отличаются от нерудоносных несколько повышенным содержанием вольфрама (в 1,5–3 раза превышающим кларковое) и значительно большей дисперсией его содержаний.

Установлено, что в рудоносных магматических комплексах наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием в породах рудных элементов (Sn, Ta, Nb, Be и др.) и летучих компонентов. Значение газовой фазы при формировании рудоносных магматических комплексов исключительно велико. Содержание летучих, в частности фтора, в редкометалльных оловоносных и вольфрамоносных комплексах обычно в 3–5 раз превышает кларковые содержания по А.П.Виноградову. Летучие присутствуют не только в аксессуарных и цветных породообразующих минералах (биотите и роговой обманке), но и в кварце (в составе газовых и газовой-жидких включений). При этом на примере Приханкайского (Приморье), Бальгычано-Сугойского (Северо-Восток) и Хинганского (Хабаровский край) районов видно, что содержание фтора в биотитах и кварцах увеличивается от гранитов ранних фаз к более поздним. Так, содержание фтора в биотите гранитов ранних фаз колеблется от 0,7 до 1,2%, а в биотитах поздних фаз достигает 2,2%¹. Содержание фтора в кварце увеличивается² от 0,002–0,006% в кварце гранитов первой фазы до 0,04% в кварце гранитов заключительной фазы.

В Хинганском районе, где фтор характерен как для магматических, так и для постмагматических образований содержание фтора в кварце гранит-порфиров колеблется от 0,006 до 0,05%. В отмеченном районе наблюдается увеличение содержания фтора в кварце гранит-порфиров по сравнению с содержанием его в кварце липаритов.

Ярким примером, подтверждающим богатство магматического расплава летучими, являются изученные нами в Приморье флюоритсодержащие шаровые лавы липаритового состава. Эти лавы образовались в среднепалеозойское время в результате эманационной дифференциации магматического расплава в промежуточном очаге (Руб, 1969²). Флюорит в шаровых лавах наблюдается как в центральной части шара, так и между отдельными сферами. Он мог образоваться и в магматическую стадию кристаллизации расплава, обогащенного летучими, и в результате воздействия постмагматических растворов, сопровождающих формирование этих лав.

Главными носителями рудных элементов и летучих компонентов являются обычно породообразующие минералы, для олова и фтора — биотит, для вольфрама — плагиоклаз. Однако концентраторами рудных элементов являются аксессуарные минералы. Так, даже при ничтожном содержании аксессуарного касситерита, равном 0,01%, на его долю приходится примерно в десять раз больше олова, чем на все породообразующие минералы, составляющие 99,99%. Вольфрам концентрируется в аксессуарном апатите (содержание вольфрама в апатите достигает 300 г/т), а тантал — в аксессуарных титансодержащих минералах.

Имеющийся минерал по различным районам Тихоокеанского рудного пояса свидетельствует о существовании провинциальных отличий в составе гранитной магмы. Эти отличия объясняются, вероятно, особенностями состава субстрата, в котором происходило зарождение очагов гранитной магмы, а также составом и количеством газовой фазы, влияющей на ход кристаллизации магматического расплава и способствующей накоплению рудных элементов в остаточном магматическом расплаве.

Таким образом, степень накопления каждого элемента на разных стадиях формирования интрузивных комплексов определяется геохимическими особенностями исходной магмы, количеством и составом газовой фазы и особенностями геологического и физико-химических условий, в которых происходило образование того или иного комплекса. Так как рудоносными являются обычно сложные многофазные маг-

¹ По данным химических анализов.

² По данным количественных спектральных анализов.

магматические комплексы, то об этих условиях можно судить по разнице в содержаниях рудных и летучих компонентов в породах ранних и поздних фаз данного комплекса. Показателем рудообразующей способности магматических фаз комплексов является существенное увеличение содержания рудных элементов и летучих компонентов в породах поздних фаз по сравнению с ранними. Показателем рудоносности является также высокая дисперсия содержания рудных элементов и летучих компонентов.

Как показали работы многочисленных исследователей и автора, с рудоносными магматическими комплексами в пространстве и времени связаны оловорудные, вольфрамовые, бериллиевые, танталовые и др. месторождения. Однако характер связи различен. В одних случаях она генетическая, в других — парагенетическая. Как мы уже отмечали, об этой связи свидетельствует ряд структурно-геологических, минералого-петрографических и геохимических критериев.

В последние годы в связи с развитием новых методов исследования (определения изотопного состава, состава газовой-жидких и газовых включений в минералах, применения более чувствительных методов спектрального и химического анализа) появились дополнительные факты, подтверждающие и развивающие выдвинутые нами ранее критерии. В частности, проведенное И.Н.Говоровым и другими исследователями, а также автором изучение состава газовой-жидких включений в минералах рудоносных гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований помогает решать вопрос об особенностях специализированных рудоносных магматических комплексов, о характере связи с ними определенных рудных месторождений и о составе рудообразующих растворов.

На примере отдельных рудных районов Тихоокеанского пояса установлен близкий состав газовой-жидких включений в кварце рудоносных гранитов и связанных с ними генетически и парагенетически постмагматических образований и иной состав этих включений в рудах месторождений, связанных с другими комплексами. Так, как нами уже было установлено ранее в Приханкайском районе, с гранитоидами многофазного среднепалеозойского интрузивного комплекса связана редкометалльная, оловянная и флюоритовая минерализация (Руб, 1960). Характерным элементом как магматических, так и постмагматических образований этого района является фтор. Количество фтора резко увеличивается от ранних производных этого комплекса — гибридных пород — к гранитам заключительной фазы, получившим название вознесенских. Интересно, что проведенное И.Н.Говоровым, Т.Г.Филиповой и М.И.Ефимовой (1968) изучение состава газовой-жидких включений в различных минералах (кварц, микроклин, флюорит, сульфиды) редкометалльных грейзенов, слюдисто-флюоритовых, оловянных и поздних сульфидных руд, ассоциирующихся во времени и пространстве с вознесенскими гранитами, показало исключительно высокую концентрацию фтора при незначительном содержании всех других анионов. Отмеченное подтверждает наши выводы о связи всех упомянутых образований с единым магматическим источником. Проведенное нами определение фтора в вытяжках из кварца вознесенских гранитов показало содержание 0,50—0,54%, т.е. в десять-двенадцать раз больше среднего содержания фтора в кварце этих гранитов. Таким образом, близкий состав газовой-жидких включений в кварце вознесенских гранитов и сопровождающих их постмагматических образований наряду с другими фактами позволяет полагать, что они связаны с единым магматическим источником.

При изучении вольфрамоносных гранитоидов одного из районов Приморья нами была доказана связь с ними шеелитовой минерализации (Руб и др., 1969). Имеющиеся геолого-петрографические и петрогеохимические материалы позволили нам высказать предположение о том, что при формировании отмеченного вольфрамоносного комплекса большую роль играли процессы ассимиляции и гибридности, происходящие в глубоких частях земной коры (Руб и др., 1969). Эти данные были подтверждены проведенными И.Н.Говоровым и Г.Н.Степановым (1968) исследованиями по изучению газовой-жидких включений в кварце биотитовых роговиков, шеелитовых, кварцево-шеелит-арсенопиритовых и кварцево-пирротиновых жил. Упомянутые исследователи показали, что, несмотря на определенную эволюцию химизма минералообразующих растворов во времени, общий тип их для всех отмеченных

минеральных образований остается постоянным – натриево-кальциевым, сульфатно-бикарбонатным¹.

Применение изотопного анализа (изотопы свинца и бора и др.) также помогает решить вопрос о связи оруденения с теми или иными магматическими комплексами. Так, в отдельных рудных районах Тетюхинского пояса отмечаются близкие соотношения $B^{11} \% B^{10}$ в турмалинах как магматических, так и связанных с ними разнообразных постмагматических образованиях.

В ряде районов в сквозных акцессорных минералах, присутствующих в магматических породах и ассоциирующихся с ними во времени и пространстве месторождениях, отмечаются однотипные рудные элементы. При этом содержание ведущих для данного комплекса рудных элементов увеличивается от акцессорных минералов магматических пород к однотипным минералам, присутствующим в рудных телах. Так, например, содержание вольфрама увеличивается от 300 г/т в апатитах вольфрамоносных гранитоидов до 700–800 г/т в апатитах связанных с ними кварцево-шеелитовых руд. По данным А.К.Руб, содержание олова также увеличивается от турмалинов турмалиносодержащих гранитов к турмалинам связанных с ними гидротермальных кварцево-турмалиновых оловянных руд. В краткой статье я не могу останавливаться на других примерах.

В заключение отмечу, что имеющиеся у нас в настоящее время материалы свидетельствуют о том, что магматизм и эндогенное оруденение являются звеньями единого процесса. В дальнейшем необходимо проводить комплексное вестороннее геолого-петрографическое и петрогеохимическое изучение магматических и сопровождающих их постмагматических образований. Только такие исследования позволят определить место рудных процессов в общем ходе развития магматизма, выяснить характер связи оруденения с магматизмом и решить вопрос о возможных источниках рудного вещества.

Литература

- Говоров И.Н., Филиппова Т.Г., Ефремов М.И. Химизм и температуры минералообразующих растворов редкометалльных месторождений Дальнего Востока, связанных с гранитоидными интрузиями – В кн. "Минералогическая термометрия и барометрия", т.1. Изд-во "Наука", 1968.
- Говоров И.Н., Степанов Г.Н., Фатьянов И.И., Филиппова Т.Г. Геохимические типы рудоносных гидротерм Дальнего Востока. М., Изд-во "Недра", № 1968.
- Руб М.Г. и др. Особенности состава и генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья. – Советская геология, 1969, № 4.
- Руб М.Г. Флюоритсодержащие шаровые лавы как показатель богатства магмы летучими. – Известия АН СССР, сер. геол., 1969₂, № 1.

¹ Среди катионов преобладает Ca^{2+} , а среди анионов HCO_3^{2-} .

ТИПОВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДОНОСНОГО
(РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, ВОЛЬФРАМ, МОЛИБДЕН, ОЛОВО)
ГРАНИТНОГО ИНТРУЗИВА И ЕЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ
МОДИФИКАЦИИ

Построение геологических моделей – необходимый этап, который должен предшествовать математическому и физико-химическому моделированию геологических тел и процессов. Назначение геологических моделей – отразить характерные черты строения геологических тел того или иного класса, т.е. структурные (пространственные, иерархические) связи между относительно простыми их элементами, например, между интрузивом и его жильными производными или петрографическими зонами интрузива и зонами сопутствующего ему рудного поля. При этом понятен интерес к таким связям, которые могут выступать как инвариант системы интрузив – рудное поле в ее различном петрографическом выражении.

Практическая нужда в таких моделях следует из того, что, во-первых, построение метасоматических колонок не заменяет собой описания строения интрузива; во-вторых, физико-химические аналоги и генетические модели могут оказаться в ряде случаев беспочвенными без знания типовых геологических соотношений между строением и составом интрузива, типом оруденения и вмещающей тектонической структурой; в-третьих, без построения обобщенных геологических моделей рудоносных интрузивов почти невозможно судить о том, какое действие оказывают варьирующие структурные условия на строение, петрографический состав и рудоносность разновозрастных и петрохимически близких гранитов, или о том, какая зависимость существует между валовым химическим составом гранитов и типом рудообразования в равных структурных условиях.

Большинство известных жильных полей редкометальных пегматитов, гидротермалитов, а также редкометальные граниты тяготеют или совмещены с небольшими штоками, пластообразными залежами и жилами лейкократовых гранитов. Последние имеют хотя и непостоянный петрографический состав (биотит-мусковитовые, литиево-слюдяные, эгирин-рибекитовые, арфведсонитовые), но в целом отличаются от более обычных гранитов, слагающих крупные плутоны, высоким содержанием альбита, высоким геохимическим фоном редких элементов, лейкократовым характером и значительной неоднородностью петрографического состава и структур. В известных случаях (специально отобранных для настоящей работы) интрузивным источником жильных редкоземельных рудных тел (пегматитовых, грейзеновых, кварцевых, альбитовых) достоверно могут считаться конкретные гранитные интрузивы в непосредственно наблюдаемом их срезе. Сопутствующие им жильные поля могут по праву рассматриваться как их продолжения или их окончания, а рудная зональность этих полей – как продолжение внутренней зональности интрузивов.

Основываясь на нескольких десятках именно таких примеров, попытаемся показать, что в строении рудоносных гранитных интрузивов существует определенная упорядоченность. Она усматривается в том, что все интрузивы содержат, хотя и в разных пропорциях, одни и те же элементы строения – грубозернистые, относительно мелкозернистые, гнездовые, ритмически-зональные и пр. обособления, придающие (с учетом их петрографического состава) характерный и легко распознаваемый облик тем зонам, в которых они раздельно группируются. В свою очередь, зоны интрузива, как более крупные элементы его строения, располагаются обычно в одном и том же порядке. Упорядоченность представляется еще более высокой, если одновременно рассматриваются зоны интрузивов и зональность в расположении связанных с ними рудных тел. Модель может быть получена, если составить перечень типовых зон и сформулировать правила, по которым они сочетаются.

Предлагаемый способ представления рудоносных гранитных интрузивов и их жильных полей хотя и рассчитан на их многостороннее (морфолого-структурное, петрографическое, геохимическое, собственно рудное) изучение, но намеренно использует в качестве основных не связанные с генетическими воззрениями простые и наглядные различительные признаки пород – относительный характер их рас-

кристаллизации (эталоном служат граниты, пегматиты, аплиты) и наличие или отсутствие в породе заметных мономинеральных сегрегаций.

По этим признакам в интрузиве, если это возможно, различаются зоны: собственно гранитовая (центральная), пегматоидная (вообще относительно мелкозернистая), аплитовидная (вообще относительно мелкозернистая) и сегрегационная — изобилующая мономинеральными (как правило, сразу несколько типов) обособлениями. В некоторых случаях достаточно хорошо выражена и переходная от пегматоидной к собственно гранитовой, или центральной, зона. В качестве центральной зоны выделяется целик наиболее однородных пород, более всех остальных отвечающих понятию "гранит главной фации интрузива". Ввиду того, что пегматоидной зоне иногда присуща текстурная неоднородность пород, сближающая ее с сегрегационной зоной, дополнительными различительными признаками могут служить, с одной стороны, характерный только для пегматоидных гранитов регулярный микроклиновый структурный каркас, а с другой, — характерные только для сегрегационных зон ритмично-зональные и гнездово-штокверковые обособления мелкозернистого альбитита, грейзена и кварца.

Кроме того, учитывая наличие жильных апофиз и ответвлений интрузивов, необходимо и на жильные породы распространить те же критерии оценки, что и на породы самих интрузивов. Так, в жильных полях можно выделить зоны: гранитовидных пегматитов, грубокристаллических (блоковых существенно микроклиновых или альбит-микроклиновых) пегматитов и относительно более мелкозернистых, чем блоковые, сложодифференцированных (расслоенных микроклин-альбитовых и альбитовых и пр.) пегматитов, а также зоны гранитов и альбититов с пегматоидными и кварцевыми сегрегациями и зоны рудных кварцевых жил.

Таким образом, учитывая вышесказанное, к любому и даже к максимально простому интрузиву мы подходим с эталоном принципиально достижимой полноты зонального ряда и регистрируем не только наличие, но и отсутствие тех или иных типовых зон. Предполагается, что полученные таким образом комбинации зон и их частные характеристики отражают и результируют разнообразные процессы дифференциации при становлении интрузивов.

Результаты оценки строения реальных интрузивов и их рудных полей сведены в таблицы, где разновидности интрузивов — пегматитоносные, собственно редкометалльные и с сопутствующим гидротермальным рудообразованием — соотнесены с полным типовым набором зон. Вначале была проведена оценка рудоносных интрузивов, принадлежащих единой позднегерцинской гранитовой формации Алтая и Калба-Нарыма. Сравнительное изучение положения этапов рудообразования в нескольких десятках однотипных интрузивов этой провинции позволило прийти к выводу, что редкометалльные пегматиты, с одной стороны, и редкометалльные грейзены, альбититы, кварцевые жилы — с другой, занимают одинаковое место в возрастном ряду формации, будучи связаны каждые со своей фациальной разновидностью лейкократовых гранитов дополнительной интрузии. Поскольку здесь уточнен объем и состав материнской формации, а рудоносные интрузивы с различной формой рудообразования входят в состав одних и тех же рудных узлов, то всю их совокупность можно считать в известном отношении однородной.

Наблюдаемые отличия в форме редкометалльного оруденения отчасти согласуются с отличиями петрографического состава рудоносных интрузивов (олигоклаз-микроклиновый состав пегматитоносных гранитов, микроклин-альбитовый состав грейзеноносных гранитов и пр.), а также с их различным структурным положением и расположением относительно материнского плутона, но не могут быть полностью к ним сведены. Строение интрузивов оказывается наиболее емкой характеристикой, позволяющей различить пегматитоносные и собственно редкоземельные граниты даже в тех случаях, когда их главные фации весьма близки по составу. Наиболее простое (отсутствуют аплитовидная и сегрегационная зоны) строение пегматитоносных интрузивов сочетается с полноразвитым зональным рядом пегматитовых полей. Редкометалльные граниты, напротив, характеризуются относительно полным набором зон при очень слабо развитой жильной серии. Интрузивы с сопутствующим гидротермальным рудообразованием занимают как бы промежуточное место по сложности зонального ряда.

С целью подтверждения намеченной закономерности число примеров было увеличено за счет интрузивов — представителей других формаций, в частности, Кукульбейского гранитового комплекса В.Забайкалья, Акжайляуского комплекса З.Тарбагатай, Башгумбеского комплекса Памира. В результате сравнения элементарных, т.е. неделимых на фазы и стадии, систем, включающих рудоносный интрузив и его жильное поле, была подтверждена структурная сопоставимость пегматитовых, собственно редкометалльных интрузивов и интрузивов с сопутствующим гидротермальным оруденением. Интрузивы и их рудные поля даже в случаях резких различий их петрографического состава и оруденения могут быть рассмотрены как варианты однотипной абстрактной модели, определяемые реально присутствующими типовыми зонами и их пространственными отношениями. Форма оруденения находится в определенной зависимости от индивидуальных особенностей объединенного зонального ряда интрузива и жильного поля.

Проанализированные реальные примеры рудоносных интрузивов могут быть сведены к следующим пяти типам, нарастающей от 1-го к 5-му типу степенью полноты зонального ряда: 1 — простые интрузивы (недифференцированные) с зональным пегматитовым полем; 2 — дифференцированные, с пегматоидной зоной и зональным пегматитовым полем, осложненным локальными пересечениями пегматитов ранней и поздней генераций; 3 — дифференцированные, с аплитовидной зоной и (иногда) с кварцево-жильным полем; 4 — дифференцированные, с аплитовидной и сегрегационной зонами, которым тождественны апофизы интрузива, и с кварцево-жильным полем; 5 — полнодифференцированные, с пегматоидной, аплитовидной, сегрегационной зонами и с незначительным проявлением жильных пород.

Таким образом, редкоземельное оруденение в пегматитах свойственно 1-му и 2-му типам интрузивов, редкометалльные и оловянно-вольфрамовые кварцевожильные поля — 3-му и 4-му типам, редкометалльным гранитам (апогранитам) соответствуют часть 4-го и весь 5-ый тип интрузивов. Пространственная последовательность зон (от центра к периферии системы) соответствует той, что дана выше в перечислении. Редкометалльное оруденение может занимать три взаимоисключающих позиции в типовом зональном ряду системы интрузив — жильное поле: в эндоконтактной зоне рудоносного интрузива, в определенном интервале пегматитового поля или в кварцево-жильном поле. При этом редкометалльные концентрации образуются: в пегматитах, когда они (в том числе безрудные) доминируют в жильном поле и общий объем жильных производных интрузива наиболее велик; в кварцевых жилах, когда в жильном поле доминируют гидротермалиты при умеренном общем количестве жильных пород, и в самом гранитном интрузиве, когда жильных пород мало. Вероятно, это означает, в частности, что позднее минералообразование в редкометалльных гранитах испытывает зависимость от того, как проходило жильное образование, то есть по существу от характера интрузивного внедрения.

Допустимо рассматривать выделенные комбинации зон как геологические парагенезисы или, конкретнее, парагенетические серии зон, так как они отмечаются в целом ряде интрузивов (критерии воспроизводимости), характеризуются, как правило, принципиально сходным взаимным расположением типовых зон (критерий изоструктурности) и представлены сходными формами (в интрузиве — конфокальными бескорневыми фациальными зонами, а в жильном поле — концентрическими, с уходящей в интрузив корневой системой, рудными зонами (критерий сингенетичности). Примечательна аналогия между зонами интрузивов и зонами жильного поля (например, пегматиты и пегматиты) и их последовательностями.

Рассмотренная частная статистическая модель элементарной рудонесущей системы в дальнейшем, вероятно, будет дополнена другими теоретически возможными комбинациями типовых зон, подкреплена или исправлена статистическим анализом, расширена за счет более полного учета петрохимического состава пород.

В настоящем виде она отражает достаточно редкие (хотя и принципиально важные) случаи моноасцендентной зональности и не затрагивает полиасцендентных, многостадийных месторождений. Тем не менее и в этой модели по необходимости учтены случаи, в которых намечаются местные перерывы между зонами, означающие переход от фациальной зональности к стадийной. К таким случаям относятся появление поздних пегматитов в определенных зонах пегматитового поля и эруптивные брекчии на контакте аплитовидной (более раннего застывания) и пегматоидной зон в некоторых интрузивах редкометалльных гранитов.

Петрографические модификации однотипно построенных интрузивов различаются между собой более калиевым или более натриевым составом пород центральной зоны или всего ряда зон, величиной градиента зональных переходов, степенью обогащения минералов и пород разного состава, уровнем геохимического фона редких элементов и их концентрации, большим или меньшим развитием жильных производных, положением интервала наиболее дифференцированных и обогащенных рудными компонентами пород. К числу модификаций относятся биотит-мусковитовые, литиево-слодяные и эгрин-рибекитовые микроклин-альбитовые граниты.

М.Б.Бородаевская, Н.К.Курбанов,
А.И.Кривцов, Е.П.Ширай

БАЗАЛЬТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И СВЯЗЬ С НИМ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Анализ истории развития базальтоидного магматизма и тектоники ранних этапов развития эвгеосинклиналей имеет решающее значение для понимания условий образования и размещения колчеданных месторождений (Смирнов, 1968). Проблема формационного членения продуктов базальтоидного магматизма этих этапов в течение ряда лет разрабатывается Д.С.Штейнбергом (1966). С учетом его данных и результатов наших исследований (Бородаевская, Курбанов и др., 1965, 1968), нами выделяются две группы формаций: а) слабодифференцированные: натровая базальтовая и переходная от натровых к кали-натровым андезито-базальтовая; б) дифференцированные натровые: контрастная липарито-базальтовая и последовательная — базальт-андезит-дацит-липаритовая.

Слабодифференцированная базальтовая формация представлена толеитовыми базальтами (афиритами) с коэффициентом фракционирования от 51 до 79. Контрастно дифференцированная формация характеризуется широким распространением дифференциатов основного состава при резко подчиненном (не более 10%) количестве липарито-дацитов и липаритов. Среди базальтов выделяются продукты трещинных субмаринных излияний и продукты извержений центрального типа, представленные главным образом шлаками. Липарито-дациты образуют преимущественно субвулканические тела и небольшие постройки центрального типа. По химизму среди базальтов выделяются две группы: а) с нормальной щелочностью, близкие к среднему типу по Дэли и б) с повышенным значением коэффициента B при том же, что и в первом случае, значении α . Последовательно дифференцированная формация характеризуется непрерывным рядом дифференциатов (базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты, липариты), хотя количественные соотношения этих пород колеблются в широких пределах. Во многих районах основные дифференциаты имеют ограниченное распространение и ведущая роль принадлежит андезито-дацитам, дацитам и липаритам. Вулканизм этой формации характеризовался центральным типом извержений, которые по крайней мере частично происходили в субэвральской обстановке. Слабодифференцированная андезито-базальтовая формация характеризуется центральными извержениями андезито-базальтов порфировой структуры при очень высоком коэффициенте эксплозивности, происходившими в прибрежно-морских и отчасти субэвральских условиях. По сравнению с основными породами других формаций эти вулканы обладают повышенным содержанием K_2O ; коэффициент фракционирования изменяется от 27 до 67.

Таким образом, каждая из выделенных формаций развивалась в специфических геотектонических условиях, что нашло отражение в фациальном облике формаций. В ряду формаций — слабодифференцированная базальтовая, контрастно дифференцированная, последовательно дифференцированная — устанавливается постепенное уменьшение роли эффузивных фаций при нарастании роли пирокластических и интрузивных, так

что последовательно дифференцированная формация в ряде случаев имеет интрузивно-пирокластический (вулканоплутонический) облик.

Анализ тектонического режима становления вулканогенных формаций показывает, что уже на ранних этапах своего развития эвгеосинклинальные прогибы были расчленены на структурно-формационные зоны, различающиеся по интенсивности и глубине прогибания и по набору вулканогенных формаций. На примере наиболее полно изученной северной половины Магнитогорского мегасинклинория эволюция тектоно-магматического развития этого эвгеосинклинального прогиба с силура до верхнего девона представляется в следующем виде.

В силуре ложе прогиба имело ступенчатое строение. Продольные краевые ступени (будущие Присакмарская и Гумбейско-Нагайбакская зоны) были разделены трогом глубиной до 2 км (впоследствии Ирендыкская и Учалинская зоны). На всей площади прогиба происходили трещинные излияния недифференцированных афировых базальтов, которые сопровождалась отложением продуктов сноса с прилегающих досилурийских поднятий.

В нижнедевонское время произошла перестройка прогиба. Западная (Присакмарская) зона превратилась в стабилизированную область с неглубоко залегающим фундаментом, в которой отлагались продукты сноса и удаленные фации вулканитов андезито-базальтовой формации, поступающие с востока, где на месте западной ветви силурийского трога и примыкавшего поднятия возникла Ирендыкская зона неглубоких компенсированных прогибов. В конце нижнего девона последние превратились в субмеридиональные вулканогенные гряды, сложенные вулканитами андезито-базальтовой формации, образовавшие протяженную островную дугу. Сходным тектоно-магматическим режимом характеризовалось развитие крайней восточной Гумбейско-Нагайбакской зоны, заложившейся на месте восточных приподнятых ступеней фундамента. Между указанными зонами развивался типичный некомпенсированный внутренний прогиб (Учалинская зона), в котором трещинные излияния недифференцированных базальтов сменились в нижнем девоне трещинными излияниями базальтов контрастно дифференцированной формации.

В эйфельское время Присакмарская зона продолжала оставаться стабилизированной областью. В Ирендыкской Гумбейско-Нагайбакской зонах, в депрессиях, разделяющих вулканогенные гряды, накапливались продукты разрушения последних. Вулканизм проявлялся локально, формируя непротяженные вулканогенные гряды, сложенные продуктами извержения пород андезито-базальтовой формации. Интенсивное конседиментационные движения восходящего знака обусловили превращение этих зон к концу эйфеля в геоантиклинальные поднятия. Учалинская зона в эйфеле значительно расширилась за счет вовлечения в прогибание краевых частей обрамляющих ее зон и в связи с движениями по продольным и поперечным разломам распалась на ряд структурно-формационных подзон и блоков, отличающихся по режиму развития и фациям слагающих их пород.

В живетское время активный вулканизм и осадконакопление происходили главным образом в Учалинской зоне. Развитие последней в это время характеризовалось нарастанием восходящих конседиментационных движений и вулканизмом центрального типа.

В первой половине живетского века в Учалинской зоне вулканизм имел преимущественно андезито-дацито-липаритовый состав с резкими колебаниями коэффициента эксплозивности в различных вулканических постройках и при большой роли в составе формации интрузивных членов (главным образом разновозрастных субвулканических тел). Накопление вулканитов происходило в обстановке островных дуг, на что указывает широкое развитие береговых и барьерных рифогенных известняков с банками строматопор, детритами, горизонтами конглобрекций и гравелитов на склонах вулканических построек. Широкое развитие игнимбитов и спекшихся туфов свидетельствует о субаэральных условиях формирования ряда построек. В связи с конседиментационными движениями вулканогенные гряды преобразовались в крупные брахиантиклинальные поднятия, осложненные синвулканическими разломами, а отдельные постройки и их сближенные группы - в вулканические брахиантиклинали более высоких порядков. Эти структуры испытывали размыв вплоть до глубокой эрозии отдельных построек с накоплением продуктов сноса в депрессионных формах рельефа. Рассмотренное постепенное изменение тектонического режима (от компен-

сированного прогибания к геоантиклинальной обстановке) нашло яркое отражение и в изменении форм проявления магматизма. Интенсивная вулканическая деятельность постепенно сменилась развитием многочисленных интрузий субвулканической фаши, прорывающих не только вулканиты, но и захоранивающие их осадочные образования.

Следующая фаза вулканической деятельности (верхний живет) характеризовалась резким изменением состава вулканитов, представленных теперь продуктами извержений центрального типа базальт-андезит-базальтовой формации, близкими к слагающим Ирендыкскую и Гумбейско-Нагайбакскую зоны, но отличающимися несколько повышенным содержанием K_2O и суммы щелочей.

Рассмотренный период формирования мегасинклинория от силура до верхнего живета включительно многие исследователи Урала относят к раннегеосинклинальной стадии его развития. Однако весь изложенный материал свидетельствует о том, что лишь силурийский отрезок истории может соответствовать этому понятию. Последующее развитие мегасинклинория характеризовалось последовательной сменой геосинклинальных условий накопления геоантиклинальными, происходившей в разных частях прогиба в разное время.

Все известные месторождения колчеданных руд во времени и пространстве тесно ассоциированы с липарито-базальтовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой формациями, характерными для зон полиформационного типа. При этом руды, ассоциирующие с вулканитами этих формаций, различаются по составу. Для месторождений, связанных с последовательно дифференцированной формацией, характерны более высокие содержания Cu и Zn при преобладании Cu над Zn и несколько повышенные концентрации Pb . В рудах, связанных с контрастно дифференцированной формацией, Pb практически отсутствует, а отношение $Zn : Cu$ значительно выше. Эти различия, по-видимому, следует рассматривать как проявление металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций.

Рудные тела в подавляющем большинстве залегают в вулканических постройках кислого состава. Оруденение наложено на весь разрез пород, слагающих рудовмещающие постройки, на субвулканические интрузии, синхронные с различными импульсами вулканической деятельности, на разрывные и складчатые деформации, сопутствующие вулканизму. В ряде случаев установлено, что апофизы рудных тел секут нижние части разреза вулканитов более молодых формаций, захоранивающих рудовмещающие постройки. При этом оруденение ассоциирует здесь с дайками и субвулканическими телами липаритов и дацитов, а иногда габбро-диабазов, являющихся наиболее поздними отщеплениями продуктивных фаз вулканизма. Наряду с этим рудные залежи секутся субвулканическими телами, завершающими формирование надрудных вулканогенных толщ, и всеми дайками и интрузиями верхнедевонского и карбонового возраста. Галька оруденелых пород установлена в базальтовых конгломератах верхнего девона (Нестоянова, 1959, 1961 и др.). Все это позволяет заключить, что отложение рудного вещества происходило в завершающие стадии среднедевонского кислого вулканизма на фоне продолжающейся вулканической деятельности.

На основе детального изучения месторождений Гайского, им. XIX партсъезда, Александринского, Сибайского и др. нами установлено, что начало формирования рудных тел, выразившееся в развитии рассредоточенной пиритовой вкрапленности и отдельных не крупных пиритовых залежей, протекало близсинхронно с гидротермальной деятельностью отмирающих вулканов кислого состава. В дальнейшем на фоне импульсов внедрения субвулканических интрузий кислого и основного составов наряду с отложением новых порций рудного вещества происходили многократная его мобилизация, перекристаллизация и перераспределение наиболее подвижных компонентов с локализацией их под экранирующими поверхностями.

В районах активного проявления послесреднедевонского магматизма сформированные к концу живета колчеданные залежи испытали значительные преобразования: перекристаллизацию, переотложение и перераспределение отдельных компонентов — в первую очередь меди и отчасти цинка; в ряде случаев имел место значительный привнос новых порций рудного вещества. Одни из этих преобразований связаны с деятельностью находящихся на разных этапах эволюции верхнедевонских-нижнекарбонных очагов габбро-плагиигранитной формации, другие — с эманационной деятельностью послекарбонных сиалических гранитоидов.

Сказанное позволяет нам различать среди колчеданных месторождений Южного Урала две крупные группы: 1) моногенные, генетически связанные с какой-либо из дифференцированных формаций вулканитов доверхнедевонского возраста; 2) полигенные, в вещественном составе руд которых участвуют в заметных количествах минеральные ассоциации, образованные в связи с деятельностью магматических очагов более поздних этапов геологического развития мегасинклиория.

Выводы

1. Особенности состава и фациального облика формаций базальтоидного происхождения определяются спецификой тектонического режима различных частей эвгеосинклинальных прогибов, испытавших активную дифференциацию на самых ранних этапах своего развития. Выделяются: а) зоны моноформационного типа, отличающиеся отсутствием изменений тектонического режима в период развития инициального базальтоидного магматизма; б) зоны полиформационные, для которых характерны высокая мобильность, неоднократные изменения знака тектонических движений, смена одних формаций другими с преимущественным развитием дифференцированных формаций.

2. Колчеданное оруденение связано с контрастно и последовательно дифференцированными формациями, причем наибольшее количество месторождений образуется в связи с последней. Формирование рудных тел представляет сложный многостадийный процесс, протекавший на фоне отмиравшей вулканической деятельности, в обстановке интенсивных конседиментационных движений, многократного внедрения интрузий субвулканической фаши и захоранивания рудовмещающих структур более молодыми образованиями.

3. В районах активного проявления магматизма более поздних этапов ранее сформированные колчеданные месторождения подвергались интенсивной переработке, выразившейся в перекристаллизации и перетолжении рудного материала, а отчасти и в привносе новых порций рудного вещества.

Литература

- Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К. и др. Некоторые вопросы методики геологических исследований при детальных съемках колчеданных месторождений Ю.Урала. Труды ЦНИГРИ, 1965, вып. 66.
- Бородаевская М.Б., Годлевский М.Н., Курбанов Н.К., Кривцов А.И. и др. Базальтоидные формации раннегеосинклинального этапа колчеданоносных подвижных поясов. Тезисы доклада на совещании по проблеме "Петрология и металлогения базальтов". М., 1968.
- Нестоянова О.А. Палеовулканизм Урала (силурийский и девонский вулканизм) (Материалы к Первому всесоюзному вулканогенному совещанию). Изд-во АН Арм.ССР, 1959.
- Нестоянова О.А. Основные этапы развития среднепалеозойского вулканизма Магнитогорского синклиория. Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Смирнов В.И. Колчеданные месторождения. - В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., 1968.
- Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм Урала. - В кн. "Материалы II уральского петрографического совещания". Свердловск, 1966.

О КЛАССИФИКАЦИИ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ СЕРИЙ
В МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЦЕЛЯХ

Габбро-гранитные серии — это многофазные гомодромные ассоциации тесно сопряженных комплексов основных и кислых пород. Гомодромные — значит эволюционирующие от ранних основных к поздним более кислым породам; многофазные — состоящие из разновременных, но сближенных по времени интрузивных тел, поступивших с более глубоких уровней.

В силу своего устойчиво гомодромного характера такие серии не могут быть результатом кристаллизационной дифференциации основной магмы, селективных выплавок или же ассимиляционных превращений гранитной магмы. При подобных процессах следует ожидать либо антидромную последовательность, либо постоянное нарушение гомодромности. Правильнее, на наш взгляд, рассматривать их как следствие аддитивных процессов: смешения различного материала при перемещении фронта магмообразования из симатического субстрата в сиалический или же при воздействии интрателлурических потоков на субстрат любого состава.

Из множества признаков, по которым возможны описание и классификация, нами выбраны только три, сильнее всего коррелируемые с характером металлоносности габбро-гранитных серий: щелочность, завершенность и прерывистость.

Щелочность определяется по соотношению весовых процентов Na_2O и K_2O . По этому признаку выделяются серии натровые, калиевые, калиевые высокоглиноземистые и повышенной щелочности.

Натровые серии характеризуются существенным (на 2% и более) преобладанием Na_2O над K_2O во всех породах, кроме самых поздних лейкогранитов, где они по содержанию сближаются или даже меняются местами (рис.1). Такие серии сопровождаются Au и (или) Fe , к которым нередко присоединяются W , Mo , Cu , Pb , Zn . При усилении роли Na возрастает роль Fe ; при уменьшении Na или при повышении общей щелочности — роль остальных металлов, кроме Au . Связь Au именно с натровыми сериями или комплексами известна давно. В ассоциации с группами пород иных типов щелочности Au встречается редко и, видимо, никогда не играет роль ведущего металла.

Примерами натровых серий являются каледонские комплексы (серии) Алтае-Саянской области: Анзасский, Мартайгинский, Таннуольский, Ольховский, Тельбесский, Кундустуюльский, Таят-Тобратский, Тейско-Шорский, Сумсунурский и др., меловые и третичные комплексы Камчатки и Курил и др.

Кали-натровые серии обладают примерно равным или близким содержанием обеих щелочей (рис.2). Сериям этого типа обычно сопутствуют вольфрамовое и (или) полиметаллическое оруденения, часто с Mo , Fe , Sn . В качестве примеров можно назвать варисские комплексы Западного Узбекистана, Гиссара и Курамы, Алтай и Джунгарии, а также каледонские комплексы Северного Тянь-Шаня.

Калиевые серии характеризуются возрастанием содержания K_2O от основных пород к кислым при сравнительно постоянном количестве Na_2O (рис.3). Благодаря высокой активности калия в магмах, из них кристаллизуются монцитонитовидные породы различной основности и калиевые граниты. Эти серии сопровождаются оловянным оруденением, обычно вместе с Mo , W , Pb , Zn . Связь олова исключительно с калиевыми гранитами общеизвестна.

Примерами являются Мяо-Чанская, Бачелазская и Верхнеудоминская серии, а также комплексы приморских гранитоидов в Сихотэ-Алине, Омсукчанский и Балыгычано-Сугойский комплексы Северо-Востока СССР и др.

Калиевые высокоглиноземистые серии. По соотношению щелочей близки к предыдущим. Отличаются присутствием гранитов, обогащенных слюдами, в том числе мусковитом, и содержащих гранат, кордиерит, андалузит. Такие серии часто сопровождаются оловянным или олово-вольфрамовым оруденением со значительной ролью Be , Li , редких земель (монацит и ксенотим). Примеры: Хунгарийская серия Сихотэ-Алиня (рис.4); некоторые мезозойские батолиты Северо-Востока СССР,

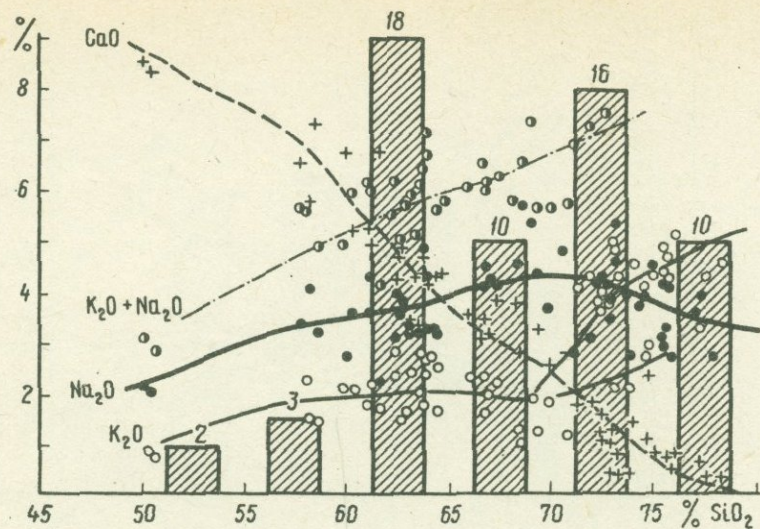


Рис. 1. Нижнеамурская серия, Северный Сихотэ-Алинь и Нижнее Приамурье (Cr_2^{Cn}). По В.В.Руссу (Изох и др., 1967). Пример натровой непрерывной завершенной серии. Au и W - оруденение

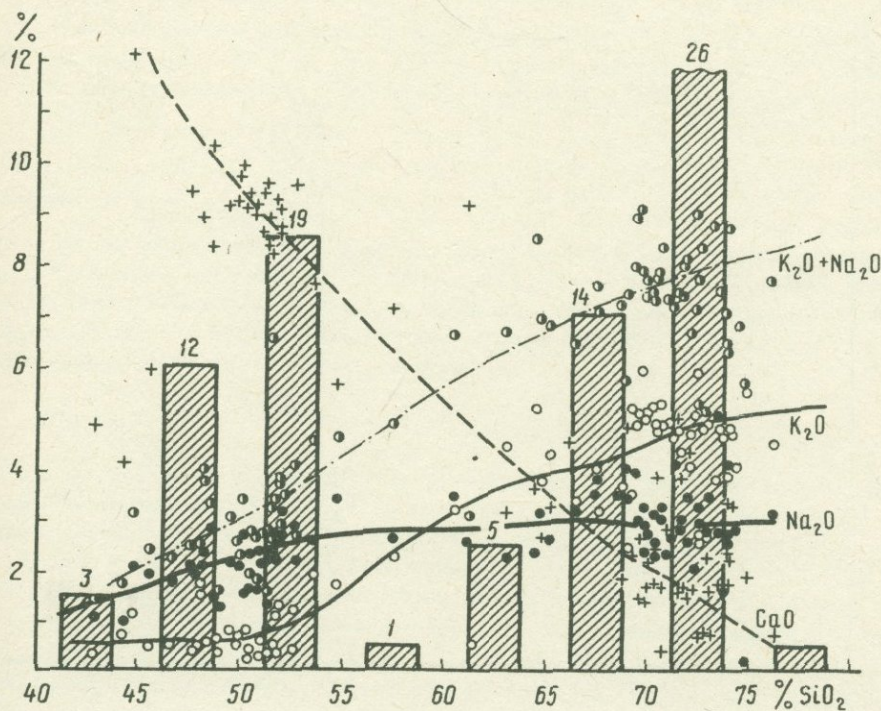
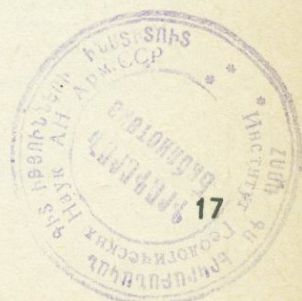


Рис. 2. Кульджухтауская серия Западного Узбекистана (Pz_3). По данным автора. Пример кали-натровой прерывистой завершенной серии. Скарново-шеелитовое оруденение с резко подчиненным касситерит-кварцевым



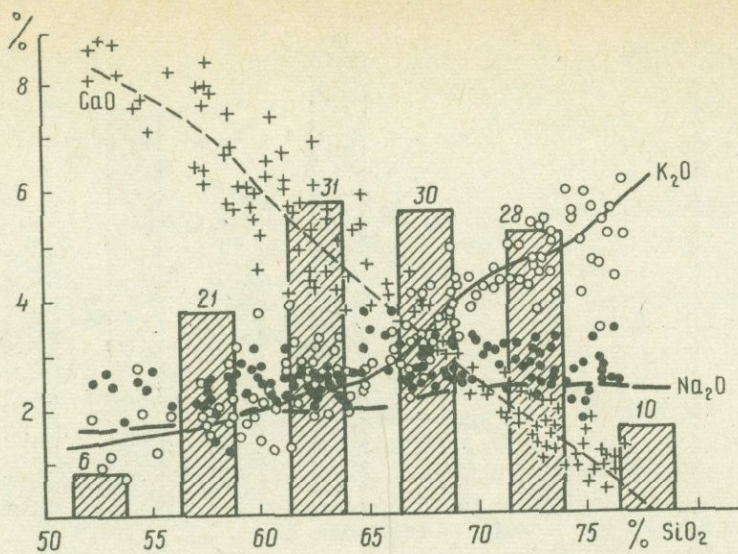


Рис.3. Мяо-Чанская серия, Нижнее Приамурье (Cr_{Sn-d}^{Sn-d}). По Э.П.Изоху и др. (1967). Пример калиевой непрерывной завершенной серии. Касситерит-кварцевое, касситерит-турмалиновое и олово-полиметаллическое оруденение

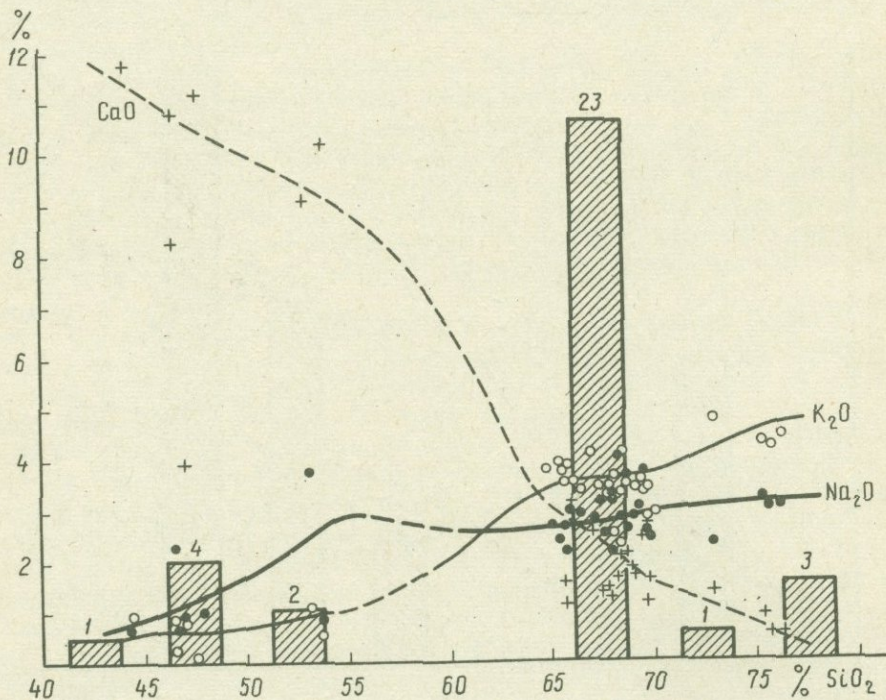


Рис.4. Хунгарийская серия, Северный Сихотэ-Алинь (Cr_1^K). По Э.П.Изоху и др. (1967). Пример калиевой прерывистой незавершенной серии с высокоглиноземистыми гранитами, безрудной

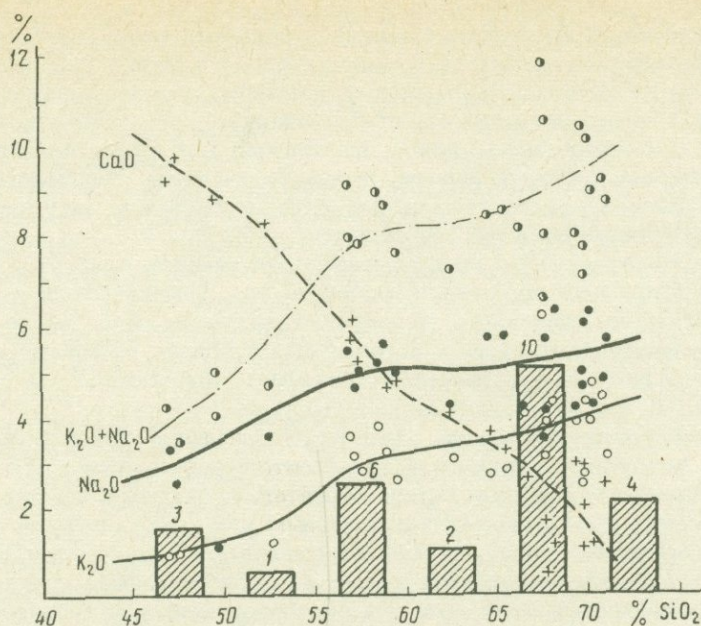


Рис. 5. Улень-Туимский комплекс Кузнецкого Алатау ($Ст_3-Q$). По Ю.А.Кузнецову и Е.С.Сергеевой (Богнибов и др., 1969). Пример непрерывной (?) завершённой серии повышенной щелочности. Собственно щелочные породы не нанесены. Оруденение Cu, Mo, Pb, Zn

Примечания к рисункам:

- 1 Иллюстрации представляют собой обычные (харкеровские) вариационные диаграммы, дополненные частотными гистограммами. Последние отображают относительную распространенность главных типов пород, чаще всего анализируемых геологами, и позволяют представить степень "прерывистости" серий.
- 2 Число анализов указано цифрами в кружках.

варисские интрузивы Западной Европы, каледонские - Аппалачей, протерозойские - Таймыра, триасовая серия Бансанг - Пиабик Северного Вьетнама и др.

Серии повышенной щелочности отличаются от прочих высокой суммой щелочей (8% и более) в большинстве средних и кислых пород. По соотношению K и Na они сильно варьируют и впоследствии, вероятно, смогут быть подразделены более дробно. Для них характерно медно-молибденовое оруденение, к которому присоединяются либо Fe и Au , либо Sn . Примерами служат Улень-Туимский комплекс Кузнецкого Алатау (рис.5), Мегри-Ордубадский плутон в Закавказье, Прибрежная серия Сихотэ-Алиня, серия Фан-Си-Ган в Северном Вьетнаме и др.

Завершенность серий определяется ролью гранитов, содержащих более 70% SiO_2 . В незавершенных сериях породы последних фаз представлены тоналитами, гранодиоритами, умеренно кислыми гранитами, а в завершённых - значительными массами лейкогранитов. В незавершенных натровых сериях золото сопровождается молибденом, а в завершённых - вольфрамом. Незавершенные калиевые серии в отличие от завершённых слаборудоносны или безрудны. С увеличением степени завершенности калий-натровых серий как будто усиливается роль полиметаллического оруденения по сравнению с вольфрамовым (шеелитовым).

Прерывистость серий (называемая также контрастностью) определяется по роли пород, промежуточных по составу и времени внедрения между габброидами (или родственными им диоритами) и гранитами. Крайними типами являются прерывистые габбро-гранитные и непрерывные габбро-диорит-гранодиорит-гранитные серии. Как показано А.Ф.Белоусовым (1969), практически все магматические формации, содержащие основные и кислые породы, имеют бимодальное распределение составов, т.е. обладают прерывистостью, выраженной в явной или затушеванной форме. Поэтому термин "прерывистость" по существу условен.

В непрерывных сериях постмагматическое оруденение формируется только после становления гранитных интрузивов последних фаз. Они обычно и считаются главными источниками рудоносных растворов. Оруденение здесь часто ассоциирует с дайками повышенной основности и нередко бывает более сложным (многостадийным, многометальным), чем в прерывистых сериях. Яркий пример — оловоносные калиевые серии.

В отчетливо прерывистых сериях ранние габброидные комплексы обладают своей рудоносностью, присущей самостоятельным базитовым формациям. Гранитные комплексы в тех же сериях сопровождаются относительно простым по составу оруденением, например только скарново-шеелитовым или только редкометально-кварцевым. Послегранитовые дайки повышенной основности встречаются, но в целом мало характерны. Такой же характер имеют и самостоятельные гранитные комплексы, не имеющие предшественников в виде габброидных или диоритовых интрузий.

Непрерывными или прерывистыми могут быть любые серии с разной щелочностью и завершенностью; резкой грани между ними не существует. На Дальнем Востоке и в Западном Узбекистане, судя по нашим наблюдениям, а также в Алтае-Саянской области, судя по данным Г.В.Полякова, между прерывистыми и непрерывными сериями одного возраста существуют переходы по латерали.

Как уже сообщалось (Изох и др., 1967; Кузнецов, Изох, 1969), в составе и структуре габбро-гранитных серий отражены два разных и в то же время взаимосвязанных петрогенетических процесса: перемещение уровня магмообразования из базитового субстрата в сиалический, а также интрателлурический привнос сиалического материала в субстрат и в зарождающиеся магмы.

Подтверждением реальности первого из этих процессов являются прерывистые серии, в которых габброидный и гранитоидный комплексы резко разграничены и в то же время теснейшим образом сопряжены. Их происхождение теперь уже большинством петрологов объясняется действием разноглубинных магматических очагов. Вместе с тем отсутствие принципиального различия и существование переходов между прерывистыми и непрерывными сериями свидетельствуют о том, что вертикальная миграция фронта магмообразования является главным механизмом при формировании всех серий интересующего нас типа.

Второй процесс — интрателлурический привнос легких и легкоподвижных компонентов — запечатлен в разных типах щелочности и завершенности серий. Тип щелочности является наиболее независимым признаком. Он не связан с прерывистостью серий, а значит не зависит от эволюции собственно магматических очагов, обусловленной вертикальной миграцией. Тип щелочности, как давно заметил Д.С.Коржинский, является признаком определенной (для тех или иных областей) магматической эпохи. Так, широко известна закономерная смена во времени натровых серий или комплексов калиевыми, а последних — сериями или комплексами повышенной щелочности, и притом в одних и тех же районах. Изменение химизма субстрата, в котором происходит гранитное магмообразование, при этом обусловлено региональным метасоматозом, который сам по себе имеет интрателлурическую природу.

Интрателлурические (сквозьмагматические по Д.С.Коржинскому) потоки, вероятнее всего, являются главной причиной также появления больших масс нормальных и лейкократовых гранитов при плавлении гранитного слоя, который в среднем имеет состав гранодиорита. Продолжение таких процессов наблюдается в гранитоидных интрузивах при формировании лейкогранитов, аплитов и пегматитов в апикальных и приконтактовых частях этих интрузивов. Поэтому и завершенность интрузивных серий следует считать прежде всего результатом действия интрателлурических лейкократизирующих растворов.

Итак, характер рудоносности интрузивных серий сильнее всего зависит от типа их щелочности, т.е. либо от состава самих интрателлурических потоков, либо от специфической способности их к извлечению из разных субстратов рудных компонентов и последующему переносу. Интенсивность рудоносности стоит в прямой зависимости от степени завершенности серий, т.е. опять-таки от действия интрателлурических (сквозьмагматических) потоков. Наконец, усложнение состава оруденения в непрерывных сериях по сравнению с прерывистыми может быть отнесено за счет "промывания" сквозьмагматическими растворами протяженной и непрерывной магматической "колонны", имеющей внизу основной, а сверху кислый состав. Иначе говоря, в непрерывных сериях их поздние кислые члены накапливают в себе рудные компоненты, вынесенные из разных по глубине субстратов. При сопоставлении друг с другом серий с разной щелочностью, прерывистостью и завершенностью открывается путь к решению вопроса о первичных источниках рудных компонентов (Изох и др., 1967).

Как мы пытались показать, состав и строение интрузивных серий в наибольшей мере обусловлены глубинными причинами, связанными с превращениями или дифференциацией вещества глубоких недр планеты. Этими же причинами обусловлены в большинстве и тектонические движения, связи которых с магматизмом теперь определяются обычно как парагенетические. Но надо иметь в виду, что если магматические продукты чаще всего непосредственно отражают процессы, протекающие в глубинах мантии, то коровые тектонические структуры отражают их в весьма опосредствованной форме, так как зависят не только от самих глубинных тектонических сил, но и от предыстории данного участка коры: мощности, пластичности или консолидированности толщ, глубины их погружения, характера ранее возникших структур, в том числе сети разломов и т.д. Поэтому строгая корреляция между типами магматических ассоциаций, возникающих обычно в короткое время, и типами тектонических структур, формирующихся сложно и длительно, нередко встречает затруднения.

При анализе более чем ста описанных в литературе интрузивных комплексов и серий из разных областей СССР и других стран выяснилось, что одинаковые или весьма сходные по вещественному составу, строению и металлоносности серии нередко занимают самую разную тектоническую позицию. Так, однотипные натровые золотоносные серии оказываются раннегеосинклинальными, отвечая габбро-плагиигранитной формации; синорогенными, отвечая формации батолитов пестрого состава или тоналит-гранодиоритовой; наконец, посторогенными, соответствуя габбро-гранодиорит-гранитному ряду формаций. Поэтому кажется важным поставить вопрос о том, чтобы магматические формации рассматривать в первую очередь как устойчивые парагенезисы пород и руд, т.е. перенести центр тяжести при выделении формаций на вещественные признаки. Выяснение тектонических условий при этом рациональнее превратить из средства в одну из целей формационного анализа. Можно ожидать, что такой подход будет способствовать выявлению новых закономерностей, способствующих развитию как учения о магматических формациях, так и общей металлогении.

Литература

- Белоусов А.Ф., Кочкин Ю.Н., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского края. Изд-во "Наука", 1969.
- Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. Изд-во "Наука", 1967.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства натротеллурических потоков вещества как агентов метаморфизма и магнообразования. В сб., посвященном 60-летию акад. В.С.Соболева. Изд-во "Наука". 1969.

О СВЯЗИ МЕЖДУ ГРАНИТОИДНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ
И РУДНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

Исследование последних лет (Афанасьев, 1966, Ронов, 1967, Барт, 1962, Лаффи, Laffite, 1957 и др.) подтвердили концепцию В.И.Вернадского о циклическом ходе развития земной коры и взаимообусловленности всех процессов, в ней протекающих. Однако эти фундаментальные исследования в петрографии, литологии и геохимии нашли слабый отклик в науке о рудных месторождениях и почти не сказались на металлогенических построениях.

Наряду с этим все более очевидным становится факт приуроченности основных запасов руд ртути, сурьмы, свинца, цинка, меди, кобальта и их спутников к осадочным и вулканогенно-осадочным породам, не находящий аргументированного объяснения в рамках магматическо-гидротермальной гипотезы рудообразования.

Для гранитоидных интрузий сейчас можно считать решенным вопрос о том, что они не могут быть непосредственными продуктами дифференциации подкорового вещества. Из этого вытекает вероятность анатектического образования какой-то части гранитоидов.

Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что гранитоиды, скорее всего, являются продуктами плавления сланцев, обогащенных легкоплавкими галогенидами, сульфидами, сульфатами и т.п. Одной из геохимических особенностей сланцев является более высокое по сравнению с магматическими и другими осадочными породами содержание ряда важнейших рудных элементов.

На основании данных Турекьяна и Вилепола (Turekian, Wedepohl, 1961) при образовании 1 м³ гранитоидной массы за счет сланцев могут быть высвобождены следующие количества избыточных компонентов: железа - 42 млн. т, серы - 5,3 млн. т, марганца - 770 тыс. т, фтора - 550 тыс. т, бария - 400 тыс. т, бора - 227 тыс. т, хлора - 125 тыс. т, цинка - 87 тыс. т, меди - 37 тыс. т, кобальта - 30 тыс. т, свинца - 12 тыс. т, ртути - 1 тыс. т. Недостаточными компонентами при этом оказываются кремний, натрий, ниобий и тантал. Содержания алюминия, калия, кальция остаются неизменными (рис.1). Признав факт анатектического образования части гранитоидных интрузий, следует прийти к выводу о том, что процесс магмообразования имеет две ветви температурной кривой - восходящую (от температуры магмообразующих пород на соответствующей глубине до температуры плавления) и нисходящую (до температуры вмещающих пород).

Из всего вышесказанного следует, что еще до начала плавления и разложения силикатов и даже карбонатов от разогревающегося массива пород начнут отделяться домагматические флюиды и гидротермы, которые по предложению И.И. Бока (1954) следует именовать газоводными дистиллятами. Может случиться так, что дальнейшего разогрева пород не произойдет, магматические породы не сформируются и указанные дистилляты окажутся не связанными с магмообразованием и могут сформировать парагидротермальные месторождения (М.М.Константинов). Решение вопроса о том, какие компоненты перейдут в домагматические дистилляты, а какие сохранятся в магматическом очаге до начала его остывания и пойдут затем на формирование постмагматических месторождений, возможно несколькими путями.

В.А.Нарсеев и В.Л.Лось (1969) предлагают воспользоваться определением энергии активации на основе приближенного метода Темкина-Шварцмана:

$$\Delta E = \Delta H_{298}^{\circ} + T \Delta S_{298}^{\circ} - T [\Delta \alpha f_0(T) + \beta f_1(T) + \Delta \gamma f_2(T)]$$

Однако для решения вопроса в общем виде можно ограничиться значением коэффициента термической стойкости простых веществ, приведенного А.Е.Ферсманом, ко-

торый имеет вид $k_c = \frac{\nu^2 A}{4\pi^2}$, где ν - число колебаний, отвечающих распаду кристаллической решетки, A - атомный вес. Эта величина представляет собой ту энергию, которая необходима для разрушения кристаллической решетки.

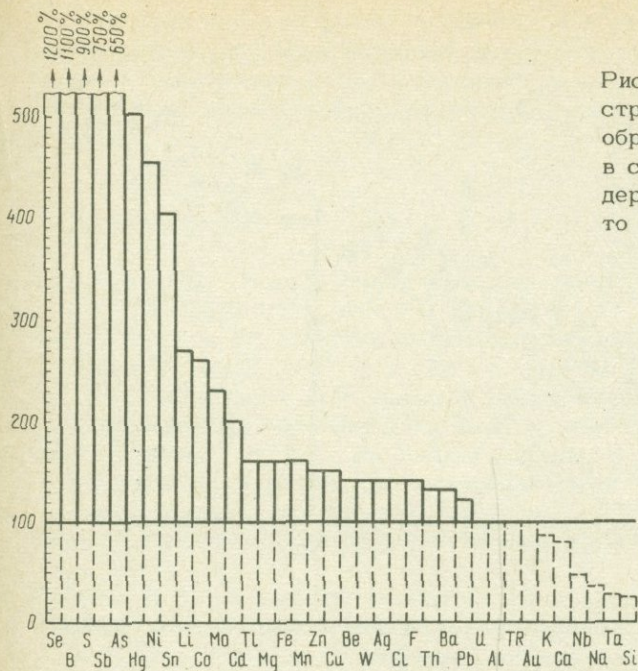


Рис. 1. Относительная распространенность основных породообразующих и рудных элементов в сланцах и гранитоидах (содержание в гранитоидах принято за 100%)

На основании данных А.Е.Ферсмана нами построен график (рис. 2), на котором химические элементы расположены в порядке возрастания величины коэффициента стойкости (КС). Анализ приведенного графика показывает, что в состав домагматических дистиллятов, наряду с соединениями щелочных и щелочноземельных металлов войдут легколетучие соединения ртути, сурьмы, свинца, цинка, меди, марганца, а также сера. По-видимому, в домагматические дистилляты перейдут и углеводородные соединения, сохранившиеся в исходных породах.

Немаловажным в формировании состава дистиллятов является содержание фтора и хлора и фтор-хлорное отложение в исходных породах. Как показано В.В.Щербиной (1963), все катионы можно разделить по их сродству к хлору или фтору (в геохимическом аспекте), поэтому фтор-хлорное отношение определяет подвижность таких элементов, как кремний, бериллий, олово, вольфрам, миграционная способность которых резко возрастает в присутствии фтора. Высокие содержания хлора резко усиливают подвижность железа, марганца, меди, кобальта и др. В случае высоких содержаний фтора в домагматические дистилляты могут перейти значительные количества кремния, вольфрама, бериллия и других обычно трудно летучих компонентов. В случае же низких содержаний хлора задержатся в магматическом очаге такие подвижные компоненты, как медь, цинк, серебро и их спутники. В этом случае они, так же как ниобий, тантал, вольфрам, молибден, будут участвовать в формировании постмагматических месторождений, залегающих, как правило, в интрузивных массивах или их эндоконтактных зонах.

Формирование рудных месторождений в значительной мере также зависит от глубины возникновения магматического очага и тектонической обстановки в период его формирования. Естественно, что в случае возникновения магматического очага на сравнительно небольшой глубине или в случае установления им связи с дневной поверхностью (в результате тектонической активности блока земной коры) отделение домагматических дистиллятов произойдет легче и полнее. Рудные компоненты наряду с щелочными и щелочноземельными металлами войдут в состав продуктов эффузивного магматизма и в виде аэрозолей и растворимых соединений в лавах и туфах поступят на дневную поверхность континентов или на морское дно. В этом случае могут быть сформированы не только парагидротермальные месторождения, секущие по отношению к вмещающим породам, но и стратиформные месторождения в удаленных вулканогенных формациях — кремнистой и известково-кремнистой. Такие месторождения сейчас нередко квалифицируются не только как

$$KC = \frac{\sqrt{A}}{4\pi^2} \times 10$$

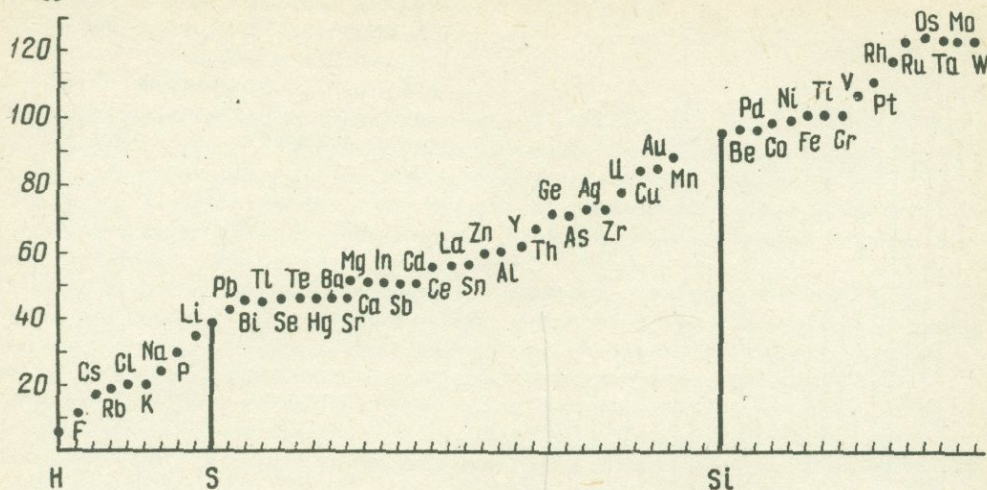


Рис. 2. Графическое выражение величины коэффициента стойкости, отражающего подвижность элементов при возрастании температуры

вулканогенно-осадочные, но даже и как осадочные. Представляется целесообразным выделить особый класс месторождений, переходного от эндогенных к экзогенным, источник рудного вещества которых эндогенный, а формирование происходит в экзогенных условиях.

В случае возникновения магматического очага на больших глубинах, где градиенты температуры и давления меньше, а тектоническая активность ниже, отделение легколетучих соединений будет более трудным и менее полным. Они будут участвовать в формировании постмагматических месторождений, либо существенных их концентратов вовсе не возникнет и они окажутся рассеянными в интрузивном массиве и вмещающих породах.

В итоге сказанного могут быть сделаны следующие предварительные выводы:

1. Не только многообразие изверженных пород объясняется многообразием породивших их пород осадочных (Барт, 1962), но и многообразие эндогенных месторождений во многом обусловлено особенностями магнообразующих осадочных пород.

2. Практически любое месторождение всякого полезного ископаемого связано с определенным вулканоплутоническим комплексом, но конкретные связи домагматических дистиллятов с определенными магматическими телами современными методами установлены быть не могут. Связи таких месторождений с магматическими комплексами могут быть установлены путем формационного анализа геологических образований обширных территорий.

3. Рудогенерирующие магматические очаги возникают на относительно небольших глубинах и формируются в зонах относительного тектонического покоя. Объемы интрузивных массивов в этих случаях сравнительно невелики, поэтому скорость их последующего подъема (П.Лаффит и др.) мала и они остаются в пределах материнской формации. В отличие от них крупные интрузивные массивы, возникшие на значительных глубинах и всплывшие затем в верхние структурные этажи, реже являются рудогенерирующими (главным образом с ними связаны пегматитовые и постмагматические месторождения литофильных элементов).

4. Формирование анатектических интрузий и эндогенных месторождений идет сначала на фоне повышающейся, а затем понижающейся температуры.

5. Следует выделять домагматические и постмагматические дистилляты, с каждой разновидностью которых связана определенная группа рудных элементов. Однако имеются и промежуточные, и сквозные элементы.

6. Резкой границы между эндогенными и экзогенными месторождениями проводить не следует. Целесообразно пересмотреть современный взгляд на большие и малые геохимические циклы и циклические элементы В.И.Вернадского, идея о которых ныне незаслуженно рядом авторитетных исследователей считается устаревшей.

Литература

- Афанасьев Г.Д. Новые данные о соотношениях земной коры и верхней мантии.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 11.
- Барт Т.Ф. Идеи о взаимоотношении осадочных и изверженных пород.—Геохимия, 1962, № 4.
- Бок И.И. Об основах классификации дистилляционных (пневматогидротермальных) месторождений.—Тр. КазГМИ, вып. 9, 1954.
- Нарсеев В.А., Лось В.Л. Некоторые вопросы термодинамики и кинетики процессов мобилизации вещества при метаморфическом рудообразовании.— В сб. "Проблема метаморфического рудообразования", Киев, 1969.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры.—Геохимия, 1967, № 11
- Щербина В.В. Нахождение элементов в природе в виде хлоридов и фторидов в зависимости от положения элементов в периодической системе.—Геохимия, 1963, № 8.
- Laffite P. Introduction a l'Etude des Roches metamorphiques et des Gites metalliferes. Paris, 1957.
- Turekian K.K. Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major unites of the Earth's crust.—Geol. Sor. Amer. Bull., 1961, v. 72, N 2.

Г.В.Мустафаев

О ГИБРИДИЗМЕ МАГМ МЕЗОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВОВ МАЛОГО КАВКАЗА И ФЕМИЧЁСКОМ ПРОФИЛЕ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Мезозойские интрузивные комплексы широко развиты в северо-восточной части Малого Кавказа, в пределах Сомхито-Агдамской тектоно-магматической зоны. Последняя представляет крайнее северо-восточное поднятие Малого Кавказа, преобразованное в складчатое сооружение в ранней юре. В последующие геологические периоды Сомхито-Агдамская зона неоднократно переживала эпохи активизации, сопровождаемые блоковыми перемещениями и интенсивной магматической деятельностью.

В мезозойской истории Сомхито-Агдамской зоны исключительно важное значение имела юрская эпоха, характеризующаяся активными вулканическими и плутоническими процессами. Как эффузивные, так и интрузивные образования мезозойского магматизма питались из единого магматического очага в подкоровом слое.

Внедрение интрузивов, совпадающее со складкообразованием и вертикальными движениями, происходило в средней юре и на рубеже поздней юры и нижнего мела. В первый этап образовались Атабекский и Гильанбирский плагиогранитовые интрузивы, а во второй — Шамхорская, Дашкесан-Кедабекская, Мровдагская, Мехманинская и Учтапа-Кызылкаинская интрузии, сложенные средними по составу породами.

Все породы, слагающие мезозойские интрузивы, независимо от деталей петрографического состава и возраста относятся к щелочноземельному ряду пород с преобладанием натрия над калием. Гранитоиды характеризуются отсутствием пегматитов и порфиroidным обликом, что обусловлено формированием их на средних и

близкоповерхностных глубинах. В то же время развиты дайковые комплексы с широкими колебаниями состава пород, по объему материала часто не уступающие отдельным массивам.

Мезозойские интрузивы комагматичны эффузивным породам. На это указывают парагенетические соотношения и родство мезозойских интрузивов и вулканических образований области, пространственная сопряженность верхнебайосских и поздневерхнеюрских гранитоидов соответственно с верхнебайосскими и верхнеюрскими эффузивами; сходные петрографические и петрохимические особенности гранитоидов и эффузивов и др.

Средний вычисленный состав магмы интрузивов отвечает кварцевому диориту-гранодиориту. Некоторые массивы (Дашкесанской, Кедабекский) дифференцированы от габбро до гранитов, являясь полифазными.

По сравнению со средним типом соответствующих пород габброиды отличаются пониженным содержанием кремния и магния, повышенным — глинозема; в кварцевых диоритах и гранодиоритах характерны повышенные количества кремния, алюминия и пониженные — магния и железа; граниты и плагиограниты обогащены кремнием и щелочами и обеднены железом и магнием.

Исследователями Малого Кавказа ранее отмечался гибридный характер краевых фаций гранитоидов, что объяснялось ассимиляцией магмой вмещающих пород. Однако минералогические и геохимические исследования показывают, что здесь имела место и глубинная ассимиляция, в процессе которой базальтоидная первичная магма интрузий контаминировалась материалом кристаллического фундамента. Об этом свидетельствуют акцессорные минералы, элементы-примеси, геохимические особенности щелочных, рудных и редких элементов.

Все исследованные гранитоиды Малого Кавказа независимо от петрографического состава и возраста характеризуются высоким содержанием минералов железа и кальция, таких, как титано-магнетит, ильменит, апатит, эпидот и некоторые другие, что характерно для гранитоидов основного ряда. Минералы редкоземельных элементов представлены только редким ортитом. Пневмогенные минералы — флюорит и турмалин — установлены в небольших количествах. Кислые интрузивы, например микроклиновые граниты Учтапа-Кызылкая, также бедны акцессорными минералами.

Анализ магнетита показывает, что гранитоиды Малого Кавказа гибричны. Сравнение элементов-примесей в магнетитах из гранитоидов Малого Кавказа с таковыми Урала (Штейнберг, Фоминых, 1961; и др.) показало следующее. По высокому содержанию Ti и Ni магнетит плагиогранитов средней юры Кавказа отвечает магнетиту уральских гранитоидов базальтового ряда, а по содержанию Mg, Cr, V — таковому же гранитоидов гранитного ряда. Из кавказских интрузивов позднеюрского возраста по высокому содержанию Mg, Cr, Ni, V — Габахтапинский, Ni — Кедабекский, Ni, Cr — Мехманинский, Ti, V — Дашкесанский интрузивы отвечают гранитоидам базальтового ряда, а по остальным элементам — гранитоидам гранитного ряда. По высокому содержанию магния и Ti в магнетите все мезозойские интрузивы Малого Кавказа близки к гранитоидам базальтового ряда Урала.

Сравнение гранитоидов Малого Кавказа с гранитоидами Урала, разделенными Л.Н.Овчинниковым (1964) на базальтоидные и гранитные по K/Rb соотношению, также указывает на гибридный состав магм малокавказских интрузивов. В то же время, низкие содержания щелочных элементов Rb и Li указывают на первичнобазальтоидный состав магмы гранитоидов. Содержание рубидия в гранитоидах в 2–3 раза ниже его содержания в средних породах. Несмотря на высокие содержания калия в кислых гранитоидах Дашкесанского и Учтапа-Кызылкаинского интрузивов и на наличие высокого содержания микроклина в последних (25–45%), содержание рубидия в них в два раза ниже обычного содержания в кислых породах.

Независимо от возраста и петрографического состава мезозойские гранитоиды Малого Кавказа характеризуются содержанием лития в 2–2,5 раза меньше среднего в гранитах. Базальтоидное происхождение пород характеризуемых интрузивов подтверждается и низким содержанием в них свинца, равным его содержанию в основных породах. Следует отметить, что согласно Н.Д.Знаменскому и М.В.Трояновой (1968), гранитоиды Урала базальтоидного ряда также содержат низкие количества свинца, равные 1–8 г/т, тогда как в гранитоидах гранитного ряда они в 5–8 раз выше и составляют 15–70 г/т.

Вслед за В.И.Герасимовским (1963) и Б.И.Злобиным (1963) мы сравнили имеющиеся у нас достоверные данные по ряду элементов и их отношения со средними содержаниями по А.П.Виноградову (1962). Согласно геохимическим данным, плагиограниты среднеюрских интрузивов по содержанию $Si, Mg, Ti, Fe, Ca, Al, Cu, Ni/Co, Ca/Tr, Mg/Zn$ отвечают гранитной магме, по содержанию $K, Li, Rb, Pb, Tr, K/Rb, Zn/Pb$ - базальтоидной, по содержанию Zn занимают промежуточное положение. Породы поздневерхнеюрских интрузивов среднего состава по содержанию $Si, Mg, Ti, Zn, Ni/Co$ отвечают гранитной магме, $Al, Li, Rb, Pb, Tr, Mg/Zn$ - базальтоидной, а по содержанию $K, Ca, Fe, Cu, Ca/TR$ занимают промежуточное положение. Обе группы интрузивов характеризуются повышенными относительно кларков значениями $Na, K/Rb, Ce/Nd, Ce/La$.

Приведенные факты позволяют предположить возникновение пород мезозойских интрузивов в результате смещения основной и кислой магм. Однако преобладание эффузивов основного и среднего состава в вулканических породах юрского этапа магматизма, комагматичность гранитоидов с эффузивами и их сходные петрографический, минеральный и химический составы свидетельствуют о базальтоидном характере магматизма с последующей контаминацией базальтовой магмы кислыми породами сиала.

Состав магмы мезозойских интрузивов, отвечающий основным породам, обусловил и металлогеническую специфику области. Все месторождения и рудопроявления Сомхито-Агдамской зоны характеризуются концентрацией в них железо-магнетизовых элементов. Широкое развитие получило серноколчеданное, медно-цинковое, железорудное, кобальтовое, медно-мышьяковое, золоторудное оруденение. В то же время рудопроявлений редких и литофильных элементов не установлено.

Литература

- Виноградов А.П.-Геохимия, 1962, № 7.
Герасимовский В.И.-В сб. Проблемы магмы и генезиса изверж. горных пород. Изд-во АН СССР, 1963.
Знаменский Н.Д., Троянова М.В.-Докл. АН СССР, сер. геол., 1968, т.180, № 3.
Злобин Б.И.-В сб. Проблемы магмы и генезиса изверж. горных пород. Изд-во АН СССР, 1963.
Овчинников Л.Н.-В кн. Химия земной коры, т.2. Изд-во АН СССР, 1964.
Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г.-Докл. АН СССР, 1961,-139, № 5.

А.И.Богачев, В.И.Кочнев-Первухов,
М.М.Лавров, М.Г.Попов, В.Д.Слюсарев

МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ КАРЕЛИИ

I. В Карельском и отчасти Кольском регионах по материалам авторов выделяются следующие основные формационные типы ультрабазитов: нижнепротерозойский гипербазитовый, ниже- и среднепротерозойский габбро-перидотитовый и, условно, выделяется тип расслоенных габбро-норит-перидотитовых интрузий.

Гипербазитовый формационный тип представлен поясами мелких согласных тел апогарибуржитовых серпентинатов и метаоливинитов, приуроченных к глубинным разломам в синклинальных прогибах (Карелия) в ассоциации со спилито-диабазовыми комплексами и интрузиями основных пород или к антиклинальным поднятиям в синклинорных прогибах (Аллареченский район Кольского полуострова) в ассоциации с

основными эффузивами, метаморфизованными до полевошпатовых амфиболитов. В большинстве случаев они пространственно совмещены с зонами колчеданной минерализации. Гипербазиты отличаются высокомагнезиальным составом, малыми концентрациями щелочей, кальция и титана. Преобладает аллометаморфическая серпентинизация (антигоритизация).

Согласные и сукущие, в различной степени дифференцированные, тела габбро-перидотитовой формации представлены метаверлитами, металерцолитами и метатарцбургитами. Интрузии приурочены к зонам разломов в налаженных структурах различных типов и иногда являются составными частями эффузивно-интрузивных комплексов. В сравнении с гипербазитовым комплексом вещественный состав рассматриваемых ультрабазитов отличается меньшей магнезиальностью и более высокими концентрациями щелочей, титана, кальция и алюминия. Как правило, преобладает аутометаморфическая серпентинизация (лизардит-хризотиловая).

Расслоенные интрузии Северной Карелии размещены в зоне сочленения синклинойной и антиклинойной структур, сопровождаемой системой разломов. Интрузии залегают среди гнейсов архея и несут определенные следы воздействия протерозойских складчатых движений и гранитов.

В других районах Карелии (массивы Кивач, Гайколя) небольшие тела дифференцированных интрузий приурочены к зонам разломов, проходящим по крайним частям синклинойных зон карелид. В восточной Карелии дифференцированные интрузии образуют лополитоподобные тела большой площади (сотни км²) и мощности.

По своему вещественному составу и типу дифференциации расслоенные интрузии Карелии сходны с плутонами Мончи, Панских высот (Кольский п-ов) и Бушвельдским лополитом. Основные особенности гипербазитов описываемых районов приведены на рисунке.

Для габбро-перидотитовых комплексов и расслоенных интрузий Северной Карелии характерны Sc, Zr, Ga, Be, Pb, Zr, Y, которые практически отсутствуют в гипербазитовых.

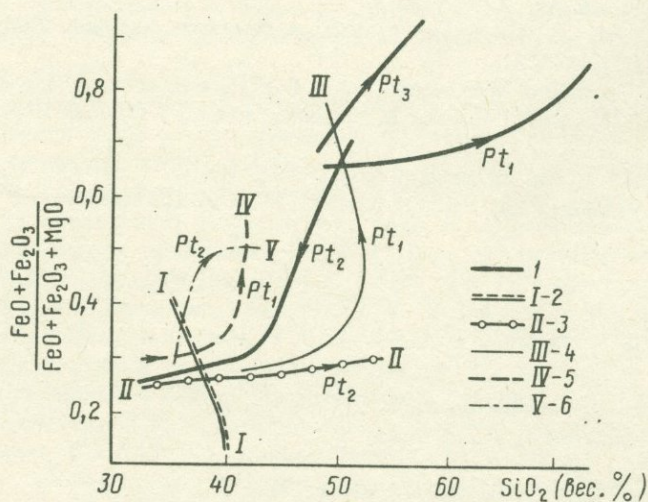


Диаграмма $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} - \text{SiO}_2$ эволюции составов вулканогенных

и гипербазитовых комплексов протерозоя Карелии и никеленосных гипербазитов Кольского полуострова

1 - вулканогенные комплексы протерозоя Карелии; 2 - комплексы гипербазитового формационного типа; 3 - комплексы габбро-перидотитового формационного типа; 4 - комплексы норит-перидотитовых расслоенных интрузий; 5 - гипербазиты Аллареченского никеленосного района; 6 - гипербазиты Печенгского никеленосного района

II. Каждый магматический комплекс одного и того же формационного типа в каждом конкретном районе имеет свою металлогеническую специфику, что подчеркивается различными средними содержаниями никеля, меди, кобальта и хрома.

Гипербазитовый формационный тип

В район Ветренного пояса наиболее существенной минерализацией является эпигенетическая колчеданная, аналогичная таковой во вмещающих породах, но с появлением сульфидного никеля, развитого почти наравне с силикатным.

В северной Карелии ведущим рудным минералом является магнетит. Незначительно проявлена эпигенетическая колчеданная минерализация. Силикатный никель распределяется между оливином и магнетитом. Хром входит в состав магнетита.

В Аллареченском районе Кольского полуострова наиболее существенной является первично-магматическая вкрапленность хромита и магнетита, менее распространена сульфидная минерализация сингенетического типа — пирротин, реже халькопирит. Эпигенетическая минерализация представлена образующимся при серпентинизации пород магнетитом, не содержащим титана.

Габбро-перидотитовый формационный тип

В районе Ветренного пояса ультрабазиты данного типа отличаются ведущей магнетито-хромитовой минерализацией и резким преобладанием силикатного никеля над сульфидным.

В Хаутаваарском синклинии характерной является хромит-магнетитовая минерализация; второстепенное значение имеет сингенетическая вкрапленность пентландита. Эпигенетическое оруденение представлено халькопиритом, пентландитом и пирротинном.

В Аллареченском районе Кольского полуострова характерной чертой является наличие медно-никелевого оруденения, преобладает минерализация эпигенетического типа. Подчиненное значение имеет титано-магнетитовое оруденение. Хром входит в ортосиликаты ранней стадии кристаллизации.

Расслоенные интрузии Северной Карелии

Ведущее оруденение — $Cu-Ni$, магнетитовое, связанное с конечными этапами кристаллизации расплава, развито незначительно. Эпигенетическое оруденение представлено пиритом, реже халькопиритом, пирротинном.

III. Каждому конкретному формационному типу присущи свои тенденции эволюции составов. Для гипербазитового формационного типа нижнего протерозоя зоны карелид наиболее вероятной является феннеровская тенденция эволюции состава, для того же формационного типа Аллареченского района — тенденция Боуэна. Для большинства массивов габбро-перидотитового формационного типа Карелии четко устанавливается тенденция Боуэна. Исключением являются дифференцированные интрузивы Хаутаваарской структуры, характеризующиеся совмещением обеих тенденций. Последнее присуще и габбро-перидотитовым интрузиям Аллареченского и Печенгского никеленосных районов Кольского полуострова.

Для расслоенных интрузий устанавливается два этапа эволюции составов: начальный для оливинитов и перидотитов, идущий по схеме Боуэна, и конечный (пироксениты, нориты, габбро-нориты), идущий по схеме Феннера.

Выделенные по петрохимическим данным тенденции эволюции подтверждаются последовательностью кристаллизации, а также характером корреляционных связей в многокомпонентных системах. Наряду с различиями в общих тенденциях эволюции намечаются и различия в характере корреляционных связей.

Гипербазитовый формационный тип

Для пород синклиория Ветренного пояса анализ множественных корреляционных зависимостей показал, что никель в многокомпонентной системе ассоциирует с магнием и хромом, обнаруживая наиболее существенные положительные связи (по убыванию силы связи) с магнием, хромом и серой, отрицательные — с двух- и трехвалентным железом. Положительная связь $Ni-S$ — вторичная. Она обусловлена привносом серы извне и сульфуризацией серпентина (главным образом). Никель фракционировал вместе с магнием и хромом на ранних стадиях кристаллизации с последующим частичным извлечением его за счет привноса серы.

В породах аллареченского района Кольского полуострова никель в многокомпонентной системе ассоциирует с магнием и хромом, обнаруживая наиболее существенные положительные связи (по убыванию силы связи) с магнием, хромом и серой, отрицательные — с титаном. Слабая положительная связь $Ni-S$, сопровождающаяся связью $Ni-Na$, является первичной и отражает незначительное накопление никеля в остаточном растворе вместе с летучими и щелочами. Кристаллизации этого раствора обременено образование мелких спорадических флогопито-амфиболо-сульфидных сростков сингенетического типа.

Габбро-перидотитовый формационный тип

Для пород синклиория Ветренного пояса максимальное положительное влияние на концентрацию никеля в метAPERИДОТИТАХ оказывает хром и трехвалентное железо и отрицательное — кремний. Кристаллизация ультрабазитов в условиях постоянства P_{O_2} с накоплением кремнекислоты в конечных продуктах и при дефиците серы приводит к рассеиванию основной части никеля в наиболее ранних окислах (хромит) и силикатах (оливин).

Аналогичные зависимости для никеля выявлены и в ультраосновной части массивов Хаутаваарского синклиория, где фракционирование никеля на ранних стадиях кристаллизации подчеркивается положительной связью $Ni-Mg$ и в ряде случаев отрицательной $Ni-S$.

В породах Аллареченского района Кольского полуострова наблюдается отличное поведение никеля от пород габбро-перидотитовых комплексов Карелии. Устанавливается, что никель ассоциирует с двухвалентным железом, серой и щелочами, обнаруживая тесную положительную связь с калием, натрием и серой и слабую — с магнием. Эти связи отражают накопление основной части никеля в остаточном расплаве, кристаллизация которого приводит к образованию сингенетических руд. В дальнейшем, с развитием алломагматических процессов, связь $Ni-S$ усиливается, а $Ni-Mg$ исчезает, что является следствием сульфуризации силикатов (оливина) при привносе серы извне.

Расслоенные интрузии Северной Карелии

Для ранних дифференциатов (оливинитов и перидотитов) на концентрацию никеля положительное влияние оказывают магний, $Al, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Ti, Si, Na$ и отрицательное — калий и кальций, отражающие тенденцию никеля накапливаться в магнетиальных силикатах (оливине). В поздних дифференциатах (габбро-норитах и габбро-пегматитах) резко уменьшается количество линейных связей с другими элементами. В этих условиях щелочи (калий и натрий) оказывают положительное влияние на концентрацию никеля, что в итоге способствует обособлению из остаточных расплавов рудной фазы.

В габбро-норитах массива Кивач никель имеет положительную связь (в убывшем порядке) с Mg, Co, Fe^{+2}, Cr, Mn и отрицательную связь с Si, Na, Al, Ca .

IV. Таким образом, ультрабазиты одного и того же или различных формационных типов в каждом конкретном районе обладают своими локальными геохимико-металлогеническими особенностями. Следовательно, наряду с дальнейшим развитием формационного и петролого-геохимического изучения ультрабазитов Балтийского щита возникает первоочередная задача выделения рудных формаций, связанных с ультрабазитами.

Н.П.Семенов

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЗМА

В изучении проблем метаморфизма важное значение имеют не только термодинамические, но и собственно химические аспекты: петрохимическая роль структуры и форм вхождения компонентов, дифференциальная подвижность элементов, характер и энергия химической связи, определяемые строением электронных оболочек атома.

Электроотрицательность и петрохимические свойства

Закономерности образования кристаллических решеток породообразующих минералов определяются эффективными радиусами и валентностью, обуславливающими изменения щелочных, амфотерных и кислотных свойств элементов. В развитии этих представлений широкое применение получило понятие электроотрицательности, как приближенное определение состояния наиболее распространенной в природных минералах ионно-ковалентной связи (степени ковалентности и ионности). В соответствии с этим выделяются группы элементов: сильно и слабо электроположительных: $K - 100$, $Na - 118$, $Ca - 137$, $Mg - 175$ и $Fe^{2+} - 185$; промежуточных - $Al - 220$, $Fe^{3+} - 245$; слабо и сильно электроотрицательных: $Si - 270$, $H - 312$, $O - 531$.

Породообразующие компоненты по их петрохимическим свойствам могут быть разбиты на щелочные и кислотные. Катионы в порядке щелочных свойств в соответствии с их электроотрицательностью располагаются в ряд: $K_2O, Na_2O, CaO, MgO, FeO$, а анионы в порядке убывания их кислотных свойств - в ряд: $[AlSi_3O_8]; [AlSiO_4]; [Si_4O_{10}]; [SiO_3]; [SiO_4]$.

Роль K_2O, Na_2O и H_2O в градуировке ступеней метаморфизма (дифференциация на сиалические и фемические компоненты и ее нарушение при участии H_2O)

В соответствии с рядом электроотрицательности K_2O и Na_2O , как наиболее сильные основания, соединяются в первую очередь с обладающими наиболее сильными кислотными свойствами алюмокремневыми анионами $[AlSi_3O_8]$, образуя молекулы полевых шпатов, а MgO и FeO , как обладающие более слабыми основными свойствами, соединяются предпочтительно с анионами более слабых кислот $-SiO_4, SiO_3$, образуя молекулы фемических минералов.

Эти петрохимические свойства, отчетливо проявляющиеся в дегидратированных силикатных системах на высоких ступенях метаморфизма (особенно в гнейсово-пироксеновой ступени), по мере увеличения содержания ионов водорода в решетках минералов резко нарушаются.

При вхождении в структуры минералов воды ее потенциал повышается, а активность щелочей падает. В этом случае последние вместе с магнием и железом соединяются с алюмокремневыми анионами и входят в структуру магнезиально-железистых гидроалюмосиликатов, характерных для метаморфических сланцев. Этой петрохимической ролью высокоподвижных компонентов K_2O, Na_2O и H_2O , входящих в структуру в обратно пропорциональной зависимости, во многом объясняется формирование различных типов структур минералов на разных ступенях метаморфизма. Их соотношения определяют собой основные направления в изменении минеральных парагенезисов на разных ступенях метаморфизма при разных температурах и давлениях.

Нами на диаграмме $(Na_2O + K_2O) - H_2O$ в зависимости от соотношения суммарно изменяющихся потенциалов щелочей и воды были показаны поля устойчивости минералов различных ступеней метаморфизма: метаморфических сланцев, роговиков и гнейсов — двуслодных, амфиболовых и пироксеновых. Последние характеризуются наиболее высокими потенциалами щелочей и наименьшими потенциалами воды.

Роль CaO и анортита для градуировки ступеней метаморфизма

Кальций обладает более слабыми основными свойствами в сравнении со щелочами и занимает промежуточное положение в ряду электроотрицательности. Поэтому по своим петрохимическим особенностям он, с одной стороны, связан с комплексным алюмосиликатным анионом $[AlSiO_4]$ в молекулах анортита, с другой — связан в двойных солях с анионами $[SiO_3]$ более слабой метакремневой кислоты — в пироксенах, амфиболах и, наконец, волластоните. Появление молекул анортита, образующих в изоморфизме с альбитом ряд плагиоклазов, имеет исключительно важное значение для градуировки ступеней метаморфизма. Оно знаменует переходы через роговиковую ступень, где только начинают зарождаться плагиоклазы, к гнейсовым ступеням, где они полностью устойчивы.

Кальциевые — анортитовые молекулы в составе твердых растворов плагиоклазов во всех остальных областях метаморфизма неустойчивы. В связи с повышением потенциалов воды молекула анортита замещается плотными гидроалюмосиликатами — эпидотом-цоизитом и реже лавсонитом. Важнейшей особенностью кальция является то, что он на самых низких ступенях метаморфизма в высокогидратизированных силикатных системах утрачивает активность к кремниевой кислоте, гидроалюмосиликат кальция распадается и образуются карбонаты кальция, ассоциирующие со слоистыми гидроалюмосиликатами — серицитом, хлоритом, гидрослюдами и альбитом.

Кальций в отличие от других породообразующих катионов — калия, натрия, магния и железа — принимает очень малое участие в образовании слоистых структур силикатов. Хрупкая кальциевая слюда — маргарит (эффесит) — образуется довольно редко в условиях грейзенизации в известковых породах. В алюмосиликатных породах при избытке CaO образуются эпидот, везувиан, гроссуляр и скаполит. Обнаруживая более слабую активность с анионами $[SiO_3]$ в сравнении с магнием, кальций реже образует метасиликат-волластонит. Волластонитовые породы отличаются большей основностью, чем форстеритовые. Это объясняется тем, что в последних с кремниевой кислотой связаны более слабые основания MgO и FeO, в связи с чем в процессе дедоломитизации и минерализации карбонатных пород основность их понижается.

Для анализа сосуществующих парагенетических пар темноцветных минералов и плагиоклаза важно изучение изменения соотношения $\frac{Ca}{Ca + Na + K}$ в темноцветных $k = \frac{Ca}{Ca + Na}$ в плагиоклазах.

Кальций при метаморфизме обнаруживает инертность. При интенсивных метасоматических процессах скарирования известняков кальций выносятся и замещается магнием и железом (осаждаются также кремнезем и глинозем), в связи с чем основность пород понижается. Очевидно, грейзенизация происходит при более высокой щелочности растворов, чем сканирование, когда вместо щелочей устанавливается активность магния и железа. Растворение таких оснований, как CaO и MgO, при метасоматозе приводит к повышению потенциалов щелочей в растворах. Поэтому в известняках при интенсивной фильтрации и привносе щелочей могут образовываться флогопитовые слюдиты, лазуриты и нефелин.

Сверхвысокотемпературные ассоциации кальциевых минералов — муллита, ларнита, монтичелита, галенита и др. — наблюдаются в условиях пироконтактного метаморфизма.

Исключительное значение имеет петрохимическая роль магния, который вместе с железом относится к ряду мафических компонентов, являющихся антагонистами силикатных компонентов.

В формировании земной коры наблюдается дифференциация силикатных и мафических компонентов: накопление первых в верхних частях земной коры $[SiAl]$ и скопление мафических компонентов ниже, в верхней мантии $[SiMg]$. Этот геохимический закон, отражающий дифференциацию силикатных и мафических компонентов в разных кристаллических решетках силикатов, проявляется на высоких ступенях метаморфизма. В гнейсово-пироксеновой ступени, как уже отмечалось выше, железо и магний с анионами $[SiO_3]$ и $[SiO_4]$ целиком концентрируются в кристаллических решетках пироксенов и оливинов. Эти дегидратизированные структуры не содержат алюминия.

Орто- и метасиликаты магния весьма активно гидратируются и образуют широкий ряд слоистых структур алюмомагнезиальных и магнезиальных слоистых минералов: талька, хлорита, хлоритоида и гидрослюд, образуется и гидроокисел магния — $Mg(OH)_2$ (брусит). Поэтому в тех областях метаморфизма, где полевые шпаты неустойчивы вследствие падения потенциалов щелочей и повышения активности воды, дифференциация силикатных и мафических компонентов в различных решетках не наблюдается.

В кристаллических решетках силикатов MgO и FeO обнаруживают ограничения в степени изоморфизма в различных совместно ассоциирующихся минералах. Активность (α_1) или потенциалы (μ) FeO и MgO в разных фазах равновесной парагенетической ассоциации не пропорциональны их молярному содержанию — концентрации (N) компонентов в минералах. В одних минералах они выше концентрации, в других — ниже. Пропорционально повышению активности железа в той или иной фазе понижается активность магния. Поэтому изучение соотношения магнезиальности и железистости, неравномерности изоморфной смесимости магния и железа имеет важное петрохимическое значение для выяснения условий образования минералов.

Изучение кристаллохимических и энергетических аспектов этих явлений осуществляется рентгено-структурными, радиоспектроскопическими методами и методами эффекта Мессбауэра. Некоторые работы в этом направлении проведены в Институте геохимии и физики минералов АН УССР.

Изучение явления $Mg-Fe^{2+}$ упорядоченности в пироксенах и амфиболах и характера $Si-Al$ распределения в октаэдрах и тетраэдрах, особенностей дислокационных структур этих минералов позволяет получить новый оригинальный материал о связи условий образования главнейших породообразующих минералов с кристаллохимическими представлениями об их природе.

Замещение магния железом в структурах силикатов резко сказывается на понижении температур плавления. Так, разница в температуре плавления форстерита и фаялита составляет 680° и, наоборот, показатели преломления повышаются по мере замещения в силикатах магния железом. Эти явления А.С.Поваренных объясняет ролью участвующих в химической связи валентных электронов, имеющих у переходных элементов ряда железа.

Четверная и шестерная координации Al_2O_3 и их петрохимическая роль

Важнейшее значение для изучения метаморфических реакций имеет петрохимическая роль глинозема. Последний входит в состав комплексных алюмокремневых анионов, образующих с сильными катионами K и Na молекулы полевых шпатов $Or-Ab-An$, степень изоморфизма которых меняется на различных ступенях метаморфизма. При высоких гнейсово-пироксеновых ступенях метаморфизма появляется неограниченный изоморфизм молекул $Or-Ab$ с образованием неупорядоченных калий-натровых полевых шпатов, распадающихся при упорядочении в микропертиты. Высокая степень изоморфной смесимости $Or-Ab$ молекул сопровождается понижени-

ем изоморфизма $Ab - An$ и в связи с этим повышением основности плагиоклазов, ассоциирующих с микропертитами в высокодегидратизированных системах гнейсово-пироксеновых парагенезисов.

При анализе энергетики реакций нужно иметь в виду энергетические эффекты образования твердых растворов (например энтропия плагиоклаза $An_{50} - Ab_{50}$ больше суммы энтропий 0,5 альбита, 0,5 анортита на 25%). Образование твердых растворов, изменение степени изоморфизма калий-натровых полевых шпатов, изучение различных типов пертитовых и антипертитовых прорастаний являются важным критерием для анализа и градуировки метаморфических процессов. Явления полиморфизма калиевого полевого шпата (сандин, ортоклаз, микроклин, адуляр), порядок и беспорядок, степень симметрии - моноклинности и триклинности калиевого полевого шпата, имеют важное значение для анализа парагенезисов различных ступеней метаморфизма. Важное значение имеет выяснение условий смены парагенезисов с альбитом на парагенезис с адуляром.

Помимо каркасных структур полевых шпатов, где заряд глинозема, входящего в тетраэдры, компенсируется крупными катионами K, Na и Ca , глинозем по мере повышения степени гидратации входит в состав магнезиально-железистых силикатов в четверной и шестерной координациях. При этом в ряду силикатов, содержащих магний и железо, количество алюминия увеличивается по мере увеличения роли воды в структуре минералов: от нуля в ортопироксене до 25% в слюдах и хлоритах.

Степень глиноземистости и характер распределения $Si - Al$ в структуре силикатов являются важным показателем условий образования их в различных ступенях метаморфизма. Выявление этих закономерностей связано с изучением петрохимической роли Al , входящего в решетки минералов в четверной и шестерной координациях. Количественная оценка форм вхождения Al в четверной и шестерной координациях в различных реальных минералах может быть осуществлена методами магнитного резонанса, а в окружении железа и других элементов особенно эффективно применение методов двойного ядерного электронного парамагнитного резонанса.

В системах с недостатком кремнезема в условиях высокотемпературного метаморфизма глинозем образует алломошпинель.

Глинозем в метаморфических процессах перестройки кристаллической структуры является одним из наименее подвижных компонентов. Некоторую подвижность он обнаруживает только в гнейсовых ступенях, когда, например, актинолит преобразовывается в роговую обманку с привнесом в решетку Al_2O_3 . При выщелачивании в условиях интенсивной фильтрации метасоматических растворителей глинозем сохраняет инертность, в связи с чем образуются скопления диаспора, корунда, андалузита.

Петрохимические и структурные аспекты (роль водорода и кристаллохимическая модель метаморфизма)

Особую роль в перестройке структуры минералов на разных ступенях метаморфизма играет водород, связанный в основном в воде. Метаморфические процессы начинаются только в присутствии жидкообразных растворов, в которых вода является главным компонентом. Вода увеличивает число частиц, эффективно участвующих в реакции, улучшает условия диффузии и скорость реакции. Скорость реакции образования форстерита в присутствии воды возрастает, например, в 10^8 раза по сравнению с сухим состоянием.

Известно, что земная силикатная кора по объему состоит на 93% из кислорода. Кремнево-кислородные тетраэдры образуют наиболее плотную упаковку кислорода с межатомными расстояниями 1.61 \AA и расстояниями при октаэдрической упаковке 1.91 \AA . В эти промежутки между ионами плотной тетраэдрической упаковки свободно входят малые ионы Si и Al , не разрывая их сплошности. Средние по размерам ионы Mg^{2+} и Fe^{2+} уже несколько раздвигают и деформируют тетраэдрическую упаковку кислорода, а крупные ионы Ca^{2+}, Na^+, K^+ , входя в структуру, разрывают плотные кремнекислородные тетраэдры и окружены непрерывно расположенными

группами SiO_2 . С этим, вероятно, и связано образование структур силикатов – тетраэдров, цепочек, лент, листов и каркасов с числом зарядов на один кремний соответственно 4, – 2, – 1.5, – 1, – 0.

Высокая подвижность именно крупных катионов K^+ и Na^+ , деформирующих – разрывающих – плотную упаковку кислорода, связана постоянно с подвижностью водорода и других активаторов – фтора и хлора, которые ослабляют энергию связи ионов кислорода и делают их более проницаемыми для перемещения калия и натрия. Положение в гидроксильных связях понижает связь кислорода с другими ионами (R); увеличивается расстояние O-R между кислородом и другими ионами за счет уменьшения расстояния O-H. Водород входит в структуру минералов в форме H^+ OH^- H_2O и H_3O^+ .

Оксоний H_3O^+ изоморфно замещает анион K^+ и Na^+ , представляя их аналоги в слоистых минералах и др. Гидроксильная группа OH^- является координирующей; она понижает связь между атомами, повышая их координацию. В виде буферных молекул вода располагается во внешних сферах между координирующей водой (группа OH). Цеолитная вода не нарушает прочности связей между атомами, поэтому свободно может входить в решетку и удаляться из нее. Таким образом, вода находится в минералах в различных состояниях: в виде OH^- групп, которые замещают кислород, реже в виде OH^{3+} и, наконец, в виде H_2O – слабо связанной адсорбированной и межслоевой – гидратизированных вокруг ионов компенсаторов зарядов. Ядерный магнитный резонанс на протонах позволяет изучать состояние воды в минералах и выявлять некоторые особенности взаимодействия молекул с ближайшим окружением, а также характеризовать кинетические параметры.

Дегидратация при переходе от метаморфических сланцев к гнейсам ведет к перестройке структур минерального вещества, к переходу от слоистых силикатов к каркасным структурам и сопровождающим их ленточным и цепочечным магнезиально-железистым силикатам. Уже отмечалась особая роль Al в алюмосиликатных структурах; алюмосиликаты образуют два главных структурных мотива – каркасы и листы с числом зарядов на один кремнезем в каркасе 0 и в листах – 1. Развитие листоватых структур характерно для низких ступеней метаморфизма – метаморфических сланцев, а каркасные структуры возникают в роговиковой и особенно характерны для гнейсовых ступеней.

В роговиковой ступени широко развиты неупорядоченные структуры прорастания; полевошпатизация, в отличие от гнейсовых ступеней, еще не полная; алюминий в роговиках входит в состав кордиерита, граната, везувiana, ставролита, андалузита, эпидота.

Весьма важное значение имеет комплексное изучение слоистых силикатных структур, которые составляют подавляющую массу исходного материала для метаморфических пород и преобладают среди минералов высокогидратизированных ассоциаций начальных ступеней метаморфических процессов.

Тетраэдры, цепочки и ленты образуют магнезиально-железистые силикаты (оливин, пироксены, амфиболы), где соответственно число зарядов на один кремний составляет 4, – 2, – 1.5; при этом алюминий может входить в значительных количествах в четверной и шестерной координациях в ленточную структуру амфиболов.

Петрохимические и энергетические аспекты систематики метаморфических пород (подвижность и дифференциация компонентов при метаморфизме и метасоматозе как основа систематики)

Для образования большинства собственно метаморфических пород метаморфические преобразования связаны с изменением массы K_2O , Na_2O , H_2O и реже CO_2 . Через изменения потенциалов этих подвижных компонентов (воды и щелочей) мы можем выразить сумму энергий, связанных с изменением давления и температуры при переходе от одной ступени метаморфизма к другой:

$$dz_c = dz_{K_2O + Na_2O} - dz_{H_2O} = \mu_{K_2O + Na_2O} dm_{K_2O + Na_2O} - \mu_{H_2O} dm_{H_2O}.$$

Изменение свободной энергии системы dz_c равно изменению свободной энергии, связанной с изменением потенциала щелочей, минус изменение свободной энергии, связанной с изменением потенциала воды.

В отличие от собственно метаморфизма в условиях метасоматоза под воздействием интенсивной фильтрации растворов наблюдается резкое изменение потенциалов отдельных компонентов, могут изменяться массы всех компонентов, потенциалы одних компонентов делаются высокими, других – низкими, идет метаморфическая дифференциация компонентов. Мы можем написать уравнение для изменения свободной энергии dz_c разных типов метасоматических процессов:

$$dz_{\text{системы}} = \pm \mu_{K_2O} dm_{K_2O} \pm \mu_{Na_2O} dm_{Na_2O} \pm \mu_{CaO} dm_{CaO} \pm \mu_{MgO} dm_{MgO} \pm \mu_{FeO} dm_{FeO} \pm \mu_{H_2O} dm_{H_2O}.$$

Вследствие того, что при метасоматозе наблюдается подвижность большинства компонентов, уменьшается число фаз и могут образоваться мономинеральные породы.

Выделяются три главные ступени метаморфических процессов в зависимости от потенциалов подвижных катионов:

калийный метасоматоз и выщелачивание – наблюдаются в условиях меняющихся потенциалов калия, когда происходит вынос компонентов с низкими потенциалами (Na, Ca, Mg, Fe) и образуются кристаллические слюдяные сланцы и грейзенизированные слюдиты и алюмокварциты;

натриевый щелочной метасоматоз – происходит в условиях высоких потенциалов натрия; его продукты представлены альбититами, натровыми щелочными сланцами, нефелин-лазуритовыми метасоматитами;

кальций-магнезиально-железистый метасоматоз – происходит в условиях высоких потенциалов Ca, Mg и Fe и низких – K и Na; образуются скарны.

В соответствии с изложенным естественная систематика метаморфических и метасоматических пород может быть основана на химической энергии, выраженной в потенциалах подвижных компонентов. Деление метаморфических пород на изофизические ряды отражает общие закономерности минералообразования, протекающего в условиях метаморфизма в подвижных зонах земной коры.

А.А.Маракушев

СИСТЕМА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЦИЙ

Разработка системы метаморфических минеральных фаций требует четкого определения термодинамических факторов метаморфизма. При этом основную роль несомненно должны играть петрографические данные. Область метаморфизма нередко ограничивается превращениями горных пород с изменением содержания только летучих компонентов (H_2O и CO_2), а процессы более широкого изменения химического состава характеризуются как метасоматические. Такое представление кажется мало оправданным. Привнос-вынос компонентов не может служить основой термодинамического разграничения метасоматических и метаморфических систем. Метасоматические процессы, как подчеркивалось еще Линдгреном (в отличие от метаморфических), осуществляются при постоянстве объема, т.е. они независимы от литостатического давления (условия динамической изоляции). Соответственно, факторами равновесия являются температура, объем, химические потенциалы вполне подвижных и

массы инертных компонентов (Коржинский, 1957). Для регионального метаморфизма, в отличие от метасоматоза, характерна зависимость от давления. Это подчеркивалось уже на ранних стадиях изучения метаморфических пород (зоны глубинности Грубенмана-Ниггли) и положено в основу концепции минеральных фаций. Факторами равновесия в метаморфических системах являются температура, литостатическое давление, химические потенциалы вполне подвижных и массы инертных компонентов.

Таким образом, метасоматические и метаморфические системы различаются прежде всего по их отношению к литостатическому давлению (изохорические и изобарические системы). В части геохимического режима различия их не характерны: при метаморфизме, как и при метасоматозе, возможен широкий привнос-вынос компонентов. Но привносимые и выносимые компоненты, как и первичные составляющие горных пород, кроме H_2O и CO_2 , при метаморфизме ведут себя большей частью инертно, чем обуславливается большая полиминеральность метаморфических пород по сравнению с метасоматическими. Полиминеральность метаморфических пород иногда рассматривается в качестве признака отсутствия привноса-выноса компонентов при метаморфизме. Например, по мнению Н.Л.Добрецова, полиминеральность глаукофановых сланцев Пенжинского хребта "свидетельствует, согласно правилу фаз, об инертности главных компонентов и отсутствии заметного их перемещения даже на небольшие расстояния" (Добрецов, Пономарева, 1965, стр.198). Такая интерпретация является ошибочной: правило фаз не имеет никакого отношения к выявлению привноса-выноса компонентов при метаморфизме. Им определяются условия равновесия минералов - число степеней свободы, которое зависит от многих причин: степени метаморфизма, кристаллохимических особенностей минералов и т.д. Так, с понижением температуры сокращаются возможности образования твердых растворов, что равносильно уменьшению числа степеней свободы и увеличению числа минералов. Это прослеживается, например, в ряду продуктов метаморфизма базальтоидов: базальт (плаггиоклаз + пироксен) - амфиболит (плаггиоклаз + роговая обманка + кварц) - эпидотовый амфиболит (плаггиоклаз + роговая обманка + эпидот + кварц) - эпидот-хлорит-актинолитовый сланец (альбит + актинолит + хлорит + эпидот + кварц) и т.д. При охлаждении происходит распад твердых растворов, т.е. образование вместо одной двух или нескольких фаз более фиксированного состава.

Исследование привноса-выноса компонентов при метаморфизме требует петрохимических данных. Их обобщение показывает, что региональный метаморфизм горных пород происходит под воздействием глубинных флюидов, первоначально обогащенных натрием и изменяющих свой состав в сторону возрастания роли калия в результате взаимодействия с терригенными толщами и гранитоидными расплавами. Наличие флюидов является необходимым условием регионального метаморфизма, которое осуществляется в определенной связи с тектонической эволюцией геосинклиналей. Основоположники представления о геосинклиналях (Дж.Холл, Дж.Дэна, Е.Ог) ограничивали это понятие областями накопления мощных осадочных толщ особого геотектонического режима, которые служат ареной последующей складчатости и превращаются в возвышенные части земной коры "в результате гигантской инверсии рельефа за счет опущенных регионов, где они зародились" (Обуэн, 1967).

Штилли впервые обратил внимание на наличие областей мощного осадконакопления, которые никогда не подвергались орогенезу и инверсии рельефа. Эти области Штилли предложил также относить к геосинклиналям, расширив границы этого понятия. Но в отношении метаморфизма эти два типа геоструктурных областей резко различаются. Региональный метаморфизм всегда связан с областями складчатости и других дислокаций. В прогибах, не подвергшихся орогенезу, региональный метаморфизм слоистых толщ отсутствует, несмотря на значительные погружения. Примерами могут служить глубоководные впадины внутренних морей типа Каспийской, в которой по сейсмическим данным (Косминская, 1958, 1961) мощность неметаморфизованных отложений достигает 25 км (скорость прохождения волн 3,5 км/сек), и залегают они непосредственно на базальтовом слое (скорость 6,6 км/сек). При таком погружении осадков несомненно достигались термодинамические условия, при которых в тектонически активных геосинклиналях происходит метаморфизм. Это свидетельствует против представлений о метаморфизме погружения (Винклер, 1969).

Отсутствие регионального метаморфизма вне областей дислокаций (подвижных зон по Н.П.Семенову) давно обращало на себя внимание и обычно связывалось с недостаточным для осуществления метаморфизма подъемом температуры, обусловленным нормальным геотермическим градиентом (Соболев, 1949; Семенов, 1966; Заридзе, 1968 и др.). Нужно иметь в виду также, что в недислоцированных прогибах создаются условия закрытой физико-химической системы, и литостатическое давление, распространяясь не только на твердые фазы, но и на поровой флюид, препятствует явлениям дегидратации и декарбонатизации. Литостатическое давление в этом случае может отождествляться с общим давлением ($P_s = P_{общ}$).

Подвижные пояса отличаются прежде всего тем, что в них, благодаря дислокациям, повышается проницаемость земной коры, что способствует образованию восходящих потоков флюидов и подъему геоизотерм. В условиях флюидной проницаемости литостатическое давление распространяется только на твердые фазы и благодаря этому не препятствует, а способствует реакциям с освобождением летучих компонентов.

Литостатическое давление при метаморфизме нельзя отождествлять с общим давлением ($P_s = P_{общ} = P_{H_2O}$), как это делается при рассмотрении минеральных фаций во многих работах (Hietanen, 1967; Szadeczky-Kardoss, 1968; Винклер, 1969 и др.). Парциальное давление воды P_{H_2O} , давление флюида (P_f) и литостатическое давление на твердые фазы (P_s) являются в условиях метаморфизма независимыми параметрами, причем $P_s > P_f > P_{H_2O}$. Это определяет основной тип диаграммы для разработки системы метаморфических фаций: $P_s - T$ при $P_{H_2O} \approx 1000$ атм (Маракушев, 1968), которая используется в этой работе. При ее построении рассчитывались вспомогательные диаграммы $P_s - \mu_{H_2O}$ ($T = const$), углы наклона моновариантных линий на которых находятся в соответствии с положением их на диаграмме $P_s - T$ ($P_{H_2O} = const$). Построение диаграмм $P_s - \mu_{H_2O}$ позволяет по методу смещенного равновесия с большой детальностью отобразить вариации состава минералов в пределах отдельных фаций и субфаций (Маракушев, 1965). Во многих схемах минеральных фаций (Винклер, 1969) переменность состава метаморфических минералов в должной мере не учитывается, и парагенезисы рассматриваются относительно суммарных компонентов (диаграммы *Acf*, *Afk*, *Afm* и др.). Такое упрощение находится в несоответствии с современной детальностью петрографического изучения горных пород и дает неправильное представление о взаимоотношениях метаморфических фаций и субфаций.

Предлагаемая система фаций, в которой согласованы парагенезисы метаморфических пород, образовавшихся как по глинистым терригенным отложениям, так и по разнообразным базальтоидам, характеризуется диаграммами рис.1-5. Для расчета равновесий использованы данные по термодинамическим свойствам минералов, которые содержатся в сводках (Верятин и др., 1965; Robie and Waldbaum, 1968; Карпов и др., 1968; Карапетьянц и др., 1968), и в оригинальных работах по жадеиту (Hlabse and Kleppa, 1968), анальциму и полевым шпатам (Waldbaum, 1968), полиморфам Al_2SiO_5 (Anderson and Kleppa, 1969; Holm and Kleppa, 1966), эпидоту (Stens, 1966; Sommerfeld, 1967) и др. Использовались экспериментальные работы по перекристаллизации базальтоидов (Грин и Рингвуд, 1968; Геншафт и др., 1967) и равновесиям водных минералов, из которых, помимо вошедших в работу (Маракушев, 1968), отметим новые данные по альмандину и железистому хлориту (Hsu, 1968), ставролиту и хлоритоиду (Ganguly and Newton, 1968; Ganguly, 1968; Richardson, 1968), пумпеллииту и прениту (Stens, 1968), вайракиту, ломониту и лавсониту (Liou, 1968; Nitsch, 1968), кордиериту (Schreyer, 1967; Richardson, 1968), пирофиллиту (Kerrick, 1968) и др. Расчетные и экспериментальные данные согласованы с петрографическими материалами и с данными минералогической термометрии (Барт, 1962; Перчук, 1967, 1968; Sen and Chakraborty, 1968; Saxena, 1968 и др.)

На рис.1 представлена общая фациальная схема, на которой намечены поля устойчивости кианитовых эклогитов, эклогитовых (гранат-клинопироксеновых) гранулитов,

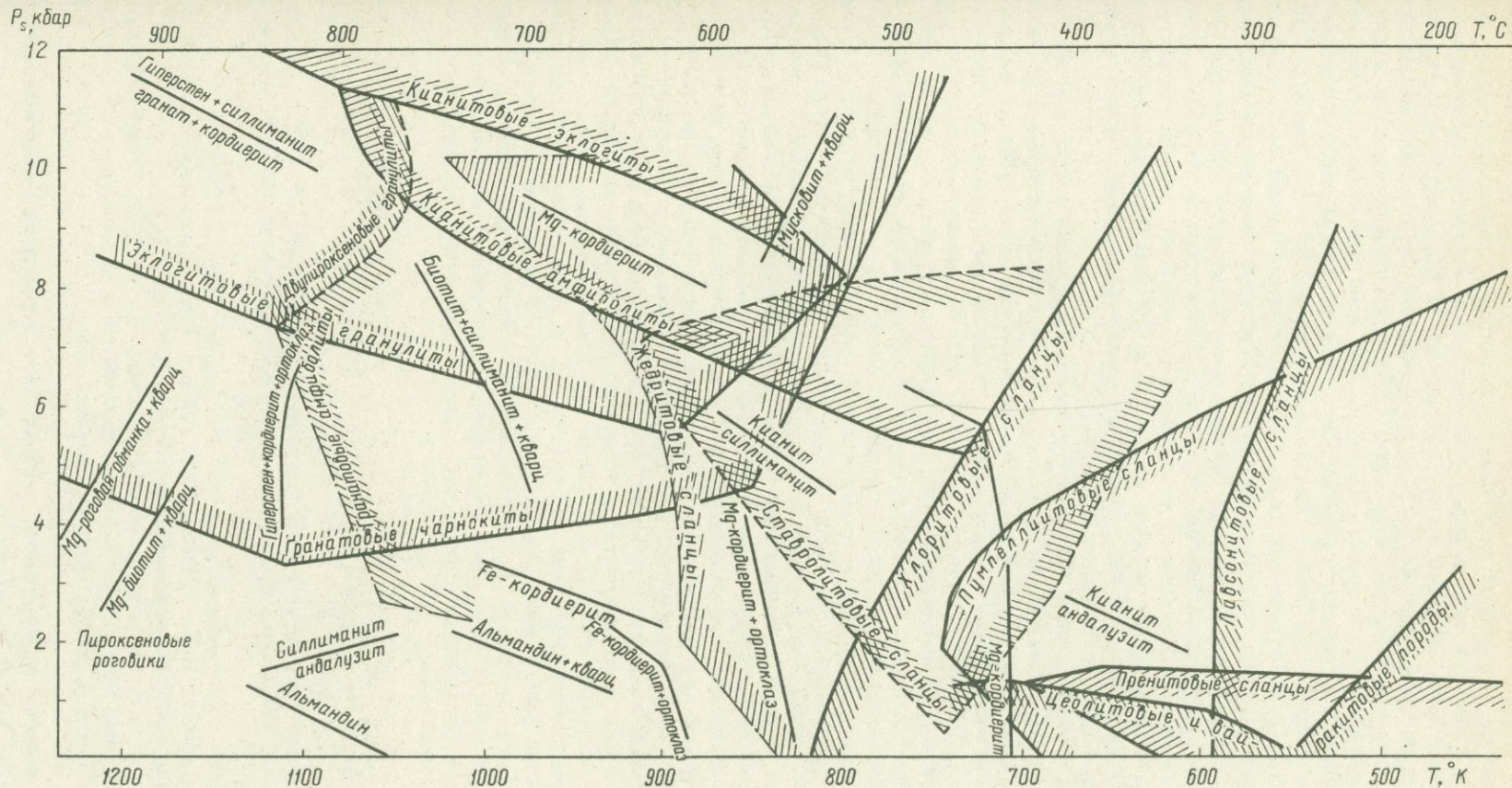


Рис. 1. Общая схема метаморфических фаций метapelитов и метабазитов на диаграмме $P_5 - T$ ($P_{H_2O} = 1000 \text{ атм}$).

двупироксеновых гранулитов, гранатовых чарнокитов, пироксеновых роговиков, кианитовых амфиболитов, гранатовых амфиболитов, жедритовых, ставролитовых и хлоритовых сланцев, сланцев и других пород с пумпеллитом, пренином, лавсонитом, вайрацитом и цеолитами. Показаны пределы устойчивости важнейших метаморфических минералов и парагенезисов: биотита, роговой обманки, альмандина, кордиерита, андалузита, кианита, силлиманита, кордиерита с гиперстеном и ортоклазом, кордиерита с гранатом, биотита с силлиманитом и др. Эти поля устойчивости типов пород и парагенезисов соответствуют минеральным фациям. Диаграмма представляет предельно схематизированный вариант фациальной системы, но и она характеризует большую сложность взаимоотношений фаций, которые в значительной части перекрывают друг друга. Например, типичные для древних глубинных комплексов фации двупироксеновых и эклогитовых гранулитов целиком располагаются в области устойчивости гранатовых чарнокитов (парагенезис граната с гиперстеном, калиевым полевым шпатом и кварцем). В глубинных комплексах он ограничен железистостью граната $f < 75$, тогда как при железистых составах его устойчивость распространяется в зоны умеренной глубинности (гипабиссальные феррогиперстеновые чарнокиты) вплоть до фации пироксеновых роговиков.

На диаграмму рис.2 сведены минеральные равновесия, послужившие основой для выделения рассматриваемых фаций; охарактеризованы взаимоотношения с другими равновесиями. Дальнейшая детализация фаций (расчленение их на субфации и характеристика состава минералов в зависимости от температуры и давления) представлена на рис.3 (высокотемпературные фации), рис. 4 (среднетемпературные фации) и рис.5 (низкотемпературные фации). Они показывают, что для многих парагенезисов намечается широкая термодинамическая устойчивость благодаря значительным вариациям состава минералов. Например, имеет место значительное совмещение устойчивости эклогитового парагенезиса с фациями гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой. Ряд фаций ставролитовых и жедритовых пород характеризуют условия среднетемпературного минералообразования, но область устойчивости ставролита с кварцем в некоторой части охватывает и низкотемпературную кварц-хлоритовую фацию. Кварц-хлоритовая фация подразделяется на ряд субфаций: кварц-цоизит-кианитовую, кварц-лавсонитовую, пренин-пумпеллитовую, цеолитовую и др. Из них первые две отвечают условиям повышенного давления. Нижняя граница лавсонит-кварцевого парагенезиса определяется реакциями с образованием вайракита или ломонтита, т.е. устойчивость его распространяется до цеолитовой фации. Вхождение пренина, пумпеллита, а также цеолитов в некоторые кварц-лавсонитовые комплексы (например, в Калифорнии) исключает представления об очень высоком давлении, необходимом для их образования. В кварц-хлоритовой фации повсеместно устойчив парагенезис кварца с глаукофаном, в ассоциации с которым обычны также другие минералы, богатые натрием: эгирин, эгирин-жадеит, натровый актинолит и альбит. Образование глаукофановых сланцев обусловлено геохимической спецификой метаморфизма на ранних этапах метаморфической эволюции метаморфических комплексов.

Литература

- Барт Т.Ф. Измерение палеотемператур гранитных пород. Изд-во АН СССР, 1962.
 Верятин У.Д. и др. Термодинамические свойства неорганических веществ. Атомиздат, 1965.
 Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., изд-во "Мир", 1969.
 Геншафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н., Петров В.П. Возможные пути эволюции глубинного вещества земли.-Физика Земли, 1967, № 9.
 Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии, М., изд-во "Мир", 1968.
 Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта Северо-Западной Камчатки.-Докл. АН СССР, 1965, том 160, № 1.
 Заридзе Г.М. О времени регионального метаморфизма в развитии геологического цикла. *Geologické práce, Bratislava*, 1968. Zpravy 44-45.
 Карапетьянц М.Х., Карапетьянц М.Л. Основные термодинамические константы неорганических веществ. М., изд-во "Химия", 1968.

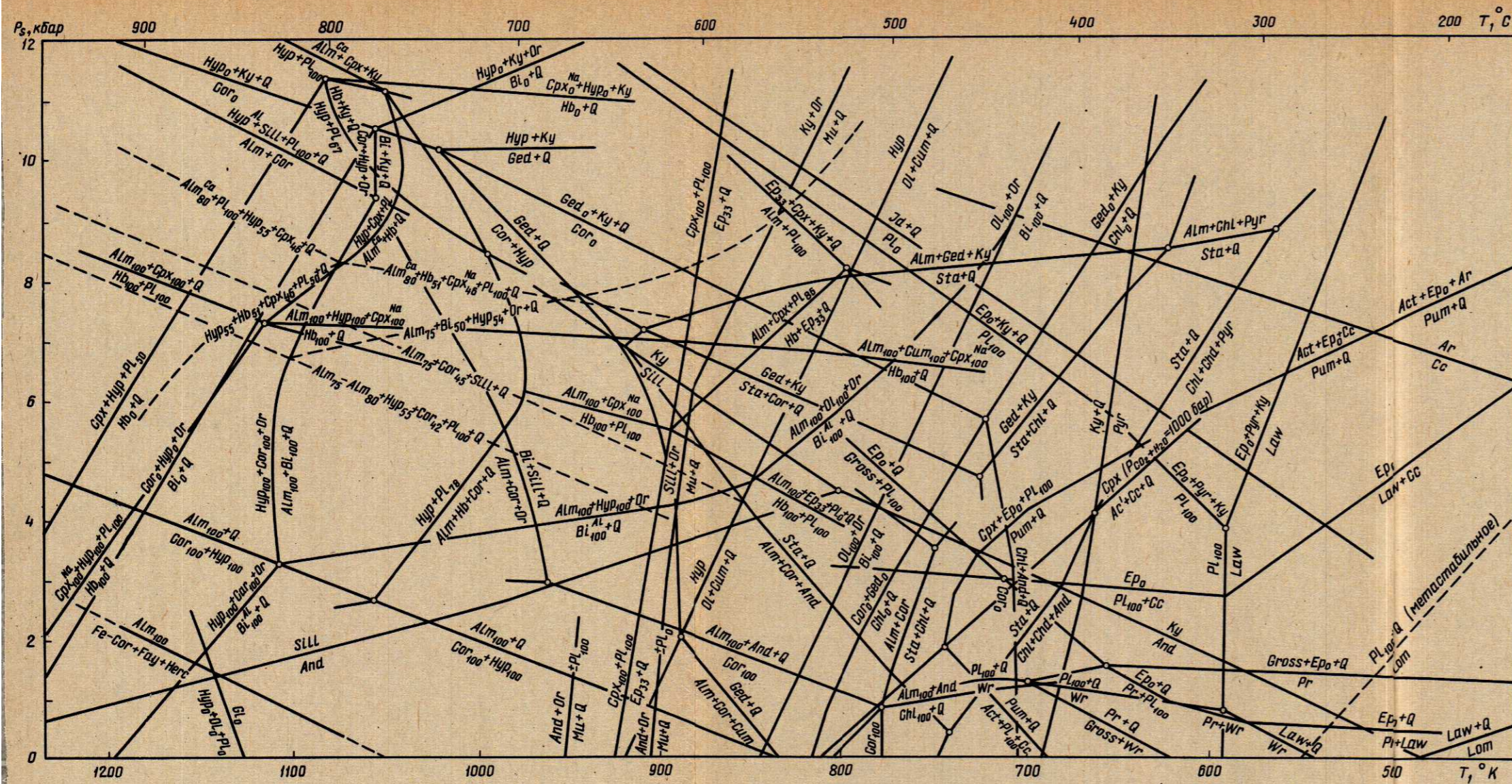


Рис. 2. Система минеральных равновесий, определяющих границы важнейших минеральных фаций и субфаций

Alm_{Ca} - гранат ряда пироп-альмандин, богатый кальциевым компонентом; Alm_{70} - гранат ряда пироп-альмандин и его железистость; And - андалузит; Act - актинолит; Ar - арагонит; Bi_0 - биотит; Bi_{Al} - биотит, богатый истонит-сидерофиллитовым компонентом; Chl - хлорит; Chd - хлоритоид; Cor - кордиерит; Cum - куммингтонит; Cpx - клинопироксен; Cpx_{Na} - клинопироксен, богатый жадеитом; Cc - кальцит; Ep_0 - клиноцоизит; Ep_{33} - эпидот; Fay - фаялит; $Gross$ - гроссуляр; Ged - жедрит; Gl - глаукофан; Hyp - гиперстен; $Herc$ - герцинит; Hem - гематит; Hb - роговая обманка; Jd - жадеит; Ky - кьянит; Law - лавсонит; Lom - ломонит; Mu - мусковит; Ol - оливин; Or - ортоклаз (КПШ); Pr - пренит; Pum - пумпеллит; Pyr - пирофиллит; Pl_0 - альбит; Pl_{100} - анортит; Q - кварц; $Sill$ - силлиманит; Sta - ставролит; Wr - вайрацит

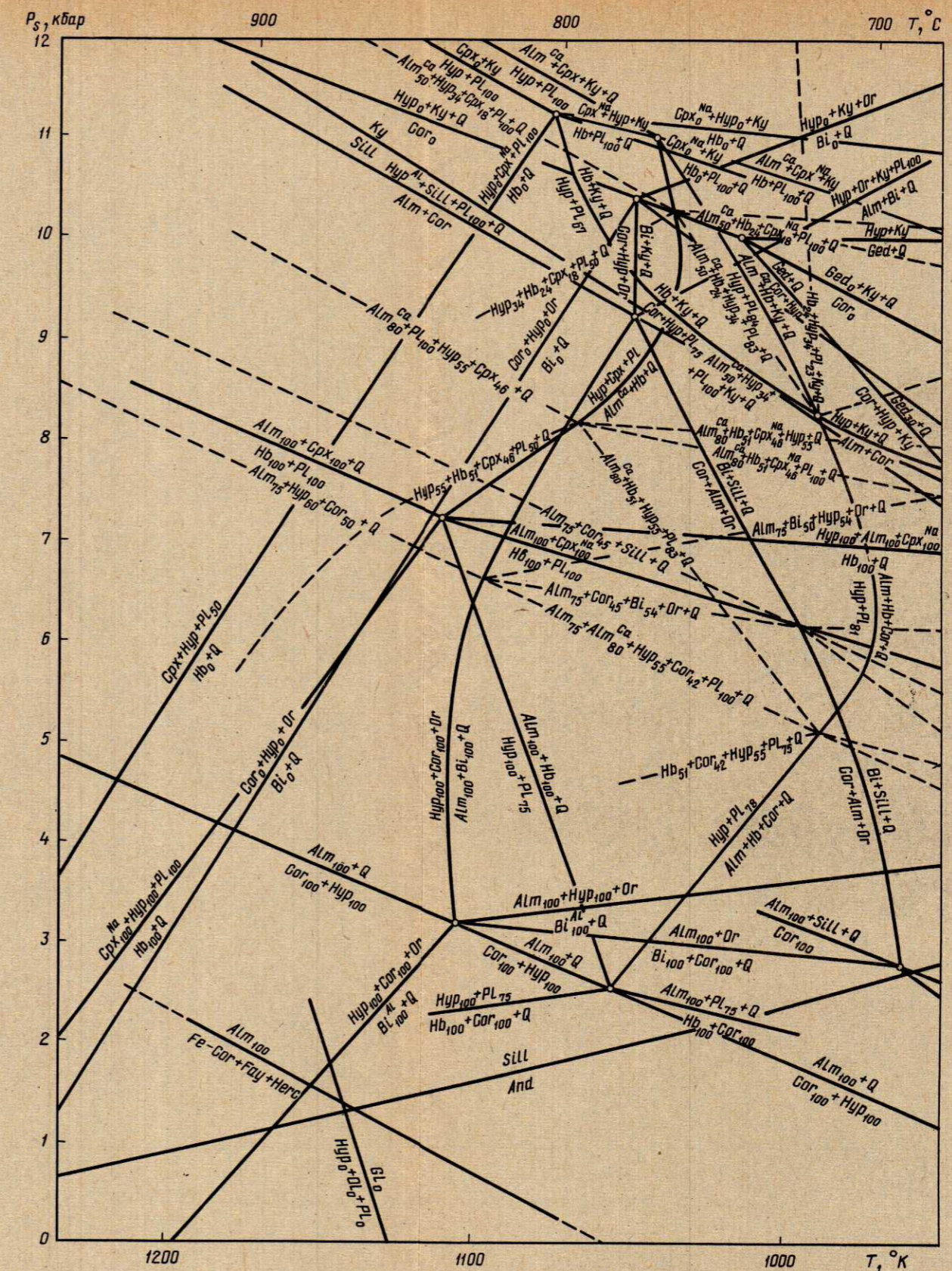


Рис. 3. Детализация минеральных равновесий высокотемпературных фаций

- Карпов И.К., Кашик Е.А., Пампура В.Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии, М., изд-во "Наука", 1968.
- Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Косминская И.П. Строение земной коры по сейсмическим данным. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, № 4.
- Косминская И.П. Строение земной коры глубоководных впадин Черного, Каспийского, Японского, Охотского и Берингова морей. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1961, № 6.
- Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., изд-во "Наука", 1965.
- Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., изд-во "Наука", 1968.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М., изд-во "Мир", 1967.
- Перчук Л.Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 11.
- Перчук Л.Л. Влияние температуры и давления на равновесия природных железомagneзиальных минералов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 6.
- Семенов Н.П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, 1966.
- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовского Университета, 1949.
- Anderson P.A.M., Kleppa O.J. The thermochemistry of the kyanite-sillimanite equilibrium. Amer. Journ. Sci., 1969, 267, N 3.
- Ganguly J. Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-O}_2$. Amer. Journ. Sci., 1968, 266, N 4.
- Ganguly J., Newton R.C. Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. Journ. Petrol., 1968, N 3, 2.
- Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism. Journ. Geology, 1967, 75, 187.
- Hlasek T., Kleppa O.J. The thermochemistry of jadeite. Amer. Miner., 1968, 53, N 7-8.
- Holm J.L., Kleppa O.J. The thermodynamic properties of aluminium silicates. Amer. Miner., 51, 1966, 1608.
- Hsu L.C. Selected Phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. Journ. Petrol., 1968, 9, N 1.
- Kerrick D.M. Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1,8 kilobars and 3,9 kilobars water pressure. Amer. Journ. Sci., 1968, 266, N 3.
- Liou Juhn-guang. Zeolite equilibria in the system $\text{Ca-Al}_2\text{O}_3\text{-2SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$, the stabilities of wairakite and laumontite. Geol. Soc. Amer. Program with Abstracts of the 1968 Annual Meetings, Mexico City, Mexico, 1968.
- Nitsch K.H. Die stabilität von lawsonite. "Naturwissenschaften", 1968, 55, N 8.
- Richardson S.W. Staurolite stability in a part of system Fe-Al-Si-O-H. Journ. Petrol., 1968, 9, N 3.
- Robie R.A., Waldbaum D.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298,15°K (25,0°C) and one atmosphere (1,013 bars) pressure and at higher temperatures. U.S. Government Printing Office, Washington, 1968.
- Saxena S.K. Distribution of iron and magnesium between coexisting garnet and clinopyroxene in rocks of varying metamorphic grade. Amer. Miner., 1968, 53, N 11-12.
- Schreyer W. A Reconnaissance study of the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at pressure between 10 and 25 kb. Year Book² 66 of Carnegie Inst., Washington, 1967.

- Sen S.K., Chakraborty K.R. Magnesium-iron exchange equilibrium in garnet-biotite and metamorphic grade. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 1968, Band 108, Heft 2.
- Sommerfeld R.A. A critical evaluation of the heats of formation of zoisite, muscovite, anortite and orthoclase.—Journ. Geol., 1967, N 4, 75.
- Sterns R.G.J. Properties of the Al-Mg-Mn epidotes.—Miner. Mag., 1966, 35.
- Sterns R.G.J. Reconnaissance of the prehnite stability field.—Miner. Mag., 1968, 36, N 282.
- Szadeczky-Kardoss E., Kliburszky B., Pesty L., Tomor E., Tom-schey O. Experimental simulation of rock metamorphism. Acta Geologica, tomus XII, fasciculi 1-4, Budapest, 1968.
- Waldbaum D.R. High-temperature thermodynamic properties of alkali feldspars.—Contrib. Mineral. and Petrol., 1968, 17, N 1.

Б.Я.Хорева

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФАЦИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА И ВЕРТИКАЛЬНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНИТНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Историко-геологический и петрогенетический анализ областей проявления регионального метаморфизма, произведенный автором в разновозрастных и разнотипных складчатых системах территории СССР, позволили подтвердить точку зрения о наличии двух генетических типов регионального метаморфизма, выявить их место в истории развития геологических структур и соотношение с процессами тектогенеза и магматизма.

I. Региональный динамо-геометрический метаморфизм, планетарного масштаба, не связанный с процессами магматизма, определяется вертикальными колебательными тектоническими движениями земной коры и величиной среднего или нормального геотермического градиента, зависящего почти исключительно от количества радиогенного тепла.

II. Региональный плутонический метаморфизм, парагенетически связанный с глубинным магмообразованием и приуроченный к геотермическим аномалиям, вызываемым дополнительным поступлением тепла и вещества из мантии, локализован в структурах, измеряемых десятками километров в поперечнике.

Региональный динамо-геотермический, или собственно-региональный, метаморфизм протекает в постоянных термодинамических условиях в течение одного этапа метаморфизма (постоянная величина среднего теплового потока, определяемого количеством радиогенного тепла, для данного этапа развития Земли). Это приводит к образованию монофациальных метаморфических комплексов, сложенных минеральными ассоциациями одной фации метаморфизма, возникающими в этап становления метаморфического комплекса.

Региональный плутонический метаморфизм протекает в меняющихся термодинамических условиях вследствие непрерывного поступления тепловой энергии из мантии в течение одного этапа метаморфизма. Это приводит к образованию в этап становления полифациальных метаморфических комплексов, сложенных минеральными ассоциациями различных фаций метаморфизма, образующих термическую структуру с горизонтальной метаморфической зональностью.

На основе типизации процессов регионального метаморфизма и изучения конкретных минеральных ассоциаций метаморфических пород в разнотипных метаморфических комплексах с использованием различных схем классификации фаций¹ пред-

¹ Были использованы схемы классификации фаций следующих исследователей: Эскола, Файфа, Тернера, Ферхугена (1962), Кумбса, Миаширо, Хитанен. Температура и давление определены ориентировочно по термодинамической диаграмме фаций, составленной А.Хитанен, и данным геологической термометрии.

лагается генетическая классификация фаций регионального метаморфизма. В соответствии с двумя генетическими типами регионального метаморфизма выделены две генетические категории фациальных серий.

Серия фаций регионального динамо-геотермического метаморфизма

Каждая из намеченных в табл.1 фаций характеризует отложения определенного возраста. В разновозрастных поверхностных структурах, образующихся на различных рубежах геологической истории развития земной коры, устанавливается скачок в фациях регионального динамо-геотермического метаморфизма.

Выявленная эмпирически общая тенденция смены высокотемпературных фаций рассматриваемого типа регионального метаморфизма низкотемпературными в истории развития Земли является планетарной закономерностью. Она полностью согласуется с произведенными Е.А.Любимовой (1968) расчетами термической эволюции Земли и исследованиями Юрри, согласно которым средний поверхностный тепловой поток, определяющий величину среднего, или "нормального", геотермического градиента, убывает с течением её истории. Максимальная величина этого потока в момент разогрева Земли под влиянием радиогенного тепла отвечает, согласно расчетам, периоду 2-3 млрд.л тому назад, т.е. грубо совпадает с архейским этапом.

В соответствии с этим находится установленная эмпирически закономерность почти повсеместной приуроченности гнейсов и гранулитов, образующихся в условиях высокой температуры при региональном динамо-геотермическом метаморфизме, к архейскому мегациклу, а также отсутствия монофациальных метаморфических комплексов эпидот-амфиболитовой фации и биотит-хлоритовой субфации, фации зеленых сланцев (см.табл.1).

Серии фаций регионального плутонического метаморфизма

По петрохимическому профилю процессов магматизма, с которыми парагенетически связан региональный плутонический метаморфизм, геотектоническому положению и времени проявления в истории развития тектонических зон выделяются две генетические серии фаций (табл.2).

а. Серия фаций регионального плутонического метаморфизма фемического профиля. Парагенетически связана с гипербазито-базальтоидным магматизмом. Приурочена к начальной стадии развития эвгеосинклинальных зон.

б. Серия фаций регионального плутонического метаморфизма сиалического профиля. Парагенетически связана с гранитным магнообразованием. Приурочена к периоду общей инверсии миогеосинклинальных зон.

В каждой из двух генетических серий фаций регионального плутонического метаморфизма могут быть выделены термодинамические серии фаций, отличающиеся различными сочетаниями физико-химических параметров, но характеризующие один этап регионального плутонического метаморфизма.

Два генетических типа регионального метаморфизма (региональный динамо-геотермический и региональный плутонический) определяют два типа вертикальной метаморфической зональности гранитного слоя современной земной коры материков (табл.1, 2).

Тектоно-метаморфическая вертикальная зональность

Она является следствием эволюции во времени (в истории развития Земли) процессов регионального динамо-геотермического метаморфизма и выражена в тектонической зональности и структурной этажности складчатых систем. Структурные этажи в пределах складчатой системы сложены разновозрастными монофациальными метаморфическими комплексами, представленными породами одной фации регионального динамо-геотермического метаморфизма.

Серия фаций регионального динамо-геотермического метаморфизма

Генетический тип метаморфического комплекса - формации	Метаморфическая зональность		Геологический возраст	P, кбар	T, °C	Серия фаций (для этапа становления метаморфического комплекса)	Ведущий процесс минералообразования
	Горизонтальная	Вертикальная					
Монофациальные метаморфические комплексы - формации (серии стратифицированных метаморфических пород)	В пределах одного метаморфического комплекса формации первичная горизонтальная зональность отсутствует	Эпизона	Поздний протерозой ранний палеозой	1-2,5	100-150	Фация хлорит-гидрослюдистых - аспидных сланцев (по терригенным) и цеолитовая фация (по вулканогенным породам)	Изохимическая перекристаллизация
		Верхний структурный этаж		2,5-5	150-250	Фация хлорит-соссюрит-серицитовых микросланцев (по терригенным) и зеленокаменных сланцев (по вулканогенным породам)	
		Мезозона	Протерозой	3-5	250-350	Фация хлорит-эпидот-мусковитовых сланцев (по глинистым) и хлорит-альбит-эпидот-актинолитовых сланцев (по мергелистым и вулканогенным породам)	
		Складчатое основание		5-8	500-600	Фация гранат-биотит-плагноклазовых гнейсов (по глинистым) и амфиболитов (по мергелистым и вулканогенным породам)	
		Катазона	Архей	5-8	600-650	Фация роговообманковых и биотитовых гранулитов	
		Кристаллический фундамент		6-9	700-800	Фация пироксеновых гранулитов	

Генетический тип метаморфического комплекса формации	Метаморфическая зональность			Геологический возраст	Серии фаций (для этапа становления метаморфического комплекса)							
	Горизонтальная	Вертикальная			Фации регионального плутонического метаморфизма сиалического профиля				Фации регионального плутонического метаморфизма фемического профиля			
		Тектонометаморфическая	Плутоническая		Профиль метасоматоза	P (кбар)	T (°C)	Фации	Профиль метасоматоза	P (кбар)	T (°C)	Фации
Полифациальная мигматитовая и метаморфические комплексы формации в пределах одного метаморфического комплекса	Первичная метаморфическая и метасоматическая зональность в пределах одного метаморфического комплекса	Эпизона (верхний структурный этаж)	Интрузивный магматизм	Любого возраста (в метасоматическую стадию)	Кремнекалиевый метасоматоз (в метасоматическую стадию)	3-5	250-350	Фация зеленых сланцев; а) мусковит-хлоритовая субфация б) биотит-хлоритовая субфация	Натровый метасоматоз (в метасоматическую стадию)	2-5	150-250	Пренит-пумпеллитовая и пумпеллит-хлоритовая фация сланцев; а) лавсонит-глаукофановая субфация б) жадеит-глаукофановая субфация
						3-5	350-500	Эпидот-амфиболитовая; а) андалузит-кордиеритовая субфация б) андалузит-ставролитовая субфация		3-7	400-500	Эпидот-амфиболитовая фация
						5-7	500-600	Амфиболитовая фация; а) кордиерит-сидлиманитовая субфация б) кианит-сидлиманитовая субфация		5-8	500-600	Амфиболитовая фация
						5-7	500-600	Амфиболитовая фация; а) кордиерит-сидлиманитовая субфация б) кианит-сидлиманитовая субфация		7-8	650-700	Фация гранато-гастингситовых амфиболитов
						2-8	600-650	Мигматизация и метеосоматическая гранитизация		8-9	500-700	Эклогитовая
Ультраметаморфические комплексы формации	Первичная ультраметаморфическая зональность	Катазона (кристаллический фундамент)	Ультраметаморфизм	—	—	4-8	650-700	Гранитоидный региональный ультраметаморфизм	Габбро-гипербазитовый	глубинный интрузивный магматизм		

Выражением тектоно-метаморфической зональности земной коры является ее первичная геофизическая "слоистость". Последняя особенно отчетливо выступает на схеме строения древних платформ, составленной В.В. Белоусовым (1969). Для архейского этапа развития Земли, по-видимому, характерна планетарная тектоно-метаморфическая вертикальная зональность. Она отражает последовательное уменьшение во времени количества радиогенного тепла, генерирующегося в коре.

Плутоно-метаморфическая вертикальная зональность

Эта зональность является вторичной и наложена на тектоно-метаморфическую. Она развивается в течение каждого тектонического цикла и особенно характерна для областей с геосинклинальным типом развития. Плутоно-метаморфическая вертикальная зональность является следствием неоднократного проявления процессов ультраметаморфизма и регионального плутонического метаморфизма, которые связаны с глубинной тепловой энергией и приводят к полиметаморфической регенерации разновозрастных структурно-формационных комплексов, слагающих различные структурные этажи складчатых систем. Она возникает в результате вертикальных глубоких тектонических движений по глубинным разломам, способствующим перемещению фронта растворов и магматических масс из глубинных зон Земли. Следствием плутоно-метаморфической зональности является перераспределение по вертикали границ раздела глубинных "слоев" земной коры - увеличение мощности гранитного слоя в миогеосинклиналях и базальтового слоя в эвгеосинклиналях.

Сочетание двух типов вертикальной метаморфической зональности земной коры материков наглядно иллюстрируется на схемах глубинного строения платформ и геосинклиналей, предложенных В.В. Белоусовым (1969).

Основные черты планетарной тектоно-метаморфической зональности, как вытекает из этих схем, были созданы в догеосинклинальный этап развития поверхности планеты (до протерозоя) и отчетливо выступают на схеме глубинного строения древних платформ. Здесь прослеживаются непрерывные горизонтальные границы раздела глубинных "слоев" Земли: верхняя мантия, гранулитобазитовый и гранито-метаморфический слой. В геосинклиналях на тектоно-метаморфическую накладывается плутоно-метаморфическая вертикальная зональность, которая развивается не планетарно, а только в участках геосинклинального прогиба земной коры, приуроченных к глубинным разломам, контролирующим процессы регионального плутонического метаморфизма и интрузивного магматизма.

Итак, в разрезе складчатой системы можно выделить следующие три зоны, строение которых является следствием сочетания двух типов вертикальной метаморфической зональности:

1. Катазона - архейский кристаллический фундамент, сложенный монофациальными метаморфическими комплексами амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального динамо-геотермического метаморфизма (гранитно-метаморфический слой). К этой зоне в миогеосинклиналях приурочены разновозрастные процессы гранитизации и образование гранитных ультраметаморфических формаций сиалического профиля. В глубоких сечениях фундамента происходят процессы гранитного магнезиального образования (автохтонные гранитоиды). В эвгеосинклиналях в этой зоне происходят процессы базификации и образование гибридных гранодиоритовых магм.

2. Мезозона - протерозойское складчатое основание, сложенное монофациальными метаморфическими комплексами фации зеленых сланцев регионального динамо-геотермического метаморфизма. В миогеосинклиналях к этой зоне приурочены разновозрастные полифациальные метаморфические комплексы сиалического профиля и параавтохтонные интрузии гранитов, а в эвгеосинклиналях - полифациальные метаморфические комплексы фамического профиля. И те и другие сложены фациальными сериями регионального плутонического метаморфизма (см. табл. 2).

3. Эпизона - верхний структурный этаж байкалитид и каледонид, сложенный слабо-метаморфизованными осадочными и вулканогенными формациями.

Степень перекристаллизации пород отвечает фациям хлорит-соссюрит-серицитовых микросланцев и хлорит-гидрослюдистых аспидных сланцев (табл. 1).

Верхний структурный этаж герцинид и альпид сложен осадочными и вулканогенными формациями, испытавшими эпигенетические и диагенетические изменения. К эпизоне приурочена основная масса аллохтонных плутонических (интрузивно-магматических) формаций.

Литература

- Белюсов В.В. Факторы магмообразования и их связь с тектогенезом. Проблемы связи тектоники с магматизмом. М., изд-во "Наука", 1969.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., изд-во "Наука", 1968.
- Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во ИЛ, 1962.

А.А.Ватцнауэр

ГРАНУЛИТЫ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ¹

Несколько лет тому назад мне выпала честь доложить вам свои взгляды о глубинном строении земной коры, точнее о той части земной коры, в которой проходят геологические процессы. При этом я оставил открытым вопрос, являются эти процессы первичными или вторичными. Я исходил только из того факта, что температура и давление с глубиной увеличиваются. Из этого я сделал вывод, что фации и структуры пород должны испытывать параллельное изменение. При этом петрографическая фация достигает степени высокотемпературных минеральных ассоциаций высокого давления, а структура принимает вид ромбической симметрии. Между тем исследования были продолжены. Сегодня я позволю себе сделать вам об этом краткое сообщение.

Научные работы проводились в гранулитовых горах Саксонии и Богемии и для сравнения в районе гранулитовых проявлений Канады. Гранулит был выбран потому, что он своей минеральной ассоциацией и региональным распространением больше всего соответствует условиям фации большой глубинности в смысле высоких давлений, температур и нагрузки. Название "гранулит" в литературе употребляется по-разному. Чтобы иметь твердую основу, комиссия по терминологии, в состав которой входил также академик В.С.Соболев, в 1968 г. во Фрайберге выработала следующее определение: гранулит представляет собой метаморфическую породу, состоящую из тонкозернистой мозаики полевого шпата с кварцем или без него; фемические минералы, если они присутствуют, преимущественно безводны; в типичных гранулитах имеются ленточные или линзовидные зерна или агрегаты зерен.

Минералы, встречающиеся в гранулитах (и в других породах гранулитовой фации) имеют определенные особенности. Щелочной полевым шпат обычно пертитовый, достигает состава богатых натрием мезопертитов. Плагноклаз может быть антипертитовым. Железо-магнезиальные гранаты могут содержать большое количество пиропового и гроссулярового компонентов. Содержание гроссуляра наиболее высокое там, где гранат находится в парагенезисе с клинопироксеном. Молекулярное отношение $MgO:FeO$ в гранате достигает 1. Кордиерит возможно, первичный минерал. Ортопироксен — преимущественно гиперстен, может содержать до 10% Al_2O_3 . Клинопироксен — светло-зеленый диопсид-геденбергит, содержащий некоторое количество натрия, окисного железа и алюминия. Первичная роговая обманка (если она присутствует) оливково-зеленая до бурой, а первичный биотит (если присутствует) обыч-

¹ Секция наук о Земле Горной академии. Фрайберг, ГДР.

но относительно богат магнезией. Al_2SiO_5 может быть представлен кианитом или силлиманитом. Первичный мусковит отсутствует.

Следует различать фельзические, средние и мафические гранулиты. Так называемый "вайштейн" Саксонских гранулитовых гор представляет собой фельзический гранулит с гранатом и кианитом. Метаморфические породы того же минералогического состава, что и гранулиты, но без характерной структуры, в зависимости от таковой, могут называться гранофельзами или гнейсами. Аналогичные породы с магматической структурой должны именоваться в соответствии с их составом.

Остается нерешенным, будет ли это определение соответствовать своему назначению. Я думаю, что при определении и характеристике метаморфической породы необходимо исходить из генетических параметров, в нашем случае из петрографической фации и геологической позиции. Без этих параметров понятие о горной породе (в связи с конвергенциями) становится бессодержательным и неопределенным. Название "гранулит" исторически происходит от главной породы Саксонских гранулитовых гор. Предложенный в 1807 г. термин относится к породе, которую в современном понимании нельзя рассматривать как породу, относящуюся к гранулитовой фации. Так как понятие "гранулитовая фация" также произошло от этой породы, необходим полный пересмотр этих терминов, который и производится в настоящее время. Некоторые аспекты этого вопроса будут изложены ниже.

Гранулитовое тело Саксонских гранулитовых гор является тектонической линзой, расположенной в Центрально-Саксонской глубинной структуре (линеамент) длиной примерно 300 км и шириной от 8 до 10 км. Тело было выжато на дневную поверхность в период от ордовика до нижнего красного лежня (нижняя пермь). Нижний предел времени точно не установлен, так как кембрий и более ранние образования отсутствуют или же невозможно определить их стратиграфическое положение. Верхний предел времени определяется наличием гальки гранулитов в конгломератах нижнего красного лежня. Следовательно, гранулитовое тело находится в дрвннепалеозойской оболочке. В качестве исходных пород для светлых гранулитов являлись кварциты, известняки и песчанистые сланцы. Не исключается возможность наличия глубинных гранитоидов, однако несомненно, что в первую очередь исходными породами являлся осадочный комплекс.

Наряду со светлыми гранулитами, богатыми кварцем и полевым шпатом, встречаются темные разновидности, богатые пироксеном и плагиоклазом, в которых кварц отсутствует. Они в большинстве своем рассматриваются как метабазиты, но частично они могли образоваться из мергелистых пород. В тесной тектонической связи с телом гранулитов встречаются габбро и ультрабазиты. Эти породы частью внедрились или были тектонически вдавлены до становления гранулитовой фации, другая часть их заняла свое место только после превращения комплекса в гранулитовую фацию. В результате тектонического выжимания гранулитового тела в виде диапира породы гранулитовой фации ретроградно превратились в породы амфиболитовой фации. Настоящие признаки гранулитовой фации устанавливаются только в ядре тела.

Для светлого гранулита в ядре характерна следующая комбинация минералов: мезопертит, кислый, отчасти антипертитовый, плагиоклаз, гранат и глиноземистый минерал (силлиманит и или дистен, но не андалузит) наряду с обычными аксессуарами (часто много ильменита?). В отдельных разновидностях вместе с кварцем встречается шпинель, что указывает на температуры, намного превышающие наиболее высокотемпературную альмандино-амфиболитовую фацию. В этих шпинельсодержащих разновидностях иногда отмечены интенсивные явления анатексиса.

Темные гранулиты в ядре содержат орто- и клинопироксены, а также плагиоклаз с содержанием анортита около 50%. В отдельных разновидностях место плагиоклаза занимает непертитовый ортоклаз. Микроструктурный анализ по кварцу для светлых гранулитов установил ромбический узор двухпоясного типа; темные гранулиты в этом отношении еще не изучены. С химической точки зрения встречающиеся минеральные ассоциации не содержат группы (ОН). По периферии гранулитового тела вместо граната встречается биотит, вместо силлиманита или дистена — мусковит, а вместо пироксена образуется амфибол. Микроструктурный узор становится моноклинным или триклинным. "Сухая" фация гранулитов исчезает благодаря появлению воды в составе минералов.

Петрологические исследования позволяют установить следующий процесс формирования саксонских гранулитов. Комплекс пород, состоящий преимущественно из осадочных отложений, подвергся анатексису с далеко идущей гомогенизацией материала, который протекал под воздействием сильного стресса. Последовавший за ним процесс прошел также под воздействием стресса и привел к образованию пород гранулитовой фации. Еще неясно, происходила ли гранулитизация на глубине в начале поднятия диапира или до этого. Диафторез, имевший место во время поднятия, протекал паракристаллически с образованием линзовидного кварца по плоскостям скола. При воздымании массива гранулитов вышележащие осадочные породы были смяты в отдельные высокопластичные тела. Отчасти они превратились в анатектитовые гранато-кордиеритовые гнейсы. Можно предполагать, что при этом они отдали воду и щелочи, вызвавшие в гранулитах укрупнение зерен и повышение содержания щелочного полевого шпата. В результате возникли разновидности пород гранитоидного характера, — "перерожденные гранулиты". Примыкающие к гранулитовому телу эпизонально метаморфизованные породы кровли во время воздымания диапира фациально приблизились к гранулитовому комплексу, т.е. претерпели прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации.

Не буду подробно останавливаться на роли воды, т.е. на проблеме высыхания при гранулитизации и захвате (ОН) при диафторезе. Необходимо указать только на следующее. При характерном для гранулитизации переходе биотит → гранат, а также догранулитового амфибола — в пироксен, высвобождаются (ОН) и щелочи. Я предполагаю, что эта вода при образовании гранулитов встречается в породе как самостоятельная фаза. Вопрос о сухом характере гранулитовой фации остается пока еще открытым. Тернер и Ферхуген (цитируется по Винклер, 1965, стр. 118), Смуликовский (1964) отрицают наличие воды. Винклер (1965), как и многие из более ранних авторов, считает, что в этом процессе участвует незначительное количество воды. При этом он опирается прежде всего на работы Йодера и Тилли (1962), эксперименты которых показали, что при давлении H_2O в 6000 бар (глубина 20 км) роговая обманка исчезает только при температуре 1000°. При такой температуре, согласно Винклеру (1965), должно происходить анатектическое переплавление. Так как анатексис в соответствующих участках отсутствует, он делает вывод, что содержание (ОН) в породах составило менее 3 вес. %, если не отсутствовало вообще. При снижении температуры в процессе диафтореза вода снова появляется в биотите и роговой обманке. При этом предполагается, что вода до этого момента присутствовала в породе как отдельная фаза. Это постоянство содержания воды могло бы объяснить тот факт, что диафторез не повлиял на отношение Rb/Sr , о котором будет сказано ниже. К сожалению, еще нет экспериментальных данных, поэтому данная интерпретация имеет лишь предварительное значение.

Возраст описанных процессов метаморфизма точно определить пока невозможно. Возраст исходных пород приблизительно можно принять за поздний альгонский (верхний протерозой). Время и место гранулитизации точно не установлены. Наверняка она происходила в дотремодокское время. Диафторез относится к нижнему палеозою. Гранулитизация могла происходить или на месте анатексиса или в пределах центрально-саксонского линеамента. За второй вариант говорит тот факт, что в Рудных горах в аналогичной тектонической ситуации находится мелкое тело гранулита, которое наверняка образовалось в тектонической зоне. Эту зону благодаря наличию ультрабазитов и сильному щелочному метасоматизму вмещающих пород также можно считать глубинным разломом. Такая возможность гранулитизации остается под вопросом; неясно, можно ли ее непосредственно переносить на гранулитовое тело Саксонских гранулитовых гор.

Для выяснения вопроса о возрасте исходных для гранулитов пород, времени гранулитизации и диафтореза определялся их радиогенный возраст. Выяснение этого вопроса является важным, так как гранулиты в Европе часто вообще относят к молданубикскому периоду, т.е. рассматривают их как продукты раннего протерозоя. Полученные до сих пор результаты являются недостаточными для определенных геологических выводов. Имеются определения отношения Rb/Sr , а также K/Ar . Первыми определениями я обязан профессору Йегеру из Берна, а последние мне любезно предоставил член-корреспондент АН СССР Г.Д.Афанасьев. Определение отно-

шения Rb/Sr проводилось для пород из ядра гранулитов. На основе обработки данных по Николайзену по гранулитам ядра и периферии были получены одинаковые результаты — 437 ± 10 млн. лет. Следовательно, отношение Rb/Sr в результате диафтореза, по-видимому, не менялось.

Более молодой возраст, а именно 356 млн. лет, был установлен по гранулитам, содержащим шпинель. То же самое можно сказать об определении K/Ar методом. Темный, богатый биотитом гранулит периферии имеет возраст 338 ± 25 млн. лет. Это означает, что гомогенизацию Rb/Sr можно датировать возрастом 437 ± 10 млн. лет, т.е. примерно ордовиком, а диафторез происходил во время девона. Результат по содержащим шпинель гранулитам в настоящее время еще невозможно точно интерпретировать. Приведенные цифры не разрешают проблему развития метаморфизма во времени. Определение возраста по отношению K/Ar по догранулитовым и послегранулитовым биотитам должно помочь нам лучше разобраться в этих вопросах.

Можно утверждать, что основной процесс, соответствующий образованию гранулита в Рудных горах, относится к периоду раннего палеозоя. Мне кажется, что положение гранулитов Молданубикума в отношении их тектоники приблизительно такое же, как в Гранулитовых горах. Я рассматриваю их вместе с ультрабазитами как отдельные тела, приуроченные к крупным глубинным разломам.

Другую геолого-тектоническую позицию занимают гранулиты Канадского щита. Они имеют площадное развитие и местами не связаны с ультрабазитами. В ассоциации с ними широкое распространение имеют анортозиты и чарнокиты, которых в Средней Европе нет. В их структуре типичные для среднеевропейских гранулитов кварцевые линзы, связанные с диафторезом в период сколовых движений, отсутствуют или же они выражены так, что напоминают встречающиеся в гранулитах Средней Европы догранулитовые кварцевые линзы.

До настоящего времени структурные данные по канадским гранулитам отсутствуют, так что не представляется возможным ответить на вопрос — к какой структурной симметрии они принадлежат. Предварительные исследования указывают на преимущественно ромбическую симметрию. По-моему, гранулитовые проявления канадского щита представляют собой настоящий гранулитовый структурный этаж. Можно предполагать, что он залегает на глубине примерно от 10 до 15 км от поверхности. Напротив, гранулиты Средней Европы являются или тектоническими частями соответствующего структурного этажа или же гранулитизированными в сколовой зоне, как это сказалось на примере Рудных гор. Исходя из последнего представления, на вопрос о происхождении необходимых для гранулитизации давлений в сколовой зоне, разгруженной от нормального давления, легко можно ответить исходя из факта, что на неровной плоскости скалывания местами могут возникать максимальные напряжения, превышающие обычные напряжения во много раз. Более сложным является вопрос о возникновении необходимых для образования гранулита температур. На факт наличия таких температур указывают диапир гранулитовых гор, который в очень вязком состоянии внедрился в палеозойскую оболочку, а также наблюдения на гранулитовом массиве, образовавшемся на месте зоны скола Рудных гор.

Мне ясно, что многие вопросы генезиса гранулита, особенно аспекты петрологического, тектонического и регионально-геологического характера, еще не решены. Но я думаю, что решение этих вопросов со временем даст возможность получить более точное представление о глубинном строении верхних частей земной коры.

Литература

- Winkler, H.G.F. Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1965.
Smulikowski K. On so called "Dry metamorphism". Report of XXII. Internat. Geologencongr. Indien, 1964, Part. XIII.
Yoder H.S. Tilley C.L.-J. Petrol., 1962, 3.

ТИПЫ ГРАНУЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Исследования последних лет на Балтийском, Алданском щитах и в обрамлении Сибирской платформы позволили выявить ряд интересных закономерностей в локализации гранулитов, возникающих в разных условиях P и T . Одна из таких закономерностей заключается в локализации гранулитов с парагенезисами высокого давления вдоль зон глубинных разломов, формирующихся на границах более молодых подвижных областей с областями древней стабилизации. Есть основания полагать, что петрологические особенности таких гранулитов имеют прямую связь с геологической спецификой их залегания, что заставляет выделить их в особый геологический тип гранулитов, названный нами лапландским. Как показало изучение гранулитовых комплексов, лапландский тип гранулитов встречается исключительно в пределах позднеархейских или раннепротерозойских подвижных зон, окружающих области древнейшей консолидации. Минеральные парагенезисы гранулитовых комплексов лапландского типа относятся к кианит-силлиманитовой серии Миаширо (Miashiro, 1961). Характерные для этих комплексов плутонические образования представлены габбро-норитами и анортозитами.

Иной характер имеют гранулитовые комплексы, слагающие обширные области раннеархейских щитов, являющихся древнейшими ядрами фундамента платформы. В современном эрозионном срезе этот тип гранулитов, названный нами алданским, обнажается в пределах Алданского, Балтийского (кольская серия) и Анабарского щитов. Аналогичные гранулитовые комплексы имеются в пределах Канадского щита, Антарктической и других гондванских платформ. Одной из отличительных черт перечисленных областей является поразительная устойчивость условий регионального метаморфизма на больших площадях и длительная эволюция метаморфических процессов во времени. Вместе с тем характерна относительно малая глубинность метаморфизма, ведущая к возникновению парагенезисов несколько более низкого давления по сравнению с гранулитами лапландского типа. Отличительной чертой плутонизма гранулитов алданского типа является широкое развитие чарнокитов.

Совершенно обособленно от лапландских и алданских гранулитов стоят гранулитовые комплексы, встречающиеся в метаморфических поясах с хорошо выраженной метаморфической зональностью андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Такие гранулиты развиты в Ладожском районе и получили название ладожского типа. Гранулитовые комплексы ладожского типа, как это удалось выяснить на основании изучения районов с метаморфической зональностью, располагаются в осевых частях складчатых зон, воздымание которых, протекающее синхронно с формированием правильной метаморфической зональности, было наиболее интенсивным. Ладожский тип гранулитов относится к нижне- и среднепротерозойскому этапу геологического развития земной коры. Парагенезисы гранулитов ладожского типа возникали при низком давлении, свидетельствующем о малой глубинности образования (по сравнению с лапландским и алданским типами).

Основными породообразующими минералами пород гранулитовых комплексов помимо полевых шпатов (плагноклаз, ортоклаз) и кварца являются ромбический и моноклинный пироксен, амфиболы (в основных разновидностях), гранаты, железо-магnezиальные слюды, кианит, силлиманит. Ромбический пироксен, типоморфный минерал гранулитовой фации, в гранулитовых комплексах представлен преимущественно бронзитами, гиперстенами и феррогиперстенами ($f = 25-65\%$), лишь пироксены из железистой формации отвечают эулитам и ферросилитам (f до $94,0\%$). Максимальные содержания Ca в них достигают $0,05$ формульных единиц. Количество Ca в ромбических пироксенах не только определяется температурой (Atlas, 1952; Schraier, Boyd, 1957), но и корреляционно связано с содержанием железа. В ряде гиперстенов обнаруживается присутствие воды, однако в отличие от ромбических пироксенов магматических пород гиперстены гранулитов характеризуются более низким ее содержанием (до $1,5\%$). Во всех метаморфических гиперстенах присутствует Al_2O_3 , количество которого зависит от глиноземистости пород и в значительной мере ре-

гулируется температурой и давлением. При повышении давления не только увеличивается растворимость алюминия в пироксене, но и, судя по рентгено-структурным данным, предполагается перераспределение алюминия из четверной координации в шестерную. Ромбические пироксены лапландских гранулитов характеризуются меньшими размерами элементарной ячейки по сравнению с пироксенами гранулитов других типов и чарнокитов.

Моноклинные пироксены гранулитов представлены диопсид-геденберgit-авгитами. Можно предполагать, что в условиях гранулитовой фации расширяются пределы твердых растворов сагита $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Si}_2\text{O})$ и ферросилита (FeSiO_3), на что указывает низкое содержание молекулы CaSiO_3 в моноклинных пироксенах и наличие обратной корреляционной связи между Fe^{2+} и Ca.

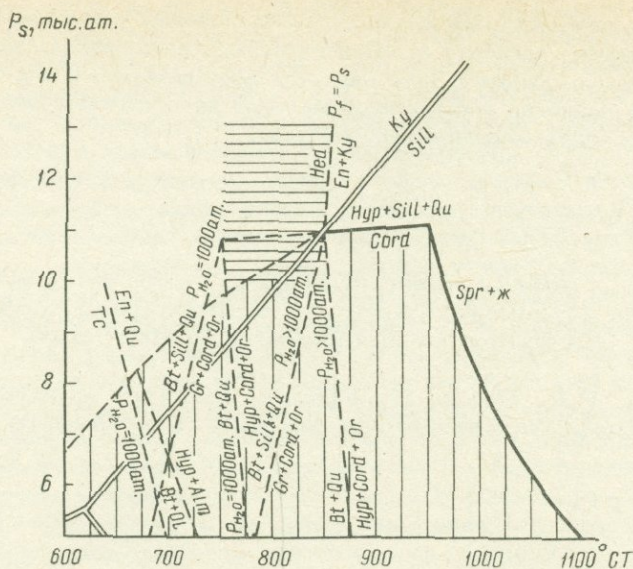
Гранаты гранулитовой фации, устойчивые во всех субфациях, отличаются повышенным содержанием магния и пониженным - марганца по сравнению с гранатами амфиболитовой фации. Каждый из выделенных типов гранулитов характеризуется гранатами определенных составов. Средняя железистость гранатов из гранулитов ладожского типа равна 71,6% (среднее из 27 анализов), гранатов из гранулитов алданского типа - 68,2% (75 образцов) и гранатов из гранулитов лапландского типа - 60,1% (57 образцов). Среднее содержание кальциевого компонента в гранате повышается от гранатов из гранулитов ладожского типа к гранатам из гранулитов лапландского типа (от 4,7 до 12,4%). Расчеты показали, что между кальцием и железом существует прямая корреляционная связь. В породах, более богатых железом, будут образовываться относительно более кальциевые гранаты (в пределах 0 - 40% кальциевого компонента - до верхнего предела растворимости кальциевого граната в пиральспитах в условиях гранулитовой фации). Различия в составах гранатов из разных типов гранулитов связаны с различием в условиях давления при их кристаллизации.

Амфиболы в породах гранулитовой фации представлены обыкновенными роговыми обманками с высоким содержанием гастингситовой и феррогастингситовой молекул и являются устойчивыми в пределах амфибол-гранулитовой субфации. При переходе от амфиболитовой к гранулитовой фации в кальциевых амфиболитах намечается тенденция к снижению суммы октаэдрического алюминия, окисного железа и титана и повышению тетраэдрического алюминия и щелочности. Объем элементарной ячейки роговых обманок гранулитовой фации при одинаковом химическом составе меньше объемов ячейки роговых обманок амфиболитовой фации, что может быть связано с явлениями упорядочения железа и магния по неэквивалентным октаэдрическим позициям M_1 , M_2 и M_3 . Амфиболы из гранулитов лапландского типа характеризуются максимальными содержаниями Al_{IV} .

Железо-магнезиальные слюды являются устойчивыми породообразующими минералами пород, как бедных, так и богатых кальцием, в условиях биотит-силлиманитовой и биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации гранулитовой фации. Для слюд гранулитовой фации характерно повышенное содержание TiO_2 (до 5%) и пониженное содержание (ОН). Биотиты гранулитов обнаруживают отчетливое уменьшение содержания Al_{IV} по сравнению с биотитами амфиболитовой фации. Количество тетраэдрического алюминия в слюдах биотит-флогопитового ряда гранулитовой фации колеблется около 1, т.е. близко к стехиометрическому, в то время как в других фациях оно обычно более 1.

Исследование распределения Fe^{2+} и Mg в сосуществующих минералах гранулитовой фации показало неидеальность этого распределения в большинстве минеральных пар и зависимость $K_{\text{Mg-Fe}^{2+}}$ от содержания других компонентов в составах обоих фаз. Имеющиеся данные показывают, что ионнообменные реакции для описания равновесия минералов в отношении Fe и Mg в условиях гранулитовой фации являются малоприемлемыми, а количественная оценка Fe-Mg распределения с помощью константы равновесия обменной реакции - грубо приближенной.

Термо- и барометрические исследования, анализ парагенезисов гранулитовой фации, обобщение экспериментальных данных и теоретических расчетов позволяют расчленить гранулитовую фацию на субфации. В основу такого расчленения могут быть положены данные по глиноземистым породам. Выделяются биотит-силлиманитовая, биотит-гранат-кордиерит-ортоклазовая, гиперстен-кордиеритовая (безбиотитовая) и гиперстен-силлиманитовая субфации, которые в общем соответствуют фациям по-



P - T диаграмма для пород, бедных кальцием. Построена с использованием экспериментальных и расчетных данных

Вертикальная штриховка – поле устойчивости магнезиального кордиерита. Горизонтальная штриховка – поле возможного равновесия жецрит–энстатит–кианит (силлиманит); положения кривых моновариантного равновесия зависит от отношения P_f/P_3 . Двойная черта – линия полиморфного превращения кватита–силлиманита.

En – энстатит; Bt – биотит; Ol – оливин; Qtz – кварц; Hyp – гиперстен; Alm – альмандин; Tc – тальк; Or – ортоклаз; $Cord$ – кордиерит; Gr – гранат; $Sill$ – силлиманит; bed – жецрит; Ky – кианит; Spr – сапфирит. P_f – давление флюидной фазы; P_3 – давление на твердую фазу; ж – жидкость

род, бедных CaO , выделенных А.А.Маракушевым. Парагенезисы рассматриваемых пород, относящиеся к биотит–силлиманитовой субфации, устойчивы при температуре гранулитовой фации только в области высоких давлений, превышающих 6 тыс. атм. Верхний предел устойчивости биотита – не менее 850°, что вытекает из обобщения экспериментальных и расчетных данных, а также из анализа парагенезисов наиболее глубоких гранулитов, где в ассоциации гиперстена и силлиманита (а не кианита) биотит сохраняет устойчивость (см. рисунок). Гиперстен–силлиманитовая субфация охватывает область высокого давления (более 11 тыс. атм.). Амфибол–гранулитовая и пироксен–гранулитовая субфации не могут быть точно скоррелированы с субфациями глиноземистых пород, но последняя из них примерно соответствует гиперстен–кордиеритовой субфации. Кроме того, в породах, богатых кальцием, может быть выделена гиперстен–гранатовая субфация, характеризующаяся, в частности, парагенезисом богатого алюминием ортопироксена и гроссуляр–пироп–альмандинового граната, устойчивого в поле гиперстен–силлиманитовой субфации.

В гранулитах алданского типа выделяются последовательно сменяющие друг друга стадии и этапы изменения пород в условиях кордиерит–гиперстен–ортоклазовой, биотит–кордиерит–гранат–ортоклазовой и биотит–силлиманитовой субфаций, что соответствует снижению температуры. Давление при этом превышало 5–6 тыс. атм., однако не поднималось выше 11 тыс. атм. В гранулитах лапландского типа, формирующихся в пределах раннедокембрийских подвижных зон, окружающих области древней стабилизации, широко распространены субфации высоких давлений и часто высоких температур. Наличие парагенезисов, связанных с давлением 11 тыс. атм. и более, может быть обусловлено двумя причинами: первая связана с раскалыванием фундамента на блоки и выводом на современный эрозионный уровень глубинных об-

разований, вторая, возможно, заключена в самих блоковых движениях, приводящих к локальному повышению давления в зонах глубинных разломов. Петрологической спецификой гранулитов ладожского типа является формирование в них минералов и ассоциаций низкого давления и преобладание пород относительно низкотемпературной биотит-кордиерит-гранат-ортоклазовой субфации.

Литература

- Atlas L. The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid state equilibria in the system $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$. Journ. Geol., 1952, v.60.
Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts. - Journ. Petrol., 1961, v. 2, N 3.
Schairer J.F., F.R. Boyd, Pyroxenes, the join $MgSiO_3$ - $CaMgSi_2O_6$. Carnegie Inst. Washington. Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1957, 223.

Л.И.Филатова, И.З.Филиппович

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫЕ ФОРМАЦИИ, УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УЛУТАУ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Гранито-гнейсовые формации представляют специфические магматические образования в глубинных докембрийских складчатых комплексах.

В Южном Улуту известны две разновозрастные территориально и тектонически обособленные гранито-гнейсовые формации, развитые по породам ряда метаморфических серий, измененных частью в эпидот-альбит-амфиболитовой, а также зеленосланцевой фациях.

Древнейшей, предположительно нижнепротерозойской, является плагиогранито-гнейсовая формация, представленная порфиробластовыми плагиоклазовыми гнейсами и в меньшей степени плагиогранито-гнейсами с гранитной структурой. Эта формация развита по всему Улуту, приурочена к Улутаускому антиклинорию и крыльям смежных с ним синклинориев - Карсакпайскому и Кыпшакско-Арганатинскому.

Порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы залегают главным образом среди кристаллических сланцев (эпидот-альбит-амфиболитовая фация) самой древней в Улуту бектурганской серии и меньше - среди вулканогенно-осадочных по первичной природе пород аралбайской серии, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Обычно они приурочены к частным антиклинальным складкам. Общая протяженность выходов плагиоклазовых гнейсов по простиранию 200 км при ширине до 50 км. В южном Улуту они занимают восточную часть площади выходов докембрия, образуя полосу 80 км протяженностью и 5-15 км шириной. С вмещающими породами гнейсы имеют постепенные переходы. Их образование связано с фельдшпатизацией, которая приводит к замещению алюмосиликатов - мусковита, реге граната-плагиоклазом. Впервые этот процесс в Улуту был установлен И.Ф.Трусовой (1960), позднее специально рассматривался Л.И.Филатовой (1961).

Плагиоклаз представлен главным образом альбитом. В Центральном Улуту наряду с альбитовыми гнейсами в центре гнейсового поля отмечены олигоклазовые и андезиновые разности гнейсов. Количество плагиоклазов колеблется в широких пределах, достигая 70-80%. Слода, сохранившаяся от замещения плагиоклазом, меняет состав, становится существенно фенгитовой, иногда переходит в парагонит. Порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы обнаруживают зависимость от состава исходных пород. По слюдяным сланцам, бедным кварцем, развиваются меланократовые гнейсы, по кварцево-слюдяным - гнейсы с высоким содержанием кварца. Зернистость порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов обычно возрастает к центрам

гнейсовых полей. В некоторой степени структура гнейсов зависит от структуры исходных пород. Будучи обычно крупнозернистой (2–5 мм) в гнейсах, возникших по кристаллическим сланцам бектурганской серии, в разностях гнейсов, образовавшихся за счет менее метаморфизованных пород аралбайской серии, структура нередко мелкозернистая. В большей степени влияние исходной структуры на структуру гнейсов сказывается в краевых частях гнейсовых полей.

В целом, порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы, находясь в тесной связи с вмещающими регионально-метаморфизованными толщами, выявляются как самостоятельные наложенные образования метасоматической природы, обусловленные преимущественно натриевым метасоматозом. Обособленность гнейсовых полей подчеркивается их зональностью, безотносительной к характеру регионального метаморфизма во вмещающих толщах, с изменением метаморфизма от амфиболитовой фации в центрах гнейсовых полей до фации зеленых сланцев в краевых частях.

Плагиогранито-гнейсы слагают массив площадью около 50 км² в Южном Улутау, в окрестностях гор Эскулы, и ряд мелких массивов в Центральном Улутау. Они окружены порфиробластовыми плагиоклазовыми гнейсами и приурочены к центральным частям гнейсовых полей. Плагиогранито-гнейсы представляют собой мигматиты с гранитной структурой. Массивы их обладают явными признаками автохтонности, находятся в структурном единстве с вмещающими породами, сохраняют складчатую структуру и слоистое сложение (Филатова, 1964).

Отличающая плагиогранито-гнейсы от порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов гранитная структура обусловлена определенно выраженным идиоморфизмом плагиоклаза. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклаз-андезину. Среди плагиогранито-гнейсов различаются слюдяные и амфиболовые разности, возникшие соответственно по слюдяным сланцам и амфиболитам. Содержание цветных минералов в каждой из этих групп очень непостоянно, тогда как в светлоцветной части соотношения плагиоклаза и кварца выдержаны и приближаются к таковому в плагиогранитах. Цветные минералы, особенно роговая обманка, несут признаки коррозии, тем более явные, чем меньше количество этих минералов в породах. Слюда по составу существенно фенгитовая (80% пикрофенгита). Образование плагиогранито-гнейсов, вероятно, связано с процессами ультраметаморфизма и возникновением плагиогранитного расплава.

Плагиогранито-гнейсы и порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы, вероятно, являются членами единого ряда гранитизированных образований. При этом плагиогранито-гнейсы – ультраметаморфические образования, испытывавшие палингенез, и принадлежат к внутренней зоне гранитизации, а метасоматические порфиробластовые разности гнейсов представляют собой краевой член плагиогранито-гнейсовой формации.

Образование плагиогранито-гнейсовой формации происходило в ранний этап развития геосинклинали. В едином прогибе с мощной (7000 м) колонной метаморфических толщ аралбайской серии – верхней из двух серий, в которых развивается плагиогранито-гнейсовая формация, согласно залегает карсакпайская зеленосланцевая железорудная серия, также значительной (4000 м) мощности, что свидетельствует о непрерывности их накопления (Зайцев, Филатова, 1969). Это дает основание предполагать образование плагиогранито-гнейсовой формации в обстановке погружения, когда по достижении определенной глубины при росте геосинклинального прогиба толщи оказались в области гранитизации. Принципиальная возможность таких условий гранитизации предполагается В.В. Белоусовым (1966). Резкое преобладание метасоматических образований над палингенными, очевидно, отражает с одной стороны, известные свойства подвижности натрия, значительный его уход из очага гранитизации, а с другой – относительно незначительную глубинность зоны гранитизации.

Второй, более молодой, формацией Южного Улутау является гранито-гнейсовая. Её время образования установлено в 970 ± 100 млн. лет (среднее значение из четырех определений при колебаниях от 930 до 1030 млн. лет альфа-свинцовый метод, А.А. Краснобаев).

В состав этой формации входят биотитовые и лейкократовые микроклин-альбитовые гранито-гнейсы, биотитовые и лейкократовые ортоклаз-альбитовые гранито-гнейсы, биотит-роговообманковые ортоклаз-олигоклазовые монцитито-гнейсы и свя-

занные с ними калишпат-альбитовые гнейсы (Филипович, 1965). Они имеют региональное развитие в осевой части Майтубинского антиклинория, занимая площадь около 400-500 км². Кроме того, гранито-гнейсы и калишпат-альбитовые гнейсы развиты локально на восточном крыле Майтубинского антиклинория в виде мелких разобщенных массивов. Гранито-гнейсы и гнейсы развиты по толщам преимущественно наиболее древней жийдинской, в меньшей степени - майтубинской и еще меньше - боздакской серий. Гранитизации подверглись преимущественно порфиroidы и слюдяно-полевошпатовые сланцы. Формация гранито-гнейсов также обладает признаками автохтонности: слагающие ее породы в складчатой структуре занимают место стратифицированных толщ, изофациальны с ними и обнаруживают зависимость от их состава. Гранито-гнейсы слагают внутреннюю, а гнейсы - внешнюю часть полей гранитизации. Различия между гранито-гнейсами и гнейсами - микроструктурные. Гранито-гнейсы - средне-, реже мелко- и крепкозернистые порфиробластовые породы с гранитной или лепидогранобластовой структурой основной массы. Гнейсы - тонкозернистые, мелкопорфиробластовые или равномернозернистые породы с лепидогранобластовой структурой основной массы.

Минеральный состав калишпат-альбитовых гранито-гнейсов и гнейсов удовлетворяет условию альбит+калиевый полево шпат + кварц > 80%, т.е. отвечает составу нормальных гранитов. Соотношение плагиоклаза и калиевого полевого шпата чаще всего 1 : 1, что свидетельствует об обычном гранитном соотношении калиевой и натриевой щелочности при их формировании. Бiotит гнейсов и гранито-гнейсов отличается высокой железистостью: общая железистость равна 73 - 80%, а

$$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100 = 63-72\%.$$
 Отмечено увеличение железистости слюд в гранито-гнейсах по сравнению с гнейсами и в последних по сравнению с регионально-метаморфическими сланцами. По соотношению титанистости и железистости рассматриваемые биотиты соответствуют слюдам эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Установлены привнос щелочей и кремнезема при гранитизации пелитовых пород (биотит-плагиоклазовых сланцев) и отсутствие привноса при гранитизации порфиroidов. Последнее обстоятельство уже отмечалось Т.Г.Павловой (1964).

С гранито-гнейсами связано повышение степени метаморфизма вмещающих комплексов и появление резкой температурной зональности. Наиболее высокотемпературный метаморфизм отмечен в гнейсовых полях и примыкающих к ним участках. По своим минеральным ассоциациям он отвечает эпидот-амфиболитовой фации, так как в пелитовых осадках возникает парагенезис бионит⁵⁵ + гранат⁸⁸ + ставролит + кварц¹. По мере удаления от гнейсовых полей сланцы и гнейсы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма сменяются сланцами биотит-мусковитовой, а затем серицит-хлоритовой субфаций фации зеленых сланцев.

Особенностью гранито-гнейсовой формации Южного Улутая являются слабое развитие процессов ультраметаморфизма и принадлежность мигматитов только к одному порфиробластовому типу. Порфиробластез более интенсивен в сланцах, менее - в порфиroidах, что, по-видимому, связано с разным характером проницаемости пород. В породах одного состава порфиробластез служит показателем степени их преобразования и возрастает по направлению к гранито-гнейсам. Переход от негранитизированных пород к гранито-гнейсам осуществляется на расстоянии 0,3-1 км.

При образовании пород гранито-гнейсовой формации Южного Улутая преобладали процессы собирательной перекристаллизации и щелочного метасоматоза при подчиненной роли плавления пород. Метасоматические процессы начинались с процессов натрового метасоматоза, которые, однако, были развиты очень незначительно и по своим масштабам не идут ни в какое сравнение с процессами в древней плагио-гранито-гнейсовой формации. В чистом виде этот этап может быть выделен лишь при гранитизации пород, бедных калием, т.е. в амфибол-кварцевых и амфибол-полевошпатовых сланцах. В породах, богатых калием, натриевый метасоматоз очень быстро сменяется калиевым метасоматозом и о проявлении первого свидетельствуют только реликты порфиробласт плагиоклаза в калиевом полево шпате. Возникно-

¹ Индекс около минерала означает его железистость.

вание гранитного расплава подтверждается образованием в отдельных участках гранито-гнейсовых массивов гранитных структур и повсеместным развитием в них жильных гнейсовидных гранитов.

Гранитизация, по-видимому, заканчивается метасоматозом кислотной стадии с образованием рассеянного мусковита, свежих каемок альбита на порфиробластах плагиоклаза и небольших количеств альбита с мирмекитовыми вростками кварца. Эта стадия (постмагматическая) пространственно развита шире, чем более ранние (магматические) стадии, и захватывает негранитизированные порфиroidы и сланцы. Образующаяся слюда по составу соответствует почти чистому мусковиту, содержащему очень мало (10-18%) фенгита, чем отличается от белой существенно фенгитовой слюды, возникающей при региональном, зеленосланцевом метаморфизме.

Образование гранито-гнейсовой формации происходило в заключительный этап развития геосинклинали. Определенные черты последнего выявляются в формационных особенностях разреза вмещающих метаморфических толщ. Им свойственно широкое развитие кислых вулканитов, сочетающихся с терригенными, в том числе грубообломочными толщами (липаритовая порфиroidная формация), частью накопившихся в континентальных условиях, многочисленные перерывы и несогласия внутри разреза (Зайцев, Филатова, 1969). Возможно, гранито-гнейсовая формация является эквивалентом синорогенных гранитных формаций более молодых складчатых комплексов.

Последовательность гранито-гнейсовых формаций в Южном Улутау - от плагио-гранито-гнейсовой до собственно гранито-гнейсовой, по-видимому, близка к известной смене ранних плагиогранитных формаций геосинклинальных областей более поздними гранитными формациями (Кузнецов, 1964), но особые условия докембрия придают им специфические черты.

Литература

- Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия материков. Результаты исслед. по междунар. геофиз. проектам. М., изд-во "Наука", 1966.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. Стратиграфия докембрия Улутау в связи с разработкой общей схемы расчленения докембрия Центрального Казахстана. Тезисы докладов на Совещании по стратиграфии докембрия Казахстана и Северного Тянь-Шаня в г. Караганде. М., 1969.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во "Недра", 1964.
- Павлова Т.Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Ю.Улутау. Тр. Ин-та геол. наук, вып.101, 1964.
- Трусова И.Ф. Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана (МГК, XX1 сессия. Докл.сов. геол.). Изд-во АН СССР, 1960.
- Филатова Л.Н. Порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы Улутау (Центр.Казахстан). - Вестник МГУ, 1961, № 2.
- Филатова Л.И. Комплекс гнейсов окрестностей гор Эскулы (Центральный Казахстан). - В сб. "Вопросы региональной геологии СССР". Изд-во МГУ, 1964.
- Филиппович И.З. Гранито-гнейсовые комплексы докембрия Карсакайского района и признаки их разделения. Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Тезисы докладов 1-го Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, изд-во "Наука", 1965.

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ГРАНИТОИДОВ НА КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

На Большом Кавказе различаются две различные по составу возрастные группы палеозойских гранитоидов (Афанасьев, 1958). Девонская – представлена плагиогранитами и кварцевыми диоритами, и каменноугольная – включающая микроклиновые граниты. Гранитоиды первой группы характеризуются несколько повышенным содержанием натрия, чем и обуславливается характер вызываемых ими контактовых изменений. Недавно на Северном Кавказе была установлена еще одна, более древняя, группа гранитоидов, относимых к ордовику (Афанасьев и др., 1968).

Крупные гранитные тела на Большом Кавказе, залегающие в основном в кристаллических сланцах, соответствующих по степени их метаморфизма амфиболитовой фации, вызывают сильное видоизменение последних, вплоть до полного преобразования их минерального состава и структуры. Зачастую изменения пород амфиболитовой фации носят низкотемпературный характер.

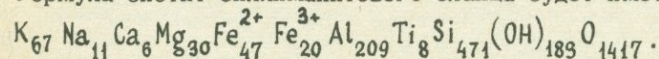
Кавказские геологи приходят к выводу, что под воздействием гранитоидов во вмещающие их породы кристаллического субстрата привносятся кремний, калий и натрий, а железо, кальций и магний в значительной мере выносятся. При этом для девонских (уруштенских) гранитоидов характерен вынос значительного количества натрия, а для каменноугольных – наряду с натрием и калия. Перемещение этих компонентов во вмещающих породах выражается в проявлении окварцевания, альбитизации и микроклинизации.

Нами при изучении кристаллического субстрата Большого Кавказа на Южном склоне последнего было установлено, что вмещающими гранитоиды породами чаще всего являются слюдяные сланцы и их изменения при гранитизации несколько отличаются от обычно описываемых.

В табл. 1 приводятся химические анализы порфириовидного микроклинового гранита (№ 1) и вмещающего его биотит-силлиманитового сланца (№ 2) района вершины Тот, расположенной в водораздельной части Главного хребта Большого Кавказа.

В результате пересчета этих анализов по объемному методу Барта получим следующую формулу гранита: $K_{56} Na_{58} Ca_{10} Mg_{84} Fe_{5}^{2+} Fe_{17}^{3+} Al_{152} Ti_1 Si_{619} (OH)_{183} O_{1417} OH_{26} O_{1574}$.

Формула биотит-силлиманитового сланца будет иметь следующий вид:



При гранитизации этих сланцев химические компоненты должны перемещаться следующим образом (в ионных количествах):

Привнос	Вынос
Si - 145	Ti - 7
Ca - 4	Al - 57
Na - 47	Fe ³⁺ - 3
	Fe ²⁺ - 42
	Mg - 26
	K - 11
	OH - 157

Как видно из этого частного примера, при гранитизации силлиманит-биотитового сланца привносятся кремний и натрий, а выносятся алюминий, железо, магний, алюминий и гидроксил-ион в значительном количестве и меньше калий.

С целью установления общей картины перемещения химических компонентов при гранитизации кристаллических сланцев Сванетии (бассейн р.Ингури) мы вычислим их средний химический состав по данным 30 анализов (табл. 2, № 1) и гранитоидов этого же района – 6 анализов (табл. 2, № 2). При этом для анализа были отобраны мусковит-хлоритовые, мусковитовые, двуслюдяные и биотитовые

		Весовые проценты								
№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO+MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
1	70,37	0,17	14,66	2,68	0,76	0,30	1,04	3,42	5,00	0,48
2	55,50	1,15	20,91	3,18	6,62	2,42	0,63	0,70	6,20	3,25

сланцы, а также их андалузит-силлиманит- и гранатсодержащие разновидности из разных районов Сванетии. Эти породы, по нашим подсчетам, слагают не менее 90% всей массы кристаллических сланцев данного региона.

При гранитизации кристаллических сланцев Сванетии перемещение химических компонентов будет иметь следующий вид (в ионных количествах):

Привнос	Вынос
Si - 143	Ti - 6
Ca - 7	Al - 69
Na - 38	Fe ⁺³ - 7
	Fe ⁺² - 18
	Mg - 20
	K - 7
	OH - 141

Эти подсчеты подтверждают, что при гранитизации кристаллических сланцев в большем количестве привносятся кремний и натрий, выносятся алюминий, железо и магний. Что касается калия и кальция, то их количественное содержание испытывает незначительные изменения, но все же некоторое количество калия выносятся.

В минеральном составе отмеченные химические изменения выражаются в образовании кварца и кислого плагиоклаза, разложении слюд и других темноцветных минералов (с выносом из породы железа и магния). Наряду с этим происходит калишпатизация породы - образование кристаллов микроклина, составляющих значительную часть породы.

Установленный характер перемещения химических компонентов и изменений минерального состава гранитизированных пород дает основание заключить, что при гранитизации изученных нами кристаллических сланцев происходит смена одних калийсодержащих минералов (слюда) другими (калишпат) без существенного измене-

Таблица 2

		Весовые проценты								
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO+MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
1	57,42	1,01	21,62	1,75	6,20	2,18	0,86	1,52	4,65	2,79
2	71,63	0,14	14,12	0,55	2,60	0,52	1,62	3,70	3,92	0,27

Химическая формула для среднего состава кристаллических сланцев: $K_{50}Na_{25}Ca_8Mg_{27}Fe_{44}^{2+}Fe_{11}^{3+}Al_{215}Ti_7Si_{486}OH_{157}O_{1443}$. Химическая формула для среднего состава гранитов: $K_{43}Na_{63}Ca_{15}Mg_{87}Fe_{26}^{2+}Fe_{4}^{3+}Al_{146}Ti_1Si_{629}(OH)_{16}O_{1584}$.

ния суммарного количества калия. Хотя этот вывод получен для кристаллических сланцев Сванетии, следует полагать, что и в других местах при гранитизации слюдяных сланцев происходит аналогичный процесс. Во всяком случае, количество калия в этих сланцах обычно такого же порядка, как и в гранитах, и поэтому заметный привнос или же вынос этого компонента при их гранитизации не должен иметь места.

В подтверждение этого положения приведем данные о содержании калия в сланцах и гранитоидах из других мест Кавказа. На Дзирульском массиве слюдяные кристаллические сланцы, содержащие силлиманит, андалузит и гранаты, по материалам И.И.Хмаладзе, имеют 4,55 вес. % калия (среднее из четырех анализов), а в микроклиновых гранитах этого же массива среднее содержание калия (три анализа), по данным Г.М.Заридзе (1961), составляет 3,18 вес. %. Однако в Дзирульском массиве кристаллические сланцы встречаются лишь в виде ксенолитов, и количественное соотношение анализировавшихся сланцев с другими сланцами установить не удается.

По данным Д.М.Шенголиа (1965), кварц-биотит-серицитовые сланцы с порфиروбластиками плагиоклаза Дарьяльского массива содержат калий в количестве 3,93 вес. % (среднее двух анализов), а микроклиновый гранитоид, возникший за счет гранитизации этих сланцев, 3,55 вес. %.

Следует отметить, что данные Е.А.Снежко (1958) о химизме гранитов и кристаллических сланцев верховьев р.Большой Лабы тоже подтверждают наши выводы, хотя сам автор предполагает иную схему химического изменения контактовых ореолов. По анализам видно, что гранит, обнажающийся по р.Большая Лаба, содержит 3,81 вес. % калия, артерит - 4,44 а инъекционный биотит-силлиманитовый сланец еще больше - 4,72%. Также обстоит дело в верховьях р.Дамхурца, где граниты содержат 3,65 вес. % калия, а биотитовые сланцы в контакте с ними - 4,50

Из всего изложенного следует, что, поскольку главная масса кристаллических сланцев Кавказа представлена именно слюдяными разновидностями, следует полагать, что при гранитизации субстрата привнос калия в значительных масштабах не должен иметь место.

Литература

- Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. -Тр. Ин-та геологии, рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 20, 1958.
- Афанасьев Г.Д. и др. Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., изд-во "Наука", 1968.
- Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Снежко Е.Н. О роли гранитоидов Главного хребта в формировании кристаллических сланцев Кавказа. Тр. Новочеркасск. политехнич. ин-та Грузии, 1958, т.36, (50)
- Шенголиа Д.М. Петрология Дарьяльского массива. -Тр. Геологического ин-та Грузии, новая серия, 1965, вып. IV.

А.К.Симон, М.Е.Островская

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ПОРОДАХ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ (НА ПРИМЕРЕ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

При изучении раннепротерозойских базитов прогиба Имандра-Варзуга-Сосновка (Кольский полуостров), регионально метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой и местами амфиболитовой фаций, обнаружено их крайне интенсивное метасоматическое преобразование. Это явление чаще всего сопровождается процес-

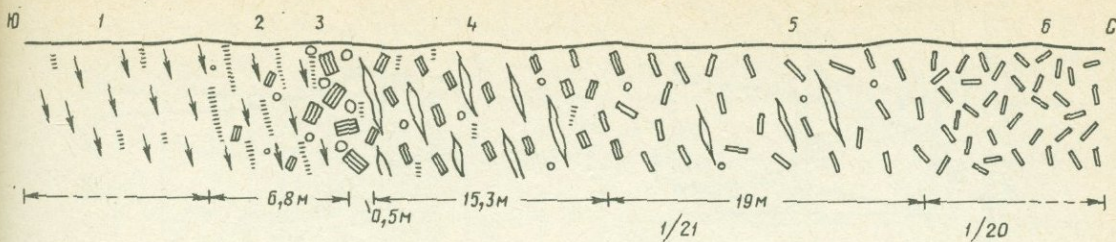


Рис.1. Геолого-петрографический разрез зоны перехода "метадиабазов" в эпидот-биотитовые гнейсы

1 - гнейс эпидот-биотитовый; 2 - гнейс амфибол-биотитовый; 3 - кварц-олигоклазовая порода с порфиробластами амфибола и граната; 4 - кварц-олигоклаз-роговообманковая порода с кварцевыми прожилками и линзами; 5 - "метадиабаз" окварцованный и фельдшпатизированный; 6 - метадиабаз (олигоклаз-роговообманковая порода)

сланцевания и милонитизации пород и особенно широко проявлено в зонах региональных разломов. Меньшие по масштабам, а иногда и по интенсивности изменения базитов отмечаются также вдоль контактов диабазовых покровов и силлов с пачками осадочно-метаморфических пород.

О региональном масштабе явления говорят следующие данные. В зоне Панско-Бабьеозерского разлома, разграничивающего прогиб Имандра-Варзуга-Сосновка и расположенный севернее Кейвский синклиниорий (Симон, 1967), полоса измененных пород прослеживается по простиранию на 100 км при мощности 2-2,5 км. В зоне расщепления, протягивающейся вдоль южного борта упомянутого прогиба на многие десятки километров (бассейн р.Песчаной и Вилмуай), полосы более и менее измененных базитов шириной в десятки и сотни метров чередуются на протяжении 4 км вкрест простирания. В южной части Кейвского синклинория (Поной-Пурначский водораздел) вдоль контактов базитовых тел с вмещающими кварцитами и кварцитовыми сланцами ширина зон метасоматической переработки в базитах достигает многих сотен метров (иногда превышает 1 км), а длина - многих десятков километров.

Возникновение сложной и пестрой по составу гаммы пород за счет метасоматической переработки в одних случаях базитов, а в других - кристаллических сланцев доказывается комплексом полевых геологических наблюдений и петрографическими исследованиями. Так непосредственно в сплошных обнажениях или горных выработках были прослежены постепенные переходы от обычных регионально метаморфизованных диабазов ("метадиабазов") до кислых эпидот-биотитовых и биотитовых гнейсов (рис.1) или от высокоглиноземистых углеродистых сланцев со ставролитом до серицит-кварцевых сланцев с биотитом и альмандином.

Установленные ряды последовательно и постепенно сменяющих друг друга разновидностей пород отражают нарастание процессов преобразования от периферии к центру зон разломов или иных зон проявления метасоматоза. Характерный типовой ряд для случая наиболее интенсивной переработки базитов выражен следующей сменной пород (ряд 1): метадиабаз (олигоклаз-роговообманковая порода) → метадиабаз окварцованный и фельдшпатизированный → кварц-олигоклаз-роговообманковая порода → кварц-олигоклазовая порода с альмандином и амфиболом → амфибол-биотитовый линзовидно-полосчатый гнейс → эпидот-биотитовый тонкополосчатый гнейс → эпидот-биотитовый гнейс с псевдоартеритовой текстурой.

Для зон метасоматоза, проходящих вдоль контактов базитовых тел¹, характер переработки несколько иной. При более интенсивном изменении здесь возникает последовательная ассоциация (ряд 2): метадиабаз (олигоклаз-роговообманковая по-

¹ Там, где отсутствует поздний наложенный метасоматоз, никакого воздействия диабазов на вмещающие породы не обнаружено. Эндоконтактная закалка в них практически не наблюдается.

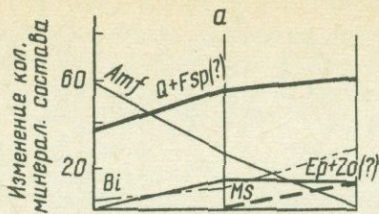
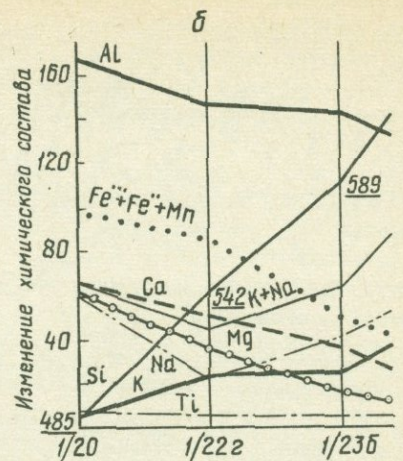


Рис. 2. Вариации количественно-минералогического (а) и химического (в) составов пород (пересчет по Барту) при переходе "метадиабазов" в эпидот-биотитовые гнейсы

Amf - амфибол; *Q* - кварц; *Fsp* - полевой шпат; *Ms* - мусковит; *Ep* - эпидот; *Zo* - цоизит; *Bi* - биотит



рода) — метадиабаз окварцованный и фельдшпатизированный — кварц-олигоклаз-роговообманковая порода — кварц-полевошпатовая порода с амфиболом и альмандином — порфиробластические (арфведсонитовые) гнейсы. В случае слабой переработки обычным является (ряд 3): метадиабаз (олигоклаз-роговообманковая порода) — метадиабаз окварцованный и фельдшпатизированный — кварц-олигоклаз-роговообманковая порода с примесью биотита. В конкретном выражении указанные ряды иногда меняются в отношении наличия и мощности зон развития тех или иных промежуточных разновидностей. Однако нигде не отмечается непосредственная смена начальных ("метадиабазы") конечными (кислые гнейсы) членами ряда.

Описанные переходы отчетливо выражены в постепенном и непрерывном изменении структурно-текстурных особенностей и вещественного состава пород. В зонах разломов (ряд 1) массивная текстура метадиабазов постепенно трансформируется во все более отчетливую директивную текстуру биотитовых и биотит-эпидотовых гнейсов - метасоматитов. Равномерная мелкозернистая нематобластовая структура сменяется структурами, отражающими процесс интенсивной собирательной перекристаллизации, коррозии и переотложения главных породообразующих минералов. Минералогический состав начальных членов ряда ($N_g =$ от 1,666 до 1,687; $N_p =$ от 1,640 до 1,665; $2V =$ от -64 до -80°) в кварц-олигоклаз-амфиболовых породах сменяется крупными порфиробластами обыкновенной роговой обманки с повышенным содержанием щелочно-железистого компонента ($N_g =$ от 1,684 до 1,691; $N_p =$ от 1,658 до 1,667; $2V =$ от -54 до -68° ; плеохроизм в более густых сине-зеленых тонах). В кварц-полевошпатовых породах с амфиболом и альмандином обыкновенная роговая обманка обычно переходит в гастингсит или близкую ему разновидность ($N_g =$ от 1,694 до 1,706; $N_p =$ от 1,669 до 1,686, $2V =$ от -40 до -65° с характерным плеохроизмом.). В порфиробластических гнейсах второго ряда появляется арфведсонит ($N_g = 1,708$; $N_p = 1,697$; $2V = +80^\circ$ с обратной схемой абсорбции).

Химический состав исходных метабазитов (таблица, рис.2) - SiO_2 51-53%, относительно высокое содержание *Fe*, *Mg*, *Ca*, низкое содержание щелочей, постоянное преобладание *Na* над *K* - изменяется за счет увеличения количества кремнезема и щелочей, особенно *K*. В итоге гнейсы, образующие конечные члены этого ряда, представляют собой уже кислые породы с содержанием кремнезема до 68%, щелочей до 4-6%, причем *K* становится здесь преобладающим.

Отличительными особенностями гнейсов-метасоматитов, образующихся по бази-

Оксиды	Обр.1/20		Обр. 1/22г		Обр.1/23б	
	вес. %	количество электроположительных ионов в стандартной ячейке	вес. %	количество электроположительных ионов в стандартной ячейке	вес. %	количество электроположительных ионов в стандартной ячейке
SiO ₂	53,65	490	60,54	542	68,02	589
TiO ₂	1,12	8	0,94	6	0,66	4
Al ₂ O ₃	15,53	167	13,75	145	13,76	140
Fe ₂ O ₃	4,51	31	3,54	24	2,53	17
FeO	8,55	65	8,12	61	4,23	30
MnO	0,23	2	0,09	0,5	0,12	1
MgO	4,50	62	2,69	36	1,11	14
CaO	6,73	66	5,36	51	3,69	34
Na ₂ O	3,41	60	1,27	22	2,32	39
K ₂ O	0,51	6	2,00	23	2,08	23
H ₂ O	1,28	78	1,31	78	1,18	68
П.п.п.	0,00	-	0,00	-	0,26	-
сумма	100,38		99,96	-	100,25	-

Аналитик Загинайченко В.Г., Кольский филиал АН СССР

Метадиабазы кварцованные и фельдшпатизированные, 60% - роговая обманка; 25-35% - олигоклаз + кварц; 15-5% магнетит, биотит	Кварц-полевошпатовая порода с гранатом и амфиболом, 20-30% - амфибол; 50-45% олигоклаз + кварц; 10% - эпидот; 8% - биотит	Гнейс биотит-эпидотовый, 55% - олигоклаз + кварц; 20-30% - биотит; 10-12% - эпидот; единичные зерна микроклина, граната и мусковита
--	---	---

товому субстрату в зонах разломов и расщепления, являются резко выраженная тонкая (2-5 мм) полосчатость, обусловленная чередованием лейко- и меланократовых разностей, коррозионные микроструктуры, крайне неоднородный и не выдержанный в деталях, но постоянный в общей массе состав. Метасоматиты, возникающие в ослабленных зонах контактов литологически разнородных толщ, отличаются от предыдущих слабым развитием полосчатых текстур в конечных и промежуточных разностях.

Метасоматическое преобразование высокоглиноземистых сланцев (амфиболитовая фация метаморфизма) Кейвского прогиба установлено в зоне обрамляющего его с юга Панско-Бабьеозерского разлома. Оно приводит к возникновению следующей типовой последовательности пород: черные углеродистые кварц-серицитовые сланцы с порфиробластами биотита, ставролита, иногда граната — светло-серые углеродистые кварц-серицитовые сланцы с порфиробластами биотита, граната, ставролита — светлые полосчатые безуглеродистые серицит-кварцевые сланцы с биотитом, гранатом и реликтами ставролита — светлые безуглеродистые биотит-серицит-кварцевые сланцы с гранатом.

Текстурные изменения в сланцах, так же как и в базитах, сводятся к возникновению все более тонкой полосчатости, структурные — к собирательной перекристаллизации в тонкозернистой основной ткани исходных сланцев и разложению существовавших в них пойкилобластов (ставролит, альмандин, биотит) с возникновением вместо них пойкилобластов новой генерации (альмандин, биотит). Трансформация минерального состава, а также свойств породообразующих минералов в данном случае выражена гораздо слабее, чем в предыдущем. Это объясняется значительно меньшей разницей химического состава преобразуемых пород и метасоматических растворов.

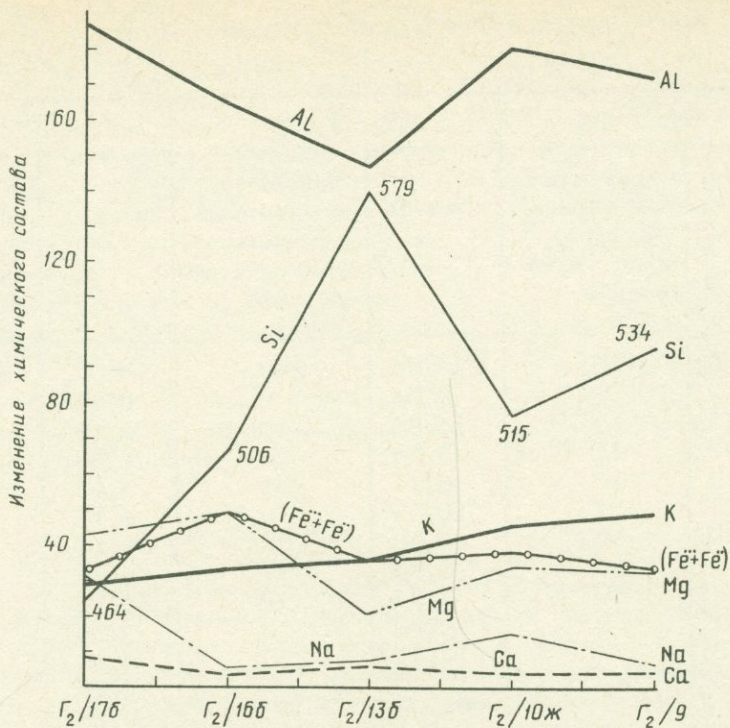


Рис. 3. Вариации химического состава пород (пересчет по Барту) при переходе неизмененных высокоглиноземистых сланцев в биотит-серицит-кварцевые с гранатом (общая длина разреза 190 м, расстояние между точками отбора 4–20 м)

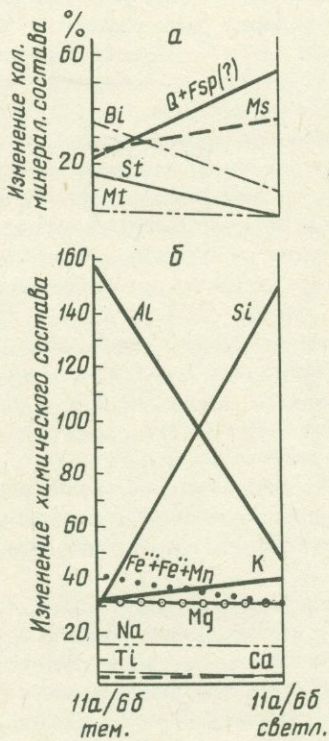


Рис. 4. Сопоставление количественно-минералогического (а) и химического составов (пересчет по Барту) неизмененного высокоглиноземистого сланца (11а/66 темн.) и секущего его тонкого (1,5 см) метасоматического прожилка (11а/66 светл.)

Bi - биотит; *Q* - кварц; *Fsp* - кислый плагиоклаз; *St* - ставролит; *Ms* - мусковит; *Mt* - магнетит

Однако сравнение химизма пород, составляющих ряд переработанных сланцев (рис.3), обнаруживает и здесь определенную тенденцию, связанную с увеличением содержания кремнезема и калия и некоторым уменьшением феррических компонентов, а также глинозема в конечных продуктах переработки. В конкретных разрезах такая тенденция наблюдается лишь в общем виде, обнаруживая многочисленные частные отклонения. Последние связаны с присутствием многочисленных реликтовых полос незначительно переработанных исходных сланцев, которые трудно отделить при отборе проб интенсивно измененных пород. Однако на взятой из тех же пород природной модели (рис.4): неизменный высокоглиноземистый сланец — тонкий (1,5 см) метасоматический прожилок в нем, общее правило находит четкое подтверждение.

Замещение пород субстрата определенным комплексом минеральных новообразований и образующиеся при этом текстуры и структуры убеждают в развитии процессов метасоматоза, а петрохимические данные говорят о преимущественно кали-кремниевом его характере. Иными словами, в данных примерах можно говорить о развитии гранитизации в том смысле, как говорят Судовиков и другие авторы. Новообразованные минеральные ассоциации указывают, что метасоматоз и гранитизация в отношении температур и давления протекают в обстановке эпидот-амфиболитовой фации, т.е. в условиях, близких к условиям регионального метаморфизма субстрата. Некоторые признаки диафореза появляются местами лишь в связи с более поздней волной существенно кварцевого метасоматоза.

Описанные примеры многократно повторяются в докембрийских толщах Кольского полуострова, включая также случаи переработки под воздействием кремниевое и кали-кремниевое метасоматоза гипербазитов. С точки зрения современных представлений о физико-химических условиях верхних горизонтов земной коры, рассматриваемые явления легко объяснимы (Судовиков, 1964; Жданов, 1968). Равновесными в условиях "гранитного" слоя являются граниты и близкие им образования. Чем больше отличия в составе и обстановке возникновения тех или иных пород от гранитов, тем более неустойчивы они и тем более глубокому преобразованию должны подвергнуться, в частности, под воздействием кислого и щелочного метасоматоза. Следовательно, в случае развития соответствующих процессов наиболее глубоко изменится первичный состав гипербазитов и базитов, формирующихся в верхней мантии и нижних частях коры, и незначительно — состав кристаллических сланцев, что и наблюдается в приведенных примерах.

В практике геологосъемочных и тематических работ в метаморфических докембрийских комплексах подобные явления обычно не фиксируются или получают иное объяснение, что влечет за собой неверные стратиграфические и тектонические выводы. Некоторые стратиграфические подразделения, выделяемые среди метаморфических толщ, на самом деле являются продуктами метасоматической переработки пород, относимых уже к другому подразделению. В то же время в одну стратиграфическую единицу нередко включаются сходные по составу продукты рассланцевания и метасоматоза разновозрастного субстрата. Примером могут служить широко распространенные на Кольском полуострове якобы однообразные сланцеватые амфиболиты, биотит-амфиболовые сланцы и гнейсы "тундровой" серии.

Полосы развития метасоматитов являются также важным, а при отсутствии цепочек интрузий и геоморфологических признаков единственным признаком для трассирования региональных разломов и зон сочленения крупных тектонических элементов и блоков земной коры в областях развития докембрия.

Литература

- Жданов В.В. О процессе гранитизации гипербазитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 5.
- Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.
- Симон А.К. Геологическое строение и история докембрийского прогиба Имандра — Варзуга — Сосновка (Кольский полуостров). Автореферат канд. дисс. Изд-во Московск. ун-та, 1967.

Б.П.Беликов

ВЛИЯНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОСТАВА И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД НА ИХ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ, В ОСОБЕННОСТИ УПРУГИЕ СВОЙСТВА

Изучение физико-механических свойств скальных горных пород в последние годы развивается все убыстряющимися темпами. Если совсем недавно главными потребителями этих данных являлись строительство, горное дело и инженерная геология, то теперь на первый план выступают геология и геофизика. Первая — с позиций поисков поверхностных и скрытых на глубине рудных месторождений — с точки зрения анализа глубинного строения земной коры, вторая — с позиций познания вещества пород петрографического состава — по их свойствам, в особенности по скоростям распространения упругих волн и плотности. Важное значение имеют для этой цели также магнитные и электрические свойства пород.

В строительном деле, где породы используются непосредственно, основное внимание исследователей направлено на изучение прочностных (и декоративных) свойств, а также климатической устойчивости горных пород (в особенности осадочных и метаморфических). Для решения вопросов о климатической устойчивости помимо структурно-петрографического анализа требуется очень детальное изучение пористости, в частности так называемой дифференцированной пористости, т.е. разделенной на поры разного диаметра. Это же наряду с проницаемостью важно для нефтяной геологии (физики нефтяного пласта) и геологии рудных месторождений. Поэтому методика определения пористости разработана с большой степенью тщательности, что и нашло свое отражение в ряде работ и исследований, посвященных специально пористости горных пород.

В горном деле наряду с пористостью и прочностными константами большое внимание уделяется реологическим свойствам горных пород как при средних, так и при высоких давлениях. При решении вопросов устойчивости забоев и кровли и анализе явлений внезапных выбросов здесь большим вниманием пользуются также и упругие свойства пород. Аналогичные свойства изучаются и инженерной геологией.

Что же касается рудных месторождений, где весьма значительное внимание всегда уделялось влиянию физико-химических свойств вмещающих руденение пород, то в самые последние годы здесь начали изучать также физико-механические свойства и, в первую очередь, характер пористости. При этом было введено понятие экранирующих пластов, а упругие и прочностные свойства рассматриваются как определяющие в способности пород к трещинообразованию.

Необходимость знания физических свойств горных пород для анализа строения земной коры, верхней мантии и раздела между ними не требует доказательств — этим вопросам посвящено весьма большое число работ исследователей разных специальностей: геофизиков, физиков, геологов, петрографов и механиков. Особенно важны здесь упругие свойства, которым в последнее время было посвящено значительное число работ в США, Японии, Индии и Чехословакии и в СССР. Большой вклад был внесен с применением для этих целей высоких и сверхвысоких давлений, причем изучались как свойства пород, так и свойства отдельных минералов. Примененные давления колебались от сотен бар до первых сотен килобар в статическом режиме, а в режиме ударных нагрузок мгновенные давления достигали первого десятка мегабар.

Совместному влиянию высоких давлений и высоких температур (в пределах упругости) посвящено совсем небольшое число работ. И, наконец, эксперименты по моделированию глубинных геологических условий – совместному действию давления, температуры и влажности – пока не осуществлены ввиду большой их сложности. Все эти работы выполнены с большой степенью точности, однако часть их обесценивается отсутствием в публикациях показателей пористости и особенно точного минерального состава. Эти пробелы, впрочем, начинают постепенно заполняться. В самых последних публикациях приводятся данные количественно-минералогических подсчетов, позволяющие анализировать свойства и изменения их уже с позиций влияния минерального состава. Последнее стало возможно потому, что к настоящему времени определены все упругие константы главных породообразующих минералов и предложены формулы расчета свойств моно- и полиминеральных пород по этим константам, а также выяснено понижающее влияние пористости на упругие свойства.

Как видно из вышеизложенного, изучение физических свойств горных пород начинает входить как обязательный элемент в область петрологических исследований, и со стороны руководства Петрографического Комитета включение этих вопросов в орбиту своего внимания стало совершенно естественным. Организационно это оформлялось в виде выделения в составе Комитета секции изучения физико-механических свойств горных пород со следующими предварительными задачами:

А. Координирование работ по изучению физико-механических свойств скальных горных пород, проводимых в научно-исследовательских ячейках с применением петрографических методов по следующим направлениям:

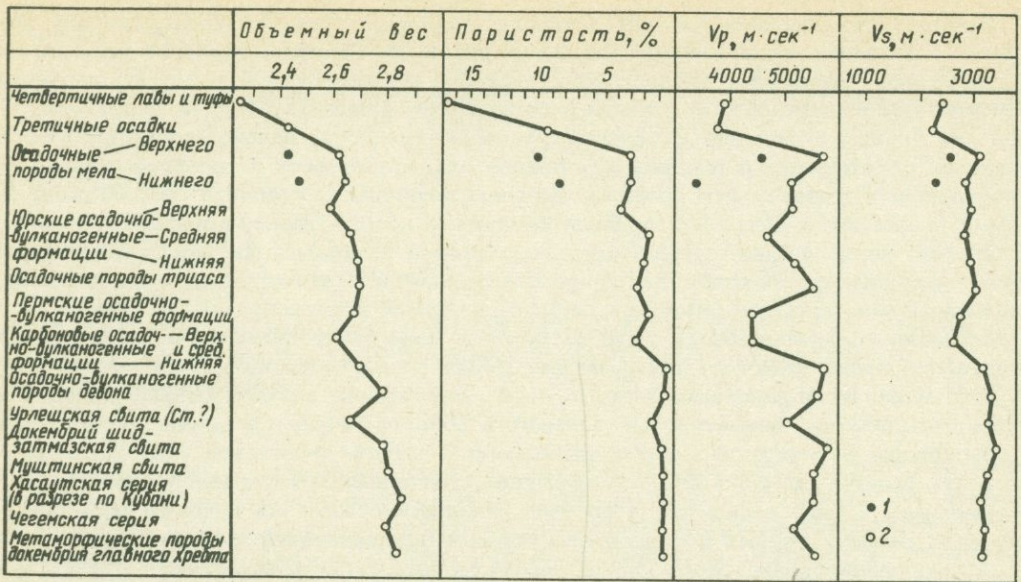
1) изучение влияния различных факторов (минеральный состав, история формирования, пористость, плотность, анизотропия, положение в структурах) на свойства горных пород; 2) изучение строения земной коры и пограничных частей верхней мантии Земли; 3) изучение влияния физических свойств горных пород на процессы рудообразования и рудомещения.

Б. Собрание и систематизация материалов исследований в названных выше направлениях и составление региональных сводок.

В. Составление и перевод справочных изданий по физико-механическим свойствам горных пород. Под руководством Комиссии в последнее время опубликован в издательстве "Мир" перевод справочника по физическим константам горных пород под ред. С.П.Кларка мл. (1960), изданы таблицы упругих свойств минералов и главных типов горных пород (Беликов, Александров, Рыжова, 1970), изданы доклады проведенного ранее совещания по физико-механическим свойствам горных пород верхней части земной коры (ред. Розанов, 1968) и т.д. Естественно, что проводимые направления изысканий сформулированы исходя из реальных возможностей.

Все сказанное в достаточной мере характеризует предварительные задачи комиссии: оставаясь по существу своему петрологическими, они тесно смыкаются с геофизикой, физикой высоких давлений и температур, кристаллофизикой, минералогией и учением о месторождениях полезных ископаемых. Желательно было бы, конечно, расширить область этих интересов привлечением науки о каменных строительных материалах (строительное камневедение), инженерно-геологических исследований, исследований по горному делу, буримости и другим аспектам разрушений горных пород, то есть всех тех направлений, которые нуждаются в привлечении петрологии; однако последние направления традиционно оформились в комиссиях других ведомств, и связь между ними, несмотря на многочисленные попытки, не устанавливается. Это, очевидно, влияние века – резкая дифференциация наук, разрыв привычных связей в одних научных областях и срастание в других.

Весьма плодотворным оказалось применение методов петрографии к анализу упругих свойств горных пород. На начальных стадиях работы казалось, что последнее невыполнимо из-за отсутствия упругих констант породообразующих минералов; в литературе имелись только константы кварца, кальцита, оливина (драгоценного), корунда и гранатов. Однако после систематических исследований, проведенных в Институте физики СО АН СССР и ИГЕМ, положение резко изменилось. Появился впервые в мировой литературе полный список констант породообразующих минералов, разработаны формулы усреднений минералов и расчетов по составу, позволяющие анализировать влияние на породу свойств каждого минерала конкретно. Рамки



Усредненные упругие свойства горных пород Кавказа

1 — породы чехла субгерцинской платформы; 2 — породы складчатых зон

настоящей статьи не позволяют изложить всех результатов этого исследования, тем более что работа вышла из печати в виде монографии (Беликов и др., 1970), но на некоторых выводах остановиться следует.

В цитированной работе показано, что наивысшими упругими свойствами из числа породообразующих минералов обладают гранаты, оливин и жадеит, причем "усредненные" скорости упругих волн превышают в них $8000 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$, т.е. отвечают скоростям раздела Мохоровичича уже при атмосферном давлении. Показано, что скорости распространения упругих волн в минералах зависят в основном от структуры кристаллической решетки и не координируются с плотностью. Так, большинство рудных минералов и барит при большой плотности имеют малые скорости, алмаз и корунд при средних плотностях имеют огромные скорости, вулканические стекла характеризуются повышенными скоростями по сравнению со своей плотностью и т.д. Близкая к линейной связь намечается только для группы силикатных минералов и соответственно силикатных горных пород.

Минералы с одинаковым строением кристаллической решетки, например, изоморфные смеси, изменяют свои свойства линейно — в строгом соответствии с изменением химического состава (группа плагиоклазов). При анализе влияния свойств минералов на породы показано, что повышение пористости свыше 0,7% всегда ведет к понижению упругих свойств (например, скоростей). Пористость до 0,5–0,7%, если она не является пористостью выветривания, существенно на свойства не влияет. Проведенные количественно-минералогические подсчеты горных пород и расчет теоретических констант по константам минералов показали, что эти значения очень близко (с разницей в единицы процентов) совпадают с цифрами, получаемыми на тех же самых породах экспериментально, и, следовательно, для глубинных частей земной коры, где не приходится ожидать значительной пористости, подобные предварительные расчеты любого задуманного состава могут дать ориентировочные значения скоростей.

В этой же работе рассмотрено влияние истории формирования породы на ее свойства на примере разреза Кавказа. Не останавливаясь на подробностях этой работы, проведенной в последние годы автором на Кавказе, приведем только график средних групповых свойств пород Кавказа (см. рисунок). Из графика видно, что наиболее наглядным критерием истории формирования является пористость — она дает резкое изменение характера в середине карбона: до этой эпохи судетской фазы герцинской складчатости породы более уплотнены (пористость не выше 1%), чем все

лежащие выше. Соответственно изменены и скорости упругих волн (V_p и V_s). На этом же графике видна ощутительная разница между породами мела, залегающими спокойно (покров субгерцинской платформы) и собранными в складки. Так, изменение характера порового пространства в течение истории формирования пород сказывается на их свойствах.

Приводимый пример не единственный — можно указать на доказанное тщательным петрографическим изучением влияние петрографического состава на физические свойства скарнов и на оруденение, влияние состава и характера метаморфизма на образование экранирующих пластов при движении рудоносных растворов и другие множасьшиеся сейчас аспекты применения петрографических методов к исследованию физических свойств горных пород.

Нужно заметить, что развиваемые в докладе соображения высказывались и ранее — Гиршвальдом при исследовании строительных камней в начале нашего века, Левинсон-Лессингом, Белянкиным, Залесским и автором доклада при организации лаборатории физико-механических свойств горных пород тогдашнего Петрографического института (ныне отдела ИГЕМ), однако признание и широкое развитие они получают только в последнее время в связи с развитием упомянутых выше работ.

Публикуемые ниже некоторые доклады IV петрографического совещания в известной степени иллюстрируют высказанные выше положения.

Литература

- Беликов Б.П., Александров К.С., Рыжова Т.В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. Изд-во "Наука", 1970.
- Кларк С.П. Справочник по физическим константам горных пород. Перевод с англ. под ред. Г.Д.Афанасьева, Б.П.Беликова и М.П.Воларовича. Изд-во "Мир", 1969.
- Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. Под ред. Ю.А.Розанова. Изд-во "Наука", 1968.

И.П.Тимченко

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СКАРНОВЫХ ПОРОД

Результаты изучения петрофизических свойств горных пород и их изменений при различных петрологических и петротектонических процессах необходимо учитывать при решении ряда вопросов петро- и рудогенеза.

На обширном материале изучен комплекс петрофизических свойств (общая и эффективная пористость, проницаемость, прочностные и упругие параметры и др., см.таблицу) скарновых пород полиметаллических скарново-рудных месторождений юго-западного Карамазара, а также петрофизические свойства вмещающих пород (известняков среднего палеозоя и гранитоидов верхнего палеозоя), в результате метасоматических преобразований которых возникли скарновые породы.

По результатам 78 определений скарновые породы характеризуются повышенной по сравнению с исходными породами общей пористостью (среднее значение величины общей пористости 3,04%). Наиболее низкие значения величины общей пористости присущи скарновым породам существенно пироксенового и существенно волластонитового состава — геденбергитовым (общая пористость — 1,90%) и волластонит-пироксеновым (общая пористость — 2,00%) скарнам. Напротив, максимальные средние значения величины общей пористости (3,03—4,02%) характерны для скарновых пород, в составе которых преобладают гранат и родонит. Общая пористость вмещающих залежи метасоматических скарновых пород известняков и гранитоидов (1,34—1,47%) существенно ниже общей пористости скарнов.

Среднее значение величины эффективной пористости скарнов (2,22%) значительно выше средних значений величины эффективной пористости вмещающих известняков

Петрографические свойства пород

Порода	Объемный вес, г/см ³		Общая пористость, %		Предел прочно- сти при сжатии, кг/см ²		Модуль Юнга ·10 ⁵ кг/см ²	Кэфф. Пуасс.	Твер- дость по Шору	Предел прочно- сти при растя- жении, кг/см ² *	Прони- цае- мость ·10 ⁻³ милли- дарси	Эффект. порист., %**	Степень запол- нения пор, %
		Число обр. Кэфф. вариан.		Число обр. Кэфф. вариан.		Число обр. Кэфф. вариан.							
Скарновые породы: Волластонит-пироксе- новые	3,19	$\frac{18}{1,88}$	2,00	$\frac{18}{50,00}$	2820	$\frac{9}{14,14}$	14,06	0,20	69	215	0,51	1,41	70,50
Пироксен-гранатовые	3,19	$\frac{18}{0,94}$	4,02	$\frac{18}{36,82}$	2100	$\frac{12}{16,19}$	11,45	0,16	65	343	-	3,51	87,31
Родонитовые	3,11	$\frac{12}{2,25}$	3,41	$\frac{12}{39,59}$	2990	$\frac{12}{12,37}$	13,27	0,24	71	194	0,11	2,73	80,06
Геденбергитовые	3,28	$\frac{9}{0,30}$	1,90	$\frac{9}{48,96}$	1710	$\frac{5}{0,94}$	8,90	0,24	68	224	1,09	1,22	64,21
Эпидозиты	3,06	$\frac{21}{1,63}$	3,03	$\frac{21}{40,40}$	1880	$\frac{12}{63,80}$	11,40	0,27	76	83	0,18	-	-
Среднее	3,15	$\frac{78}{1,47}$	3,04	$\frac{78}{42,65}$	2350	$\frac{50}{24,81}$	11,82	0,22	69	212	0,47	2,22	73,02
Известняки	2,68	$\frac{132}{1,08}$	1,47	$\frac{123}{37,59}$	1240	$\frac{86}{11,45}$	5,91	0,26	55	88	1,99	0,90	61,23
Гранитоиды (гранодиорит-порфи- ры)	2,82	$\frac{18}{2,84}$	1,34	$\frac{15}{33,58}$	2140	$\frac{12}{14,02}$	8,00	0,26	78	174	2,14	1,02	76,12

* Раскалывание цилиндрических образцов по образующей.

** По результатам 45-суточного водонасыщения.

(0,90%) и гранитоидов (1,02%). В группе скарновых пород минимальные значения величины эффективной пористости (1,22–1,41%), как и минимальные значения величины общей пористости, характерны также для существенно пироксеновых (геденбергитовых) и существенно волластонитовых скарнов. Разности скарнов существенно гранатового или родонитового состава имеют более высокое значение величины эффективной пористости (2,73–3,51%).

Соотношение между эффективной и общей пористостью, оцениваемое степенью заполнения пор при свободном водонасыщении, у существенно пироксеновых (геденбергитовых) и существенно волластонитовых скарнов (64,21–70,50%) ниже степени заполнения пор родонитовых скарнов (80,06–87,31). У вмещающих скарновые породы известняков степень заполнения пор 61,23%, у гранитоидов – 76,12%.

Таким образом, степень заполнения пор выше у существенно гранатовых, а также у родонитовых скарнов и гранитоидов, т.е. у пород, склонных к деформациям хрупкого характера – образованию микротрещин, чем у существенно пироксеновых (геденбергитовых) и волластонитовых скарнов и известняков, пород, склонных к пластическим деформациям. При развитии в породах микротрещин степень заполнения пор повышается.

Показателен высокий коэффициент вариации значения величины общей пористости скарновых пород – 42,65%, колеблющийся в пределах 36,82–50,00%. Коэффициент вариации значения величины общей пористости вмещающих известняков – 37,59%, гранитоидов – 33,58%. В скарнах по сравнению с вмещающими породами имеет место некоторое увеличение неравномерности в распределении пористости. Неравномерное распределение пористости обуславливает и неравномерность проявления в породах различных гидротермальных процессов – окварцевания, карбонатизации, хлоритизации и ряда других, а также неравномерность размещения различного по характеру гидротермального постмагматического оруденения.

Величина проницаемости пород, хотя и зависит от величины общей и эффективной пористости, соотношения в поровом пространстве пор различного размера, но в гораздо большей степени зависит от геометрических особенностей порового пространства (Тимченко, 1968). Проницаемость ниже у пород с межгранулярной, межзерновой пористостью (волластонит–пироксеновых, пироксен–гранатовых, родонитовых скарнов и эпидозитов) – $0,11 - 0,51 \cdot 10^{-3}$ мдарси и повышена у пород со шелевидными порами (геденбергитовых скарнов, деформированных известняков и гранитоидов) – $1,09 - 2,14 \cdot 10^{-3}$ мдарси.

Средние значения величины предела прочности при сжатии скарновых пород – 2350 кг/см^2 . Минимальное значение предела прочности при сжатии – 1770 кг/см^2 – характерно для геденбергитовых скарнов. Максимальным значением величины предела прочности при сжатии – 2990 кг/см^2 – обладают родонитовые скарны. Значение величины предела прочности при сжатии у вмещающих известняков – 1240 кг/см^2 , у гранитоидов – 2140 кг/см^2 . Следует отметить, что коэффициенты вариации значений величины предела прочности при сжатии для большинства скарновых пород, а также для вмещающих скарны известняков и гранитоидов сравнительно низки и лежат в пределах 0,94–16,19% (исключение имеет место лишь для эпидозитов – неравномерно эпидотизированных гранитоидов, у которых коэффициент вариации значения величины предела прочности при сжатии 63,80%).

Наблюдаемая обычно стабильность значений величины предела прочности при сжатии различных в минералого–петрографическом отношении скарновых и вмещающих пород позволяет предвидеть их реакцию, в частности интенсивность развития в породах трещиноватости, при тектонических воздействиях (Тимченко, 1968).

Среднее значение величины предела прочности при растяжении (данные раскалывания цилиндрических образцов по образующей) скарновых пород – 212 кг/см^2 . Минимальное значение величины предела прочности при растяжении у эпидозитов – 83 кг/см^2 , максимальное значение у пироксен–гранатовых скарнов – 343 кг/см^2 . Значение величины предела прочности вмещающих известняков – 88 кг/см^2 , гранитоидов – 174 кг/см^2 . Как можно видеть из таблицы, прочность при растяжении скарновых пород в общем выше прочности вмещающих известняков и гранитоидов. Значение величины модуля упругости скарновых пород ($11,82 \cdot 10^5 \text{ кг/см}^2$) также выше значений величины модуля упругости вмещающих известняков (5,9 ·

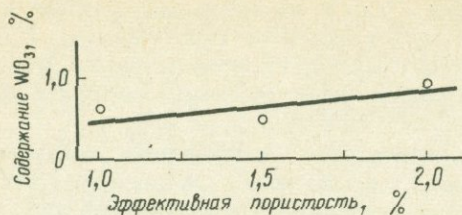


Рис. 1. Зависимость интервальных значений содержаний WO_3 в скарновых породах от величины эффективной пористости (по данным 51 пробы)

Рис. 2. Зависимость интервальных значений содержаний олова в скарновых породах от величины эффективной пористости (по данным 14 проб)

10^5 кг/см²) и гранитоидов ($8,0 \cdot 10^5$ кг/см²). Величина коэффициента Пуассона скарновых пород (0,22) ниже значений величины коэффициента Пуассона вмещающих известняков и гранитоидов (0,26). Скарновые породы обладают повышенным средним значением числа твердости по Шору — 69 по сравнению с известняками, у которых число твердости по Шору 55. Твердость гранитоидов (число твердости по Шору 76) выше твердости скарновых пород в связи с присутствием в скарновых породах остаточного кальцита.

Таким образом, механические свойства скарновых пород характеризуют их как породы с достаточно высокой твердостью, повышенной прочностью, обладающие по сравнению с вмещающими известняками и гранитоидами повышенной склонностью к хрупким деформациям (высоким модулям упругости при пониженных коэффициентах Пуассона).

При тектонических напряжениях деформации в горных породах носят избирательный характер — по-разному развиваются в породах с различными механическими свойствами. В деформированных трещиноватых скарновых породах по сравнению с недислошированными разностями значительно повышается интенсивность циркуляции постмагматических, нередко рудоносных растворов.

Замечено, что в юго-западном Карамзаре при повышенной в общем пористости всех скарновых пород промышленное полиметаллическое оруденение локализуется лишь в скарновых породах с пониженными значениями предела прочности при сжатии — в пироксен-гранатовых скарнах (предел прочности при сжатии 2100 кг/см²), эпидотовых породах (предел прочности при сжатии 1710 кг/см²). В обладающих повышенной прочностью (2820 и 2990 кг/см²) пироксен-гранатовых и родонитовых скарнах трещинообразование происходит менее интенсивно. Поступление рудоносных растворов в эти породы затруднено, что ведет к снижению степени рудной минерализации.

На скарновом оловянно-вольфрамовом месторождении Майхура (Гиссарский хребет) также устанавливается зависимость рудной (WO_3) и рассеянной минерализации (для олова) в скарновых породах от их петрофизических свойств, в частности от величины эффективной пористости (рис. 1 и 2). Использование зависимостей такого характера может способствовать повышению эффективности поисковых исследований, в частности геохимических, в скарновых полях.

Литература

Тимченко И.П., Физико-механические свойства карбонатных пород и их изменение при метасоматических процессах на примере скарново-полиметаллических месторождений северного склона Кураминского хребта. — В сб. "Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры". Изд-во "Наука", 1968.

ВЛИЯНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ НА ИХ ДЕФОРМАЦИОННО-ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА В УСЛОВИЯХ ОБЪЕМНО-НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ

В условиях высоких давлений и температур исследовано более 350 образцов, представляющих разности всех главных типов пород фундамента, выделяемых в пределах Русской платформы. Кроме того, был испытан ряд породообразующих минералов. Испытания проводились на экспериментальных установках, разработанных в ИГиРГИ - УИМК (для исследования свойств пород на продольное сжатие в условиях всестороннего равномерного давления σ_0 до 4500 кг/см² и температур до 350°С) (Байдюк, Павлова и др., 1962) и УМГП-3 (для испытаний пород методом вдавливания (ГОСТ, 1966)).

Количественное (с помощью точечного метода) описание минерального состава пород и полуколичественная оценка степени их измененности катаклазом и вторичными процессами позволили определенным образом классифицировать породы, отобранные для испытаний.

По минеральному составу все породы были разделены на три группы: I группа объединяла породы с преимущественным содержанием (70-95%) наиболее прочных и наименее пластичных минералов (кварца, полевых шпатов, иногда граната); II группа - с содержанием тех же минералов в количестве от 35 до 70%, а более пластичных и менее прочных темноцветных минералов (пироксена, оливина, роговой обманки и слюд) - от 30 до 65%; III группа - с содержанием светлых минералов до 35%, а темноцветных - от 65 до 100%.

По степени измененности было выделено пять групп пород.

В 1-ю группу были включены неизменные или слабоизмененные вторичными процессами породы без признаков катаклаза, во 2-ю, 3-ю и 4-ю группы - породы с признаками слабого, среднего и сильного катаклаза и в 5-ю группу - породы, некатализированные, но сильно измененные вторичными процессами.

Наибольшую прочность и наименьшую способность к остаточной деформации проявили неизменные плотные (с пористостью до 2-3%) разности пород 1-й группы, наименьшая же прочность и наиболее высокие значения остаточной деформации характеризуют породы III-ей группы.

Влияние катаклаза на деформационно-прочностные свойства в большинстве случаев выражалось в снижении прочностных показателей (предела текучести, твердости или предела прочности на сжатие) и росте величин остаточных деформаций. Влияние вторичных процессов на свойства были различными, в зависимости от раннего характера их преобразования.

Процессы серпентинизации, каолинизации, серицитизации, эпидотизации и хлоритизации обычно способствуют снижению прочностных показателей и росту величин остаточной деформации. Только у пород третьей группы, в составе которых преобладают темноцветные минералы низкой прочности, проявляющие способность к пластической деформации в условиях высоких давлений, измененность вторичными процессами иногда вызывала упрочнение. Этот эффект, по-видимому, связан с ростом консолидации пород. Процессы вторичного окварцевания и микроклинизации всегда вызывали рост прочности и уменьшение величин остаточной деформации.

Представляет интерес характеристика выделенных по составу и степени измененности групп пород с помощью отношения прочностных характеристик (пределы текучести: σ_{1s} при испытании на продольное сжатие и p_0 - при испытании на вдавливание) к показателям, характеризующим остаточную деформацию (величина остаточной деформации $\epsilon_{ост}$ при испытании на продольное сжатие и коэффициент пластичности при испытании на вдавливание) (см.таблицу).

Данные таблицы свидетельствуют о существенном влиянии на деформационно-прочностные свойства пород в условиях сложного объемно-напряженного состояния

Группы		По данным испытаний на вдавливание	По данным испытаний на прод. сжатие при 4500 кг/см ²
По составу	по измененности	p_0 К	σ_{is} $\epsilon_{ост}$
I (кварц и полевые шпаты, 70-95%)	1-5	140 (52-580)	от 4600 до 30,000 (5 обр.)
		130	от 2000 до 10,000 (3 обр.)
		100	от до 8000 (2 обр.)
II (кварц и полевые шпаты, 35-70%)	1-5	105 (33-190)	11000 (1 обр.)
		90	2300 (1 обр.)
		65	-
III (кварц и полевые шпаты, до 35%)	1-5	80 (22-165)	от 300 до 3000 (5 обр.)
		-	от до 1400 (2 обр.)
		100	-

как минерального состава, так и степени измененности пород катаклазом и вторичными процессами.

При изучении влияния температуры (в пределах от 20 до 300^oC) на свойства пород в условиях неравномерного всестороннего сжатия было установлено, что это влияние выражается прежде всего в снижении прочности пород (на 10-60%) и увеличении остаточных деформаций, предшествующих разрушению (от 10 до 130%). Наибольшее влияние температуры отмечено при испытании пород 3-й группы по составу, а по степени измененности - на породы 4-й и 5-й групп.

Измерения полного тензора деформаций в процессе деформирования и изучения шлифов деформированных пород позволили установить ряд характерных особенностей остаточной (пластической) деформации метаморфических и магматических пород в условиях неравномерного всестороннего сжатия и температур. Так, было установлено, что даже при предельных значениях давлений (до 4500 кг/см²) и температур (до 300^oC) распределение остаточных изменений в структуре большинства исследованных пород имеет локальный характер (признаки остаточной деформации отмечаются лишь вблизи линии сдвига). Равномерное распределение деформации по всему объему испытанного образца наблюдалось только у некоторых пород 3-й группы по составу (слюд, базальта, оливинита и др.).

В механизме остаточной деформации пород во всех случаях преобладало межзерновое скольжение с переориентировкой зерен в направлении, перпендикулярном действию деформирующего усилия, сопровождающееся развитием межзерновых пустот, ориентированных в направлении действия этого усилия. Непосредственно перед разрушением и в процессе его происходила развитие микротрещин вдоль линии сдвига (скола).

Интенсивный рост радиальной деформации пород в результате развития деформационной микротрещиноватости вызвал изменение ее отношения к продольной деформации до значений, больших 0,5 (иногда больших единиц). В результате этого процесса происходил рост объема пород.

Ниже представлены диаграммы продольной (ϵ_z) и радиальной (ϵ_r) деформаций филлита (рис.1) и оливинита (рис.2), на которых приведены также графики

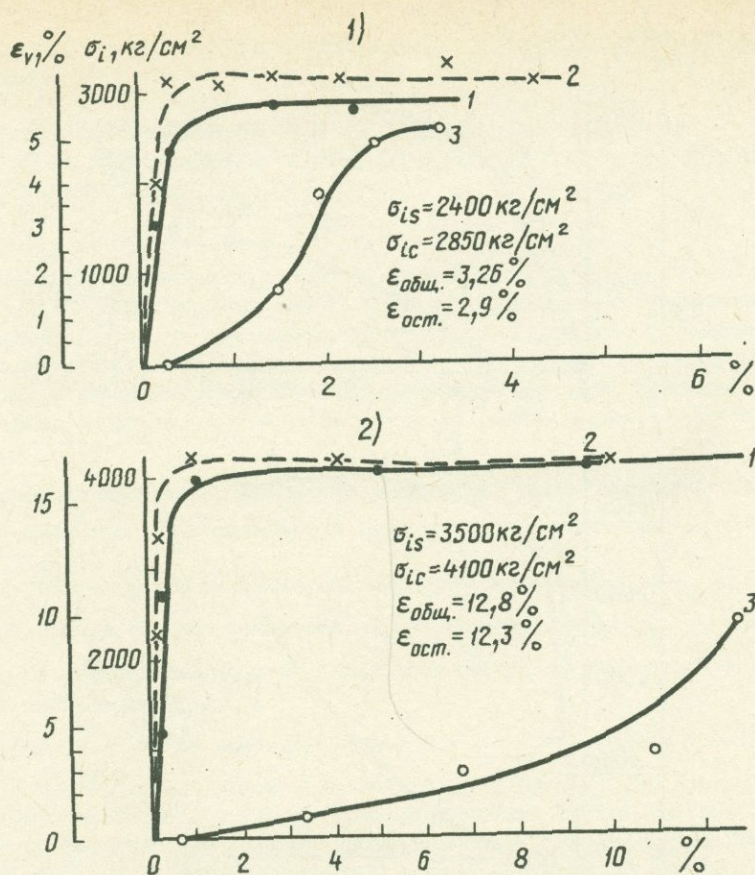


Рис. 1. Диаграммы деформаций филлита при комнатной температуре и всестороннем сжатии: 2500 кг/см²; 4500 кг/см²

1 - ϵ_z ; 2 - ϵ_r ; 3 - ϵ_v

роста объема пород (ϵ_v) вследствие развития в них деформационной микропустотности по границам зерен.

Как можно видеть, увеличение объема, связанное с ускоренным ростом радиальной деформации, начинается при напряжениях, близких к пределу текучести пород (σ_{is}). При этом больший рост объема отмечается у пород с более развитой остаточной деформацией.

По сравнению с осадочными породами, у которых аналогичный эффект был отмечен рядом исследователей (Байдюк, Шрейнер, Лагун, 1964) при давлениях, характерных для глубин до 8–10 км, особенностью деформации метаморфических и магматических пород является преобладание межзернового скольжения и связанного с ним роста объема при больших давлениях, близких к напряжениям на глубинах залегания пород в 15–20 км.

Таким образом, проведенные исследования позволили установить основные закономерности деформационного поведения и разрушения пород фундамента – высокое сопротивление разрушению, более интенсивный его рост с давлением, а также значительно меньшую по сравнению с осадочными породами способность этих пород к остаточной деформации, в механизме которой (в испытанном диапазоне давлений и температур) преобладало межзерновое скольжение.

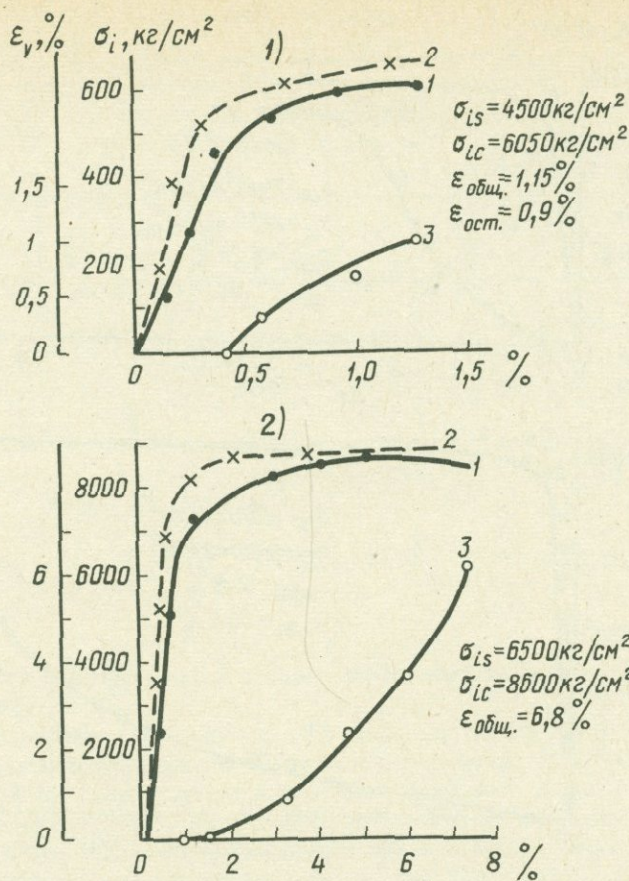


Рис. 2. Диаграмма деформации оливинита при комнатной температуре и всестороннем сжатии

1 - 2500 кг/см²; 2 - 4500 кг/см²; 1 - ϵ_z ; 2 - ϵ_r ; 3 - ϵ_v

Литература

- Байдюк Б.В., Павлова Н.Н. и др. Установка для определения механических свойств горных пород в условиях всестороннего сжатия до 5 тыс кг/см² и при температуре до 350°. - Бюлл. ЦИТЭИН "Приборы для исследования физико-механических свойств и структуры материалов", 1962, вып.1.
- Байдюк Б.В., Шрейнер Л.А., Лагун Л.И. Исследование деформационных свойств горных пород Волго-Уральской нефтегазоносной области. - В сб. "Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений". Изд-во "Наука", 1964.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗАВИСИМОСТИ ТЕПЛООВОГО РАСШИРЕНИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД ОТ КИСЛОТНОСТИ И СТЕКЛОВАТОСТИ
ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ ДО 800°С

Для проведения исследований были выбраны магматические (интрузивные и эффузивные) породы нормального ряда от кислых к основным с постепенным изменением содержания SiO_2 . Для сравнения исследовались кварциты с содержанием SiO_2 98% и монокристаллы кварца. Перечень выбранных пород и их минеральный состав представлены в таблице. Характерным признаком для всех исследованных пород (за исключением дунита) являлось сравнительно слабая подверженность вторичным изменениям.

Определение величин относительного удлинения $\frac{\Delta l}{l}$ и коэффициентов теплового линейного расширения α проводилось в температурной динамике методом кварцевого dilatометра.

Для компенсации несоответствия температуры термопары, прикрепляемой к поверхности образца, и средней эффективной температуры образца, определение $\frac{\Delta l}{l}$ и α проводилось при прямом и обратном ходе температур с одинаковым темпом нагревания - остывания.

Определение $\frac{\Delta l}{l}$ и α при прямом (индекс n) и обратном (индекс 0) ходе температуры таким способом проводилось только до 550°С, а для дунитов - до 300°С для того, чтобы исключить значительные необратимые изменения теплофизических свойств пород. Величина остаточных деформаций для исследованных пород составляла 5-10% величины общей деформации, вследствие чего за счет этого фактора коэффициенты теплового расширения при обратном ходе температуры были соответственно меньше, чем при прямом. При этом предполагалось, что необратимые деформации накапливались равномерно в процессе остывания. Действительный коэффициент линейного теплового расширения определялся через α_n и α_0 :

$$\alpha = \frac{2\alpha_n\alpha_0 \left(\frac{\Delta l_{\Sigma}}{\Delta l_{\Sigma} - \Delta l_{\text{ост}}} \right)}{\alpha_n\alpha_0 \left(\frac{\Delta l_{\Sigma}}{\Delta l_{\Sigma} - \Delta l_{\text{ост}}} \right)}, \quad (1)$$

где Δl_{Σ} - общая абсолютная деформация образца;
 $\Delta l_{\text{ост}}$ - остаточная деформация образца

Температура, соответствующая значениям α , определялась как среднеарифметическая между температурой термопары при одной и той же величине $\frac{\Delta l}{l}$ на кривой прямого и обратного хода. Причем значения $\frac{\Delta l}{l}$ на кривой обратного хода корректировались на величину остаточных деформаций, соответствующую данной температуре. Примененная методика позволила с высокой степенью точности определить значения $\frac{\Delta l}{l}$ и α горных пород до температур 500°С.

Данная методика предварительно проверялась проведением экспериментов на чистых металлах и монокристаллах кварца II и I основной оси. Отклонения экспериментальных значений α от значений, определенных абсолютно точными стационарными методами, не превышали 1%. Определение α при температурах выше 500°С проводилось обычным методом. Эксперименты проводили на четырех образцах каждого типа породы и данные усредняли. Испытуемые образцы не имели никаких визуальных дефектов (трещин, пор и т.д.).

Породы	Кварц	Полевые шпаты		Группа пироксенов	Амфибол.	Слюды	Оливин	Нефелин	Серпентин	Рудные	Второстепенные (акцессорные и вторичные)	Некристаллизованное стекло	SiO ₂ , вес. %	
		Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат											
Интрузивные	1. Серпентинизированный дунит	-	-	-	-	-	59	-	39	1	Эпидот -1	-	29,5	
	2. Габбро	-	Лабрадор № 68 52	-	42	-	-	-	-	3,5	Эпидот=2,5	-	42	
	3. Диорит	3	Андезин № 36 52	Ортоклаз 4	Гиперстен 25	-	-	-	-	-	16	Незначительно	-	46
	4. Нефелиновый сиенит	-	Альбит № 5 28	Микроклин 30 (ортоклаз) 10	-	7	Биотит 3	-	20	-	1	Циркон	-	50
	5. Гранит	25	Олигоклаз № 15 26	Микроклин 35	-	-	Биотит 8 Мусковит 3	-	-	-	-	Апатит 2 Циркон 1	-	68
Эффузивные	1. Базальт	-	Андезин-лабрадор № 50 50	-	Моноклиновый 33	-	-	-	-	5	-	12	45 (40)	
	2. Андезит	-	Андезин № 32 М-36 Ан Ф-17	-	М-11 Ф-20	-	-	-	-	2	-	14	51 (44)	
	3. Кварцевый порфир	25	Андезин № 35 М-39, Ф-12	Ортоклаз 8	-	-	-	-	-	-	Эпидот 5	11	65 (58)	

Примечание: М-микролиты, Ф - фенокристаллы; в скобках дано значение SiO₂ без учета стекла

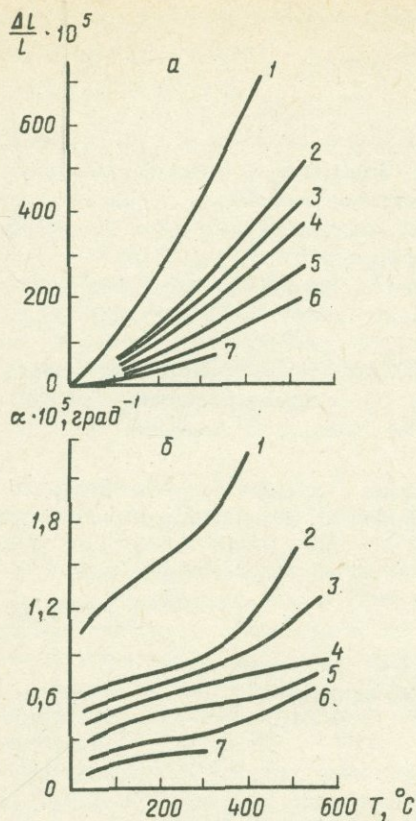


Рис. 1. Величины относительного удлинения (а) и коэффициенты теплового линейного расширения (б) в зависимости от температуры для основных типов интрузивных магматических пород (кварц и кварцит показаны для сравнения): 1- монокристалл кварца (усредненные по осям); 2- кварцит (SiO_2 98%); 3- гранит (SiO_2 68%); 4- нефелиновый сиенит (SiO_2 50%); 5- диорит (SiO_2 46%); 6- габбро (SiO_2 42%); 7- дунит серпентинизированный (SiO_2 30%)

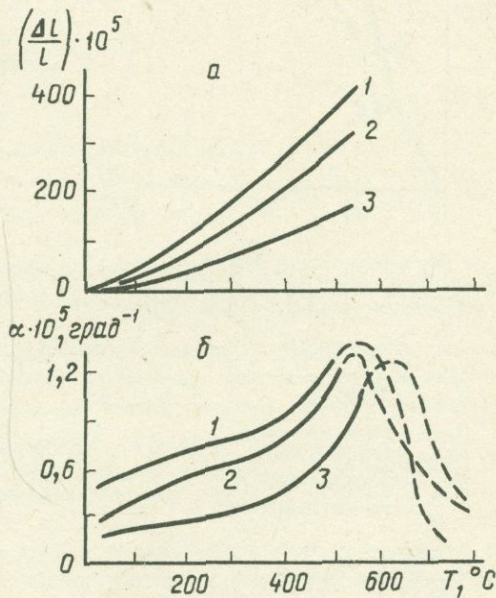


Рис. 2. Величина относительного удлинения (а) и коэффициенты теплового линейного расширения (б) в зависимости от температуры для некоторых типов эффузивных горных пород: 1- кварцевый порфир (SiO_2 65%); 2- андезит (SiO_2 51%); 3- базальт (SiO_2 45%)

Результаты определения $\frac{\Delta l}{l}$ и α в зависимости от средней эффективной температуры образца приведены для интрузивных пород на рис.1, для эффузивных - на рис.2.

Из графиков видно, что величины $\frac{\Delta l}{l}$ и α закономерно снижаются при переходе от кислых пород к основным для ряда как интрузивных: гранит, нефелиновый сиенит, диорит, габбро, дунит, так и эффузивных: кварцевый порфир, андезит, базальт. Влияния содержания SiO_2 в породе на тепловое расширение представлено на рис.3. Естественно, что $\frac{\Delta l}{l}$ и α зависят от многих петрографических характеристик (минеральный состав, стекловатость, зернистость, пористость и т.д.), однако влияние содержания SiO_2 в породе является определяющим. На рис.3 видно, что средние значения α для ряда эффузивных пород несколько ниже, чем для интрузивных при одинаковом содержании SiO_2 . Это, по-видимому, в основном определяется содержанием в эффузивных породах стекла. Известно, что коэффициенты теплового расширения в аморфном состоянии во много раз ниже, чем в кристаллическом, тогда

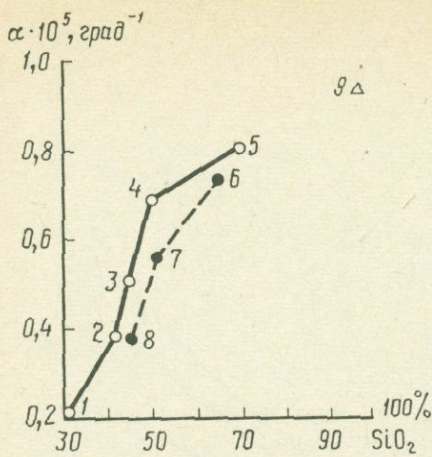


Рис. 3. Зависимость средних значений коэффициентов линейного теплового расширения магматических пород в диапазоне температур от 20 до 500°C от содержания в породе (по весу). Интрузивные породы: 1- дунит (α ср. от 20° до 300°C), 2- габбро; 3- диорит; 4- нефелиновый сиенит; 5- гранит, эффузивные породы; 6- кварцевый порфир; 7- андезит; 8- базальт; 9- кварцит

как модули упругости остаются почти постоянными. Учитывая это обстоятельство, из известной формулы для определения горных пород по минеральным составляющим

$$\alpha = \frac{\sum \alpha_i K_i M_i}{\sum K_i M_i}, \quad (2)$$

где α - коэффициенты теплового расширения i -й составляющей;
 M_i - содержание i -й составляющей в долях единицы
 можно получить:

$$\alpha_{ст} = \alpha_p M_p = \alpha_p (1 - M_{ст}); \quad (3)$$

где $\alpha_{ст}$ - коэффициент теплового расширения стекловатой породы;
 α_p - коэффициент расширения раскристаллизованной части породы;
 M_p - содержание раскристаллизованной части породы;
 $M_{ст}$ - содержание стекла.

Применяя выражения (2) к объяснению расхождения эффузивных и интрузивных пород, можно получить вполне удовлетворительные результаты.

Для гранита, а также и кварцита при температурах выше 500° характерно более быстрое увеличение α , что связано с фазовыми переходами кварца.

У эффузивных пород при температурах от 550°C до 650°C наблюдается максимум α , за которым следует резкое понижение. Очевидно, это связано со структурными изменениями пород и требует специальных исследований шлифов после остывания образцов.

Наибольшие остаточные деформации показывают кварцсодержащие породы, причем величина их, приближенно, пропорциональна температуре нагрева. Для серпентинизированного дунита при температурах выше 300°C характерно уменьшение размеров образцов ($\alpha < 0$), что связано с необратимыми изменениями (спекание). Длины образцов после опыта были на 2-3% ниже первоначальной.

Выводы

1. Для определения коэффициентов теплового расширения была применена новая методика, позволившая определять их с большой точностью.
2. Экспериментальным путем установлено, что с увеличением содержания SiO_2 в породе коэффициенты теплового расширения увеличиваются как в интрузивных, так и эффузивных породах.
3. С увеличением содержания стекла значения коэффициентов теплового расширения уменьшаются при одинаковом содержании SiO_2 , причем $\alpha_{ст}$ приближенно пропорциональна раскристаллизованной части породы.
4. Для серпентинизированных дунитов при температурах выше 300°C установлено необратимое уменьшение размеров образцов (спекание).

Г.Д.Афанасьев, А.М.Борсук, А.С.Марфунин,
В.П.Петров, М.Г.Руб

О ПОВЫШЕНИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной целью настоящего доклада является рассмотрение возможностей петрологии с точки зрения ее вклада в решение главнейших практических и теоретических задач геологии и наук о Земле в целом.

Под эффективностью петрологических исследований поэтому понимается не только разработка научных основ (петрологические критерии) прогнозирования месторождений полезных ископаемых, но и помощь производственным геологосъемочным и геологоразведочным организациям в повышении экономичности их изысканий. Перед петрологией стоит также задача действительно участвовать в создании фундаментальных основ для решения теоретических проблем общей геологии и естествознания.

Для решения и тех и других задач требуется использовать весь возможный арсенал фактов и выводов, основанный на глубоком знании геологии и вещества изучаемых петрологических объектов. Рассмотрим ниже практический и теоретический аспекты петрологии независимо, хотя по сути дела они связаны теснейшим образом.

Петрология и практическая геология

Основным геологическим документом по любому региону является кондиционная геологическая карта, максимально крупного масштаба.

Геологическая карта горноскладчатых и платформенных областей развития кристаллических пород должна, по нашему глубокому убеждению, создаваться обязательно с участием петрографа, подписывающегося на планшете за правильность определения геологической позиции кристаллических пород, их соотношений между собой и соответствия применяемой и принятой в петрографии номенклатуре и терминологии. Полный объем требований, предъявляемых при картировании районов развития кристаллических пород, изложен в соответствующих ранее изданных методических указаниях "Принципы картирования" (1960 и др.).

При петрографическом изучении картируемых районов петрографам надо отчетливо представлять, что без обоснованных данных по расчленению магматизма того или иного района на закономерные ассоциации (магматические комплексы и формации) нельзя воссоздать историю геолого-тектонического развития картируемого региона.

Создание полноценной кондиционной геологической карты в таких регионах требует для целей корреляции и выявления специфики формаций обязательного глубокого изучения вещества горных пород — минералогический, химический состав, минеральные примеси, элементы-примеси, специфичные модификации породообразующих минералов (например, для $K-Na$ полевого шпата: санидин, микроклин, ортоклаз и т.п.).

Определению геологической позиции, а также выявлению скрытой метаморфизо-

ванности должно содействовать применение методов изотопной геологии — абсолютное датирование разными методами.

Созданные крупномасштабные (до масштаба 1:1000 000) геологические карты районов развития кристаллических пород обязательно должны проходить апробацию в региональных петрографических советах. Сводные более мелкомасштабные геологические карты отдельных территорий масштаба 1:200 000 и 1:500 000 целесообразно редактировать и утверждать с участием петрографов — представителей Петрографического комитета — специалистов по данному региону.

Вопросы металлогении и прогнозной оценки территории в разрезе эндогенного оруденения также целесообразно разрабатывать с участием петрографов, создающих геологические карты региона.

Наряду с выявлением основных закономерностей развития структурных элементов территории петрографы на основе познания вещества и геологии магматических масс с применением геохимических методов (металлометрические исследования по ведущим элементам, распространение вариаций стабильных изотопов Sr, O, Sr , акцессорные минералы, радиохимия и др.) должны выявить потенциально рудоносные магматические формации, выработав при этом сумму необходимых петрологических критериев для этого. Принципиальная позиция петрографов при этом определяется признанием генетической связи проявлений эндогенного оруденения с конкретными магматическими формациями или их отдельными составляющими (конкретные интрузии, экструзии и т. д.).

Магматизм и эндогенное оруденение являются звеньями единого процесса. Только при комплексном всестороннем изучении магматических и постмагматических образований можно определить место рудных процессов в общем ходе развития магматизма.

Выдвинутые петрографами ИГЕМ АН СССР представления о геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов пользуются известностью. Геохимическая специализация определяется петрографическим составом формаций, магма которых "периодически и закономерно возникает" в разных пунктах "мантии" и "земной коры".

Детальное изучение магматических пород позволяет выделять потенциально рудоносные магматические комплексы, с которыми во времени и пространстве ассоциируют различные месторождения. Особенности этих рудоносных магматических комплексов наряду с другими факторами можно и нужно использовать при поисках тех или иных полезных ископаемых. В настоящее время выявлены особенности танталовосных, бериллиевых, оловосных, боросных и других рудоносных магматических комплексов.

При формировании рудоносных магматических комплексов исключительно велико значение газовой фазы. Летучие присутствуют не только в цветных породообразующих минералах гранитов (биотите и роговой обманке), но и во всех лейкократовых минералах, в том числе и в кварце (в составе газовых и газовой-жидких включений). При этом состав включений в различных комплексах различен и зависит от содержания того или иного летучего компонента в магме.

Степень накопления каждого элемента на разных стадиях формирования интрузивных комплексов определяется геохимическими особенностями исходной магмы, количеством и составом газовой фазы и особенностями геологических и физико-химических условий, в которых происходит образование того или иного комплекса.

Главным концентратором присутствующих в магме рудообразующих элементов и летучих компонентов являются акцессорные минералы, которые могут служить одним из индикаторов металлогенической специализации магматических комплексов.

При петрографических исследованиях в том или ином районе горные породы должны оцениваться и как возможное полезное ископаемое (строительные материалы, керамическое сырье, огнеупоры, агрономические руды, флюсы и пр., а также перспективность при соответствующей технологии добычи из горных пород редких и рассеянных элементов).

Существенно также оценить отдельные массивы пород с определенными физическими свойствами в конкретной геологической обстановке с точки зрения пригодности их для разных технических целей (например, наземные и подземные сооружения).

Современное строительство и инженерно-геологические работы базируются сейчас не только на поверхностных - четвертичных образованиях, но неизбежно основываются на твердых, литифицированных горных породах, познание свойств которых, в том числе и физико-механических особенностей, невозможно без широкого развития петрографической науки.

О новом подходе к полевому изучению горных пород

Нанесение на карту контуров массивов, сложенных магматическими породами, определение их минерального и химического состава и возрастного положения в настоящее время уже не может считаться достаточным. Предпринят ряд плодотворных попыток составления формационных карт, на которых магматические породы объединены в естественные ассоциации. Выявлена необходимость четкого определения критериев, которые должны быть положены в основу выделения магматических (а возможно, и петрографических) формаций и комплексов. Широта дискуссий по вопросу о формациях является убедительным подтверждением того, что формационный анализ в области магматической геологии - одна из актуальнейших проблем.

Решение этой проблемы возможно лишь при сочетании всех методов и средств, находящихся в распоряжении современной петрологии. Детальные исследования геологического положения магматических пород, их взаимоотношений, тонкостей минерального и химического составов и свойств породообразующих и аксессуарных минералов продолжают оставаться той основой, на которой целесообразно применение экспериментального и теоретического моделирования, методов математической статистики, изучение вариаций изотопного состава ряда элементов и т.д.

Представляется очевидным, что недостаточное внимание к этой основе может свести на нет все усилия, затрачиваемые при применении самых совершенных методов. Большие успехи в области экспериментального и теоретического исследования физико-химических систем, важных для понимания петрогенезиса, внесли громадный вклад в современную петрологию. Однако не следует забывать того, что задачи, которые ставятся при таких исследованиях, возникают в результате изучения реальных магматических пород и их сообществ, а выводы проверяются практикой комплексных геологических работ опять-таки на реальных объектах.

Применение новых методов исследования - таких, как микроанализатор, ядерный парамагнитный резонанс, изотопный анализ, термо- и барометрия, тонкий анализ состава газовой-жидких включений, чрезвычайно расширяет наши возможности для получения качественно новой информации об особенностях магматических пород, указывающих на условия их образования. Применение новых методов исследования должно предваряться детальным микроскопическим анализом магматических горных пород, позволяющим установить ряд важных характеристик - взаимоотношения между породообразующими минералами, их кристаллооптические свойства, количественные соотношения, особенности структуры, которые не могут быть получены иными методами. Микроскопическое изучение горных пород еще долго будет сохранять значение одного из основных методов петрологического исследования. Работы последних лет в области совершенствования методики микроскопических исследований убедительно показали, что возможности этого классического метода далеко не исчерпаны.

Использование электронного микронзонда в сочетании с микроскопическим исследованием минералов позволит на качественно новой основе подойти к решению вопроса о зависимости между составом и оптическими свойствами минералов. Составление надежных, хорошо обоснованных диаграмм состав - свойства для таких сложных минералов, как пироксены, амфиболы и слюды, намного увеличило бы эффективность массовых петрографических исследований.

Здесь на первый план выдвигается необходимость разработки основ для правильной геологической интерпретации геофизических данных об особенностях состава и строения районов с закрытой поверхностью или относительно глубинных горизонтов этих регионов. Петрофизические исследования должны стать предметом специального внимания.

Чрезвычайно важно систематически проводить изучение таких физических свойств, как плотность, пористость, упругие свойства (скорости прохождения продольных и поперечных волн), магнитность, электропроводимость всех типичных разрезов пород региона, при повышенных давлениях (всестороннее сжатие) и температурах. Желательный диапазон давлений от 1000 бар до 10–15 кбар и T – до 500 °С. Для систематического набора таких данных должны быть созданы в соответствующих научных и производственных организациях лаборатории по изучению физических свойств горных пород.

Некоторые недостатки в развитии методов петрографических исследований и возможности применения новых методов

1. Главным образом продолжают развиваться лишь основные оптические и химические методы (кроме геохронологии).
2. Рентгеновские методы все еще не получили достаточного применения в петрографических исследованиях. Между тем для большинства породообразующих минералов разработаны методы определения их состава и структурных особенностей.
3. Новые методы слабо развиваются в большинстве организаций, ведущих петрографические работы; республиканские АН, институты Министерства геологии, производственные управления не имеют возможности проводить исследования на современном методическом уровне, так как не всегда имеют возможность приобретать необходимую аппаратуру.
4. Применение новых методов встречается с большими трудностями, главнейшие из которых: разрозненность исследований, ограниченные по числу сотрудников и недоукомплектованные приборами лабораторные ячейки, взаимное недопонимание между физиками, химиками и петрографами.
5. В результате этих трудностей чрезвычайно дорогостоящее оборудование используется не всегда производительно, монтируется и осваивается крайне медленно. Например, в геологических институтах уже приобретен в последние годы ряд электронных зондов рентгеновских микроанализаторов, между тем число статей, научных и производственных результатов, полученных с их помощью, весьма ограничено.
6. Одним из наиболее узких мест являются недостаточное комплексирование методических работ, неплановый характер их развития, недостаточность координации:
7. Целесообразно усилить внимание в петрографических научных ячейках на развитие некоторых дополнительных методик:
 - а. Масс-спектрокопия применяется, главным образом, для определения возраста и соотношения изотопов. Весьма интересные возможности имеет этот метод в определении содержания элементов-примесей в породах и минералах, а также определении их изотопного состава и происхождения.
 - б. Электронный парамагнитный резонанс выявил в самые последние годы широкое распространение необычных валентностей и электронных центров в породообразующих минералах. В особенности применительно к полевым шпатам этот метод дает новые возможности.
 - в. Мессо-бауэровская (ядерная гамма-резонансная) спектроскопия позволяет определять распределение Fe^{2+} , Fe^{3+} по различным структурным положениям в минералах. Это используется для определения температуры их образования.

г. Изотопный зонд, созданный в лаборатории Кастэна, одновременно с И.Б.Боровским разработавшего конструкцию электронного зонда, позволяет в шлифе получать такие же данные, как электронный зонд, но для изотопов. Точность пока еще недостаточна, но работы по усовершенствованию аппаратуры продолжаются.

Возможный вклад петрологии в решение фундаментальных геологических проблем

Современная петрология — одна из обширных областей естествознания, так как горные породы образуют не только земную кору и так называемую верхнюю мантию, но, вероятно, и многие планеты нашей солнечной системы. Поэтому создание теории петрогенезиса должно базироваться на громадном объеме информации, получаемой не только собственно петрологическим изучением горных пород поверхности земной коры, но и на данных, получаемых сопредельными науками — геофизикой, геохимией, космогонией, тектоникой, стратиграфией и др.

Магматизм (как неоднократно одному из нас приходилось отмечать в печати) — это природное геологическое явление, присущее нашей планете во все времена ее существования. Мы не имеем однозначных сведений о вероятности и о причинах возникновения расплавленных магматических масс в пределах геологической оболочки Земли. Большинство петрологов стоит на позиции периодического возникновения магматических очагов на уровнях порядка 150–200 км, отвечающих слою пониженных скоростей геофизического разреза геологической оболочки.

Представления о слоистой модели земной коры ("гранитный", "базальтовый" слой) основываются на интерпретации косвенных геофизических данных о скоростях прохождения упругих волн через земную оболочку. Одному из авторов неоднократно приходилось отмечать, что упругие свойства горных пород резко различны в зависимости от того, находится ли порода (минерал) в напряженном состоянии (под влиянием всестороннего сжатия) или они испытывают лишь атмосферное давление. Экспериментальные данные показывают, что скорости прохождения упругих волн через породу (минерал) в значительной мере зависят от ее уплотненности, ликвидации в ней и в породообразующих минералах пор и ультрапор. Требуется большая осторожность в выводах о петрографическом составе пород на основании определения скоростей упругих волн при глубинном сейсмическом зондировании. Во всяком случае выделение "гранитного" и "базальтового" слоев может приниматься лишь как условное, не отвечающее реальному петрографическому составу выделяемых слоев. Развитие эксперимента в области изучения физических свойств горных пород должно улучшить положение интерпретации геофизических данных.

В настоящее время широко развернуты исследования в области абсолютного датирования горных пород и минералов на основе применения K/Ar , Rb/Sr и U/Pb методов. Проведенные радиологические работы показали, что, наряду с надежностью лабораторных анализов, при определении возраста породы или процесса возникновения сложности, вызванные тем, что любой минерал и горная порода не представляли закрытую систему в течение всего времени своего существования, особенно в условиях длительно развивавшейся складчатой области. Комбинирование методов (Rb/Sr , U/Pb и K/Ar), а также применение методов изохрон и конкордий позволяют надежным образом расшифровать сложную историю развития петрологического объекта. В частности, можно надеяться, что систематическое изучение петрологии и изотопной геологии Уральской складчатой области и Каспийско-Черноморского региона с прилегающими горными сооружениями позволит подойти к решению широкой проблемы — о закономерностях развития эвгеосинклиналей.

Очень важной проблемой является изучение петрологии и радиогеологии шитов и их сочленений с фанерозойскими складчатыми системами. Здесь принципиально важным является тот факт, что на шитах радиологическими исследованиями пока достоверно выявлены породы не древнее 3,5 млрд. лет, в то время как изотопия свинца позволяет оценить возраст Земли в 4,5 млрд. лет. Предстоит задача или надежно выявить породы с возрастом древнее 3,5 млрд. лет, или признать, что физико-

химические условия на нашей планете стали благоприятными для начала отсчета времени лишь 3,5 млрд. лет назад, когда начиналась геологическая история Земли.

Известны данные, позволяющие думать, что гранитный магматизм в пределах щитов позднее верхнего протерозоя не проявлялся. В то же время в сопредельных складчатых фанерозойских системах его проявления известны с кембрия до плиоцена. Эти факты требуют продуманной корреляции между спецификой магматизма щитов и складчатых поясов и особенностями их геофизических разрезов.

Петрологическая изученность земной коры в области океанов крайне недостаточна из-за недостатка каменного материала, добываемого обычно драгированием. Однако уже сейчас стоит обратить внимание на целесообразность постановки специальных петролого-радиологических исследований по трем видам объектов.

Островные вулканические породы молодого плиоцен-плейстоценового возраста существенно толеит-базальтового состава. Им сопутствуют шелочно-оливиновые базальты и трахиты. Соотношения во времени этих главных типов океанических вулканических пород изучены еще недостаточно. В последние годы появилось значительное количество публикаций, свидетельствующих о широком развитии в пределах океанов мелового и, видимо, юрского магматизма.

Давно известен также факт наличия гранито-гнейсов с возрастом 600 млн. лет на Сейшельских островах в глубоководной части Индийского океана. Следует обратить внимание на петрологию и абсолютное датирование метаморфизованных (фашия зеленых сланцев) эффузивов габброидов. Можно ожидать находок плагиогранитов из рифтовых зон Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского хребтов.

Петрология этих разновременных магмопроявлений требует специальных исследований. Такие исследования позволят с большей определенностью решить проблему "различий" между "океанической" и "континентальной" корой.

Существенна для геологии в целом проблема генезиса магм. Многие петрографы школы Боуэна считали, что родоначальной магмой является базальтовая. Левинсон-Лессинг был сторонником двух магм — кислой и основной. В наше время, учитывая геофизическую стратификацию земной коры, некоторые петрографы склонны выделять в составе коры слои разного петрографического состава (гранодиоритовый, диоритовый), что, по их мнению, при поднятии геоизотерм ведет к появлению соответствующих магм и одновременному внедрению контрастных магм с разной глубины.

Однако при этом упускается из виду, что изменение скоростей по разрезу коры отнюдь не означает горизонтального расположения "гранодиоритов", "диоритов" и т.д., так как в разрезе коры вероятнее происходит не смена реальных пород, а изменение их уплотнения под влиянием нагрузки. Учение о формациях и магматических комплексах должно в значительной мере способствовать выяснению вопроса о родоначальных магмах.

Имеющийся геолого-петрографический материал свидетельствует о большой роли андезитовых родоначальных магм. Гипотеза об андезитовом составе родоначальных магм, зарождающихся на глубинах порядка 120–150 км (астеносфера), не противоречит одному из выводов экспериментального исследования Грина и Рингвуда (1968) о том, что в сухих условиях при давлениях 27–30 кбар наименьшая температура ликвидуса наблюдается у андезита, а не у более кислых магмодацитового или риодацитового составов.

Петрология на основе колоссального материала по изучению разновозрастных магматических комплексов может твердо считать, что в результате глубинных анатектических процессов генерируются близкие по составу магмы, которые в результате процессов дифференциации в глубинных и промежуточных очагах создают ассоциации пород, повторяющиеся в истории геологического развития нашей планеты.

Возникновение магматических масс на глубинах, их генерация и перемещение их к поверхности земли с сопровождающими их активными растворами и дистиллятами ведут к возникновению концентраций отдельных элементов в определенной геологической обстановке. Отсюда совершенно логична тесная связь петрологии с учением о рудных и нерудных полезных ископаемых эндогенного происхождения.

Приведенное исследование позволяет считать, что петрология может оказать содействие решению таких общегеологических и геофизических задач, как:

- 1) строение и состав геологической оболочки Земли (земная кора + верхняя мантия).
- 2) строение и состав земной коры под океанами,
- 3) эволюция структурно-тектонических элементов Земли,
- 4) состав и строение некоторых планет солнечной системы.

В.С.Коптев-Дворников, С.В.Ефремова, Ф.Р.Апельсин, А.П.Бобриевич, М.Б.Бородаевская, Л.С.Бородин, Е.Л.Бутакова, О.А.Воробьева, Н.Ф.Воронина-Аникеева, Р.Д.Гаврилин, Г.М.Гапеева, В.Е.Гендлер, И.В.Гинзбург, В.С.Гладких, В.И.Гоньшакова, А.М.Даминова, Л.С.Егоров, П.Ф.Емельяненко, В.В.Ковальский, С.М.Кравченко, А.А.Кухаренко, В.А.Милашов, Н.П.Михайлов, В.Ф.Морковкина, Е.В.Негрей, Е.А.Нечаева, М.П.Орлова, Р.П.Петров, М.А.Петрова, И.С.Рожков, Г.Б.Рудник, Н.М.Сарсадских, Н.Д.Соболев, Р.Н.Соболев, С.А.Соболев, Е.К.Устиев, Е.В.Францессон, Т.И.Фролова, Е.Б.Яковлева

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕРМИНОЛОГИИ И НОМЕНКЛАТУРЫ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Упорядочение петрографической терминологии и классификации магматических пород — одна из главных задач современной петрографии. Здесь нет возможности рассматривать историю возникновения существующей обширной петрографической номенклатуры. Появление многих терминов объясняется отчасти недостатками прежнего состояния наших знаний и их теоретических основ. Некоторую, но вполне определенную роль сыграли наклонности отдельных крупных ученых прошлого и т.д. Многие термины в наше время оказались уже мертвыми и ненужными, другие в практике приобрели более глубокое и широкое значение. Часть терминов, и притом главных, осталась неизменной основой.

В нашей стране с ее исключительной по масштабам геологической службой необходимость наведения порядка в петрографической номенклатуре особенно чувствуется в связи с разработкой практических и теоретических основ поисков полезных ископаемых. Этому способствуют также имеющиеся успехи в изучении геологии магматических образований и закономерностей их формирования.

Примерно так же развивались события и за рубежом, что нашло отражение в предложениях по номенклатуре швейцарского ученого проф. А.Штрекайзена к Геологическому конгрессу в Праге в 1968 г. Действительно, наведение порядка в номенклатуре необходимо и для создания основ взаимопонимания геологов и петрографов всего мира.

Огромные геологические возможности нашей страны, исторические традиции геологических и петрографических школ позволяют нам внести весомый вклад в работу, которая приобрела теперь международный характер. Начало этой работы относится еще к подготовке материалов по терминологии и номенклатуре изверженных пород к Международному Геологическому Конгрессу в Праге, когда были созданы тематические подкомиссии по отдельным наиболее крупным группам пород: гранитоиды (председатель В.Е.Гендлер), базиты и ультрабазиты (Н.Д.Соболев); щелочные породы (О.А.Воробьева); эффузивы (Е.К.Устиев), щелочные базальты и базальтоиды (В.И.Гоньшакова). По номенклатуре метаморфических пород работа подкомиссии еще не начата.

Несмотря на определенную срочность рассматриваемого вопроса спешить с его решением нельзя, так как конечным результатом должны быть некоторые обязательные рекомендации в отношении употребления существующей и упразднения устаревшей терминологии, а также ограничения терминологических нововведений. Представленные материалы и результаты их обсуждения явятся определенной ступенью для завершения дальнейшей работы в рабочих симпозиумах петрографического комитета.

Из работы терминологической комиссии отчетливо вытекает, что в настоящее время еще невозможно предложить единого подхода к номенклатуре интрузивных и эффузивных пород. Обсуждение в комиссии показало, что по-прежнему дискуSSIONными и требующими дальнейшего широкого обсуждения остаются: а) понятия "щелочные породы", "кимберлит", б) необходимость применения единой или двойной номенклатуры для кайнотипных и палеотипных эффузивных пород. Общая номенклатура дайковых и метаморфических пород явится предметом дальнейшей работы комиссии.

Одной из главнейших задач ближайшего будущего является создание генетической классификации, основанной на петрографической, петрохимической и геологической основе, отражающей наши теоретические представления и степень изученности естественных сообществ интрузивных и эффузивных пород.

На IV Всесоюзное петрографическое совещание номенклатурная комиссия вынесла для обсуждения следующие вопросы: 1) признаки, которые необходимо положить в основу современной классификации и диагностики интрузивных и эффузивных пород; 2) принципы сохранения (или упразднения) названий магматических пород и особенно целесообразность применения синонимов, неопределенных, недостаточно точных, отвлеченных и громоздких терминов.

Признаки, которые необходимо положить в основу современной классификации и диагностики интрузивных и эффузивных пород

Интрузивные породы

В основу современной классификации и диагностики интрузивных пород рекомендуется положить их количественно-минеральный состав. Среди интрузивных пород следует выделять главные семейства: гранитоидов (и близких к ним по составу пород сиенитового и диоритового рядов), габброидов, ультраосновных и щелочных пород. Для каждого из этих семейств горных пород, кроме щелочных, предлагается на обсуждение графическое или табличное изображение классификации и номенклатуры по количественно-минеральным составам (рис. 1 - 3).

Гранитоиды

Для гранитоидов количественно-минеральная классификация строится на соотношениях силикатных минералов (кварц, плагиоклаз, кали-натровый полевой шпат). Первая попытка количественно-минеральной классификации с учетом содержания цветных минералов была разработана в нашей стране в 1939 г. Б.М.Куплетским и О.И.Ковалевой (1939).

Вопросы количественно-минеральной классификации гранитоидов с 1955 г. широко дискутируются в литературе (Соболев Н.Д., 1955, 1959; Керимов, 1956; Гендлер, 1956; Соболев Р.Н., 1957; Гинзбург и др., 1960, 1962). Большинство петрографов единодушно считают, что главной количественно-минеральной характеристикой гранитоидов должны служить отношения силикатных минералов кварца-плагиоклаза - кали-натрового полевого шпата (Johannsen, 1939, Васьяковский и др., 1948; Nockolds, 1954; Соболев Н.Д., 1955, 1959; Гендлер, 1956; Керимов, 1956; Чейс, 1959; Доброхотова, 1959; Гинзбург и др., 1960, 1962; Streckeisen, 1968 и многие др.). Второстепенная роль цветных минералов для определения разновидностей гранитоидов неоднократно подчеркивалась многими исследователями (Заварицкий, 1955, Гендлер, 1956 и др.).

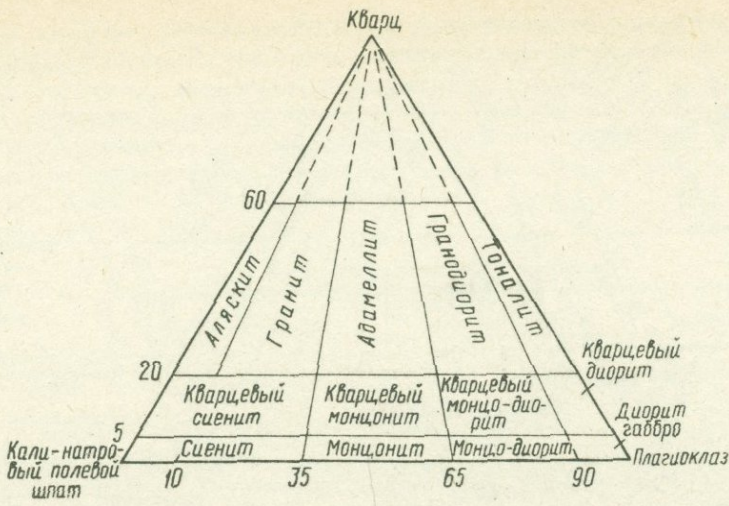


Рис. 1. Классификация гранитоидов

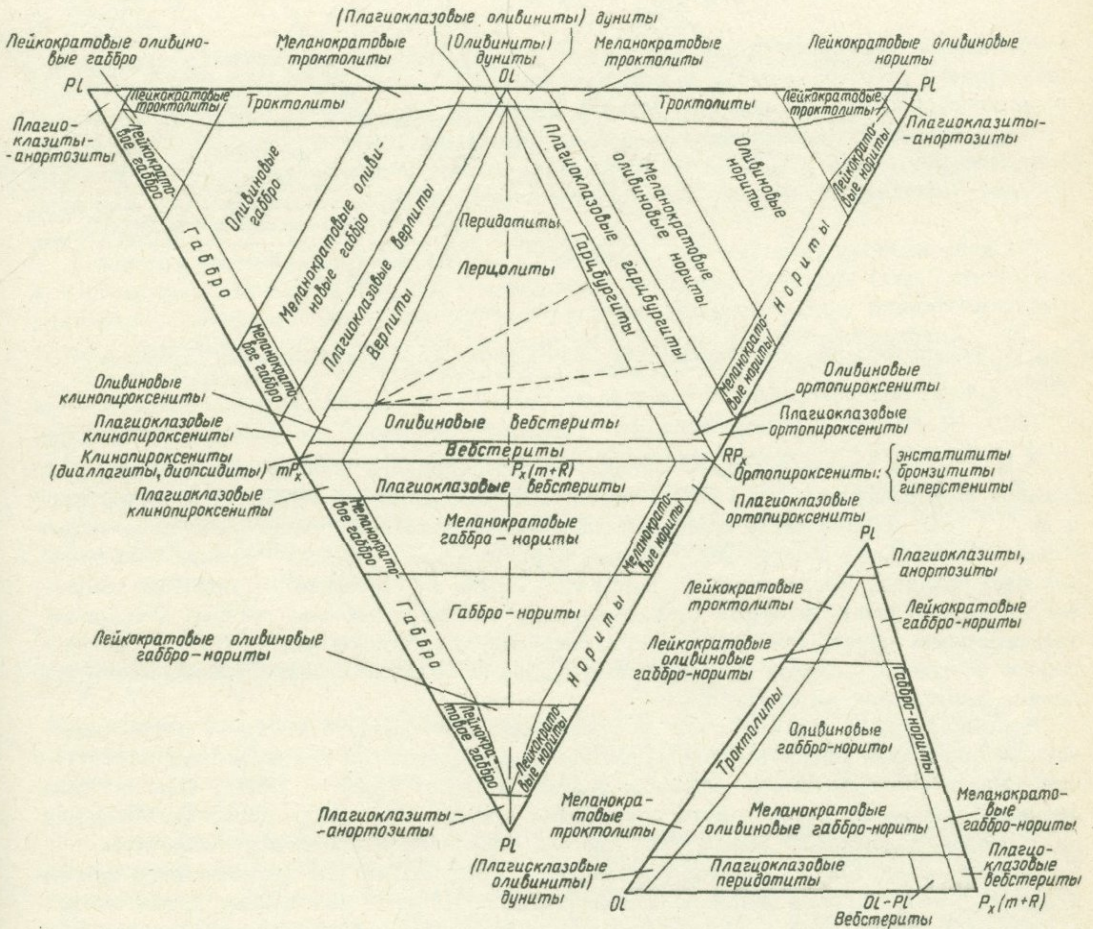


Рис. 2. Классификация ультраосновных и основных пород

пертитовых востков. Рекомендуется выделять аляскиты, граниты, адамеллиты, гранодиориты, тоналиты (содержание кварца более 20%), кварцевые сиениты, кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты (кварца от 5 до 20%), а также сиениты, монцониты, монцодиориты и диориты (кварца менее 5%).

Дальнейшее деление этих пород производится по соотношению цветных минералов на три группы: лейкократовые, мезократовые и меланократовые, а именно:

Горная порода	Содержание цветного минерала, %		
	лейкократовый	мезократовый	меланократовый
Аляскит	Цветные минералы практически отсутствуют		
Гранит	< 5	5-10	> 10
Адамеллит	< 5	5-10	> 10
Гранодиорит	< 10	10-15	> 15
Тоналит	< 15	15-25	> 25
Сиенит	< 10	10-15	> 15
Монцонит	< 15	15-20	> 20
Монцодиорит	< 20	20-30	> 30
Диорит	< 20	20-30	> 30

При рассмотрении диаграммы (рис.1) видно, что должен получить широкое распространение термин "адамеллит", не очень популярный в отечественной петрографии. Несмотря на большие споры, мы не нашли лучшего термина. В верхней части поля тоналитов, вероятно, необходимо выделять плагиограниты; за сохранение этого термина подано большое количество голосов. Действительно, в нашей отечественной практике под тоналитами обычно понимают кварцевые диориты с цветным числом гранитоидов.

Комиссия рекомендует единообразие в порядке перечисления особенностей горной породы: название горной породы, характер цветного минерала (или другого характерного минерала), цвет, текстура, структура. Пример: гранит биотитовый, розовый, массивный, порфиоровидный (равномернозернистый) крупнозернистый.

Члены подкомиссии не единогласны в рекомендациях по наименованию отдельных групп среди гранитоидов. Некоторые предлагали обозначить поле 1 под собирательным названием "щелочные граниты" и одновременно выделять поле щелочных сиенитов среди сиенитов. Большинство же членов комиссии рекомендует, сохраняя главенствующий принцип минерального состава, считать щелочными те горные породы, которые содержат только щелочные цветные минералы (рибекит, арфведсонит, эгирин), а не горные породы, где основанием для их отнесения к щелочным принята пересыщенность щелочами.

Ультраосновные и основные интрузивные породы

В группу ультраосновных пород включены породы с соотношением цветных минералов 90-100%, плагиоклаза - 0-5%. Дальнейшая классификация пород этой группы произведена по соотношениям оливина (Ol) клинопироксена (mpx) и ортопироксена (OPx).

Среди ультраосновных пород рекомендуется выделять следующие крупные группы горных пород по соотношению оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, а именно: дуниты (оливиниты), перцолиты, верлиты, гарцбургиты (объединяемые под общим названием "перидотиты"), вебстериты, а также клино- и ортопироксениты. Вебстериты, клино- и ортопироксениты (в том числе содержащие роговую обманку и незначительное количество плагиоклаза) объединяются под общим названием "пироксениты". Разновидности, содержащие до 10% плагиоклаза, рекомендуется называть плагиоклазовыми верлитами, плагиоклазовыми вебстеритами и т.д. В число ультраосновных пород следует включать серпентиниты.

Если в горной породе наряду с плагиоклазом (содержание его более 5%) присутствуют: 1) оливин изоморфический пироксен, породе рекомендуется называть норитами, 2) оливин и моноклиновый пироксен — габбро, 3) моноклиновый и ромбический пироксен — габбро-норитами. Кроме того, рекомендуется выделять троктолиты. Это разновидности горных пород, содержащие главным образом плагиоклаз, оливин и в меньшем количестве моноклиновый и ромбический пироксен (рис. 2, 3).

Для мономинеральных оливиновых пород сохраняется название (оливиниты) дуниты, а для плагиоклазовых — плагиоклазиты, анортозиты. При появлении в горных породах роговой обманки выделяются роговообманковые разновидности — габбро, горн-блендиты, шриггеймиты (кортландиты) и роговообманковые клинопироксениты (рис. 3).

Щелочные интрузивные породы

Щелочные породы относятся к редким и исключительным по составу природным образованиям. В процессах, происходящих в земной коре, участвуют не только щелочные магматические расплавы, но и очень активные щелочные растворы, обуславливающие широкое развитие щелочного метасоматоза. При этом возникают многочисленные горные породы, обычно включаемые в группу щелочных. В результате термин "щелочные породы" теряет свою определенность и становится собирательным. Все это побуждает вынести на обсуждение петрографического совещания принципиально важный вопрос о том, что называть щелочной породой.

Подавляющее большинство подкомиссии предложило: "В основу определения щелочная порода положить минеральный состав — наличие фельдшпатоидов, а при их отсутствии — щелочных пироксенов или амфиболов". Породы типа гранита и сиенита называть щелочными в том случае, если щелочные (натриевые) пироксены и амфиболы (эгерин, арфведсонит, рибекит и др.) являются их постоянной, существенной составной частью.

Ввиду специфичности состава щелочных пород их номенклатура оказалась перегруженной многочисленными названиями. Очень многие из них давались по местонахождению той или иной щелочной породы с различными фельдшпатоидами (нефелин, содалит, лейцит, анальцит, кальсилит, гаюин и др.).

В номенклатуре щелочных пород много излишних наименований, часть из них включена в число 300 терминов, подлежащих исключению в первую очередь. В целях создания рациональной номенклатуры рекомендуется называть щелочные породы по характерным признакам минерального состава, избегая существующих, редко употребляемых терминов. Например, сэрнаит можно заменить термином сиенит канкринито-нефелиновый с эгирином; бороланит — сиенит меланократовый псевдолейцитовый; холмит — мончикит мелилитовый; бебедурит — якупирангит биотитовый, берондрит — тералит баркевикитовый и т.д.

Следует сохранить старые, прочно вошедшие в литературу названия щелочных пород — такие, как: миаскит, фойяит, луаврит, ийолит, уртит, мельтейгит, тешенит, тералит, шонкинит, пуласкит и некоторые другие, которые характеризуют породы, встречающиеся в разных щелочных провинциях, образующие довольно крупные интрузивные массы.

Близость пород по составу может иметь место и при различных способах их образования. Так, горные породы типа ийолита, мельтейгита, тералита, шонкинита, пуласкита могут быть первично магматическими и метасоматическими.

Отметим, что номенклатура метасоматических щелочных пород совершенно не разработана, хотя за последнее десятилетие идеи щелочного метасоматоза широко привлекаются для объяснения многообразия типов щелочных пород и условий их происхождения. Более того, усложняются уже устоявшиеся понятия. Например, недопустимо усложняется фенитизация, так как проявляется тенденция к распространению этого наименования почти на все продукты щелочного метасоматоза. Упорядочение номенклатуры метасоматических щелочных пород является трудной, но неотложной задачей петрографов, изучающих эти сложные образования.

В отношении вопросов классификации щелочные породы уже давно заняли свое место среди важнейших групп изверженных горных пород, слагающих земную кору.

Среди интрузивных щелочных пород выделялись: фельдшпатоидные породы со щелочным полевым шпатом (типа нефелиновых сиенитов) и без него (тип ийолитов), а также щелочные граниты, щелочные сиениты и щелочные габбро. Эти классификационные подразделения, основанные на принципе минерального состава, сохранили свою силу и до настоящего времени. Минеральный состав остается первостепенной основой как для общей классификации щелочных пород, так и для классификации главных их типов. По этому принципу построена и классификация А.Штрекайзена. Однако для щелочных пород необходимо построение специальной диаграммы с координатами: фельдшпатоиды — щелочные полевые шпаты — плагиоклазы — цветные минералы.

При современном состоянии изученности щелочных пород на территории СССР можно в ближайшем будущем создать их оригинальную классификацию на основе отечественного материала.

Эффузивные породы

Классификация эффузивных пород наталкивается на ряд трудностей прежде всего потому, что здесь ограничено применение минералогического принципа классификации, принятого для интрузивных образований. В основу классификации этих пород должен быть положен комплекс минерало-структурных, петрогеохимических и геологических признаков. Лишь по их совокупности можно определить принадлежность эффузивов к той или иной классификационной группе.

Базальты, андезиты, дациты, липариты

Необходимость выделения для нормального ряда пород главнейших групп эффузивов — базальты, андезиты, дациты липариты (риолиты) — не вызывает сомнения. Наличие естественных границ между ними на основе химического критерия (содержания SiO_2) было статистически установлено Ф.Ю.Левинсон-Лессингом. Уточнение этих границ и выработка петро-геохимических критериев отличия отдельных групп, а также дальнейшая классификация последних может опираться лишь на выявление множественных корреляционных связей между петрогенными элементами и элементами-примесями. Эта неотложная работа должна быть произведена на основе статистической обработки большого и представительного фактического материала по разным регионам. Поэтому в настоящем сообщении мы можем дать лишь первые рекомендации и указать главнейшие критерии, которые могут быть положены в основу будущей классификации, а также оценить возможности уже существующих.

Предлагаемый А.Штрекайзеном (1968) метод классификации эффузивов, основанный на использовании комбинации данных минерального и химического составов, пересчитанных на нормативные минералы (для стекловатой части пород), является весьма громоздким и, как показала практика, не приводит к положительным результатам.

Минерало-структурные критерии, позволяющие разделить всю совокупность эффузивов на главнейшие классификационные группы, следующие:

а. Количественные соотношения и состав главнейших порообразующих минералов (оливинов, пироксенов, амфиболов, слюд, полевых шпатов, кварца), а в нераскристаллизованных разностях — количество и свойства стекла. При этом для основных пород как цветные, так и салические минералы имеют для классификации равное значение (табл. 1-4).

б. Структурные и текстурные признаки (наличие вкрапленников, структуры основной массы, структуры перекристаллизации стекла и др.).

Использование петрохимических критериев для расчленения эффузивов велось до настоящего времени по нескольким направлениям: 1) использование непосредственных результатов химических анализов (петрогенных окислов); 2) использование результатов различных петрохимических пересчетов.

а. Использование содержания SiO_2 для целей классификации весьма плодотворно. По-видимому, содержание SiO_2 должно остаться одним из главнейших классификационных признаков (табл. 1-4). Что же касается остальных окислов, то

Таблица 1

Базальты, долериты *			Распро- странен- ность**	Измененные базальты, долериты - базальтовые порфириды, диабазы	
Хим. состав	SiO ₂ < 52%				
Минераль- ный со- став	Вкрап- ленники	<i>Pl</i> ***	Лабрадор и выше, иногда зональный	мн	Альбитизируется, разви- ваются минералы эпидота, соссюритизи- руется, карбонатизи- руется, хлоритизиру- ется
		<i>Ol</i>		ср	Разлагается с образо- ванием идинггита, боулингита, серпенти- на, магнетита и др.
		<i>гРх</i> <i>тРх</i>	Авгит, пижонит	м мн	Хлорит, эпидот Карбонат и др.
		<i>Амрл</i>	Базальтическая ро- говая обманка	м	
	Основная масса	<i>Pl</i> <i>тРх</i> <i>Ol Mgt</i> и дру- гие	№ 50 и выше Пижонит, авгит	мн мн +м +м	То же, что и по вкрап- ленникам
Струк- туры	лав	Афировая, порфировая, серийно-порфировая. Долериты-полнокристал- лические, офитовые			
	основ- ной массы	Интерсертальная, толеи- товая, гялиновая, гиа- лопилитовая, вариолито- вая		Реликтовые. По стеклу: хлорит, эпидот, лейко- ксен, карбонат, альбит (мало), пренит и др.	
Текстуры	Массивные, пористые, пузыристые, редко флюидальные			Миндалекаменные	

* Андезито-базальты с содержанием SiO₂ 52-57%

** мн - много; ср - средне; м - мало, то же в табл. 2-4.

*** Здесь и далее в тексте, диаграммах и таблицах приняты обозначения:

Ol - оливин, *тРх* - клинопироксен, *гРх* - ортопироксен, *Pl* - плагиоклаз, *Амрл* - ро-
говая обманка, *Mgt* - магнетит, *Bi* - биотит, *Q* - кварц, *Кш* - калиевый полевой
шпат, *Ort* - ортоклаз, *Ne* - нефелин, *Lz* - лейцит, *Me* - меллит, *No* - нозеан, *Га* -
гаюин.

Таблица 2

Андезиты *				Распространенность	Измененные андезиты-андезитовые порфиры
Хим. состав		SiO ₂ 57-62%			
Минеральный состав	Вкрапленники	<i>Pl</i>	Андезин, обычно зонален	мн.	Альбитизируется, развиваются минералы эпидота, сосюритизация, карбонатизация, немного серицитизация
		<i>Px</i>	Обычно гиперстен	ср.	Хлорит, эпидот
		<i>mPx</i>	Авгит, диопсид, пижонит	ср.	Карбонат и др.
		<i>Amph</i>	Базальтическая роговая обманка	ср.	-
		<i>Bi</i>		м.	-
	<i>Ol</i>		м.	Иддингсит, боулингит, серпентин	
	Основная масса	<i>Pl</i> <i>mPx</i>	Ниже 50 Пижонит, авгит	мн. ср.	То же, что и по вкрапленникам
Структуры	лав	Порфиновая, очень редко афировая			Реликтовые. По стеклу: хлорит, альбит, лейкоксен, серицит (мало), эпидот (меньше, чем в базальтовых порфиритах), карбонат, пренит (мало)
	основной массы	Микролитовая, гялопидитовая, витрофировая			
Текстуры	Массивные, пузыристые, флюидальные				

* Андезито-дациты с содержанием SiO₂ 62-65%.

колебания их содержаний в различных группах пород весьма велики и часто не закономерны. По-видимому, для расчленения основных и средних пород должны быть использованы в первую очередь, помимо SiO₂, также Al₂O₃, TiO₂, MgO, FeO, для кислых - Al₂O₃, K₂O, Na₂O, CaO. Современные методы математической статистики расширяют возможности использования данных непосредственно химических анализов для целей классификации.

б. Среди методов пересчетов анализов наиболее широко распространены система пересчетов А.Н.Заварицкого и пересчеты на нормативные минералы (СIPW, Ниггли, Е.А.Кузнецов). Система пересчетов А.Н.Заварицкого отличается большой наглядностью для выделения крупных генетических серий пород, однако ее возможности в отношении классификации эффузивов очень ограничены. Недостатками методов пересчета на нормативные составы для целей классификации являются их некоторая искусственность и отсутствие установленных четких границ между различными по составу группами эффузивов. Однако пересчеты на нормативный состав дают возможность условного сопоставления неполнокристаллических эффузивных с интрузивными породами.

В Советском Союзе, как и во всем мире, в настоящее время применяется как

Дациты*			Распространенность	Измененные дациты - дацитовые порфириды	
Хим. состав	SiO ₂ 65-68,5%				
Минеральный состав	Вкрапленники	Pl	Ниже 30-50	мн	Альбитизируется, развивается серицит, минералы группы эпидота, в небольшом количестве сосюритизация
		mPx		м	-
			Базальтическая роговая обманка	м	Хлорит, эпидот, актинолит, карбонат и др.
	Основная масса	Bi		ср.	-
		Q		ср.	-
		Pl	20-30	ср.	То же, что и по вкрапленникам
Структуры	лав		Порфировая, реже афировая	-	
	основной массы		Гиалопилитовая, витрофировая (часто в сочетании со сферолитами), сферолитовая	Стекло распадается на кварц-полевошпатовый агрегат, в отличие от липаритовых порфиров в породах большее количество серицита, хлорита. Появляются мелкие землистые скопления эпидота, лейкоксена	
Текстуры			Массивные, редко перлитовые трещинки		

* Липарито-дациты с содержанием SiO₂ 68,5-70,5%

двойная, так и одинарная номенклатура эффузивов, что отражает отсутствие единства мнений по этому вопросу среди петрографов, в том числе и у членов комиссии. Это нашло отражение и в табл. 1-4.

Щелочные базальты и базальтоиды

В основу классификации групп пород, называемых "щелочные базальты и щелочные базальтоиды", положен модальный количественно-минеральный состав. К названной группе предлагается относить горные породы с содержанием кремнезема менее 52%, отличающиеся от пород нормального ряда наличием ортоклаза и (или) фельдшпатоидов. Предложено не выделять самостоятельную группу ультраосновных щелочных эффузивов, так как граничное значение содержаний SiO₂ в 45% (важное для пород нормального ряда) для щелочных базальтов и базальтоидов имело бы только формальный смысл. В случае невозможности установления модального состава породы следует использовать ее нормативный состав, учитывая, однако, возможность их существенного несовпадения и явления гетероморфизма.

Липариты			Распространенность	Измененные липариты-липаритовые порфиры
Хим. состав	$SiO_2 > 73\%$			
Минеральный состав	Кпш		мн.	Альбитизируется, пелитизируется
	Q		мн	-
	Pf	10-15 иногда до 40	ср	Альбитизируется, серицитизируется
	Bi		ср	Хлорит, эпидот и др.
	Остальные цветные очень редки			
Структуры	лав	Порфировая Афировая		-
	основной массы	Витрофировая, часто кроме стекла редкие микролиты или сферолиты Сферолитовая, фельзитовая Микропойкилитовая		Стекло распадается на кварц-полевошпатовый агрегат. Редкие чешуйки серицита и хлорита
Текстуры		Массивные Флоидальные Редко пузырьстые Часто перлитовые трещинки		-

* Дацито-липариты с содержанием SiO_2 - 70,5-73%.

Щелочные базальты отличаются от щелочных базальтоидов отсутствием фельдшпатоидов и значительным содержанием плагиоклаза (более 30%). Промежуточная группа пород - ортоклазовая, не содержащая и плагиоклаза и фельдшпатоидов, крайне немногочисленна и представлена редкими породами (македонит, селадит, фортунит).

Группа щелочных базальтов подразделяется на две подгруппы: ортоклаз-плагиоклазовую и плагиоклаз-ортоклазовую. Группа щелочных базальтоидов в свою очередь подразделяется на две подгруппы: полевошпатовую и бесполевошпатовую.

В табл. 5 приведены только главные типы горных пород. Не указанные в таблице разновидности, получившие самостоятельные названия, могут быть охарактеризованы как разновидности главных типов с помощью прилагательных (меланократовый, лейцитовый, оливиновый и др.) .

Кимберлиты

Отсутствие четкого определения понятия "кимберлиты" обусловило возможность широких вариаций их номенклатуры. Неоправданное расширение рамок группы кимберлитовых пород проявилось в последние годы, когда во многих районах СССР геологи стали обнаруживать "кимберлитоподобные породы".

Рекомендуется при изучении кимберлитовых пород руководствоваться следующими определениями терминов и их объемов:

а) кимберлит - ультраосновная горная порода порфировой структуры существенно

оливинового состава, содержащая в переменных количествах флогопит, ильменит, пироп, пироксен — хромдиопсид, апатит, перовскит, пикроильменит и некоторые другие минералы¹;

б) кимберлитовая брекчия — горная порода брекчиевой текстуры, состоящая из обломков кимберлита ранних генераций, родственных включений и вмещающих пород;

в) Рекомендуется исключить из употребления термин "кимберлитоподобные породы".

Применительно к кимберлитам считать нецелесообразным употребление следующих терминов: "базальтоидные", "лампрофировые", "собственно кимберлиты", "массивные", "магматические", "порфиоровые", "интрузивные" кимберлиты. При делении кимберлитов по содержанию слюды изъять термин "бесслюдяные кимберлиты", как нецелесообразный, сохранив за кимберлитами с низким содержанием слюды название "кимберлит", а для кимберлитов с высоким содержанием слюды — "слюдяной кимберлит", что находит аналогию в номенклатуре других магматических пород.

Принципы сохранения (или упразднения) названий магматических пород

Номенклатурная комиссия просмотрела существующие справочники петрографической номенклатуры и рекомендует изъять из употребления более 300 терминов, руководствуясь следующими принципами.

1. Считать недопустимым образование названий горных пород, в которых к основному термину в качестве прилагательного добавлено название породы другого типа. Например: гранит риолитовый.

2. Считать лишними собственные названия горных пород, выделенных в каком-либо районе, кроме принятых в классификационных диаграммах. Например, следует изъять из употребления кавказит, киевит, выборгит, гренландит и др.

3. Считать лишними названия тех горных пород (кроме помещенных в классификационных диаграммах), основными признаками отличия которых являются количественные соотношения между минералами, положенные в основу диаграмм. Например, для гранитоидов, диаграмма которых строится на соотношениях кварца, плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата, — название кварцевый гранит. Если желательно подчеркнуть особенности состава калиево-полевошпатовой части горных пород, то вводится поясняющее прилагательное — анортотлазовый гранит, но не калишпатовый гранит.

4. Появление минералов, обычно не встречающихся в горных породах данного состава, не должно приводить к появлению собственных названий. В случае значительного содержания этого минерала его название вводится в виде прилагательного в название горной породы (например, кордиеритовый гранит).

5. Собственные названия горных пород, выделенные только по структурам, следует упразднить. Например, гранилит для очень мелкозернистого гранита, фельзит, невадит и многие др. Структурные и текстурные отличия желательно пояснять прилагательными.

6. Изъять из употребления излишние, устаревшие термины, синонимы и некоторые вновь появившиеся термины, дублирующие уже имеющиеся (клястолава, ксенотуфы и др.).

Для развития дальнейшей работы номенклатурной комиссии следует:

1. Просить Межведомственный петрографический комитет расширить состав номенклатурной комиссии путем введения в нее представителей от региональных петрографических советов.

2. Провести в 1970 г. рабочее совещание по номенклатуре: подготовку совещания провести своевременно на местах в региональных петрографических советах.

¹ Мнение подкомиссии по определению термина "кимберлит" не единогласно и заслуживает дальнейшего обсуждения.

Щелочные базальты			Щелочные базальтоиды										
	Ort > Pl	Pl > Ort	Pl		Ort + Pl		Ort		Бесполовошпатовые				
			Ne	Lz	Ne	Lz	Ne	Lz	Ne	Lz	Me	Me + Ne	Me + No + Ga
Эффузивная фация	Абсарокит (1)	Марлезит (2)	Тефрит	(3,4)	?	Виксит (5)	Нефелинит (6)	Таволлит (7)	Анальцит (8) Лимбургит	Лейцитит (9) Авгит (8,9)	Мелилитит (10)	Нефелиновый мелилитит (11)	?
	Банакит (1)	Муджиерит (2) Гавайит (2)		Микенит (4)			Бланморит (6)	Лейцитифир (7)	Гаюинит (8) Содалит (8) Нозеанит (8) Нефелинит (8) Анкаратрид (8)	Лейцитовый нефелинит (9)		Мелилитовый нефелинит (11)	
Гипабиссальная и жильная фации		Камптонит (12) Щелочной диабаз (12)	Нефелиновый камптонит (13) Тешенит (13)					Лейцитовый камптонит (коцит) (15) Ортоклазовый мончикит (ришонит) (16)		Мончикиты Безоливиновые мончикиты (фурчиты, уачититы) (17)	Альенит (18)	Турьяит, Безоливиновый турьяит (окаит) (19)	Польценит Безоливиновый польценит (бергалит) (20)

Примечание: Щелочные базальты – породы существенно плагиоклазовые (с $SiO_2 < 52\%$), не содержащие фельдшпатоидов. Щелочные базальтоиды представлены двумя группами: а) полевошпатовая с фельдшпатоидами, б) бесполовошпатовая с фельдшпатоидами и мелилитом. Промежуточная группа между щелочными базальтами и щелочными базальтоидами (ортоклазовая) специально не выделяется, так как крайне немногочисленна и представлена редкими породами (македонит, селлагит, фортунит). Необходимо обсудить: а) возможное корректирующее значение нормативного состава, б) значение в классификации минералов, содержащихся в количестве менее 10% (модальный состав).

Цифры от 1 до 20 в скобках в табл. 5 отвечают выделенным группам пород.

3. Начать работу по номенклатуре метаморфических и метасоматических горных пород.

4. Систематически освещать работу комиссии в периодической печати.

Литература

- Васьковский А.П., Петров Р.П., Устиев Е.К., Хмелинина Н.А. К объективной оценке количественно-минералогических соотношений.-В сб. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР", вып.3, 1948.
- Гендлер В.Е.О классификации гранитоидов. - Советская геология, сб. 51, 1956.
- Гинзбург И.В., Ефремова С.В., Елисеева О.П., Воловикова И.М. К вопросу о количественно-минеральной классификации гранитоидов (тезисы доклада).- Бюлл. МОИП, отд. геол., 1960, т. XXXV(4).
- Гинзбург И.В., Ефремова С.В., Воловикова И.М., Елисеева О.П. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры (на примерах Кольского полуострова, Средней Азии и Казахстана). Сов. геология, 1962, № 3.
- Доброхотова Е.С. Опыт применения диаграммы Б.М.Куплетского и классификации гранитоидов на примере монцонитового массива месторождения Каджаран, Южная Армения (тезисы доклада). - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. XXXIV(2).
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Керимов Г.И. К классификации гранитоидов, Изв. АН Аз.ССР, 1956, № 11.
- Куплетский Б.М., Ковалева О.И. Опыт рациональной количественно-минеральной классификации гранитоидов.-Докл. АН СССР, 1939, т. XXIII, № 6.
- Куплетский Б.М. Количественно-минералогический состав гранитоидов.-В сб. "Вопросы петрографии и минералогии", т. I, 1953.
- Соболев Н.Д. Что такое гранит? - Советская геология, 1955, сб.43.
- Соболев Н.Д. Количественно-минеральный состав гранитоидов.-Советская геология, 1959, № 3.
- Соболев Р.Н. О соотношении количественно-минерального состава и химического состава гранитоидов.-Вестник Московского ун-та, 1957, сер.5, № 1.
- Чейс Ф. Условная новая классификация гранитоидов (перевод).-Новости заруб.геол., 1959, вып.15.
- Johannsen A.A. Descriptive petrography of the igneous rocks. The University of Chicago. Press. Chicago., 1939, v.1.
- Nockolds S.R. Average chemical compositions of some igneous rocks.-Bull. of the Soc. of Am., 1964, v.65.
- Streckeisen A.L. Classification and Nomenclature of Igneous rocks.- Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abh. 107, 2 und 3 Stuttgart, 1968.

Н.П.Ермаков, Ю.А.Долгов

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИЛОЖЕНИЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМОБАРОМЕТРИИ К РЕШЕНИЮ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОБЛЕМ¹

Исследования включений в минералах глубинных пород дают возможность выявления температур, давлений и состава эндогенных минералообразующих расплавов и растворов. Получение этих данных стало возможным благодаря новым методам ис-

¹ Полный текст статьи см. Известия АН СССР, серия геол., 1970, № 5.

следований, разработанным по третьему каналу генетической информации. Приводятся некоторые результаты исследований включений в минералах магматического, метаморфического и космического происхождения. Определены температуры образования минералов и состав летучих, принимающих участие в образовании эффузивных и интрузивных пород. Для некоторых фаций метаморфических пород определены плотность, температура и давление водно-углекислых растворов, участвующих в метаморфизме пород. Приводятся результаты определения давлений и состава газовых включений в тектитах космического происхождения. Проведенные работы открывают перспективы для получения новых данных, полезных для развития петрологии и космохимии.

В.С.Коптев-Дворников, М.А.Петрова

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭФФУЗИВОВ КИСЛОГО СОСТАВА

Точная диагностика эффузивов в большинстве случаев возможна только по химическим признакам, в связи с чем для этой группы изверженных горных пород особенно важное значение имеют химические, а не количественно-минеральные классификации. В последнее время ощущается потребность в прямых химических классификациях (по весовым содержаниям окислов или элементов) с выделением границ отдельных групп эффузивов, которые, как правило, отсутствуют в широко применяющихся косвенных химических классификациях — по вычисленным коэффициентам или нормативным минералам (А.Н.Заварицкий, Е.А.Кузнецов и др.). Подразделение кислых эффузивов по химическому составу в нашей стране со времен Ф.Ю.Левинсон-Лессинга (1940) чаще всего производят по содержанию SiO_2 (Эрлих, 1966 и др.) на липариты (>70,5%), липарито-дациты (68,5 - 70,5%) и дациты (63,0-68,5%) или путем сопоставления на диаграммах А.Н. Заварицкого (1944) со средними по Дэли или Ноккольдсу (Nockolds, 1954) липаритом (риолитом), дацитом и др.

Однако в настоящее время нередко возникает необходимость более дробного подразделения эффузивов кислого состава на группы не только по содержанию SiO_2 . На диаграммах А.Н.Заварицкого конкретные анализы и ореолы фигуративных точек отдельных районов нередко расположены на больших расстояниях от соответствующих им средних типов и конкретная диагностика в значительной степени становится условной и субъективной.

По-видимому, пришло время начать работу по петрохимической систематике липаритов и других типов эффузивов, поскольку количество химических анализов со времен Ф.Ю.Левинсон-Лессинга и А.Н.Заварицкого до наших дней резко возросло.

Недавно Д.С.Штейнберг (1964) для подразделения эффузивов, в том числе кислого состава, предложил новый вариант диаграммы А.Н.Заварицкого в координатах ($Q - \alpha$), на которой выделены поля эффузивов разного состава, часто перекрывающиеся друг друга.

На основе обобщения петрохимии кислых эффузивов нашей страны, главным образом неоген-четвертичных, нами предпринята попытка подразделения их по главным петрогенным окислам в совокупности с геолого-петрографическими признаками и рассмотрением на диаграмме А.Н.Заварицкого положения ореолов фигуративных точек кислых эффузивов отдельных конкретных районов их развития.

Использование геолого-петрографических признаков позволило установить наличие группы петрохимически устойчивых кислых эффузивов и другой группы, для которой на диаграмме А.Н.Заварицкого, как и на отмеченной выше диаграмме Д.С.Штейнберга, наблюдается перекрытие ореолов разных по содержанию SiO_2 пород. Всего для настоящего сообщения было использовано 400 анализов по неоген-четвертичным

Классификация эффузивов кислого состава (SiO_2 68,5%)

Петрохимические типы (по содержанию SiO_2)	Петрохимические классификационные признаки								
	Петрохимические подтипы		Содержание главных петрогенных окислов и их групп, %					Степень петрохимической однородности и устойчивости	
	По содержанию Al_2O_3	По содержанию железа, магния и щелочам	Al_2O_3	$Fe_2O_3 + FeO + MgO$	CaO	$Na_2O + K_2O$	K_2O/Na_2O	Содержания окислов в одном р-не, вулканич. центре	Содержания окислов в разных районах
Липариты ($SiO_2 > 73\%$)	С высокими и умеренными содержаниями	С низкими содержаниями железа и магния (лейкократовые)	~13 12-15	< 2 < 2	< 1,5 < 1	8-9,5 7-8	~1 0,2-7	Постоянны Варьируют	Устойчивы Резко варьируют
		С умеренными содержаниями железа и магния (нормальные)	~13 12-15	~4 2-6	~1 2-3	7 4-8	1 0,2-7	Постоянны Варьируют	Устойчивы Резко варьируют
	Al_2O_3	С высокими содержаниями железа и особенно магния (меланократовые или высокомагнезиальные)	12	8 (в т.ч. 3-4% MgO)	2,5	3,5	0,4	Варьируют	Резко варьируют
	С низкими содержаниями Al_2O_3 (<11%)	С умеренными содержаниями железа и магния (щелочные)	< 11	3-5	< 1	7-9	1-5	Довольно постоянны	Варьируют
Дациты-липариты и трахилипариты ($SiO_2 = 70,5-73\%$)	С высокими и умеренными содержаниями Al_2O_3	С умеренными содержаниями щелочей (дациты-липариты)	13-15	4-7	0,5-3,5	3,5-7	0,1-0,3	Варьируют	Резко варьируют
	С высокими содержаниями Al_2O_3	С высокими содержаниями щелочей (трахилипариты)	14-15	3-4	0,3-2	8-9,5	1-1,5	?	?
Липарито-дациты и липарито-трахиты ($SiO_2 = 68,5-70,5\%$)	С высокими и умеренными содержаниями Al_2O_3	С умеренными содержаниями щелочей (липарито-дациты)	13-17	3-8	2,5-4,5	4-7	0,2-0,4	Варьируют	Резко варьируют
	С высокими содержаниями Al_2O_3	С высокими содержаниями щелочей (липарито-трахиты)	~15	4-5	1-2	9	0,7	-"	Варьируют

Геолого-петрографические признаки			Генетические типы кислых эффузивов	Примеры
Объемы изверженно-го материала кислого состава	Отношение к процессам дифференциации и ассимиляции			
	Ассоциации с андезитами и базальтами	Признаки ассимиляционных процессов в кислых эффузивах или основных дифференциатах		
Большие (до 500 км ³)	Отсутствуют	Отсутствуют или редки	Эвтектоидные выплавки	Армения, Нижне-Чегемский р-н (Б.Кавказ) Атасуйский р-н (Ц.Казахстан) и др.
Малые (до 0,1 км ³)	Весьма характерны	Хорошо выражены	Дифференциаты более основных магм	Абул-Самарский р-н (М.Кавказ), Камчатка и др.
Большие	Отсутствуют	Отсутствуют или редки	Эвтектоидные выплавки	Карпаты, Сарысу-Тенизский водораздел (Ц.Казахстан) и др.
Малые	Весьма характерны	Хорошо выражены	Дифференциаты более основных магм	Курильские острова, Камчатка и др.
"	Весьма характерны	?	"	Южно-Курильские острова
?	?	?	?	Чингизская, Баканасская и другие зоны (Казахстан)
Малые	Весьма характерны	Хорошо выражены	Дифференциаты более основных магм	Камчатка, Курильские острова
?	?	?	?	Баканасская и Токраусская зоны (Казахстан) и др.
"	Весьма характерны	Хорошо выражены	Дифференциаты более основных магм	Камчатка, Курильские острова и др.
"	"	"	"	Армения, Минераловодский р-н (Кавказ), Байнаульский р-н, Баканасская и другие зоны (Казахстан)

эффузивам Кавказа, Карпат, Камчатки, Курильских островов и около 200 анализов по палеовулканитам Казахстана; как собственных сборов, так и заимствованным из литературы (Эрлих и др., 1966, Схиртладзе, 1958 и др.).

Все использованные анализы были разбиты на группы по содержанию SiO_2 в градациях Ф.Ю.Левинсон-Лессинга и нанесены на диаграмму А.Н.Заварицкого. Для каждой группы по отдельным районам, структурным зонам и вулканическим центрам были вычислены средние и другие статистические параметры, необходимые для оценки средних и для их сопоставлений. Был проведен сравнительный анализ выделенных групп по содержанию петрогенных окислов, а также роев фигуративных точек на диаграмме А.Н.Заварицкого. Полученные данные приведены в таблице, при составлении которой, наряду с петрохимическими, были использованы геолого-петрографические признаки, особенно для районов, где проводились исследования авторов.

Из приведенной таблицы становится очевидной возможность более дробного подразделения предложенных Ф.Ю.Левинсон-Лессингом (1940) групп кислых эффузивов не только по содержанию SiO_2 , но и по другим петрогенным окислам — Al_2O_3 , сумме железа и магния, сумме щелочей. Эта детализация коснулась главным образом самих липаритов, а не переходных от них разновидностей; для которых параллельно с липарит-дацитовый выделена липарит-трахитовая ветвь.

В числе петрохимических признаков, наряду с обычными, нами использованы и такие, как однородность лавового материала в потоках, толщах, вулканических центрах или районах, определяемая по статистическим параметрам (дисперсии или коэффициенту вариации) при вычислении и оценке средних содержаний для указанных геологических объектов, или же визуально, по размерам и плотности роя фигуративных точек на диаграмме А.Н.Заварицкого (Петрова и Гушин, 1969); устойчивости (повторяемости) петрохимических признаков, под которой мы понимаем сходство основных петрохимических особенностей эффузивов разных вулканов, толщ и регионов (близости или тождественности средних содержаний главных петрогенных окислов). На диаграмме А.Н.Заварицкого это выражается в совпадении ореолов фигуративных точек.

Авторы понимают, что предложенная систематика эффузивов кислого состава еще нуждается в доработке и ее следует рассматривать как первый опыт в этом направлении, который, однако, позволяет для разделения эффузивов использовать достаточно широкий круг петрохимических признаков — содержания петрогенных окислов и выделенные на диаграмме А.Н.Заварицкого поля эффузивов разных типов и разных регионов.

Литература

- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1944.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Петрография. Изд. 5-е. М., 1940.
- Малеев Е.Ф. Типы кислого вулканизма. — ДАН СССР, 1966, 169, № 5.
- Петрова М.А., Гушин А.В. Об использовании статистических параметров распределения содержаний петрогенных и малых элементов для оценки степени однородности вулканогенных пород. — Вопросы петрохимии". Л., 1969.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН Груз.ССР, 1958.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. — Тр. Ин-та геологии Уральского филиала АН СССР. Свердловск, вып. 72, 1964.
- Эрлих Э.Н. (ред.). Сб. "Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции". М., изд-во "Наука", 1966.
- Nockolds S.R. Average Chemical Composition of some igneous Rocks, Bull. Geol. Soc. Am., 1954, LXV.

В.Н.Москалева, Д.С.Харкевич, Е.Т.Шаталов

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ НА ТЕРРИТОРИИ СССР

Широкое применение метода формационного анализа в геологии, в частности при изучении магматизма не только знаменует собой более высокий уровень современных региональных геологических исследований, но и отражает определенный этап в развитии петрологической науки. Учение о магматических формациях базируется на общепризнанных сейчас представлениях о закономерной связи процессов магматизма и тектогенеза, впервые в общих чертах еще в 1905 г. сформулированных Г.Штейнманном, а затем развитых в трудах Штилле (1964), Ю.А.Билибина (1948, 1959), Ю.А.Кузнецова (1964) и других, преимущественно советских ученых.

Одним из последних обобщающих исследований в области формационного анализа магматических образований явилась составленная во ВСЕГЕИ в 1965–1968 гг. "Карта магматических формаций СССР" в масштабе 1:2 500 000.

При полном развитии тектоно–магматического цикла геосинклиналино–складчатой области в нем выделяются три последовательные стадии: ранняя (собственно геосинклиналиная), средняя (инверсионная) и поздняя (консолидационная). Магматические формации, образовавшиеся в течение одного тектоно–магматического цикла в пределах одной складчатой области, составляют серию формаций, а формации, возникшие в течение одной стадии цикла, – группу формаций. Эффузивные и интрузивные формации, проявляющиеся синхронно, образуют комагматический ряд формаций (например, липарит–лейкогранитовый).

В состав полифациальных эффузивных формаций включаются связанные с ними субвулканические образования. Они приобретают самостоятельное значение в тех случаях, когда в составе эффузивного комплекса преобладают приповерхностные интрузивные тела (в том числе и корневые части вулканических аппаратов) при подчиненном развитии лав и пирокластолитов. К платформенным магматическим формациям отнесены только те магматические образования, которые формировались в период развития платформенного чехла. Формации складчатого фундамента платформы рассматриваются как образования древней складчатой области соответствующего тектоно–магматического цикла. Эти формации также образуют свои серии, которые подразделяются на отдельные возрастные группы соответственно эпохам магматической активности на платформе.

Изучение серий и групп магматических формаций в различных регионах и сопоставление их между собой позволили представить обобщенную схему развития магматизма на территории СССР в историко–геологическом аспекте. Схема показывает общую картину последовательно возникавших тектоно–магматических циклов складчатых областей, устанавливаемых в настоящее время для территории Советского Союза (от архейского и раннепротерозойского до альпийского), время заложения геосинклиналей, продолжительность развития геосинклиналино–складчатых областей, их дальнейшую жизнь вплоть до образования платформ и развитие на последних своеобразного магматизма.

Сопоставление серий магматических формаций различных тектоно–магматических циклов неопровержимо подтверждает существование единого плана развития магма-

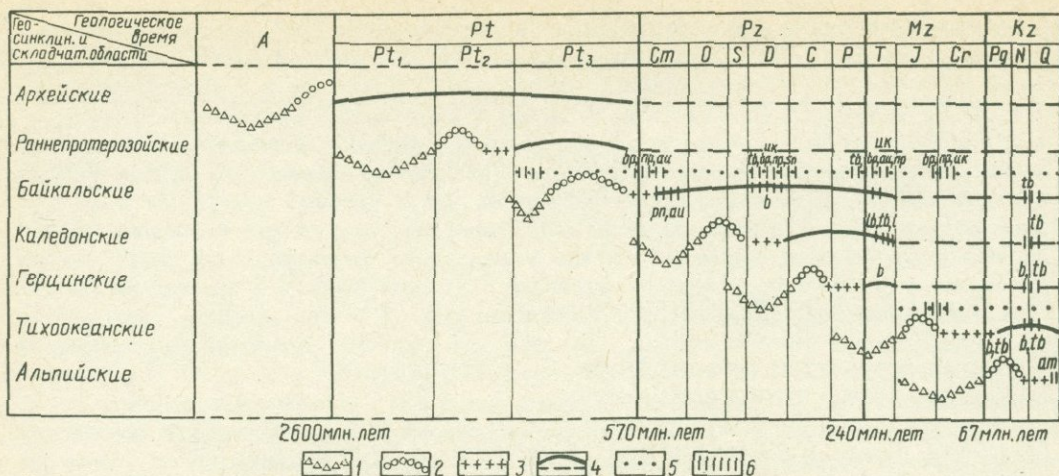


Схема сопоставления тектоно-магматических циклов развития геосинклинально-складчатых областей и этапов магматизма на платформах

1-3 - стадии тектоно-магматического цикла: 1 - ранняя (геосинклинальная) - базит-ультрабазитовый магматизм, 2 - средняя (инверсионная) - базальт-андезитовый и гранитоидный магматизм; 3 - поздняя (консолидационная) - андезит-липаритовый, гранитовый, базальтовый магматизм; 4 - консолидированный складчатые области (щиты, срединные массивы, складчатые горные сооружения); 5 - платформенный период; 6 - постконсолидационная активизация складчатых областей и этапы платформенного магматизма. Индексы постконсолидационных и платформенных формаций: *lb* - липарит-базальтовая; *b* - базальтовая; *tb* - трихизабазальтовая; *am* - базальт-андезитовая; *au* - щелочно-ультраосновная с карбонатами; *sk* - агпайтовых и нефелиновых сиенитов, *uk* - кимберлитовая; *br*, *np* - трапповые формации

тизма геосинклинально-складчатых областей, соответствующего в общих чертах концепции Штилле - Вилдбина о стадийно-циклическом, поступательном развитии Земли.

Однако, признавая принцип актуализма в разумных его пределах, мы можем говорить с достоверностью о наличии полных тектоно-магматических циклов лишь с раннего протерозоя. Сильная степень метаморфизма магматических формаций и широкое развитие формаций ультраметаморфического генезиса в архее не дают нам представлений о тектонической обстановке их образования и об исходном составе слагающих их пород, а скорее лишь только подчеркивают специфичность геологического развития этого периода. Можно лишь констатировать, что для архея характерно преобладание сильно метаморфизованных формаций основного (анортозиты, гиперстенные гнейсы, гранатовые амфиболиты) или сложного (мигматит-плагиограниты, высокоглиноземистые кордиеритовые гранит-мигматиты) состава, которые позволяют предполагать формирование этих образований в условиях геосинклинального прогибания и последующей складчатости. На карте в графическом изображении отчетливо виден (по размещению магматических формаций) характер облекания архейских геоантиклинальных поднятий геосинклинальными прогибами раннего протерозоя.

Установление серий магматических формаций для раннего и среднего протерозоя и особенности их состава (несмотря на глубокий метаморфизм) подтверждают представления тех исследований, которые в протерозое выделяют в истории развития Земли полный тектоно-магматический цикл. В группе формаций ранней стадии этого цикла устанавливается более четко, чем в архее, анортозитовая формация, а также метаморфизованные извержения породы основного и ультраосновного состава. Это позволяет некоторым исследователям (Половинкина, Наливкина, 1965)

выделять метаморфизованную офиолитовую формацию (в объеме, понимаемом Штейнманом), отдельные члены которой (основные эффузивы, ультрабазиты, габбро, диабазы) не поддаются расчленению, что свидетельствует о существовании геосинклинального режима в начале цикла. В группе формаций инверсионной стадии здесь широко развиты мигматит-граниты и мигматит-плагиограниты, получающие большое распространение в зонах переработки архейских срединных массивов. Наиболее интересным в раннепротерозойском цикле является появление группы формаций консолидационной стадии, включающей, наряду с гранитовыми, такие формации, как трахилипаритовую (трахилипаритовых порфиров) и липарит-базальтовую.

Для стадий консолидации структур раннепротерозойского цикла характерно появление формаций щелочных гранитов и сиенитов, щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов (балтийский шит), щелочных граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (Украинский кристаллический массив) и гранитов рапакиви. Появление этих формаций может свидетельствовать о существовании достаточно консолидированных структур, подготовленных еще в архейское время. Однако неясность возрастного положения некоторых из отмеченных формаций допускает предположение, что их образование могло быть связано с активизацией уже консолидированных протерозойских структур, вызванной движениями в более молодых (байкальских, каледонских) геосинклиналиях.

Байкальский тектоно-магматический цикл, начавшийся с конца среднего протерозоя и завершившийся в первой половине кембрия, создал самостоятельные складчатые сооружения по обрамлению областей архейской и раннепротерозойской консолидации. Характер магматизма байкалид свидетельствует о том, что байкальские геосинклинали закладывались уже на значительно дифференцированной коре по границам древних жестких структур или же между ними, что оказывало влияние и на их внутреннее строение. По составу магматических формаций и характеру их пространственного размещения в байкалидах уже на ранней (геосинклинальной) стадии впервые отмечается четкое расчленение их на зоны эвгеосинклинального и миогеосинклинального типов. В эвгеосинклинальных (внутренних) зонах полно представлена группа формаций ранней стадии, тогда как во внешних, миогеосинклинальных зонах из синхронных магматических образований отмечаются лишь дайки, силлы и малые интрузии габбро-диорит-диабазовой формации. Широко проявлены формации инверсионной и консолидационной стадий байкальского цикла, хотя и не с одинаковой интенсивностью в разных регионах.

На дальнейшую историю развития магматизма в пределах как байкальских, так и более древних структур (включая и эпипротерозойские платформы) оказывали влияние более поздние крупные перестройки в земной коре, сопровождавшиеся заложением каледонских и герцинских геосинклиналей. Если в платформенном чехле эти перестройки отразились проявлением типичных платформенных формаций (траптовой, трахибазальтовой, кимбрелитовой), то сопряженный с ними во времени магматизм в пределах байкалид представлен формациями постконсолидационной активизации (перидотит-пироксенит-норитовой, щелочно-ультраосновной и др.).

Наиболее полными по количеству и разнообразию магматических формаций являются каледонский и герцинский циклы, в которых уже на геосинклинальной стадии отмечается большое разнообразие формаций основной и ультраосновной магмы, свидетельствующих о сложности и гетерогенности строения каледонских и герцинских геосинклиналей. Так, с одной стороны, спилит-диабазовая и габбро-перидотитовая формации характеризуют осевые части эвгеосинклинальных прогибов, формация кварцевых кератофилов характерна для геоантиклинальных поднятий и краевых частей жестких структур, вовлеченных в геосинклинальное развитие. С другой стороны, имеются примеры наличия перидотит-пироксенитовой и габбро-диорит-диабазовой формаций в зонах, относимых до настоящего времени к миогеосинклинальным.

Инверсионная стадия этих циклов также отличается большим разнообразием магматических формаций, среди которых наблюдаются "отклонения от нормальных типов" (большая щелочность отдельных серий пород, появление своеобразных габбро-сиенит-гранатовых формаций и пр.). Пестрый состав и разнообразие фациальных проявлений формаций, особенно гранитоидных, характерны для консолидационной стадии этих циклов, где эти формации часто образуют комагматические ряды с андезит-дацитовыми и липаритовыми эффузивными ассоциациями. Широкое развитие в них

получают разнообразные гипабиссальные и субвулканические образования, что определяет и характер постмагматических процессов (например, интенсивную грейзенизацию) и металлогению этих формаций.

Складчатые области тихоокеанского цикла отличаются слабым проявлением геосинклинального магматизма. Он представлен небольшими проявлениями андезитового вулканизма, дайками и sillами габбро-диорит-диабазовой формации. Группы формаций инверсионной и особенно консолидационной стадий проявлены интенсивно и разнообразно и составляют на территории Дальнего Востока главную массу, так называемых вулканических поясов.

Для альпийских складчатых областей (кроме Карпат) характерно широкое проявление геосинклинального магматизма — базальтоидного и ультраосновного (Карякско-Камчатская складчатая система, Малый Кавказ). Для Малого Кавказа особенно характерно разнообразие эффузивных формаций (спилит-диабазовая, кварцевых кератофиров, базальтовых и андезитовых порфиритов), что отражает особенности строения фундамента геосинклинали, в большей степени усложненного к началу альпийского цикла. Формации инверсионной стадии этого цикла проявлены слабо. Для периода консолидации характерно развитие вулканогенных формаций с широко проявленной субвулканической фацией. Интрузивный магматизм представлен преимущественно образованиями повышенной щелочности, появление которых связывается с близостью жестких структур, обусловивших специфические особенности формаций (Тасшарганский массив, Малый Кавказ).

Приведенные данные о распространении магматических формаций во времени показывают, что утверждение некоторых исследователей о прогрессивном увеличении роли формаций кислого состава в последовательно возникавших тектоно-магматических циклах и об исчезновении формаций ультраосновных и основных пород в молодых геосинклиналях не отражает общей тенденции эволюции магматизма в истории Земли, а является лишь частным проявлением неравномерности развития отдельных складчатых систем. В альпийских складчатых областях, как было показано, широко проявлены геосинклинальный базальтовый магматизм и формации ультраосновных пород.

В связи с этим же нельзя согласиться и с представлениями о том, что интрузии ранней стадии отчетливо проявились от протерозойской эпохи до герцинской включительно и постепенно сокращались в последующие эпохи и что герцинская эпоха поэтому оказалась якобы переломной в общей истории магматизма (Смирнов, 1963). Имеющиеся материалы по магматизму территории СССР позволяют говорить лишь о наличии отдельных эпох высокой магматической активности, каковой, в частности, была пермо-триасовая эпоха. Однако и до и после нее в начале каждого цикла проявлялись, и не менее интенсивно, формации ранней стадии. Это, как будет показано ниже, связано с развитием однотипных глубинных процессов, фиксируемых в начале каждого тектоно-магматического цикла.

Таким образом, в развитии послепротерозойских складчатых систем еще более определенно, чем в байкалидах, проявляются основные закономерности эволюции магматизма в пределах циклов и стадий и еще более четко устанавливается взаимосвязь между характером магматизма и типом тектонических движений. Так, заложение геосинклиналей, которому предшествуют, по-видимому, образование рифтовых структур и их первоначальное развитие (стадия начального погружения), связано с тектоническими процессами глубинного характера. Поэтому магматизм ранней стадии характеризуется проявлением исключительно мантийных магм, дающих эффузивные и интрузивные формации основного и ультраосновного состава с незначительными по объему кислыми, но всегда натровыми дифференциатами. Появление в некоторых случаях (Урал, Камчатка) в геосинклинальную стадию эффузивных и интрузивных пород существенно калиевого ряда (базальтовых порфиритов и трахитовых порфиритов габбро-сиенитовой формации), развивающихся в пределах жестких структур, свидетельствует о сложном строении геосинклинальной области.

Замыкание геосинклинали и превращение ее в складчатую область (инверсионная стадия) сопровождается появлением группы эффузивных и интрузивных формаций сложного состава — производных как мантийных (базальтовых, андезитовых), так и анатектических коровых (гранитоидных) магм. После главной складчатости и перестройки структурного плана происходит постепенное затухание тектонических дви-

жений и локализация их в верхних структурных этажах. Это отражается и на особенностях магматизма консолидационной стадии, представленной преимущественно комагматическими рядами интрузивных и эффузивных формаций — производными главным образом гранитоидных магм. Только в конце консолидационной стадии проявляется наземная базальтовая, а в более древних областях — липарит-базальтовая формация (комплексы конечных этапов по Ю.А.Билибину), приуроченная обычно к структурам типа грабен-синклиналей, а также иногда некоторые формации повышенной щелочности, развивающиеся в зонах более ранней стабилизации.

Такая схема развития магматизма, особенно четко устанавливаемая для после-протерозойских тектоно-магматических циклов, является обобщенной и наблюдается не повсеместно. Ее иногда нарушают две тенденции эволюции геосинклинально-складчатых областей. Одна из них состоит в незавершенности развития отдельных складчатых систем, что нередко наблюдается в полициклических складчатых областях, когда один из циклов является незавершенным, т.е. закончившимся на средней или даже на ранней стадии своего развития. Второй тенденцией является неравномерность развития геосинклинально-складчатых областей, заключающаяся в неодинаковой полноте и интенсивности развития отдельных групп магматических формаций. На это обстоятельство обращал внимание еще Ю.А.Билибин, указывающий, что "в одних районах наиболее широко представлены магматические породы ранних этапов тектоно-магматического цикла при резко ослабленной роли пород средних и поздних этапов; в других районах, наоборот, породы средних этапов цикла представлены наиболее полно при ничтожной в то же время роли пород ранних этапов" (Билибин, 1948). Позднее такая неравномерность развития геосинклинально-складчатых областей, отражающаяся в различной полноте проявления их серий магматических формаций, послужила основанием для типизации складчатых областей по преобладающему характеру их магматизма и металлогении (Харкевич, 1955; Радкевич, 1959; Шаталов, 1965; Семенов и др., 1967). Этот вопрос был подробно рассмотрен в одной из предыдущих работ авторов (Харкевич, Москалева, 1969), где было показано, что, наряду с крайними (контрастными) типами складчатых областей (уральским — фемическим и верховянским — сиалическим), на территории СССР широко развиты промежуточные типы. Для них характерно полное развитие серий магматических формаций обобщенной схемы, в состав которых входят все группы формаций ранней, средней и поздней стадий, хотя и в разных количественных соотношениях.

Анализ развития геосинклинально-складчатых областей, начиная с раннепротерозойских (см. рисунок), отчетливо показывает, что между окончанием формирования (консолидации) складчатой области и началом образования на консолидированном (и обычно уже значительно денудированном) складчатом основании платформенного чехла проходит довольно значительный период спокойного тектонического развития складчатой области ("вполне кратонное состояние", по Штилле). Он нарушается лишь эпохами тектоно-магматической активизации, сопряженной с движениями в смежных более молодых геосинклинально-складчатых областях. На характер магматических формаций такой постконсолидационной активизации важное влияние оказывает тип тех структур, которые подвергаются активизации, а также соотношение двух непосредственно сменяющих друг друга тектоно-магматических циклов в полициклических складчатых областях.

На территории СССР, как известно, имеются платформы двух возрастов: эпипротерозойские (Русская, Сибирская) со складчатым архейско-раннепротерозойским фундаментом, иногда с участием в нем блоков байкалитид, и эпигерцинские (Западно-Сибирская, Скифско-Туранская). Основание последних составляют полициклические складчатые сооружения, отдельные части которых сформированы в течение байкальского, каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. На территории СССР нет платформ (в полном смысле этого слова) с тихоокеанским и альпийским складчатым основанием. Складчатые области, созданные этими циклами, нигде не имеют еще ни осадочного чехла, ни характерных платформенных магматических формаций.

Магматические формации платформ, проявляющиеся только в совершенно опреде-

ленные геологические периоды, не связаны с каким-то особым самостоятельным развитием платформенных областей (как предполагают некоторые исследователи), а являются следствием мощных и, вероятно, глубинных процессов, охватывающих не только фундамент платформ, но и геосинклинальных областей.

Сопоставление магматизма в разновозрастных складчатых областях и на платформах выявляет такую очень четкую закономерность, если не планетарного, то во всяком случае очень крупного регионального масштаба. Вспышки собственно платформенного магматизма (трапповая, трахибазальтовая, кимберлитовая формации) на эпипротерозойских платформах всегда синхронны заложению крупных геосинклинальных поясов и эпохам интенсивного развития в них фемического инициального магматизма. Сам по себе платформенный режим является амагматичным. Специфика же платформенных магматических формаций обусловлена становлением их в условиях горизонтально залегающего осадочного платформенного чехла.

Наиболее ранние проявления собственно платформенного магматизма фиксируются в позднем протерозое (в венде) и в раннем кембрии, т.е. в эпоху заложения каледонских геосинклиналей и проявления в них базальтового и ультрабазитового магматизма. Следующая по возрасту группа платформенных формаций отмечается в среднем палеозое (в девоне), т.е. в эпоху заложения герцинских геосинклиналей. Наиболее же интенсивный магматизм платформ (особенно трапповый) относится ко второй половине перми — началу триаса, когда закладывались и начинали развиваться геосинклинали тихоокеанского цикла. Наконец слабые проявления траппов (только в дайковой фации) и кимберлитов на Сибирской платформе устанавливаются в меловом периоде, т.е. во время заложения и инициального развития альпийских геосинклиналей.

Таким образом, платформенный магматизм в отличие от геосинклинального характеризуется отсутствием цикличности в своем проявлении. Магматическая деятельность на платформах проявляется лишь на определенных этапах, тесно сопряженных во времени с границами крупных тектоно-магматических циклов и с ранними стадиями развития базит-ультрабазитового магматизма в геосинклинально-складчатых областях. Это, видимо, является причиной того, что платформенные магматические формации имеют исключительно базальтовый, трахибазальтовый и в некоторых случаях щелочно-ультраосновной состав. Рассматривая в таком аспекте магматизм платформ и связывая причины его возникновения с эпохами глубинных процессов в мантии, мы не можем принять концепцию о самостоятельности развития магматизма платформ и выделения на платформах особых магматических циклов, как это, например, недавно было предложено В.Л.Масайтисом (1969) для Сибирской платформы.

Значительный интерес для петрологии, тектоники и металлогении представляют зоны сочленения платформ и срединных массивов с более молодыми складчатыми областями. Изучение характера магматизма и особенно магматизма геосинклинальной стадии позволило выделить по крайней мере два типа таких сочленений.

В одном из них между геосинклинальной областью и платформой (или срединным массивом) обособляются миогеосинклинальные зоны, которые ранее было принято считать амагматичными, но для которых в действительности характерен совершенно особый инициальный магматизм. Вместо отсутствующих здесь групп эффузивных формаций геосинклинальной стадии развиваются пояса малых интрузивных тел (даек, силлов), габбро-диорит-диабазовой формации, появляются необычные для геосинклинальных ассоциаций ультрабазиты перидотит-пироксенитовой и диабаз-пикритовой формаций, характеризующиеся своей повышенной железистостью, особенностями геохимии и минерагении (миогеосинклинальная зона западного склона Урала, улутауская миогеосинклинальная зона Центрального Казахстана, Северный Кавказ, Кузнецкий Алатау, Верхоянская складчатая область).

Другой тип сочленения характеризуется отсутствием миогеосинклинальных зон по границе платформ и геосинклинальных областей. Здесь краевая часть платформы разламывается и вовлекается в геосинклинальное развитие с интенсивным инициальным вулканизмом. Но в отличие от центральных частей геосинклинали с широким развитием спилит-диабазовых формаций в зонах такого сочленения развиваются комплексы кварцевых кератофиров с характерным антидромным развитием и

связанной с ними колчеданно-полиметаллической минерализацией (краевая северо-восточная часть Зайсанской складчатой системы, Юго-Западный Гиссар, зона сочленения складчатой системы южного склона Большого Кавказа с Грузинской глыбой, Западное Забайкалье, Енисейский Кряж и др.).

Итак, рассмотрев некоторые закономерности развития магматизма на территории СССР и связи его с тектоникой в историко-геологическом и регионально-геологическом аспектах (что доступно прямому наблюдению и что непосредственно вытекает из анализа карты магматических формаций), мы подошли к наиболее сложным вопросам генерации магм и выяснению причин многообразия возникающих из них естественных ассоциаций изверженных пород, т.е. магматических формаций. Эти вопросы, являющиеся наиболее проблематичными, уже выходят за пределы темы настоящей статьи. Поэтому мы ограничимся только некоторыми замечаниями и подчеркнем те установленные при анализе карты магматических формаций общие особенности развития магматизма, которые в дальнейшем могут способствовать разрешению данной проблемы, являющейся одной из наиболее сложных и актуальных в современной петрологии.

Прежде всего необходимо еще раз подчеркнуть две главные тенденции в развитии магматизма Земли: направленность и необратимость. Суть первой тенденции состоит в том, что в ходе развития каждого тектоно-магматического цикла устанавливается совершенно определенная четкая закономерная смена мантийных магматических формаций анатектических коровыми магмами. Очевидно, что количество таких типов магм было невелико. Все разнообразие формаций, устанавливаемое в различных циклах и складчатых областях, сводится по существу к производным базальтовой (оливин-базальтовой и толеитовой), ультраосновной, гранитовой и, возможно, андезитовой магм. Все они закономерно сменяют друг друга в определенной последовательности на протяжении каждого тектоно-магматического цикла, отражая единую, общую для всех циклов направленность развития магматизма.

В то же время магматические формации каждого цикла отличаются от идентичных формаций предшествующего цикла своими некоторыми петрографическими и главным образом петрохимическими особенностями. В этом проявляется вторая тенденция направленного развития магматизма Земли — его необратимость. При этом меньше всего таких отличий устанавливается для групп основных и ультраосновных формаций ранней (геосинклинальной) стадии, которые более других формаций сохраняют петрохимическую стабильность своего состава на протяжении всех циклов. Лишь по данным последних исследований Г.В.Пинуса, В.В.Велинского, С.С.Зимина отмечается большая магнезиальность пород древних альпинотипных формаций и повышенная известковистость и глиноземистость их в более молодых (палеозойских) циклах. Формации средних и поздних стадий развития складчатых областей, особенно формации кислого состава, а также платформенные формации, напротив, характеризуются значительным петрохимическим разнообразием.

Все это опять-таки является отражением той закономерной связи магматизма и тектоники, которую мы неоднократно подчеркивали. Важным фактором разнообразия магматических формаций являются геологические условия их образования, которые в известной мере можно отождествлять с термодинамической обстановкой. В действительности природа процесса зарождения геосинклиналей, вызываемого однотипными движениями в мантии, остается по существу одной и той же для начала всех тектоно-магматических циклов. Поэтому и тип тектонических движений и термодинамическая обстановка мало меняются от цикла к циклу, что не способствует особенно большому качественному различию геосинклинальных магматических формаций разных циклов. По мере развития складчатой области на характер магматических формаций оказывает влияние и характер фундамента, строение которого все усложняется от цикла к циклу, и более разнообразные геологические условия становления формаций в более высоких зонах земной коры. Поэтому даже при одном типе исходной магмы здесь возникает большое разнообразие коагматических формаций стадий консолидации. Разнообразная термодинамическая обстановка на платформах (мощность, характер дислоцированности пород чехла, наличие или отсутствие разломов и их положение и пр.) приводит к тому, что одна и та же

толеит-базальтовая магма дает исключительное разнообразие серий пород трапшовой и трахибазальтовой формаций.

В связи со сказанным очевидно, что для познания закономерностей генерации магм и возникновения из них различных ассоциаций изверженных пород чрезвычайно важно знать термодинамические условия образования минеральных ассоциаций, которые дают нам экспериментальные данные. Поэтому при формационном анализе уже нельзя ограничиваться только изучением петрографического состава ассоциаций пород и констатацией их тектонического положения, а приходится широко привлекать такие отрасли, как петрохимию, геохимию, различные точные методы определения минерального состава пород и образующих их парагенезисов.

Учение о магматических формациях, соединившее в себе закономерную связь магматизма и тектоники, является в настоящее время прочной основой для металлогении. С развитием этого учения уже решены многие вопросы закономерности проявления магматизма в пространстве и во времени. Но оно же ставит целую серию других теоретически важных вопросов и проблем, которые еще ждут своего разрешения.

Литература

- Билибин Ю.А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. - Изв.АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. Избр.труды, т.II. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во "Недра", 1964.
- Масайтис В.Л. Магматические циклы Сибирской платформы. - В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". Изд-во "Наука", 1969.
- Половинкина Ю.Ир., Наливкина Э.Б. Нижнепротерозойская спиллитовая формация Приднепровья. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Радкевич Е.А. К вопросу о типах металлогенических провинций и районов. - В кн. "Законом. размещ. полезн. ископ." т.II. М. Изд-во АН СССР, 1959.
- Семенов А.И., Старицкий Ю.Г., Шаталов Е.Т. Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР. - В кн. "Законом. размещ. полезн. ископ.", т.VIII М., изд-во "Наука", 1967.
- Смирнов В.И. Очерки металлогении. Госгеолтехиздат, 1963.
- Харкевич Д.С. К проблеме классификации геосинклинальных областей. - Уч.зап.Кишиневск. ун-та, 1955, т.10.
- Харкевич Д.С., Москалева В.Н. Серия магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ. - В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., изд-во "Наука", 1969.
- Шаталов Е.Т. Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). - В кн. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов". М., изд-во "Недра", 1965.
- Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. Избранные труды. М., изд-во "Мир", 1964.

Ш.А.Азизбеков, Г.С.Дзоценидзе

МАГМАТИЗМ КАВКАЗА, ИРАНА, ТУРЦИИ

Сопоставление магматизма Кавказа, Ирана, Турции позволило выявить в его развитии определенные тектоно-магматические циклы. Образования Байкальского цикла выделяются во всех рассматриваемых регионах условно в виде амфиболитов,

зеленых сланцев и некоторых гранитоидов. В каледонский цикл (начиная с инфракембрия) на Кавказе и в Турции образовались разнообразные зеленые сланцы, прорванные гранитоидами, габброидами и гипербазитами. В Иране же встречены покровы и туфы кварцевых порфиров этого возраста. Герцинский цикл магматизма проявился почти во всех регионах. Типично геосинклинальным он был лишь на Большом Кавказе, где образовалась спилит-диабазовая толща. В юре в геосинклиналях Большого и Малого Кавказа и в Турции образовались спилит-порфирито-диабазовые формации, тогда как в Иране продукты юрского магматизма не известны. Мел-палеогеновый магматизм проявляется различно на Кавказе, в Иране и Турции. На Большом Кавказе меловой вулканизм проявился в альб-сеномане, после чего прекратился вплоть до плиоцена. На Малом Кавказе вулканизм начинается с альба и с перерывами продолжается вплоть до олигоцена, а местами и в олигоцене. В Иране меловой вулканизм развит незначительно, тогда как палеогеновый занимает обширные площади. Особо следует отметить верхнемеловые офиолиты (ультраосновные интрузии), развитые во всех трех регионах и приуроченные к зонам надвигов на границе двух разнотипных геотектонических структур. Неоген-четвертичный вулканизм на Кавказе и в Турции слабо проявился в конце миоцена и в плиоцене. Но главные фазы здесь, как и в Иране, имели место в четвертичное время.

М.А.Кашкай

МАГМАТИЗМ АЗЕРБАЙДЖАНА И ЕГО ФОРМАЦИОННОЕ ДЕЛЕНИЕ¹

Об интрузивном и эффузивном магматизме Малого и Большого Кавказа имеется большое количество сведений в составленном мною "Путеводителе IV Всесоюзного петрографического совещания" (Баку, 1969, см. также Кашкай, 1963). Поэтому мы остановимся лишь на некоторых принципиальных вопросах магматизма и металлогении территории республики.

Магматическую формацию мы рассматриваем как комплекс производных определенного цикла извержений, происходящих из единого магматического очага и в конкретных геолого-структурных условиях. Такой комплексный подход позволяет полностью охарактеризовать как бы онтогению магмы - ее зарождение, развитие и консолидацию, а также дальнейшие изменения ее производных.

В пределах Азербайджана выделяются два мегантиклинория: мегантиклинорий Малого Кавказа и юго-восточное погружение Большого Кавказа. Между ними располагается Куринская депрессия, сложенная преимущественно осадочными (глинистыми, песчанистыми) отложениями, характерными молассаами и т.п. Борта ее на севере - вдоль Большого Кавказа - и на юге - Предмалокавказский краевой прогиб - сложены верхнемезозой-третичными и антропогенными отложениями.

В пределах мегантиклинория Малого Кавказа выделяются тектонические зоны, характеризующиеся положительными и отрицательными структурами, некоторым из которых соответствуют специфические магматизм, металлогения и другие формационные признаки.

Герцинский магматизм наиболее древний в южной части Малого Кавказа. Он синхронен интенсивной герцинской складчатости и обусловил формирование среди карбонатных отложений единого комагматического комплекса, несущего все признаки формации диабазов и диабазовых порфиров.

¹ Полный текст доклада опубликован в журнале "Известия Акад. наук СССР", серия геол., 1970 г.

Юрский магматический цикл оказался наиболее интенсивным. Накопление изверженного материала происходило преимущественно в морских условиях. В зависимости от эпейрогенических движений и прерывистого характера складкообразования создавались условия для пульсационного извержения, менялись типы вулканических выбросов. Эти же движения обусловили характер и морфологию пирокластического материала, который часто перемежался с осадочными породами на дне моря. При большом накоплении вулканических продуктов (мощностью сотни-тысячи метров) дно моря мелело и появлялись островные участки. В дальнейшем в результате последующей волновой эрозии, очередного углубления морского дна и других причин они опускались или исчезали. Во время перерыва складчатости происходили интенсивный размыв магматических пород и образование базальных конгломератов, подстилающих продукты последующих извержений. По мощности (от 0,1-1 до 5-10 м) этих конгломератов, равно как и вулканических пеплов, в некоторой степени можно судить о длительности периодов покоя и извержений.

В юрский магматический цикл развились две самостоятельные и характерные для Малого Кавказа формации: 1) базальтовая и андезито-базальтовая (порфириды и их туфы) и 2) кварц-порфировая (кварцевые порфиры, их туфы и субвулканические плагииграниты).

Базальтовая и андезито-базальтовая формация, традиционно в геологической литературе по Кавказу называемая серией порфиритов, их туфов и туффитов (или вулканической формацией), занимает обширную область в пределах Сомхито-Агдамской зоны. Она слагает и более северные части южных сопряженных зон, переходит в пределы Турции на северо-востоке и Ирана — юго-западнее. К этой же эпохе тектоно-магматического цикла относятся извержения пород диабазовой формации юго-восточного погружения Большого Кавказа.

В геосинклинали Малого Кавказа рассматриваемая формация развивалась довольно долго — от нижнего байоса до верхней юры включительно. В эту эпоху формировались мощные (до 2000 м) толщи туфовых и туффитовых брекчий, конгломератов с прослоями порфиритов. Очаг эруптивной деятельности, по всей вероятности, находился в подкоровой области, примерно на глубине около 100 км. Нижнебайосское время для данной формации знаменуется вулканической деятельностью, сопровождающейся образованием субвулканических тел габбро и диорит-порфиров. В верхнем байосе наступило временное затишье в магматической деятельности. Магматический очаг для пород кварц-порфировой формации находился, видимо, в более верхних структурных этажах — на глубине до 70 км. Эта формация образовалась в три фазы — две первые эффузивные (кварцевые порфиры и их туфы) и третья — субвулканическая (плагииграниты). Поясовое расположение кварц-порфировых пород в пределах Сомхито-Агдамской и в восточной части Севаро-Карабахской зон говорит о трещинном характере излияний, приуроченных к глубинному разлому. Интрузии кварц-порфировой формации имеют существенное значение в металлогении регионов их развития. С ними связаны колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения и зоны вторичных кварцитов, образованные в поздней и послемагматическую стадию формирования пород этой же кислой магмы.

В нижнем бате в геосинклинали Малого Кавказа накапливались туфобрекчии, которые, видимо, относятся к базальтовой и андезито-базальтовой формациям. В базальных конгломератах скопились также материалы, образовавшиеся за счет размыва подстилающих пород — производных кварц-порфировой магмы. В этот период происходит значительное углубление дна моря и совместно с пирокластическим накапливается и осадочный материал (туффиты), содержащий обильную нижнебатскую фауну. В конце нижнего бата и в верхнем бате глубина моря снова уменьшается, образуются туффитовые конгломераты и шаровые лавы.

Полное затишье эруптивной деятельности наступает в начале верхней юры (келловее), когда дно моря снова значительно углубляется. В этот период отлагаются глинистые породы с прослоями песчаников и мергелей (мощностью до 450 м), обильно развивается характерная фауна. Далее дно моря постепенно поднимается, вследствие чего создаются (в оксфордское время) условия для образования коралловых известняков, мощность которых достигает до 200-300 м. Судя по этим отложениям, глубина моря не превышала 400 м и затишье в магматической деятельности было продолжительным.

Породы среднеюрской базальтовой и андезитобазальтовой формаций имеют среднюю кислотность и представлены вулканогенно-обломочными породами преимущественно туффового состава, которым подчинены туфы и порфириты.

В металлогеническом отношении породы данной формации играют большую роль в качестве вмещающих металлоносные комплексы.

Юрское время завершается бурной магматической деятельностью.

В конце верхней юры — начале нижнего мела в пределах Малокавказской геосинклинали имели место глубинные разломы, вдоль которых происходило образование экстрезий и интрузий долеритовой, габброидной и гранитоидной формации. Продукты базальтовой магмы известны на большой площади в Дашкесанском, Кировабадском и других районах. За ними следовало внедрение крупных интрузий Мехманы, Дашкесана, Кедабека, Аллаверды.

Периодичность внедрения расплава обусловила полифазность интрузивов. В магматическом очаге на глубине до 1 км протекала дифференциация, продукты которой периодически интродировали. Нами были установлены четыре фазы формирования Дашкесанского интрузива в неокме, следовавшие после экстрезии долеритов: габброидная (I), гранитоидная (II), аляскитовая (III) и диабазовая (IV). Они подтверждаются изучением Кедабекских и других интрузивов.

Металлогения и геохимия рассматриваемых мезозойских интрузивов специфичны. Для мезозойских интрузивов характерны: повышенное отношение Na/K , триада элементов Ca, Fe, Co , отсутствие пегматитовых жил и структур, широкая метасоматическая зональность в контактовом ореоле. С ними связаны месторождения железа, кобальта, отчасти полиметаллов жильного и штокверкового типов. Что касается колчеданных медно-пиритовых и полиметаллических месторождений на северо-восточном склоне Малого Кавказа (Кедабекские, Чирагидзорские и др.), то они генетически и пространственно связаны с кварц-порфировыми субвулканическими телами более раннего возраста (средняя юра).

После нижнемелового интрузивного магматического цикла Малокавказская геосинклираль в Сомхито-Агдамской зоне начинает воздыматься. В это время, в особенности в альбе, на юго-западе геосинклинали современная Севано-Карабахская зона погружается. Здесь отлагаются глины, алевролиты с прослоями песчаников и мергелей. В верхнем мелу (в основном с коньякского времени) в современной Севано-Карабахской зоне вновь начинается вулканическая деятельность. В результате накапливаются маломощные прослои пирокластического материала в различных горизонтах осадочных толщ и формируется спилито-диабазовая формация общей мощностью более 1000 м.

Спилито-диабазовая формация сложена зеленовато-фиолетовыми туфобрекчиями и туфоконгломератами, которым подчинены диабазовые порфириты, порфириты основного и среднего состава, диабазы и диабазовые миндалекаменные породы. В эту же формацию входят дайковый комплекс и малые интрузивы зеленокаменных пород (диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты, габбро-порфириты).

Ультраосновная формация проявлена в Сомхито-Карабахской зоне. Родоначальная магма имеет мантийное происхождение и внедрялась по глубинному разлому, зародившемуся и развивавшемуся в докампанское время. Породы этой формации, образующие отдельные вытянутые тела, в виде полосы прослеживаются в Закавказье более чем на 240 км и продолжают в пределах Турции и Ирана на тысячи километров. Интересно то, что вдоль глубинного разлома проходит известный послесреднеэоценовый Малокавказский надвиг.

Внедрение ультраосновной магмы происходило в три последовательные фазы: 1) дуниты двух генераций; 2) перидотиты (гарцбургиты, перцолиты, саксониты, верлиты); 3) пироксениты. Самостоятельной габбровой фазы среди гипербазитов не имеется, а наблюдаются лишь изолированные тела пород, представляющих дифференциаты габбрового расплава или являющихся переходными к габбро-пироксенитам, троктолитам, габброидам и амфиболитам. В хребтовой части малокавказского Шахдага нами обнаружено пегматитовое габбро.

По контактам интрузивов серпентинитов имела место лиственитизация. Листвениты имеют форму линз и жил большой протяженности. Установлена горизонтальная и вертикальная метасоматическая зональность: серпентин → тальк → актино-

лит — карбонаты и кварц. В лиственитах установлено около 60 вторичных минералов. Из рудных заслуживают внимания золото и киноварь.

Серпентинизированные перидотиты содержат до 5% Cr_2O_3 . Содержание Ni в дунитах — 0,26–1,17%, перидотитах — 0,16–0,39%, серпентинитах — 0,09–0,28%, пироксенитах — от 0,00 до 0,08% (бронзититах — 0,04%, диаллагитах — 0,03%, габбро — 0,00–0,08%). Листвениты несколько обогащены никелем (до 0,5%), который входит в состав хромового хлорита; содержание Co колеблется в пределах 0,01–0,1%.

В третичный период магматическая деятельность была довольно интенсивной. Временное затишье отличалось лишь в нижнем палеоцене и среднем эоцене в центральной части Малого Кавказа и на юге, в пределах Турции и Ирана.

В этот период выделяются палеогеновый и неогеновый магматические циклы. Они разделяются на четыре фациально-магматические формации, развивавшиеся в нижнем эоцене-антропогене совершенно самостоятельно в определенных геологических условиях.

Палеогеновый вулканизм, представленный породами андезит-андезито-базальтовой формации, начался в эоцене кратковременным извержением пирокластического материала, а затем изливались андезиты и андезито-базальты. Они слагают толщу мощностью более 400 м. Вновь вулканизм достиг большой силы в верхнем эоцене — нижнем олигоцене, когда перестраивалась структура Малого Кавказа и сложились в основном его современная морфология и рельеф. В это время излияния чередовались с вулканическими выбросами. Вулканические породы представлены роговообманковыми андезитами, туфовыми (на островных участках) и туффитовыми (в морских условиях) брекчиями и конгломератами в верхней части формации. Общая мощность всей формации более 1000 м.

Андезиты и андезито-базальтовые породы Горного Талыша в целом близки к породам описанной выше формации, хотя и имеют некоторые специфические черты, связанные с особенностями структурного положения Талышской складчатой зоны на юго-восточной периклинали северных зон Малого Кавказа. Эоценовая толща этого района в низах сложена базальтами и андезитами, реже встречаются и долериты. Характерны черные авгитовые туфы, которые легко дезинтегрируются, освобождая кристаллы авгита и магнетита. Выше идут флишевые туфопесчаники. Среднеэоценовый вулканизм в Горном Талыше привел к накоплению пирокластов и излиянию трахиандезито-базальтов и образованию осадочно-туффитовой флишеподобной толщи. Продукты верхнеэоценового вулканизма Горного Талыша совершенно специфичны. Здесь встречены покровы анальцимовых андезитов, разнообразные интрузивные тешениты, пирокласты лейцитовых андезитов.

Неогеновый магматический процесс протекал в условиях инверсии и поднятия территории в полосе к югу от Малокавказского надвига. Для этого этапа мы выделяем формацию гранитоидов и их субфазу — липарито-дациты. Формация гранитоидов представлена пятью интрузивами щелочных сиенитов, гранодиоритов и диоритов.

Шальва-Лачинский интрузив в современном эрозионном срезе представляет узкую полосу, приуроченную к глубинному разлому, параллельному современному Сарыбабинскому синклинию. Интрузив полифациальный, представлен гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Ближе к апикальной части отмечаются кварцевые диорит-порфиры и плагиогранит-порфиры. Контактное воздействие интрузива на вмещающие породы довольно слабое.

Тутхунская группа интрузивов в бассейне одноименной реки (правого притока р. Тертер) представлена гипабиссальными и субвулканическими массивами, преимущественно гранитоидного и отчасти габброидного состава. Интрузивы прорывают вулканогенно-осадочные и осадочные толщи мела и верхнего эоцена, что позволяет судить об их нижнем возрастном пределе. По геологическому положению Тутхунские интрузивы несколько древнее, чем относящийся к этой же формации Далидагский плутон. Установлены полифазность и полифациальность интрузивов. Эти интрузивы приурочены к трем структурам Кызыханлычайской тектонической зоне в Калабойну-Заркулинской синклинали, Асрик-Чобангермезской антиклинали и Калафалык-Ханлаинской синклинали.

В интрузивах выделяются три различные по составу фазы: габброидная, гранитоидная и гранит-порфировая разной основности. В связи с этими интрузивами от-

мечается золото, сопровождающееся серебром и др. В этой же зоне встречаются проявления датолита и полиметаллов.

Крупный Далидагский интрузив расположен у истоков рек Тертер и Акера. Он формировался на позднем этапе альпийского (послеэоценового) тектогенеза. Интрузив прорывает верхнеэоценовые вулканогенные породы и в свою очередь интрузируется многочисленными дайками липаритов, липарито-дацитов и дацитов плиоцена. Для Далидагского интрузива характерны две дифференциальные серии пород: монцонит-сиенит-диоритовая и гранит-гранодиоритовая. Контактные воздействия интрузива на вмещающие породы выразились в образовании узкой полосы метасоматических пород. Генетически и пространственно с этим интрузивом связано молибденовое, полиметаллическое и редкометальное оруденение.

Следующий очень крупный интрузив, относящийся к этой формации — Мегри-Орду-бадский, формировался в две фазы. Первая представлена кварцевыми монцонитами и монцодиоритами, переходящими в кварцевые диорит-сиениты. Вторая фаза — граносиениты, местами порфиридные сиенито-диориты, габбро и габбро-диориты. Изредка встречаются пегматиты. Более поздние жилы сложены лампрофирами, диабазами, спессартитами, альсбахитами и др. Поздние трещинки в массиве выполнены кварцем, сопровождающимся молибденовой и медно-молибденовой минерализацией. В контакте с интрузивами вмещающие вулканогенные породы эоцена преобразовались в роговики, частично в эпидозиты, а терригенно-карбонатные породы верхнего мела окварцованы и эпидотизированы.

Породы липарито-дацитовой субформации миоплиоцена, широко развитые на территории центральной и южной частей Малого Кавказа, связаны с многочисленными разломами. К узлам пересечения местных структур, как тектонически наиболее ослабленным местам, приурочены липаритовые купола с перлитом, обсидианом, а иногда и пехштейном.

Базальт-андезито-базальтовая формация антропогена знаменует самостоятельный этап наземного вулканизма, давшего многие лавовые покровы. Вулканизм миоплиоцена и антропогена завершает сложную магматическую историю территории Азербайджана, многие стороны которой еще нуждаются в дальнейшем изучении.

Р.Н.Абдуллаев, Ф.А.Ахундов, Т.Г.Гаджиев,
Г.И.Керимов, Е.И.Потапова

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АЗЕРБАЙДЖАНА

Предлагаемое формационное деление является по существу первой попыткой подобного рода исследований в Азербайджане и служит основой для составления карты магматических формаций на территории республики.

Заложенная в раннем мезозое на субплатформенном основании Закавказская геосинклиналь характеризуется ясно выраженной начальной и инверсионной стадиями. Однако резкая тектоническая перестройка, происшедшая на Малом Кавказе в позднем мелу (или на границе раннего и позднего мела), обусловила появление вдоль крупных разломов земной коры шовных геосинклинальных прогибов (трогов) с характерным для начальной стадии развития набором пород офиолитовой серии. Следовательно, в позднем мелу для Закавказской геосинклинали мы должны выделять в целом инверсионную стадию и в то же время для шовной геосинклинали — начальную стадию. Магматические формации кайнозоя несут черты, с одной стороны, унаследованного развития от Закавказской геосинклинали, с другой — от новообразованной геосинклинали. Этим и объясняется резкое смещение в пространстве кайнозойского магматизма к юго-западу.

В силу установившихся традиций выделения на Малом Кавказе Сомхито-Агдамской, Севано-Карабахской, Кафанской, Мисхано-Зангезурской, Араксинской, а на

южном склоне Большого Кавказа — Тфанской и Вандамской структурно-фациальных зон магматические формации характеризуются согласно их территориальному положению в той или иной зоне (Гамкрелидзе, 1966; Шихамебели, 1964–1967). Талыш вследствие своеобразного состава магматических образований описывается отдельно и относится к областям сопряженной активизации.

Развитие Закавказской геосинклинали характеризовалось в течение ранней и особенно средней юры интенсивным погружением. В этот период образуются кератофир-спилит-диабазовая, габбро-плагиогранитная и габбро-диорит-диабазовая формации.

Кератофир-спилит-диабазовая формация в наиболее полном своем выражении представлена в пределах Сомхито-Агдамской зоны. Вулканогенные образования формации (ранний байос) выходят на поверхность в местах погружения южного склона Большого Кавказа под отложения Куринской впадины (Вандамская зона). По данным Хесина в части, прилегающей к Малому Кавказу, Куринская впадина обнаруживает ряд магнитных и гравитационных максимумов. Судя по глубинам залегания и простиранию объектов аномалий, можно предположить развитие здесь мощных вулканогенных толщ мезозоя, в частности отложения описываемой формации. В то же время эта формация распространена в восточной части Севано-Карабахской зоны и, исчезая под меловыми образованиями ее юго-Западного погружения, вновь появляется в пределах Кафанского антиклинория. Данных, подтверждающих ее отсутствие под меловыми и палеогеновыми образованиями Севано-Карабахской зоны, нет. Формация широко развита также в северо-западной части Большого Кавказа на территории Грузии (Гагрско-Джавская зона).

Таким образом, одновременное развитие одной и той же формации на такой обширной площади свидетельствует, вероятно, об очень больших размерах Закавказской геосинклинали на ранней стадии ее развития.

Для формации представляется возможным выделение 2 субформаций: андезитовых порфиритов и кварцевых плагиопорфиров. Субформация андезитовых порфиритов включает раннебайосские и батские пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые и роговообманковые разности. Общая мощность этих пород до 4000 м. Иногда в разрезе пород субформации наблюдаются спилиты. Вверх по разрезу отмечается общая тенденция сокращения частоты и мощности лавовых покровов.

Субформация кварцевых плагиопорфиров характеризуется меньшим распространением, переменными мощностями (100–700 м) и резким преобладанием пирокластов (различных туфов, игнимбритов). Формация достигает наибольшей мощности в зонах максимального погружения вдоль глубинных разломов, трассируемых субвулканическими телами. С формацией связано колчеданное, колчеданно-полиметаллическое оруденение (Чирагидзор, Кафан, Битти-Булах и др.).

Габбро-плагиогранитная формация развита только в северо-западной части Сомхито-Агдамской зоны, где наиболее широко представлены кислые разности предыдущей формации. Характеризуемые породы образуют ряд интрузивов (Атабек-Славянский, Гиланбирский, Таузский) различных размеров. Они прорывают отложения байоса, а их гальки встречаются в базальных конгломератах верхней юры. Представлена формация главным образом плагиогранитами, реже габброидами и аляскитовыми гранитами. В контактовом ореоле интрузивов развиты вторичные кварциты, несущие медное, медно-колчеданное, железорудное и золотое оруденение.

Габбро-диорит-диабазовая формация объединяет юрские пластовые интрузивы и дайки южного склона Большого Кавказа и Нахичевани. Проявлена формация в зонах, где отсутствуют породы кератофир-спилит-диабазовой формации, и как бы пространственно ее замещает. Петрографический состав магматических образований отвечает габбро-диабазам, микродиабазам, кварцевым диабазам, габбро-норитам, андезитам, андезито-дацитовым порфиритам и дацитам. С формацией связаны месторождения медно-серноколчеданных, медно-пирротинитовых медно-полиметаллических руд (Филизчай, Белоканы).

Ранняя стадия развития шовной геосинклинали характеризуется образованием офиолитовой серии, которая включает спилит-диабазовую и ультрабазитовую формации.

Спилит-диабазовая формация раннего севона развита лишь в пределах Севано-Карабахской зоны, что является ее отличительным признаком. Наибольшей ширины (20 км) зона развития этих пород достигает в бассейне р. Тертер, где происхо-

дит ее раздвоение. Одна короткая ветвь широкого направления вскоре резко обрывается, другая — протягивается к юго-востоку, постепенно сужаясь, и исчезает, не доходя по р.Аракс.

Породы формации представлены потоками мандельштейновых базальтовых и андезит-базальтовых афиритов, диабазов, спилитов, трахиандезитов с пластами довольно широко распространенных туфобрекчий, туфоконгломератов. Мощность вулканогенных пород формации 1200–1300 м в центральной части, сокращается к северу и юго-востоку до 200 м. Субвулканические образования развиты незначительно и представлены крутопадающими дайками и остатками вулканических аппаратов, сложенных габбро-диабазами, габбро-порфиритами, долеритами. В заключительные этапы образования пород формации наблюдается постепенное прекращение вулканической деятельности, которая, видимо, полностью закончилась в конце сантона — начале кампана.

Магматизм раннесенонского времени завершился внедрением интрузий ультрабазитовой формации, среди пород которой по геолого-петрологическим, петрохимическим, минералого-геохимическим особенностям выделяются две субформации: габбро-перидотитовая и пироксенит-габбровая.

Широко развитая габбро-перидотитовая субформация представлена поясами линзовидных или пластовых интрузий, размеры которых не превышают 15–20 км², чаще 5–10 км². Среди пород субформации резко преобладают гарцбургиты, реже встречаются лерцолиты, дуниты, верлиты. Последние пространственно связаны с более поздними, количественно резко подчиненными габброидами. Ультраосновные разности пород серпентинизированы; характерна общая высокая магнезиальность при недосыщенности кремнекислотой. С ультраосновными породами связаны (гистеромагматические) месторождения хромитов и проявления никеля и платины.

Пироксенит-габбровая субформация в геолого-структурном отношении занимает положение, близкое к положению габбро-перидотитовой субформации, но, в отличие от последней не образует крупных линейных поясов. Для слагающих ее интрузивных тел характерна дифференцированность. Размеры отдельных интрузивов колеблются от десятков квадратных километров до 2–3 км². Ультраосновные разности пород субформации представлены редкими и мелкими самостоятельными массивами дунитов и дайками пироксенитов. Основные породы, слагающие главную массу интрузивов, отвечают нормальным габбро, габбро-горнблендитам, габбро-пегматитам, габбро-пироксенитам. Иногда наблюдаются габбро-диориты, диориты. Для дунитовых массивов характерны сегрегационные скопления хромита. С габброидами связаны проявления продольно-волокнистого асбеста и сульфидная медно-никелевая минерализация.

Средняя (инверсионная) стадия развития Закавказской геосинклинали характеризовалась поднятием и образованием формации андезито-базальтовых порфиритов и, возможно, ей комагматичной габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Дальнейшее геосинклинальное развитие привело к некоторой консолидации всей Закавказской геосинклинальной области и появлению контрастной формации базальтовых порфиритов и липаритовых порфиров. На этом все проявления магматизма, связанные только с направленным развитием Закавказской геосинклинали, закончились.

Формация андезито-базальтовых порфиритов включает позднемюрский (кимеридж) и раннемеловой (валанжин-готерив) вулканогенные комплексы. В распределении пород формации проявляется унаследованность по отношению к кератофир-спилит-диабазовой формации средней юры и обнаруживаются колебания в мощности, что говорит об их образовании в условиях начинающихся поднятий. Наибольшей мощности отложения формации достигают в северо-западной части Сомхито-Агдамской зоны (кимеридж) и Кафанском антиклинории (кимеридж и неокм). Однако аналогичные вулканогенные образования известны также в наиболее эродированных участках Севано-Карабахской зоны, где особенности их вещественного состава свидетельствуют о принадлежности к этой же формации. Это является косвенным доказательством развития на территории Севано-Карабахской зоны кератофир-спилит-диабазовой формации средней юры.

Отличительным признаком кимериджского комплекса формации является красный цвет лав, туфобрекчий, туфоконгломератов, туфов и разделяющих их песчаников. В целом для формации отмечается резкое преобладание диабазов и порфиритов, а бо-

лее кислые разности появляются редко. С породами формации генетически связана алунитовые (Заглик, Сейфаллы) и гематитовые (Алабашлы) месторождения. С дайками диабазовых порфиритов, возможно связано, кобальтовое оруденение Дашкесана.

Образование габбро-диорит-гранодиоритовой формации происходило в период инверсии Закавказской геосинклинали. Возраст интрузивов формации раннемеловой, хотя, возможно, образование интрузивов как питающих кимериджский вулканизм камер началось в поздней юре. Примечательно, что в области распространения интрузивов формации отсутствуют отложения раннемелового вулканогенного комплекса формации андезито-базальтовых порфиритов, которые развиты только в юго-восточном сегменте геосинклинали.

Интрузивы формации (Дашкесанский, Кедабекский, Мехманинский и др.) полифазные. Породы первой фазы – габбро, габбро-диориты, диориты. Во вторую фазу (количественно преобладающую) образовались кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, иногда сиенит-диориты. К третьей фазе относятся дайковые образования кислого и основного составов. Характерна железо-кобальтовая (Дашкесан), медная (Кедабек), полиметаллическая (Мехмана), баритовая (Човдар) минерализация.

Формация базальтовых порфиритов и липаритовых порфиров нижнего сенона развита в пределах Сомхито-Агдамской и Вандамской зон. Она проявилась почти одновременно со спилит-диабазовой формацией Севано-Карабахской зоны, но в различной тектонической обстановке. Такое изменение состава пород разновозрастных формаций говорит о тектонической перестройке на территории Закавказской геосинклинали в позднем мелу. В Казахском и Акджакендском прогибах Сомхито-Агдамской зоны в петрографическом отношении формация характеризуется сочетанием контрастных по составу пород: базальтовых, андезито-базальтовых порфиритов и липаритовых порфиров. Среди базальтов отмечены оливиновые разности. Толще липаритовых порфиров и альбитофиров почти целиком сложена агломератовыми и биотитовыми кристаллолитокластическими туфами с подчиненными им лавовыми покровами и пачками бентонитовых глин. Субвулканическая фация выражена экструзивными куполами липаритовых порфиров, приуроченных к разломам северо-восточного простирания.

В Вандамской зоне Большого Кавказа кислые разности пород формации отсутствуют, но есть данные о некоторой повышенной щелочности развитых здесь основных вулканитов. Раннесенонские вулканические образования Мартунинского синклинория, хотя и параллелизуются нами с описанными комплексами формации, но несколько отличны по составу пород. Представлены они чередованием потоков шаровых лав мандельштейновых витробазальтов, трахибазальтов и их оливиновых разностей, реже базальтовых порфиритов и их пирокластолитов. Субвулканические образования – габбро-диабазы, трахидолериты. Мощност вулканогенного комплекса колеблется от 600 до 750 м в центральных частях прогиба и сравнительно быстро сокращается до 60–120 м на периферии, где они замещаются терригенно-карбонатными отложениями. Обильная цеолитизация пород и проявления исландского шпата связаны с мощной поствулканической деятельностью.

В целом для формации характерны контактово-метасоматические проявления железо-марганцевых руд (Эльвор, Молладжали), баритовая минерализация. Пространственно, возможно и генетически, с формацией связано золотое проявление (Дагкесаман).

Следующий этап развития Закавказской геосинклинали соответствует двум стадиям: поздней (консолидационной), характерной для всей геосинклинали, и средней (инверсионной) – для шовной геосинклинали. Поэтому магматические формации этой совместной стадии сходны с формациями инверсионной стадии Закавказской геосинклинали в целом.

В самом деле, для рассматриваемой стадии выделяются андезитовая и комагматичная ей диорит-гранодиоритовая формации (эоцен-олигоцен), а для инверсионной стадии Закавказской геосинклинали описывались формация андезито-базальтовых порфиритов и также комагматичная ей габбро-диорит-гранодиоритовая формация (поздняя юра – ранний мел). Спорно формационное положение Шальва-Лачинского и Цавского интрузивов. Обе эти вулкано-плутонические ассоциации сменяются контрастными по составу эффузивными формациями с некоторой повышенной щелочностью (калий).

Как было отмечено выше, магматизм описываемого этапа развития пространственно резко смещается к югу и юго-западу, т.е. в те участки, где проявления магматизма собственно Закавказской геосинклинали незначительны.

Андезитовая формация приурочена к остаточным впадинам на территории Закавказской геосинклинали и к зонам активизации жестких структур (Мисхано-Зангезурская, Араксинская зоны). Здесь в течение среднего - позднего эоцена и частично олигоцена накопилась мощная (до 2000 м) толща пирокластических, лавовых образований преимущественно андезитового состава, включающая различные терригенно-карбонатные отложения. Выделяются андезито-дацитовые, реже базальтовые и диабазовые порфиры. Широко развиты субвулканические силлы, штоки, дайки, иногда переходящие в лавовые покровы. Металлогеническая специализация пород андезитовой формации характеризуется проявлениями полиметаллов, меди, марганца, ртути, сурьмы.

Проявление пород диорит-гранодиоритовой формации контролируется разломами в области образований андезитовой формации. Они слагают многофазные интрузивы как крупных размеров (Мегри-Ордубадский, Далидагский, Шальва-Лачинский), так и небольших.

Для крупных интрузивов характерны сиенит-диориты, кварцевые сиенит-диориты, монзониты, граносиениты, гранодиориты, граниты, кварцевые диориты, габбро-диориты. Небольшие интрузивы, развитые преимущественно в Севано-Карабахской зоне, сложены диоритовыми порфиритами, порфировидными гранодиоритами, сиенит-диоритами, граносиенитами в сочетании с габбро-диабазами, габбро-пироксенитами. Характерными чертами пород являются гибридность, наличие порфировидных структур и многочисленных ксенолитов вмещающих пород. С интрузивами формации связано медно-молибденовое, золото-полиметаллическое, сурьмяно-ртутное оруденения.

Поздний этап (олигоцен-миоцен) развития характеризовался интенсивными глубинными движениями, оживлением глубинных разломов, образованием межгорных впадин (Куринская, Араксинская, Севанская) на фоне мощных поднятий окружающего складчатого обрамления. С этим периодом связано проявление пород базальт-липаритовой формации. Они отличаются контрастным составом: базальты, андезито-базальты и липариты, липарито-дациты. Промежуточные разности - андезито-дациты, андезиты редки. Субвулканическая фация представлена дайками диоритовых порфиритов, габбро-диоритов, гранодиорит-порфиров, липаритовых порфиров. Участками получают развитие щелочные дифференциаты этих пород. Области развития пород формации перспективны на гематит-магнетитовое, баритовое оруденения. Известны рудопроявления золота, ртути, мышьяка и урана.

Последнее проявление магматизма на Малом Кавказе связано уже с постконсолидационной активизацией этой области в плиоцен-антропогене и образованием базальт-андезитовой формации. Области развития формации занимают центральную часть Малого Кавказа. Состав пород довольно однообразен. Преобладают двупироксеновые андезито-базальты и андезиты. Кислые разности не характерны. Пирокластолиты занимают подчиненное положение в разрезе, и часто лавовые потоки лежат непосредственно друг на друге.

Трахибазальтовая формация характерна для Тальша и Казахского прогиба Сомхито-Агдамской зоны. На Тальше она слагает верхний структурный этаж, залегающий резко несогласно на дислоцированной и сильно эродированной поверхности мел-раннепалеогеновых отложений.

Развитие формации на Тальше связано с активизацией консолидированной области в эоцен-олигоцене. Геофизические данные свидетельствуют о специфическом глубинном строении Тальша, характерном для областей сопряженной активизации. Здесь резко увеличена мощность базальтового слоя за счет уменьшения мощности гранитного, исчезающего полностью под Южно-Каспийской впадиной. Петрографический состав пород и условия образования также характерны для областей активизации. Для формации устанавливается большая степень дифференцированности. Преобладают оливиновые базальты повышенной щелочности, трахибазальты. Локальное развитие получают породы нормальной и резко повышенной щелочности (базальты, андезито-базальты, лейцитовые андезиты, лейцитовые тефриты, эгириновые лейцититы). Субвулканические образования и дайки отчетливо связаны с разломами и сложены эссекситами, оливиновыми трахидолеритами, щелочными лампрофирами.

Широко представлены пирокласты. Общая мощность отложений формации вместе с сопутствующими осадочными породами достигает 2500–3000 м. С формацией связаны медно-сульфидная минерализация, цеолиты.

Габбро-ташенитовая формация характерна только для Тальша и комагматична трахибазальтовой. Она включает сложные интрузивы небольших (до 10 км²) размеров (Гамарад, Нюс-Нюс) и пластовые тела мощностью от 5 до 80 м (Паликеш, Билясар). Характерно сочетание двух резко различных серий пород: ультраосновных (биотитовые перидотиты, пироксениты, габбро-пироксениты, оливиновые долериты) и щелочных (эсекситы, шонкиниты, габбро-сиениты, монцониты, сиениты, щелочные лампрофиры). Широко развиты постмагматические и метасоматические процессы. Для ультраосновных разностей установлено повышенное содержание сульфидов, железа, меди, никеля, а для щелочных – апатита и редких земель.

Рассматривая вопросы выделения магматических формаций и в полной мере сознавая сложность затронутой проблемы, авторы принимают выдвинутую схему формационного деления за рабочую гипотезу, которая при дальнейшей разработке с привлечением данных по металлогении, геохимии и литологии может и должна претерпеть некоторую перестройку.

Литература

- Гамкредидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. – Тектоника, 1966, № 3.
- Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана), т.1–3. Баку, Изд-во АН Аз.ССР, 1964–1967.

Г.П.Багдасарян, С.Б.Абовян, В.А.Агамалян, С.И.Баласаян,
Р.Т.Джрбашян, Г.А.Казарян, Э.Г.Малхасян, Б.М.Меликсетян,
Р.Л.Мелконян, А.Х.Мнацаканян, З.О.Чибухчян

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Настоящий доклад основан на многолетних геолого-петрографических, петрологических, минералого-геохимических и петрохимических исследований авторов. Кроме того, при выделении магматических комплексов и формаций наряду с имеющимися геологическими возрастными данными широко использованы результаты радиогеохронологических исследований, проведенных Г.П.Багдасаряном и Р.Х.Лукасяном за последние 10 лет.

Байкало-каледонские магматические формации

К проявлениям байкало-каледонского (?) магматизма на территории Армении многими исследователями относятся регионально-метаморфизованные породы, обнажающиеся в ядрах альпийских антиклинальных поднятий в пределах Цахкуняцкого хребта, Шамшадинского и Сюникского районов. Из-за отсутствия прямых стратиграфо-палеонтологических данных эти образования параллелизуются в возрастном от-

ношении с более или менее близкими по составу и степени метаморфизма (и дислокации) образованиями Дзирульского, Храмского и Локского массивов Грузии, относящихся рядом исследователей к палеозою—докембрия¹. Условно байкало—каледонскому этапу приписывается исключительная тектоническая подвижность и проницаемость земной коры.

Большой объем радиолого—геохронологических исследований древних метаморфических пород кали—аргоновым методом (Багдасарян и др., 1968) позволил установить возраст последнего метаморфизма для пород Шамшадинского антиклинория 220—250 млн. лет, Цахкуняцкого антиклинория 160—170 млн. лет. Эти возрастные значения отвечают, соответственно, верхам карбона и концу байоса—бату. Однако возраст седиментации рассматриваемых толщ, сопровождающихся значительной вулканической деятельностью, не был однозначно определен.

Гранитоидные массивы, прорывающие древние метаморфические толщи, как будет рассмотрено ниже, принадлежат раннеальпийскому этапу магматизма. Кроме того, радиогехронологически установлено внедрение в метаморфическую толщу Цахкуняцкого антиклинория на участках, сопряженных по Анкаван—Сюникскому глубинному разлому с Севано—Ширакским синклинием, ряда небольших интрузивных тел и даек третичного возраста — отголосков мощно проявленного в указанном синклинии палеогенового магматизма. В герцинском же этапе, характеризующемся субплатформенным режимом развития на территории Армении (Габриелян, 1959, Габриелян и др., 1968), магматические явления почти полностью отсутствуют. Отмечаются лишь вулканогенные образования основного состава в пределах Южно—Сюникского антиклинория в верхнем девоне и перми (Мкртчян, 1958).

Продукты древнего магматизма представлены метаморфизованными интрузивными и эффузивными породами (ортосланцы и ортогнейсы): порфиритоидами, порфироидами, зеленокаменными габбро и серпентинитами.

В составе метаморфического комплекса² выделяются две серии: нижняя и верхняя. Магматические образования нижней серии представлены мелкими пластовыми интрузиями габбро—диабазов, внедрившимися в неметаморфизованные терригенно—карбонатные отложения в период прогибания геосинклинали (габбро—диорит—диабазовая формация). Породы нижней серии претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации, при этом габбро—диабазы перешли в гнейсовидные амфиболиты (андезин + сине—зеленая роговая обманка).

Предполагается, что накопление отложений верхней серии происходило в меридиональных грабенах геосинклинального прогиба, заложенных на консолидированном (нижняя серия) фундаменте. Магматизм начался излияниями базальтов (спилит—диабазовая формация), быстро сменившимся образованием эффузивных и субвулканических тел плагиолипаритов (плагиолипаритовая субформация). Вулканизм завершился внедрением пластовых тел меланократовых оливиновых габбро. Гарцбургиты (серпентиниты) прорывают наиболее верхнюю карбонатную свиту верхней серии, а габбро туда не проникают. Интрузивный магматизм серии соответствует габбро—пироксенит—дунитовой формации.

Метаморфизм пород верхней серии соответствует фации зеленых сланцев. В результате базальты перешли в порфиритоиды (альбит + эпидот + хлорит + актинолит); плагиолипариты — в порфироидаы (альбит + кварц + серицит + хлоритоид); габбро и пироксениты — в зеленокаменные габбро и актинолитовые сланцы (альбит + эпидот + актинолит + хлорит); гарцбургиты — в серпентиниты (хризотил + антигорит + тремолит), магнезиальные сланцы (тремолит + тальк) и сланцевые листвениты (тальк + карбонат + кремень).

¹ Байкало—каледонский возраст этих массивов, однако, также недостаточно аргументирован и неоднозначно решается их исследователями.

² Данные о древнем метаморфическом комплексе приводятся по результатам геолого—петрографического изучения В.А.Агамаляном Арзаканского кристаллического массива.

Раннеальпийские магматические формации. Начиная с юры, территория Малого Кавказа (Антикавказ) вступает в альпийский этап своего развития, которая подразделяется на собственно геосинклинальный ($J_1 - P_{g_2}^2$) и орогенный подэтапы ($P_{g_2}^3 - Q$). Начало собственно геосинклинального подэтапа характеризуется раскалыванием доальпийского субстрата, возникновением разломов глубокого заложения и формированием двух структурно-формационных зон — эвгеосинклинальной Сомхето-Кафанской и Центральной геоантиклинальной зоны Армении.

В пределах Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали выделяются два вулканических этапа: среднеюрский (возможно, добатский¹) и верхнеюрский-нижнемеловой, в течение которых происходит формирование соответствующих вулканических комплексов. В каждом из комплексов изменение состава вулканитов происходит от базальтов до кварцевых дацитов (кварцевых плагиопорфиров) и липаритов (альбитофиров).

Продукты первого вулканического цикла слагают в основном зеленокаменную толщу, породы которой широко распространены в Алавердском, Шамшадинском и Кафанском антиклинориях и принадлежат к андезитовой формации². В начальной стадии извержения носят спокойный характер. На средней стадии местами проявляется тенденция к воздыманию территории (появляются архипелаги островов вулканического происхождения). Характер извержений несколько меняется, чаще и в гораздо большем количестве выбрасывается пирокластический материал, в основном андезитового и в меньшей степени дацитового составов. Одновременно возникают вулканические центры, извергавшие различные по составу магматические продукты (чередование образований андезитового и дацитового составов): трещинный тип извержений сменяется центральным. На завершающей стадии вулканической деятельности в верхнебайосское время в результате дальнейшего дифференциального поднятия, особенно в период максимального воздымания, сопровождавшегося размывом, происходят извержения вулканических продуктов кислого состава, приведшие к формированию кварц-плагиопорфировой толщи. Формирование покровов кварцевых плагиопорфиров сопровождается выбросами пирокластического материала и образованием субвулканических тел того же состава (плагиолипаритовая субформация).

После некоторого перерыва в вулканической деятельности область, имевшая тенденцию к воздыманию, некоторое время подвергается сильному размыву, в результате чего из разреза некоторых районов выпадают целые свиты. Так, в южной Армении выпадают свиты кварцевых плагиопорфиров и пирокластолитов.

На рубеже средней и верхней юры в связи с предкелловейскими тектоническими движениями происходит геоантиклинальное воздымание Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали, сопровождавшееся перерывом в осадконакоплении. К этому же времени приурочено формирование современных кулисообразно расположенных антиклинальных сооружений (Алавердское, Шамшадинское, Кафанское и др.) и внедрение Ахпатского, Хндзорутского и Тавушского плагиогранитовых массивов. Последние вместе с Атабек-Славянским и Гильанбирским массивами (Азербайджанская ССР) слагают единую среднеюрскую плагиогранитовую формацию (Мелкоян, 1965; Казарян, 1966). Интрузивы этой формации обычно многофазы с резким преобладанием разностей пород плагиогранитового состава и характеризуются сравнительно слабо проявленными процессами гибризма. Основными минералого-геохимическими и петрохимическими особенностями пород этой формации являются почти полное отсутствие калиевых полевых шпатов, некоторая пересыщенность глиноземом, пониженная, резко натриевая щелочность, почти полное отсутствие редкометалльных аксессуариев, резко пониженные содержания малых петрогенных элементов (Li, Rb, Cs) и Tl, а также высокое содержание титана в аксессуарном титано-магнетите.

¹ По представлениям Г.А.Казаряна и Э.Г.Малхасяна.

² Г.А.Казарян и Э.Г.Малхасян породы этой толщи, а также кварцевые плагиопорфиры рассматривают как андезито-дацитовую формацию.

Интрузивы плагиогранитной формации генетически связаны с эффузивными и субвулканическими образованиями кварцевых дацитов, плагиолипаритов (кварцевые плагиопорфиры) (Асланян, 1958; Григорян, 1965 и др.), с которыми образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию (Джрбашян, Меликсетян, Мелконян, 1967; Баласанян, 1967). Судя по геологическому положению плагиогранитных комплексов в истории геотектонического развития области, а также их минералогическим, петрохимическим и геохимическим особенностям, исходной для плагиогранитов являлась кислая магма базальтоидного ряда.

Второй вулканический цикл охватывает время от бата, согласно одним авторам (Казарян, Малхасян), а другим — от келловея до оксфорда включительно. Этот этап начинается постепенным опусканием области, сопровождаемым накоплением конгломератов и песчаников. Однако на этом этапе тектонический режим отдельных частей Сомхето-Кафанской зоны приобретает несколько иной характер. Если в северной Армении происходило постоянное погружение области и интенсивное проявление на отдельных участках вулканической деятельности (район г. Шахтахт), давшей вулканы андезитового состава, то в Южной Армении в этот период, по-видимому, еще сохранились условия воздымания и интенсивные процессы размыва, ярким свидетельством чего является отсутствие батских отложений в Кафанской антиклинальной зоне. После значительного перерыва, в келловее происходит формирование туфо-осадочных толщ. В оксфорде отмечается более значительное проявление эффузивного вулканизма, продукты которого получают довольно широкое развитие по всему региону (андезито-базальтовая формация).

Однако по интенсивности и масштабам распространения верхнеюрский вулканизм значительно уступает среднеюрскому. В период геоантиклинального воздымания области происходит внедрение больших массивов субвулканических тел липаритового состава (альбитофиры), слагающих липаритовую (натриевую) субформацию. В петрохимическом отношении породы юрской вулканогенной толщи относятся к известково-щелочному ряду с резким преобладанием натрия над калием. В этой толще в Армянской ССР в основном локализовано медно-колчеданное оруденение.

Сомхето-Кафанская эвгеосинклиналь в конце верхней юры в своей северо-западной части и в конце неокома — в юго-восточной испытывает повсеместное геоантиклинальное воздымание, сопровождающееся неокомской фазой складчатости. К этим периодам приурочено внедрение, как правило, в ядра геоантиклинальных сооружений Кохбского, Цавского и Вачаганского массивов, относящихся к диорит-гранодиоритовой формации. Образование отмеченных массивов ввиду неодновременного характера их консолидации несколько оторвано во времени и в целом соответствует интервалу от неокома до апта. Следует далее отметить, что под наименованием Цавского массива многими исследователями до сих пор рассматривались в качестве единого интрузивного массива (с двумя фазами внедрения) два резко различных по возрасту и составу интрузива, пространственно локализованных в районе с. Цава и соседних участков: Цавский диорит-кварцево-диоритовый преаптского возраста и Шишкерт-Раздаринский гранитный верхнеэоценового возраста (Багдасарян, Гукасян, Саркисян).

Нижнемеловые интрузивные комплексы сложены полифазными и полифациальными массивами с широко проявленными процессами гибридизма при резком преобладании разностей пород кварц-диоритового состава. Интрузии диорит-гранодиоритовой формации относятся к ряду известково-щелочных ассоциаций и характеризуются нормальной, отчетливо проявленной натривой щелочностью, низкой железистостью темноцветных породообразующих минералов, отчетливой обедненностью редкометалльными аксессуориями, резко пониженными содержаниями малых петрогенных элементов, таллия и др.

В связи с тектоническими движениями в среднеюрское и нижнемеловое время, интенсивно проявленными в Сомхето-Кафанской зоне, на территории юго-западного борта этой зоны, вдоль Анкаван-Сюникского разлома, наблюдается тектоническая активизация, сопровождающаяся формированием в пределах смежной Армянской геоантиклинальной зоны (Шахуняцский горстантиклинорий) аналогичных по возрасту и составу интрузивных комплексов плагиогранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций.

Интрузивные породы плагиогранитовой формации, представленные плагиогранитами и (в резко подчиненном количестве) габброидами, локализованы исключительно в пределах Апаран-Арзаканского метаморфического комплекса. Геологическими данными возраст интрузивов с достаточной определенностью не датируется. Плагиограниты, слагающие Адамодзорский массив, Лусагюхскую и Чкнахскую группу малых интрузий, а также предшествующие им габброиды, включаются в среднеюрский интрузивный комплекс на основании данных определений абсолютного возраста (Багдасарян, 1962, 1966₁).

С петрохимической точки зрения плагиограниты Цахкуняцкого блока близки к аналогичным породам Сомхето-Кафанской зоны, отличаясь от них несколько повышенной щелочностью, в частности калиевой и пониженной кремнекислотностью.

Интрузивы диорит-гранодиоритовой формации нижнемелового (неокомского) возраста Цахкуняцкого блока представлены Анкаванским, Такарлинским, Миракским и Гехаротским массивами. Перечисленные интрузивы, за исключением Гехаротского массива, для которого отмечается перекрытие нижнесенонскими известняками, датируются на основании данных определений абсолютного возраста (Багдасарян, 1966₂).

Среднеальпийские магматические формации. Верхнемеловой этап альпийского тектогенеза характеризуется перестройкой тектонического плана и заложением трех крупных геосинклинальных зон: Прикуринской, Присеванской (Ширако-Севано-Акеринской) и Приараксинской.

Заложение Прикуринской геосинклинали сопровождалось раздроблением южной части Закавказского срединного массива вдоль продольного Предмалокавказского разлома глубокого заложения, смещенного к северо-востоку относительно консолидированных юрских структур. Кроме того, образуются новые и активизируются древние поперечные разломы, по которым закладываются Иджеванская, Тавушская и другие впадины, осложняющие Сомхето-Карабахское поднятие. Тектоническое развитие этой системы продольных и поперечных структур в коньяке-сантоне отвечало стадии вулканических островов и сопровождалось накоплением пород, объединяемых в оливин-базальт-андезитовую формацию. В верхнем сантоне в связи с усилением антиклинальных тенденций образуется своеобразная липаритовая субформация. Все эти ассоциации обладают известково-щелочным химизмом и отличаются повышенной глиноземистостью, известковистостью, железистостью и натровым уклоном щелочности.

Заложение Присеванской геосинклинали происходило по глубинному разлому северо-западного простирания. Юго-восточное его продолжение разделило единую Сомхето-Кафанскую структурно-формационную зону на Сомхето-Карабахское и Кафанское антиклинальные поднятия. В пределах последнего возникает Срабердский поперечный прогиб, в котором проявляется сходный с Прикуринской зоной вулканизм.

Приараксинская геосинклинальная зона, имеющая характер узкого прогиба, заложена на палеозойское основание по разлому северо-западного направления. Характерно, что в Присеванской и Приараксинской зонах верхнемеловой вулканизм по своим особенностям соответствует начальным этапам развития геосинклинальных прогибов и вулканические накопления относятся к спилит-диабазовой формации. Породы отличаются повышенной железистостью, резким преобладанием Na_2O над K_2O , пониженной известковистостью и магнезиальностью.

Пространственно с рассматриваемой спилит-диабазовой формацией обеих геосинклинальных зон сопряжены интрузии гипербазит-базитовой формации. Ее породы слагают два дугообразных пояса северо-западного простирания - Амасийско-Ширако-Севанский и Вединский. В тектоническом отношении первый пояс приурочен к Присеванской, а второй - к Приараксинской геосинклинальным зонам, характеризующимся интенсивной складчатостью, наличием зон глубинных разломов. Оба пояса представлены линейно вытянутыми линзо-, дайко- и пластообразными телами.

В вопросе о возрасте ультраосновных пород существует два мнения: 1) о трех возрастах магматического внедрения гипербазитов - а) досеноманском, вероятно, палеозойском (Хисслейтнер), б) нижнесенонском - докампанском; в) верхнеоценовом - доолигоценном (Паффенгольц, Абовян); 2) о досеноманском возрасте магматического внедрения гипербазитов и последующем их тектоническом выжимании

уже в твердом виде в отложения сенона и палеогена (Арутюнян, Паланджян, Книппер и др.). Ряд исследователей (Морковкина, Арутюнян) считает часть габбро метасоматическим.

Ультраосновные породы массивов представлены перидотитами, реже дунитами и пироксенитами, основные породы — различными габбро, троктолитами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Существует два мнения о формировании пород офиолитового пояса. Одни исследователи считают, что дифференциация родоначальной магмы на ультраосновную и габбровую на глубине произошла до ее интродуцирования во вмещающие породы. При этом отмечается многофазный характер внедрения. По этой гипотезе лишь незначительная часть расплава подвергалась дифференциации на месте, что обусловлено в ряде случаев в постепенный переход ультраосновных пород в основные через троктолиты и оливинные габбро (Абовян). Другие исследователи придерживаются гипотезы о самостоятельности ультраосновного и габбродного комплексов пород и неодновременности их проявления (Паланджян).

С описываемой формацией пород связаны значительные концентрации хромита, магнезита и асбеста. Изучение составов хромитов показывает, что наиболее богатые Cr и бедные Al руды (магнохромиты) концентрируются в нижних частях, а бедные Cr и богатые Al руды (алюмохромиты и хромпикотиты) — в верхних частях массивов, что указывает на наличие в последних внутренней дифференциации.

В геологическом развитии Малого Кавказа переход от мела к палеогеону знаменует собой новый этап. В процессы погружения вовлекаются обширные территории, происходит заложение новых, дальнейшее развитие существующих прогибов и дробление их фундамента. Области наиболее интенсивного прогибания и вулканизма сосредотачиваются в пределах Ширано-Севано-Кельбаджарской и Айодзор-Ордубадской зон, развиты вдоль крупных зон разломов, разделенных поперечными нарушениями и перемычками на отдельные прогибы.

В нижнеэоценовое и ранне-среднеэоценовое время в указанных структурах преимущественно развиты породы андезитовой формации, которая в конце эоцена сменяется липаритовой (натровой). На отдельных участках (западная часть Севано-Ширанского синклиория) наблюдается развитие кислых дифференциатов андезитовой формации (андезито-дацитов, дацитов, липаритов), преимущественно в эксплозивной фации.

Наибольшей интенсивности вулканизм достигает в среднем эоцене, распространяясь и на соседние консолидированные структуры в пределы локально наложенных поперечных прогибов (Лалварский прогиб). Вулканическая деятельность среднего эоцена носит в основном подводный характер. Вулканические образования объединяются в единый комплекс, характеризующийся сложным фаціальным составом. Они составляют серию от базальтов до липаритов с преобладанием андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и принадлежат к андезитовой формации, для которой характерен нормальный известково-щелочной химизм.

На крайнем северо-западе Сомхето-Карабахской зоны, в среднем эоцене, в Лалварской поперечной впадине, формируются вулканогенные образования сначала андезитовой, а затем липаритовой формации.

С замыканием среднеэоценового Севано-Ширанского прогиба и появлением цепи вулканических островов связано появление эффузивных, экструзивных и эксплозивных образований липаритового и липарито-дацитового составов, которые принадлежат к липаритовой субформации.

В пределах Айодзоро-Ордубадского синклиория вулканическая деятельность среднего эоцена проявлена сравнительно слабо. Здесь в этот период формировались вулканогенно-обломочные и терригенные толщи, в строении которых собственно эффузивные фации играют подчиненную роль.

Позднеальпийские магматические формации. С замыканием среднеэоценовых и образованием остаточных и краевых прогибов в верхнем эоцене — нижнем олигоцене вулканизм в своем пространственном распространении тяготеет к Лорийскому, Памбакскому, Арегунийскому прогибам Севано-Ширанского синклиория и Айодзорскому синклиорию.

Вулканизм этого периода развивается неоднородно. В пределах Лорийского, Памбакского, Арегунийского прогибов формируется разнообразная по характеру вулка-

низма и сложная по вещественному составу толща мощностью до 1,5 км. Особенностью строения ее является параллельное развитие на смежных территориях двух серий пород: базальт-трахилипаритовой и трахиандезит-лейцитового фonoлита. В пределах Айоцзорского синклиория осадочные образования верхнего эоцена с запада на восток сменяются вулканогенными (Варденисский хребет), представленными андезитами и их пирокластолитами.

Крупная предверхнеэоценовая складчатость приводит к внедрению трещинных интрузивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации в стыковых участках различных структурно-фациальных зон. Интрузивный магматизм эоценового этапа развития сосредотачивается в основном в Севано-Акеринской и Айоцзор-Ордубадской геосинклинальных структурах, контролируясь Анкавано-Сюникским глубинным разломом.

Среди палеогеновых интрузивов наряду с предверхнеэоценовыми некоторые исследователи предположительно выделяют также доскладчатые среднеэоценовые (Джрбашян, Меликсетян, Мелконян, 1967). К последним ими относятся небольшие (1-2 км²) однофазные субвулканические интрузивные тела пластообразной, дайкообразной, штокообразной формы, представленные габбро, габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, реже гранодиоритами. Они приурочены к шовным участкам, разграничивающим структурно-гравитационные зоны и поперечны к ним поднятия.

Для химизма породы этой серии характерны: некоторая недосыщенность кремнеземом, резко выраженный известково-щелочной характер, повышенная роль элементов группы железа, особенно Mn, Ti, V, Ni, Co и Cs , что сближает их с среднеэоценовой вулканической андезитовой формацией, в составе которой их и следует рассматривать.

Предверхнеэоценовый интрузивный комплекс, относящийся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, достаточно четко фиксируется в пределах Севано-Ширакского синклиория и в Лалварском прогибе (Банушский многофазный массив). Этот комплекс не связан с интрузивами габбро-монцит-сиенитовой формации верхнеэоцен-нижнеолигоценового возраста. Однако не исключено, что интрузивы предверхнеэоценового комплекса проявлялись и в Айоцзор-Ордубадском синклиории. Об этом свидетельствуют, вероятно, наличие галек гранодиоритового состава в основании верхнего эоцена и выделение среди интрузивов Южной Армении щелочно-земельной (габбро-диорит-гранодиорит) и относительно щелочной (габбро-сиенит-монцит) ветвей.

Для габбро-диорит-гранодиоритовой формации характерно присутствие основных пород габброидного ряда, широкое развитие даек основного состава и слабое - аплитов и пегматитов. По химизму породы формации характеризуются нормальной известково-щелочной ассоциацией компонентов с несколько повышенной ролью натрия ($Na_2O > K_2O$), магния и извести. Из микроэлементов характерны Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn , а также Sr, Li, B, Cl .

Центральная складчатая зона Армении, начиная с верхнего эоцена, вступает в орогенную фазу развития, характерной чертой которой является постепенное замыкание Севано-Ширакского и Айоцзор-Ордубадского наложенных прогибов. На границе эоцена и олигоцена в связи с предверхнеэоценовыми орогеническими движениями проявляется мощный интрузивный магматизм габбро-монцит-сиенитовой формации. Характерной особенностью локализации интрузивов формации является их приуроченность к Анкавано-Сюникскому глубинному разлому.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый интрузивный комплекс Айоцзор-Ордубадского синклиория представлен крупнейшим на Малом Кавказе Мегри-Ордубадским plutоном, Баргушатской и Айоцзорской (Суботан, Соганлу, Джермук) группами сравнительно небольших интрузивов, характеризующихся полигенностью, полифазностью и крайне неоднородным фациальным составом. В целом для интрузивов Айоцзор-Ордубадского синклиория характерна однотипная последовательность внедрения главных интрузивных фаз: габброиды, монциты, сиенодиориты, гранодиориты и в виде субфазы щелочные сиениты, граносиениты, граниты, сиенит-граниты. В пределах каждой фазы характерны субфазы и несколько генераций дополнительных интрузий, а для комплекса в целом - дайковая серия: габбро-порфириты, диорит-порфириты и лампрофиры. Исследованиями Р.Х.Гукасяна и Б.М.Меликсетяна (1965) установлена разновозрастность plutонов Южной Армении и Айоцзора. Ими выде-

ляются два самостоятельных интрузивных комплекса — верхнеэоцен-нижнеолигоценый и нижнемиоценовый.

Наиболее характерными петрологическими особенностями пород верхнеэоцен — нижнеолигоценового комплекса Айоцзор-Ордубадской зоны являются интенсивные явления гибридности, сложной дифференциации по двум линиям — габбро-диорит-гранодиорит и габбро-монзонит-сиенит, а также процессы гранитизации и щелочного (калиевого) метасоматоза как в породах экзоконтакта, так и в породах предшествующей фазы внедрения.

Этот же интрузивный комплекс в Севано-Ширакском синклинии приурочен к Анкавано-Сюникскому разлому. Слагающие его интрузивы характеризуются многофазностью (габброиды, кварцевые диориты, монзониты), а также — повышенной калиевой щелочностью и отвечают габбро-монзонит-сиенитовому формационному типу.

Одновременно в особых тектонических условиях, в зоне пересечения СЗ и поперечного СВ разлома области сочленения складчатой структуры с жестким кристаллическим блоком Паххуняцкого антиклинория, формируется тежсарский щелочной комплекс. Этот вулканоплутонический комплекс, по данным детальных многолетних исследований Г.П.Багдасаряна (1947, 1950, 1955, 1956, 1962) и предыдущих работ В.Н.Котляра (1958), представляет собой яркий пример интрузий центрального типа. Они характеризуются концентрически зональным строением, тесной связью с верхнеэоценовой трахиандезитовой формацией, резко повышенной калиевой щелочностью, отсутствием основных щелочных разновидностей пород и многофазностью. По совокупности признаков комплекс может быть выделен в самостоятельную щелочно-сиенитовую субформацию. По данным Б.М.Меликсетяна и Р.Г.Геворкяна (1963), интрузия граносиенитов Амзачимана образовалась после щелочных интрузий Тежсарского комплекса, хотя и принадлежит к этому комплексу.

Геохимическая специализация верхнеэоцен-нижнеолигоценового комплекса довольно отчетлива и выражена повышенным содержанием $TR(Ce), Mo, Cu$ и пониженным — Rb, Cs, Tl .

На фоне дальнейшего интенсивного воздымания Центральной складчатой зоны Армении в позднеорогенную стадию развития в зонах глубинных разломов (Анкавано-Сюникского и Таштунского) в связи с нижнемиоценовой фазой складчатости происходит формирование нижнемиоценового интрузивного комплекса порфиридных гранитов, гранодиоритов [Вохчинский, Шенатагский, Казанличский, Прошибердский и Анкаванский (?)]. Интрузии представлены многократными штокообразными телами и поясами многочисленных даек гранодиорит-порфириров. Характерными чертами пород нижнемиоценового комплекса, относящегося к приповерхностной гранитовой формации, являются лейкократовый, порфиридовый облик, слабо выраженные явления контаминации, анхивтектический состав, повышенная калиевая щелочность, широко проявленные процессы калиевого метасоматоза.

Геохимической особенностью пород этого комплекса является отчетливо выраженная редкометальность, что отражается и на вещественном составе связанных с ними рудных формаций. Согласно исследованиям Б.М.Меликсетяна, для них характерны повышенные содержания TR, Zr, Mo, Bi, F .

Одновременно интенсивное воздымание региона приводит к дифференциальным подвижкам отдельных блоков, в результате чего границы отдельных блоков в верхнем олигоцене и нижнем миоцене оказываются аренами проявления вулканизма липаритовой формации, сопровождающегося формированием интрузивов субвулканической фации. Для этого периода намечаются две зоны развития вулканизма, ограничивающие Айоцзор-Ордубадскую зону с северо-востока и юго-запада. На юго-западе — это районы развития кислого вулканизма Западного Айоцзора и малых интрузий прилегающей к Армении с юго-востока Нахичеванской АССР, на северо-востоке — липаритов и их пирокластов бассейна р.Гетик и западного склона Восточно-Севанского хребта. Породы эти отличаются повышенной калиевой щелочностью и принадлежат к липаритовой-трахилипаритовой формации.

По вопросу о возрасте вулканогенных образований Западного Айоцзора мнения авторов расходятся: одни (Меликсетян, 1965; Казарян, Остроумова) считают их нижнемиоценовыми, а другие (Багдасарян, 1968) — верхнемиоценовыми.

Этапы	Стадии развития	Структурные единицы	Магматические формации		Рудные формации
			эффузивные	интрузивные	
Байкало-каледонский Р _{См} -Р _z ?	Р _{См} -Р _z ?	Цахкуняцкий горст-антиклинарий	Спилит-диабазовая (зеленосланцевая)		Метаморфогенная железотитановая (Арзакан), слюдисто-турмалиновая (Бжни), доломиты, мраморы
				Базит-гипербазитовая Мигматит-гранитовая	Баритовая, следы Sn, W
Геосинклиальный	Раннеальпийская	Сомхетово-Кафанская	Андезитовая плагиолипаритовая (субформация)	Плагиогранитовая	Колчеданная, полиметаллическая (Шамшадин, Арзакан и др.)
			Андезитобазальтовая Липаритовая (субформация)		Колчеданная, медная и полиметаллическая (Кафан, Шамлуг, Ахтала, Алаверди и др.)
				Диорит-гранодиоритовая	Скарново-железорудная (Кохб, Цакеридош, Шишкерт), кварц-молибденовая (Тегут и др.), золото-сульфидная (Воскепар, Шикахох).
	Среднеальпийская	Прикуринская, Присеванская, Приараксинская	Спилит-диабазовая	Базит-гипербазитовая	Хромитовая, магнетитовая (Шоржа)
			Базальт-андезитовая		Гидротермально-осадочные марганцевая, железорудная (Севкар, Саригюх), бентониты, агат
			Липаритовая (субформация)		
Позднеальпийская	Р _{g1} ¹ -Р _{g2} ²		Андезитовая		Гематитовая
			Липаритовая (субформация)		Серно-медноколчеданная (Тадзут, Черно-Желто-реченская), золото-сульфидная (Казачий бугор, Арманис)

Этапы	Стадии развития	Структурные единицы	Магматические формации		Рудные формации		
			эффузивные	интрузивные			
Альпийский	Орогенный	Ранне-орогенная	Айюндзор-Ордубадская, Ширак-Севано-Амосийская		Габбро-диорит-гранодиоритовая	Медно-гематитовая (Якшатава балка), скарново-железородная (раздан, Ахавнадзор)	
				Трахиандезитовая	Щелочно-сиенитовая (субформация)	Редкоземельно-фторкарбонатная, нефелин-сиенитовая и др.	
				Андезитовая		Алунитовая	
					Габбро-монцонит-сиенитовая	Гистеромагматическая титано-магнетитовая (Сваранц, Кларк), апатит-магнетитовая (Пальчихлу), гидротермальная медно-молибденовая (Агарах, Айгедзор), полиметаллическая (Газма), золото-сульфидная (Личквас), турмалиновая (Ванк), скарново-молибденовая	
		Поздне-орогенная			Трахилипаритовая		Кварц-молибденовая, мышьяковая
						Гранитовая	Гидротермальная медно-молибденовая (Каджаран, Дастакерт, Джиндара), полиметаллическая (Аткиз), золото-теллуровая (Зод, Анкаван) и др.
					Андезито-дацитовая	Габбро-эссекситовая	Гидротермальная, реальгар-антимонитовая (Амасия), ртутная (Сараландж)

В плиоцене происходило дальнейшее раскалывание территории рассматриваемого региона на блоки. Кроме продольных расколов, трассирующих границы известных структурно-фациальных зон, в это время появляются и сопряженные с ними поперечные системы. Это районы западного Баргушата, Восточно-Севанского и Варденисского хребтов системы Арагап - Мокрые горы. Вулканические образования этого периода сохраняют еще некоторую преимущество состава пород миоценового

времени, отражающуюся в несколько повышенной щелочности пород дацитовой и липаритовой формаций. В некоторых районах (Восточно-Севано-Варденисский хребет) при кислом характере пород наблюдается заметно низкий коэффициент explosивности извержений и резкое преобладание кислых лав над пирокластами.

В наиболее приподнятых и интенсивно эродированных зонах вскрывались субвулканические интрузивные массивы дайкообразной, штокообразной формы (Вагашен, Дикпялякян, Техенеский), представленные эссекситовыми габбро, диоритами и кварцевыми диоритами.

Рудоносность магматических формаций Армянской ССР

Проведенные в последние годы петрологические, геохимические исследования различных магматических формаций и сопутствующих им полезных ископаемых с широким применением радиолого-геохронологического датирования околорудно измененных рудовмещающих пород позволяют наметить некоторые конкретные закономерности сонахождения разновозрастных магматических и рудных формаций в различных геолого-структурных зонах Армянской ССР.

Формационный анализ магматизма республики и радиогехронологические данные позволяют уточнить место различных рудных формаций в истории развития тектоники и магматизма, что иллюстрирует приведенная таблица.

Краткий анализ рудоносности магматических формаций Армянской ССР будет полезен при разработке вопросов генетической связи оруденения с конкретными интрузивными комплексами отдельных структурно-металлогенических зон и оценке перспектив различных типов оруденения при поисковых работах.

Литература

- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Изд-во Айпетрат, 1958.
- Багдасарян Г.П. Нефелиновые сиениты Памбакского хребта. Изв. АН Арм.ССР, естественные науки, 1947, № 1.
- Багдасарян Г.П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм.ССР, 1950, т. III, № 8.
- Багдасарян Г.П. Петрогенетические особенности порфировидных сиенито-гранитов Амзачиманской интрузии в Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, физ-мат. и техн. науки, 1955, т. VIII, № 2.
- Багдасарян Г.П. Петрография щелочных эффузивных пород Армянской ССР. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 2.
- Багдасарян Г.П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. Вопросы вулканизма. Труды I Всесоюз. вулканол. совещания. М., Изд. АН СССР 1962.
- Багдасарян Г.П., Меликсетян Б.М. Генетические особенности щелочных горных пород Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол. 1966, № 11.
- Багдасарян Г.П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В сб. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения". М., изд-во "Наука", 1966 2.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Карамян К.А. Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 5.
- Баласанян С.И. К проблеме отношения вулканизма и плутонизма (на примере Армении). Докл. АН Арм.ССР, 1967, т. IV, № 6.
- Габриелян А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1959.
- + Габриелян А.А., Багдасарян Г.П., Джрбашян Р.Т., Карапетян К.И., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х. Основные этапы геотектонического развития и

- и магматической деятельности на территории Армянской ССР.—Изв. АН Арм.ССР, науки о Земле, 1968, № 1-2.
- Григорян Г.О. О генетической взаимосвязи кварцевых плагиопорфиров и плагиогранитов в Шамшадине.— Уч. зап. Ер. гос. ун-та, сер. геол.-геогр. наук, 1965, т.99.
- Гукасян Р.Х., Меликсетян Б.М., Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона.—Изв. АН Арм.ССР, науки о Земле, 1965, т. XVIII, № 3-5.
- Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР).—Изв. АН Арм.ССР, науки о Земле, 1967, т. XX, № 4.
- Казарян Г.А. К вопросу о происхождении плагиогранитов. В сб. "Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР". Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1966.
- Котляр В.Н. Памбак. Изд-во АН Арм.ССР, 1958.
- Меликсетян Б.М., Геворкян Р.Г. К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбака.— Докл. АН Арм.ССР, 1963.
- Мелконян Р.Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондьемитов (на примере Алавердского района).—Изв. АН Арм.ССР, науки о Земле, 1965, т. XVIII, № 6.
- Мкртчян С.С. Загезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР, 1958.

Г.М.Заридзе, Н.Ф.Татришвили

ЭНДОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ КAVKAZA

Одним из авторов настоящей статьи разработана классификация формационных типов эндогенных образований орогенных областей (Заридзе, 1969).

При составлении нашей классификации мы исходили из аксиоматического положения, заключающегося в том, что все горные породы, происхождение которых связано с внутренней энергией Земли, формируются в определенной последовательности в соответствующих геоструктурных областях. Парагенетические ассоциации этих горных пород мы объединили понятием "эндогенная формация", аналогично уже привившемуся понятию "экзогенная (осадочная) формация". При этом учитывалось и то, что в рудной геологии существуют понятия "эндогенное месторождение" и "экзогенное (осадочное) месторождение". Эти месторождения полезных ископаемых связаны соответственно с эндогенным либо с экзогенным порообразованием, или, иначе, с эндогенными или экзогенными формациями горных пород. Унификация таких понятий безусловно обладает определенными преимуществами.

В эндогенные формации объединяются магматические (вулканические и плутонические), метаморфические, метасоматические и смешанные формации. Таким образом, введенное нами понятие "эндогенные формации" является объединяющим, классификационным приемом. Оно не исключает применения существующих понятий "магматическая формация", "вулканическая формация", "плутоническая (интрузивная) формация" и "метасоматическая формация". Их следует рассматривать в качестве отдельных звеньев (стадий) развития эндогенного порообразования, составляющих в целом "эндогенную формацию".

Кроме того, следует учитывать, что на современном уровне наших знаний мы все еще часто бываем лишены возможности однозначно определить происхождение конкретной горной породы — образована она магматическим или метасоматическим путем. В таких случаях исследователи не должны навязывать свои представления. В частности, при составлении формационных карт, методических указаний, учебников и т.д. для горных пород и формаций, генезис которых является спорным, следует употреблять нейтральные термины, как, например, "эндогенная порода" и "эндогенная формация". Аналогично этому принято поступать в рудной геологии,

когда нет возможности уточнить генезис того или иного месторождения глубинного происхождения.

Ниже приведен предварительный перечень эндогенных формаций территории Кавказа (см. список использованных основных литературных источников в конце статьи). Соответствующая формационная карта находится в стадии разработки.

Доюрские формации

I. Закавказский срединный массив

Дзирульский кристаллический массив:

- 1 - верхнедокембрийско-нижнепалеозойская амфиболито-кварц-роговообманково-слодяно-сланцевая и мигматитовая диафторитовая формации (возраст исходных пород);
- 2 - нижнепалеозойская диабазо-порфирито-зеленосланцевая формация;
- 3 - нижнепалеозойская серпентинитовая формация;
- 4 - раннегерцинская габбро-плагиогранито-кварц-диоритовая формация;
- 5 - позднегерцинская гранодиорито-гранитовая формация;
- 6 - верхнепалеозойская кварц-порфирово-континентально-осадочная формация.

Храмский кристаллический массив:

- 1 - верхнедокембрийско-нижнепалеозойская кварц-слодяно-гнейсовая формация (возраст исходных пород);
- 2 - герцинская гранодиорито-гранитовая формация;
- 3 - верхнепалеозойская пироксенито-габбро-диабазо-порфиритовая дайковая формация;
- 4 - верхнепалеозойская диабазо-порфирито-кварц-порфирово-континентально-осадочная формация.

Локский кристаллический массив:

- 1 - верхнедокембрийско-нижнепалеозойская амфиболито-слодяно-хлоритово-сланцевая диафторитовая формация (возраст исходных пород);
- 2 - герцинская гранодиорито-гранитовая формация;
- 3 - верхнепалеозойская диабазо-порфиритовая дайковая формация.

Массивы Мургузского хребта (Азербайджанская глыба):

- 1 - нижнепалеозойская кварц-слодяно-хлорит-глинисто-сланцевая формация.

II. Зона южного склона Большого Кавказа.

- 1 - среднепалеозойско-триасовая диабазо-порфирито-кварцито-филлитовая формация Сванетии и Центральной Абхазии (дезская серия).

III. Зона Главного хребта Большого Кавказа

- 1 - верхнедокембрийско-нижнепалеозойская амфиболито-кварц-роговообманково-слодяно-сланцевая и мигматитовая диафторитовая формации (возраст исходных пород);
- 2 - нижне-среднепалеозойская диабазо-порфирито-зеленосланцево-эпидот-амфиболитовая формация;
- 3 - верхнедевонская плагиогранитоидная формация Сванетии и Рачи;
- 4 - девонская плагиогранитоидная формация Уруштенского комплекса, Дарьяльского массива и др.;
- 5 - среднепалеозойская серпентинитовая формация Уруштенского комплекса;
- 6 - герцинская гранодиорито-гранитовая формация;
- 7 - верхнепалеозойско-триасовая кварц-порфирово-континентально-осадочная формация горы Хуко, верховьев р. Уруштен и др.

IV. Северный склон Большого Кавказа

Бечасынская зона:

- 1 - докембрийско-нижнепалеозойская диабазо-порфирито-зеленосланцевая формация (хасаутская и чегемская свиты);
- 2 - нижне-среднепалеозойская кварцито-песчаниково-известняково-аспидно-сланцевая формация (урлешская и лахранская свиты).

Зона Передового хребта:

1 - средне-верхнедевонская филлито-спилито-кварц-альбитофиро-диабазово-порфирировая
формация;

2 - верхнепалеозойская кварцпорфиро-алеврито-аргиллито-песчаниковая формация
(нижняя свита нижнего комплекса молассовых отложений).

Доюрские образования в Армении и Азербайджане (Нахичеванская АССР) разви-
ты преимущественно в двух геотектонических зонах - Араксинской и Мисхано-
Зангезурской. В первой из названных зон доюрские формации образуют три струк-
турных яруса, из которых только нижний сложен метаморфитами, установлен-
ными буровыми скважинами в Араратской котловине.

Неметаморфизованные среднепалеозойские отложения Араксинской зоны представ-
лены песчано-сланцевыми и карбонатными отложениями девона и нижнего карбона.
Они развиты по левобережью р.Аракс, в бассейнах рек Веди, Айриджа и Арпа. В
этих отложениях метаморфизм (диагенез) выражен лишь в некоторой рассланцеван-
ности и графитизации глинистых пород и известняков.

Верхнепалеозойские (пермь, триас) осадочные породы представлены главным
образом известняками с кораллами, фораминиферами и брахиоподами. Пермь, транс-
грессивно перекрывающая разные горизонты нижнего карбона и девона, представ-
лена всеми ярусами. Триас согласно залегает на породах верхней перми и в свою
очередь трансгрессивно перекрывается верхнемезозойскими и кайнозойскими отло-
жениями.

В Севано-Акеринской зоне, к северо-востоку от оз.Севан, в верховьях рек Шам-
хорчай и Тертер, известны три небольших выхода метаморфитов (эпидот-хлорит и
талк-мусковитово-сланцевая формации), которые считаются мезозойскими контакт-
но-метаморфизованными образованиями.

Армянско-Араксинский срединный массив

Мисхано-Зангезурская зона:

- 1 - докембрийско-нижне-среднепалеозойская мигматито-филлитовая (арзаканская и
мисханская свиты) и вулканогенная (апаранская свита) формации Арзакан-
ского и Апаранского массивов (возраст исходных пород);
- 2 - нижне-среднепалеозойская плагиогранитоидная формация Арзаканского и Апаран-
ского массивов;
- 3 - верхнепалеозойская формация микроклиновых гранитов Агверанского массива;
- 4 - верхне(?)-среднедевонская порфирито-туфоконгломерато-известняково-филлитовая
формация Зангезурского хребта;
- 5 - верхнедевонская пироксен-плагиоклаз-эпидот-хлорит-порфирировая и филлитово-
известняковая формация Зангезурского хребта (известняки данной формации
М.А.Адамия синхронизирует с таковыми Дженту и Агура).

Мезо-кайнозойские формации

Большой Кавказ и Грузинская глыба:

- 1 - средне-верхнелейасовая зеленокаменно-аспидносланцевая формация Северного
Кавказа;
- 2 - ааленская вулканогенная формация осевой зоны геосинклинали Северо-Западного
Кавказа;
- 3 - нижне-среднеюрская диабазо-порфирито-аспидносланцевая формация Большого
Кавказа;
- 4 - байосская спилито-диабазо-порфирировая формация Западной Грузии;
- 5 - батская кварц-габбро-монцитито-гранитоидная формация южного склона Большого
Кавказа;
- 6 - кимериджская оливин-базальто-трахитовая формация Западной Грузии;
- 7 - верхнемеловая оливин-базальто-трахибазальтовая формация Западной Грузии;
- 8 - верхнемиоценовая щелочно-базальто-тешенитовая орогенная формация южного
склона Большого Кавказа;
- 9 - неогеновая кварц-диорито-плагиогранито-гранитовая орогенная формация Большо-
го Кавказа (истоков р.Шхенискали и Северной Осетии);
- 10 - плиоцен-антропогеновая наземная дацито-базальто-андезитовая орогенная фор-
мация Большого Кавказа.

Аджаро-Триалетская складчатая система

и Артвино-Сомхитская глыба:

- 1 - байосская спилито-диабазо-порфириновая формация Юго-Восточной Грузии;
 - 2 - батская кварц-габбро-диорито-гранитоидная формация Юго-Восточной Грузии;
 - 3 - альб-среднеэоценовая андезитовая формация Аджаро-Триалетского хребта;
 - 4 - верхнемеловая диабазо-порфирито-кварц-альбитофирровая формация Юго-Восточной Грузии;
 - 5 - среднеэоценовая кварц-анортотлаз-габбро-диорито-сиенитовая формация Аджаро-Триалетского хребта;
 - 6 - средне-верхнеэоценовая кали-базальто-трахито-анальшим-сиенитовая формация Аджаро-Триалетского хребта;
 - 7 - среднеэоцен-олигоэоценовая тешенитовая орогенная формация Ахалцихского района (Аджаро-Триалетский хребет);
 - 8 - плиоцен-антропогеновая наземная дацито-базальто-андезитовая орогенная формация Аджаро-Триалетского хребта.
- Малый Кавказ и Закавказский средний массив:
- 1 - средне-верхнеюрско-валанджинская порфирито-плагиопорфировая формация Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали;
 - 2 - бат-нижнемеловая габбро-диорито-плагиогранитоидная формация Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали;
 - 3 - верхнемеловая и палеогеновая зеленокаменные формации центральной зоны Малого Кавказа (Акеринский и Мартунинский прогибы);
 - 4 - верхний мел-палеогеновая хромитоносная гипербазитовая формация Малого Кавказа (Севано-Акеринский и Ереванский прогибы);
 - 5 - палеоцен-среднеэоценовая андезитовая формации Малого Кавказа (Тальшский, Ордубадский и Севанский прогибы);
 - 6 - средне-верхнеэоценовая габбро-диорито-плагиогранитоидная формация Малого Кавказа (Севано-Акеринская зона);
 - 7 - верхнемеловая гехаротская гранодиорито-гранитная формация Памбакского хребта (южный борт Севанского прогиба);
 - 8 - олигоэоценовая щелочно-базальто-трихитовая формация Малого Кавказа;
 - 9 - неогеновая дайковая габбро-диорито-порфириновая формация, развитая внутри Мегри-Ордубадского плутона на Малом Кавказе;
 - 10 - плиоцен-антропогеновая наземная липарито-дацито-андезито-базальтовая орогенная формация Малого Кавказа.

Литература

- Адамия Ш.А. Дююрские образования Кавказа. Тбилиси, изд-во "Мецниереба", 1968.
- Азизбеков Ш.А., Соловкин А.Н. Малый Кавказ.-В кн. "Геология Азербайджана". Баку, 1953.
- Аракелян Р.А. Палеозой.-В кн. "Геология Армянской ССР", т.2. Ереван, 1964.
- Асланян А.Г. Региональная геология Армении. Ереван, 1952.
- Афанасев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ней минерализации.-Тр. ИГЕМ АН СССР, вып.20, 1958.
- Варданянц Л.А. Нижнеюрские интрузии и эффузии, 2. структурное районирование.-В кн. "Геология СССР", т.9. Северный Кавказ. М.,1947.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа.-"Геотектоника", 1966, № 3.
- Дзоцендидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Инст. геол. и минер. АН СССР, монография I. Тбилиси, 1948.
- Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. М., Гостеолтехиздат, 1961.
- Заридзе Г.М. Систематика эндогенных формаций орогенных областей.-В кн. "Магматизм, метаморфизм, метасоматизм". Тр. 1-го регионального петрограф. совещания. Тбилиси, Изд-во ЦК КПГ, 1969.
- Ломидзе М.Г. Вулканизм Сев.-Западн. Кавказа и его связь с тектоникой, М.,Изд-во МГУ, 1969.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.

- Робинсон В.Н. Палеозой Большого Кавказа.—Вестник ЛГУ, 1948, № 3.
Хаин В.Е. Геологическое развитие Азербайджана.—В кн. "Геология Азербайджана".
Баку, 1953.
Шенгелиа Д.И. Петрология Дарьяльского массива.—Тр. Геол. инст. АН СССР, нов.
сер., вып.4. Тбилиси, 1965.

К.А.Шуркин, Ф.П.Митрофанов

МАГМАТИЗМ БАЛТИЙСКОГО ШИТА И ФУНДАМЕНТА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ¹

Магматические комплексы рассматриваемой территории формировались на протяжении 3,0 млрд.лет от архея (3,5 млрд.лет) до среднего палеозоя (0,3 млрд.лет). Огромное количество магматических комплексов, возникших в это время, может быть удовлетворительно систематизировано на формационной основе. Магматизм проходил в своем развитии ряд крупных этапов, соответствующих этапам развития региона: прогеосинклинальный (архейский фундамент), протогеосинклинальный (протерозой, ранние карелиды), собственно орогенный, или этап стабилизации древних платформ (протерозой, поздние карелиды), геосинклинально-платформенный (рифей) и собственно платформенный (фанерозой).

И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, И.Л.Личак, В.И.Орса,
И.Д.Царовский, Н.П.Шербак, И.Б.Шербаков

МАГМАТИЗМ УКРАИНСКОГО ШИТА И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Образование магматических пород Украинского щита происходило в различной тектонической обстановке. Архейский и нижнепротерозойский магматизм связан с формированием мобильных зон, среднепротерозойский и последующие — развивались в платформенных условиях.

Особенности архейского этапа развития земной коры, фиксирующие необратимость ее развития, послужили основанием для некоторых исследователей (Павловский, 1962; Салоп, 1962; Лазько, 1964; Шуркин, Митрофанов, 1968 и др.) архейский этап геологической истории выделять в особый — догеосинклинальный — этап развития земной коры.

Однако необходимо отметить, что, кроме различий, в развитии архейских подвижных зон есть много сходных черт с постархейскими мобильными поясами, особенно нижнепротерозойскими, принимаемыми всеми исследователями за типичные геосинклинали². В частности, можно считать установленным, что для архейской

¹ Полный текст доклада см. Известия Акад. наук, серия геол., № 5, 1970.

² Геосинклинали нижнего протерозоя и вообще протогея в качестве "типичных" в современной литературе не рассматриваются. — Прим. ред.

подвижной зоны Украинского щита (и, по-видимому, в целом для архея), как и для некоторых более юных зон, характерны: образование мощных достаточно дифференцированных осадочно-эффузивных толщ с развитым основным магматизмом, интенсивное складкообразование, максимально проявленные гранитизация и анатексис. Если к этому еще добавить, что в развитии архейских подвижных зон, как и в более юных геосинклиналях, совершенно отчетливо выделяются со всеми присущими им признаками доорогенный, орогенный и посторогенный этапы развития, а для архея Украины к тому же еще ранний, посторогенный и конечный, то отнесение архейской подвижной зоны к геосинклиналям не будет казаться лишенным основания.

На данном этапе изучения пород архейской подвижной зоны Украинского щита совершенно отчетливо выделяются следующие магматические формации¹:

а. Метабазитовая, образование которой приурочено к начальному этапу развития подвижной зоны. Кроме пироксен-плагиоклазовых гнейсов (гранулитовая фация) и амфиболитов различного состава (амфиболитовая фация), в эту формацию включены все основные, а также средние эффузивные породы спилит-кератофировой группы с возрастом по циркону 2800 млн.лет. Эти породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях и развиты в районе р.Конки, с.Верховцево и в других местах на востоке архейской подвижной зоны. С ними связаны проявления сульфидной минерализации (медь, никель, кобальт и некоторые другие).

б. Габбро-перидотитовая, состоит из различной степени измененных дунитов, перидотитов, пироксенитов и габбро. В своем развитии породы этой формации приурочены к синклинальным структурам, сложенным тетерево-бугской серией пород, слагающей средние или верхние части архейских разрезов. Значительная часть габбро-перидотитов пространственно ассоциирует с породами конско-верховцевой серии. Формация знаменует ранний этап развития подвижной зоны.

в. Гранитоидная (орогенная), объединяющая различные по составу, структуре и генезису гранитоиды. Последние могут быть разделены на три субформации: диорит-гранодиоритовую, плагиогранитовую и гранитовую. Среди них распространены как разновидности, представляющие собой типичные неперемещенные продукты гранитизации, образующие тесные взаимопереходы к близким по составу мигматитам, так и породы с массивными текстурами, являющиеся, несомненно, продуктами кристаллизации кислой магмы, образовавшейся в результате анатексиса или гранитизации и иногда перемещенной (Мокромосковский, Каменский и другие массивы):

г. Аплит-пегматоидных гранитов, широко развитая среди архейских образований. Гранитоиды этой формации залегают главным образом в виде секущих и пластовых жил различной мощности среди гнейсово-мигматитовых толщ. Нередко они образуют различных размеров дискордантные тела штокообразной формы.

д. Дайково-диабазовая, отвечающая конечному этапу. Возраст формации (2600-2700 млн.лет.) определен (шесть определений) калий-аргоновым методом. Породы этой формации обнаружены в виде различной мощности (до 10-50 м) тел пироксеновых, частью амфиболитизированных диабазов в бассейне р.Базавлук.

Наличие посторогенных гранитоидов и дайковой формации основных пород свидетельствует о вполне ошутимой стабилизации архейской подвижной зоны и переходе ее в платформу (?). В связи с тем, что платформенные образования этого возраста пока не известны, можно думать об их полном размыве на территории Украинского щита.

В заключение отметим, что возраст пород архейских магматических формаций колеблется в пределах 3500-2600 млн.л. Разброс цифр для пород метабазитовой формации лежит в пределах 1000 млн.лет (калий-аргоновый метод), для гранитоидов - 500 млн.лет (свинцово-урановый метод). Полученные цифры пока не позволяют расчленять породы архейской подвижной зоны по возрасту, однако в целом хорошо фиксируют архейский мегацикл развития земной коры.

¹ Характеристика магматических формаций Украинского щита опубликована в Трудах III всесоюзного петрографического совещания, здесь приводятся только некоторые новые данные о них.

Породы нижнепротерозойской (Криворожской) мобильной зоны отчетливо фиксируются только в средней части Украинского щита, где они залегают в виде ограниченной сбросами узкой полосы, пересекающей весь щит в субмеридиональном направлении. Присутствие их в Приазовье и особенно в Побужье не без основания оспаривается многими геологами Украины.

На данном этапе изучения докембрия Украины уже совершенно ясно, что нижнепротерозойская геосинклиналь закладывалась на глубоко денудированном архейском складчатом фундаменте. Это однозначно доказывается наличием в конгломератах и метапесчаниках (низы криворожской серии) кластического циркона, идентичного циркону саксаганских плагиоклазовых гранитов не только по форме и составу (Щаровский, 1956), но и по изотопному возрасту — 2800 млн. лет (Шербак и др., 1969).

Магматические породы, относимые к нижнему протерозою, в главной своей массе залегают вне пределов Криворожской складчатой системы. Пространственно с криворожской серией связаны только метабазитовый (K_0) и метагипербазитовый (K_1) комплексы пород. В ограниченном числе мест (западный борт Криворожского синклиория) криворожскую серию прорывают в виде жил незначительной мощности розовые граниты. Явления гранитизации в пределах Криворожского складчатого сооружения также выражены в ничтожных масштабах.

Нижнепротерозойская (Криворожская) геосинклиналь характеризуется магматизмом, проявленным примерно по той же схеме, что и в архее. Магматические породы этой мобильной зоны могут быть объединены в несколько формаций:

а. Метабазитовая формация (начальный этап развития геосинклинали) представлена главным образом в различной степени альбитизированными и эпидотизированными амфиболитами, по-видимому относящимися в значительной части к апоспилитам, метаморфизованным в эпидот-амфиболитовой фации. Среди пород метабазитовой формации заметным развитием пользуются также породы зеленосланцевой фации метаморфизма, представленные преимущественно хлорит-амфиболовыми, хлоритовыми и другими сланцами. Породы описываемой формации слагают нижнюю часть разреза криворожской серии (свита K_0). Развита она преимущественно в восточном борту Криворожского синклиория.

б. Метагипербазитовая формация (ранний этап развития геосинклинали). В состав ее входят метаморфизованные ультрабазиты (тальковые, тальково-хлоритовые, тальково-магнезиальные и другие сланцы). Стратиграфическое положение пород этой формации определяется положением так называемого талькового горизонта, залегающего в верхах нижней свиты криворожской серии. Мощность его колеблется от нескольких десятков метров до двухсот и более метров. Сложен он главным образом тальковыми и тальково-хлоритовыми сланцами, представляющими собой продукт метаморфизации пикритов (Половинкина, 1955).

в. Гранитоидная (синорогенная) формация. К ней нами отнесены все граниты, изотопный возраст которых меньше 2600–2700 млн. лет. Практически в эту формацию попали гранитоиды осличские, бердичевские, житомирского и кировоградского типов, изотопный возраст которых по многочисленным измерениям лежит в пределах 2300–1800 млн. лет (свинцово-урано-ториевый метод, анализируемые минералы — коен и монацит).

Возрастное положение пород этой гранитоидной формации не вполне ясно. По геологическому положению она должна быть отнесена к архею, а по данным, полученным методами изотопной геохронологии, — к нижнему протерозою. Среди рассматриваемых гранитоидов совершенно отчетливо выделяются граниты неперемещенные (бердичевские, порфириновые граниты кировоградского типа), тесно связанные взаимопереходами с вмещающими их мигматитами и перемещенные (житомирский тип), характеризующиеся массивными текстурами.

г. Формация чарнокитовых пород (по всей вероятности, синорогенная, быть может позднеорогенная). Образована в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Петрохимически породы характеризуются высоким содержанием титана и преобладанием натрия над калием. Возрастное положение этой формации, так же как и положение гранитоидов, спорно. Полосчатые чарнокитовые мигматиты содержат циркон различного возраста — 2800 млн. лет и 2000 млн. лет. Первый является реликтовым,

перешедшим из пироксен-плагиоклазовых и других гнейсов, второй – сингенетическим, характерным также для чарнокитов магматогенного происхождения (крупнозернистые пегматоидные чарнокиты района с.Литин и массивные среднезернистые чарнокиты района с.Ятрань). По этой причине породы формации отнесены к нижнему протерозою, хотя геологически чарнокиты (метаморфические и магматогенные), как и тесно связанные с ними бердические и житомирские гранитоиды, тяготеют к породам архейской подвижной зоны.

д. Формация позднеорогенных или посторогенных гранитов. К ней относятся токовские граниты, слагающие изометричную интрузию площадью в несколько десятков км². Гранитоиды описываемой формации по условиям образования относятся к высокотемпературной группе (амфиболитовая фация), являются существенно калишпатовыми породами, часто содержат альмандин и гиперстен.

е. Дайковая формация (конечный этап развития геосинклинали) представлена главным образом дайками оливиновых диабазов, частью конга-диабазов. Они развиты в долинах р. Ингулец и Саксагань, где пересекают породы криворожской серии. Формация выделена условно, так как по геохронологическим данным (аргоновый метод) эти породы должны быть отнесены к посткоростеньской группе дайковых образований с возрастом 1000–1500 млн. лет.

Магматизм Украинского щита средне- и верхнепротерозойского времени связан с тектоникой, раздробившей территорию на отдельные блоки в период преобразования ее в платформенную структуру. С разломами связано образование сложных интрузивно-метасоматических тел (плутонов) Волини, Приднепровья и Приазовья. Массивы-плутоны коростеньского и приазовского комплексов автономны и конформны. Слагающие их породы характеризуются повышенной щелочностью, высокой железистостью и повышенным содержанием титана.

Коростеньский плутон размещен в зоне глубинных разломов северо-западного простирания, сопровождаемой системой сопутствующих более мелких разломов. Корсунь-Новомиргородский плутон ориентирован в субмеридиональном направлении, обусловленном глубинными разломами. Для него, как и для коростеньского плутона, характерно сложное блоковое строение с элементами кольцевых структур. В Приазовье эти кольцевые структуры получили наиболее полное развитие и представлены сочетанием конических форм с кольцевыми.

Для изверженных (интрузивно-метасоматических) пород среднего протерозоя намечается общая для территории всего щита 3-фазная последовательность формирования сложных плутонов. Этим фазам отвечают определенные серии пород, представленные в разных для каждого плутона количественных соотношениях. На Волини и в Приднепровье значительное развитие получили основные (габбро-анортозитовые) породы, формирование массивов которых предположительно относится к первой, наиболее ранней, фазе. За основными породами следовало образование гранитоидов, получивших одинаково преобладающее развитие во всех районах щита, включая и Приазовье. Щелочные породы, образовавшиеся в третью фазу формирования плутонов, развиты главным образом в Приазовье и Приднепровье (Малотерянский массив).

Связующим звеном между породами коростеньского и приазовского (сиенитового) комплексов являются щелочноземельные сиениты краевой юго-восточной части Корсунь-Новомиргородского плутона, соответствующие по своему составу двупироксеновым сиенитам Приазовья. Одновозрастность пород этих комплексов достаточно обоснована определениями абсолютного возраста по гранитоидам и сиенитам, датированным их возраст как среднепротерозойский – 1600–1800 млн. лет.

В составе рассматриваемых комплексов выделяются две формации (габбро-анортозито-рапакиви-гранитовая и сиенитовая), характерные для ранних этапов формирования платформ. Соответственно в каждой из них выделяются субформации. В первой – габбро-анортозитовая и гранофири-рапакиви-гранитовая, во второй – сиенито-гранитоидная и собственно щелочная. Установленные различия между формациями следует рассматривать как региональные вариации среднепротерозойского магматизма Украинского щита.

Проявления позднекембрийского и более молодого платформенного магматизма на территории Украинского щита локализованы преимущественно в структурах об-

рамления и на примыкающих к ним участках. Среди вулканических пород Украины этого этапа выделяется несколько разновозрастных групп. К наиболее ранней (байкальский тектогенез) группе отнесена трапповая формация западного склона щита, области Припятского вала, Приднепровья и Днепровско-Донецкой впадины. Время формирования трапповой формации укладывается в интервал 800-500 млн. лет.

Следующий, герцинский, этап вулканизма Украины связан с дислокациями в северном и восточном обрамлении Украинского щита. Он проявился в активизированных участках платформы типа субгеосинклинали (возможно, типа рифта) в девонский период. Девонские вулканические породы локализованы в Днепровско-Донецкой впадине (Черниговский блок) и в зоне сочленения щита с Донецким бассейном. Возраст их колеблется от 418 до 280 млн. лет. Состав этой группы пород разнообразен.

Одна из последующих герцинских фаз магматизма связана с периодом замыкания подвижной зоны Донбасса, т.е. синхронна горообразовательным движениям герцинской складчатости. Она выразилась в формировании пород дашиито-андезитовой формации и лампрофиров. Они развиты в Донбассе, в зоне его сочленения с Украинским щитом, и в Приазовской части последнего. Возраст пород этой группы 180-280 млн. л.

С альпийским этапом тектогенеза, по-видимому, следует связывать туфогенные породы андезитового состава, залегающие среди юрских отложений на северо-западном продолжении Донбасса. Формирование их, очевидно, обусловлено эффузивной деятельностью на границе келловая и бата.

Наиболее юными вулканическими породами являются трахидашты Болтышской впадины, появление которых связано с последним этапом активизации платформы. Возраст их 54-70 млн. лет.

Суммируя изложенное, необходимо отметить следующие основные положения.

1. Архейский и нижнепротерозойский магматизм Украинского щита и фундамента южной части Восточно-Европейской платформы проявлялся в сходной геолого-тектонической обстановке, что подтверждается почти одинаковым набором магматических формаций и весьма сходной последовательностью их формирования. Различие заключается главным образом в размерах геосинклинальных областей и масштабах гранитизации.

2. Архейский тектоно-магматический цикл проявлен весьма полно. Нижнепротерозойская геосинклиналь закладывалась на поверхности глубоко размытой (во всяком случае до глубины залегания плагиоклазовых гранитов р.Саксагани) архейской складчатой системы.

3. Изучение архейского и нижнепротерозойского магматизма основного и кислого составов позволяет совершенно определенно говорить об отсутствии связи между ними, а также вскрывает причинно-следственную зависимость между метаморфизмом и кислым магматизмом (метаморфизм - причина, кислый магматизм - следствие). Магматические явления могут вызвать метаморфизм только в узкой зоне, в области контакта с вмещающими породами. Проявления основного магматизма в архее и нижнем протерозое связаны с глубинным базальтовым слоем, а широко развитый кислый магматизм зависел от интенсивности процессов метаморфизма и обычно связанной с ними гранитизации, нередко завершавшейся образованием анатектических гранитов.

4. Преобразование подвижной зоны в платформу в среднем протерозое сопровождалось разломной тектоникой и формированием интрузивно-метасоматических конформных плутонов и отдельных массивов. Специфическими особенностями магматизма среднего протерозоя являются повышенная щелочность и высокая железистость горных пород. Для завершающего этапа магматизма среднего протерозоя характерно появление щелочных формаций, неизвестных в раннем докембрии и связанных с платформенным развитием региона. Щелочной метасоматоз, проявившийся в областях развития архейских и нижнепротерозойских пород, является более поздним, наложенным.

5. Формирование позднепротерозойской трапповой формации связано с тектонической перестройкой в конце протерозоя и начале кембрия. Подобная же тектоническая перестройка происходила и в конце раннего палеозоя, а также на границе палеозоя и мезозоя. С тектонической активизацией этих периодов связано появление эффузивных (девонских) и дайковых (позднепалеозойских) комплексов. К особенно-

стям палеозойского магматизма следует также отнести появление новых порций щелочных пород в районах сочленения Донбасса с Украинским щитом, северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины, Белорусской ССР.

6. Магматическая деятельность в пределах Украинского щита и его обрамления завершилась в альпийское время излиянием трахидацитов, приуроченных к кальдерам опускания.

Литература

- Лазько Е.М. К характеристике архейского и протерозойского этапов в истории земной коры на примере докембрийских комплексов Евразии.—Докл. сов. геологов на XXII сессии Междунар. геол.конгр., 1964, Проблема 10.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.—Труды Восточно-Сибирского геологического института, 1962, вып.5.
- Половинкина Ю.Ир.Тальковые сланцы Кривого Рога, генезис и стратиграфическое положение.—Петрографический сборник № 1. Материалы ВСЕГЕИ, 1955, вып.4.
- Салоп Л.И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.—Труды Восточно-Сибирского геологического института, 1962, вып.5.
- Царовский И.Д. Некоторые вопросы стратиграфии докембрия и использование акцессорного циркона для корреляции изверженных пород.—Геол. ж. АН УССР, 1956, т. XV1, вып. 4.
- Шуркин К.А., Митрофанов Ф.И. Эволюция магматизма в раннем докембрии.—Докл. сов. геологов на XXIII сессии Междунар. геол. конгр., 1968.
- Шербак Н.П., Половко Н.И., Левковская Н.Ю. Изотопный возраст акцессорных минералов нижней свиты Криворожской серии.—Геол. ж. АН УССР, 1969, т. XXIX, вып.3.

Д.С.Штейнберг, И.Д.Соболев

О МАГМАТИЗМЕ УРАЛА

Уральская геосинклиальная система развивалась в два полных больших цикла: рифейско-кембрийский и ордовикско-позднепалеозойский. Геосинклиналь первого цикла носила характер парагеосинклинали, второго — ортогеосинклинали с типичными эв- и миогеосинклиальными зонами.

Характерная специфика палеозойской эвгеосинклиальной зоны — закономерная периодичность тектонических движений и связанного с ними магматизма различных типов, сочетающаяся с обычной направленностью и необратимостью общего хода развития (повторение эпох альпинотипной складчатости, региональный метаморфизм, гранитизация и гранитный магматизм).

Отчетливо проявлена прямая зависимость пропорции калия среди щелочей в магматических и метаморфических ассоциациях от строения земной коры и стадий ее эволюции. Ультрабазитовые формации подразделяются на преобладающие дунит-гарибургитовые (альпинотипные) и подчиненные им по объему дунит-пироксенитовые. Эти формации свойственны только эвгеосинклиальной зоне. Воздействие ультрабазитов дунит-гарибургитовой ассоциации на вмещающие толщи отвечает физико-химическим условиям серпентинизации и выражается в образовании известково-силикатных роговиков.

Выделяются глубинные (плутонические) и гипабиссальные (субвулканические) гранитоиды. Первые изофациальны с метаморфическими комплексами пород амфиболитовой ступени. Гипабиссальные граниты и ассоциированные с ними вулканы образуются из почти сухих магм, генерируемых на значительно больших глубинах,

чем водные, сиалические магмы, в условиях близких к гранулитовой фации метаморфизма. Анализ вулканических ассоциаций магматических горных пород Урала подтверждает их теснейшую связь в подавляющей части с нормальными известково-щелочными базальтами. Только на западном склоне Урала в зоне сопряжения с Русской платформой выявлена провинция щелочно-оливин-базальтоидного магматизма.

Развивается концепция о независимом существовании трех типов магм и соответственно трех типов магматизма: ультрабазитового, базальтоидного (основного и кислого) и гранитного – сиалического. Источник ультрабазитовой магмы – верхняя мантия, базальтоидной – нижний слой земной коры.

Г.Ф.Ляпичев, А.В.Авдеев, В.К.Заравняева, Р.Н.Карабанов,
В.С.Кузбный, Ю.И.Лядин, Л.Г.Никитина, В.И.Серых, Н.И.Стучевский
Л.Н.Тимофеева, В.М.Шужанов, В.М.Шульга, Н.М.Фрид

МАГМАТИЗМ КАЗАХСТАНА

Основные особенности магматизма казахстанской части Урало-Сибирского геосинклинального пояса были намечены еще в 30-40-е гг. Н.Г.Красиным, а затем Н.А.Елисеевым, В.С.Коптевым-Дворниковым, Н.Г.Сергиевым и др. Некоторые из установленных тогда закономерностей были использованы тектонистами при разработке схем эволюции геосинклинального магматизма вообще и не потеряли своего значения и теперь. Исследования послевоенных двух десятилетий (ИГН АН КазССР, МГ КазССР, ВСЕГЕИ, МГУ, ЛГУ, ИГН и ИГЕМ АН СССР), при которых все шире и шире стал внедряться формационный анализ, позволили расчленить магматические образования на естественные сообщества и тем самым значительно уточнить и детализировать известные ранее хронологические и тектонические закономерности магматизма. Тогда же многие из выделенных магматических комплексов получили более или менее полную геолого-петрографическую и петрохимическую характеристику, а также были достигнуты некоторые успехи в разработке таких вопросов, как особенности становления магматических комплексов, роль в петрогенезисе процессов дифференциации и гибридизма, геохимическая специализация магм, классификация магматических формаций и т.д.

Итог этим исследованиям был подведен на I казахстанском петрографическом совещании (1965 г.), которое разработало первые рабочие корреляционные схемы магматических образований. Совещание подчеркнуло весьма неравномерную изученность изверженных пород; более полно исследованными оказались интрузивные породы, особенно ультраосновные и гранитоидные (более детально в рудных районах), менее – эффузивные, в числе которых хуже изучены докембрийские и силурийские. Пробелы в исследовании магматических пород, особенно их вещественного состава и абсолютного возраста, восполняются недостаточно быстро. Продолжают оставаться спорными и такие вопросы магматической геологии, как возраст гипербазитовых интрузий, расчленение гранитоидов в некоторых зонах, возрастное положение орогенных интрузивных комплексов, возраст и формационное деление верхнепалеозойских вулканогенных образований, положение магматических комплексов в геосинклинальном процессе и др.

Казахстанская геосинклинальная область, насколько можно судить по ныне обнаженной части возникших на ее месте складчатых структур, обладала весьма сложной тектонической зональностью (рис.1). В своем развитии она, начиная с позднего докембрия и вплоть до превращения ее в середине мезозоя в молодую платформу, пережила четыре тектоно-магматических цикла (рис.2).

В начале позднебайкальского цикла (вторая половина верхнего протерозоя) древняя платформа испытала интенсивное дробление. Вдоль нескольких сис-

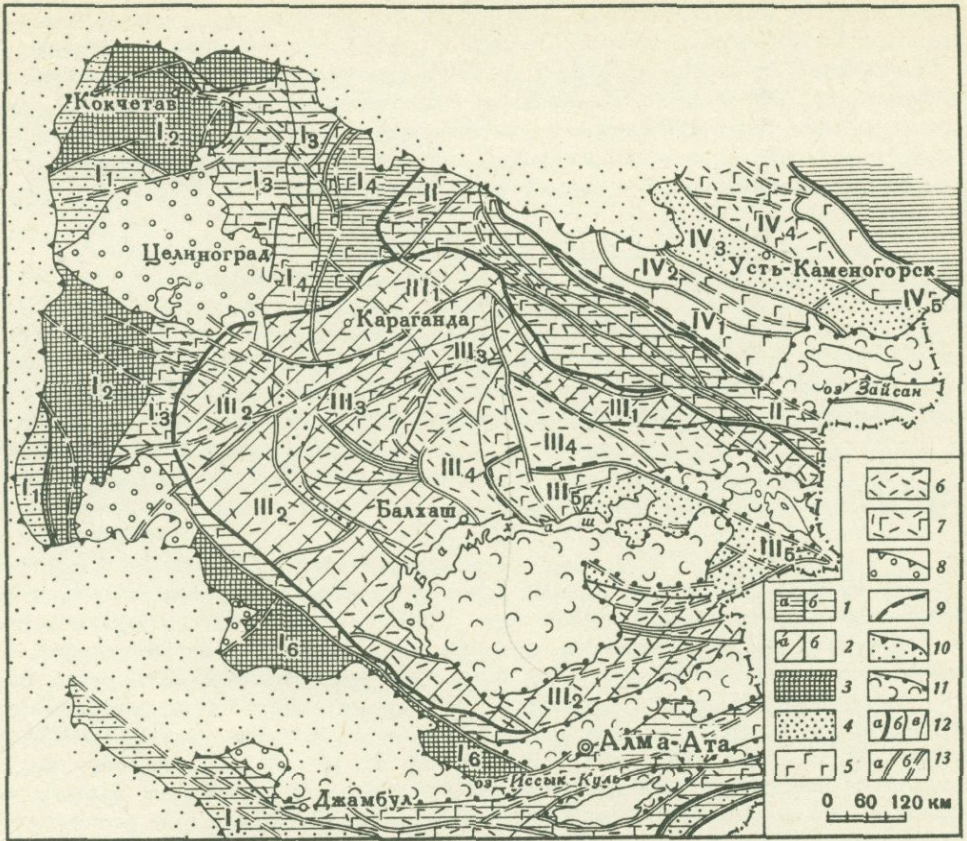


Рис.1. Схема тектонического районирования Восточного Казахстана по Г.Ф.Ляпичеву. Складчатые системы: 1 - каледонские (а - ранние, б - поздние каледониды); 2 - герцинские (а - ранние, б - поздние герциниды); 3 - унаследованные геоантиклинальные зоны каледонид; 4 - миогеосинклинальные структурно-формационные зоны. Эвгеосинклинальные структурно-формационные зоны с относительно интенсивным проявлением: 5 - раннегеосинклинального базальтового магматизма; 6 - позднегеосинклинального гранитоидного магматизма; 7 - базальтового и гранитоидного магматизма; 8 - верхнепалеозойские впадины на каледонидах; 9 - приразломные вулканогенные пояса; 10 - области сплошного развития платформенного чехла; 11 - неотектонические впадины; 12 - границы между складчатыми системами (а), структурно-формационными мегазонами и зонами (б); 13 - региональные разломы (а - совпадающие с границами структурно-формационных зон, б - прочие).

Складчатые системы и структурно-формационные зоны. I - Кокчетав-Северо-Тяньшанская система: I₁ - Марьевско-Стерлитамакская и Ишим-Каратау-Таласская, I₂ - Кокчетав-Улутауская, I₃ - Степняк-Жаксыконская и Аксу-Саянская, I₄ - Селетинская и Бошекульская, I₅ - Чу-Илийская, I₆ - Чуйская, I₇ - Киргизская; II - Чингиз-Тарбагатайская система; III - Джунгаро-Балхашская система с мегазонами: III₁ - Караганда-Предчингизской, III₂ - Сарысу-Моинты-Южно-джунгарской, III₃ - Агдырь-Каркаралинской, III₄ - Токрау-Баканасской, III₅ - Восточно-Прибалхашской; IV - Зайсанская система: IV₁ - Жарминская, IV₂ - Чарская, IV₃ - Калбинская, IV₄ - Рудно-Алтайская, IV₅ - Южно-Алтайская

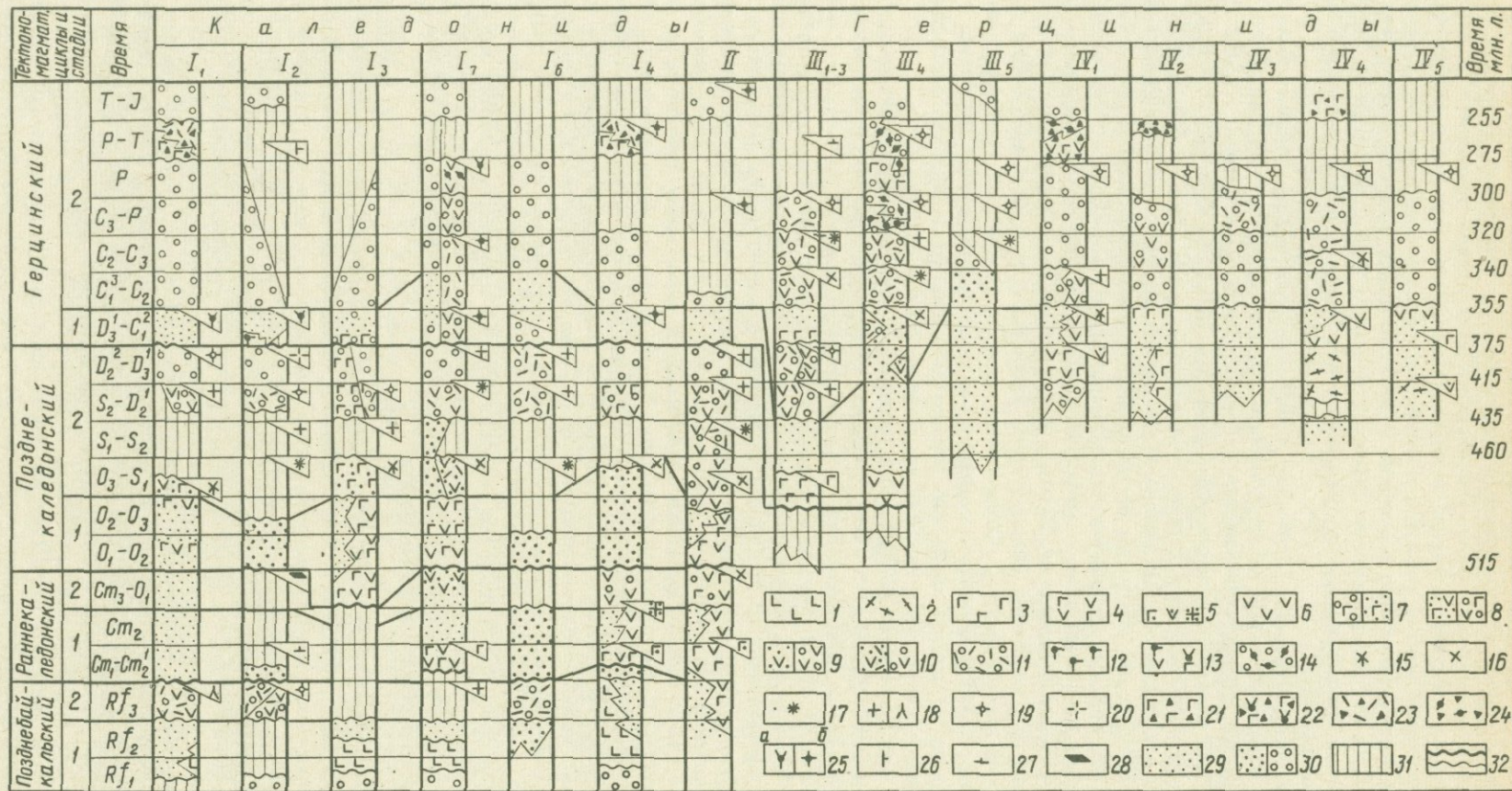
тем глубинных расколов возникли узкие геосинклинальные прогибы, с заложением которых, вероятно, и связано становление гипербазитовой формации. В течение среднего и верхнего рифея эти прогибы были ареной подводного базальтового вулканизма. Продукты излияния недифференцированной или слабо дифференцированной базальтовой магмы вместе с осадочными отложениями составили кремнисто-спилитовую или спилитовую формацию. В верхнем рифее прогибы испытывают складчатость, а на разделявших их геантиклинальных блоках вспыхивает наземный липаритовый вулканизм, сопровождавшийся или завершившийся формированием гранитовой формации.

В нижнем кембрии наступает новая волна погружения, положившая начало раннекаледонскому циклу (кембрий-нижний ордовик), в которое вовлекаются значительные площади докембрийских геантиклинальных блоков. Из них лишь только три - Улутау-Кокчетавский, Джунгаро-Балхашский и Зайсанский - остаются сравнительно устойчивыми и играют роль срединных массивов в каледонских геосинклинальных системах. В унаследованных и во вновь возникших геосинклинальных прогибах в нижнем и первой половине среднего кембрия образуются последовательно две геосинклинальные вулканогенные формации - базальтовая, подобно позднебайкальской слабо дифференцированная, и андезит-базальтовая или трахидацит-андезит-базальтовая. Затем в одних раннекаледонских прогибах вулканизм прекращается, наступает складчатость, инверсия тектонического режима и внедряются габбро, плагиограниты, граносиениты, составляющие габбро-плагиогранитовую формацию, комагматическую трахидацит-андезит-базальтовую. Вероятно, к этому же времени относится внедрение перидотит-пироксенит-норитовой формации платформенного типа в Кокчетавском геантиклинальном блоке.

В других прогибах подводный вулканизм продолжается, по-видимому, без существенного перерыва до конца среднего кембрия и образуется андезитовая или базальт-андезитовая формация. В конце среднего или начале верхнего кембрия в раннекаледонских геосинклиналях отмечается еще одна фаза складкообразования и после некоторого перерыва начинается местами наземный, местами подводный (в эпиконтинентальных бассейнах) вулканизм с образованием андезитовой или андезит-базальтовой, уже типичной молассовой формации, знаменующей собой геантиклинальный или орогенный этап раннекаледонского цикла. Этот орогенный магматизм уже в нижнем ордовике заканчивается внедрением сравнительно небольших плутонов гранодиоритовой формации. К этому же времени, возможно, относится становление щелочно-гипербазитовой формации в Кокчетавском геантиклинальном блоке. Все известные ныне эвгеосинклинальные разрезы верхнего кембрия - нижнего ордовика имеют геантиклинальный облик, так что представляется вероятным, что геосинклинальные системы Казахстана в конце раннекаледонского цикла переживали, если и не типичный орогенный, то, во всяком случае, геантиклинальный режим. Вопрос же о существовании эвгеосинклиналей сквозного развития в течение всего нижнего палеозоя остается открытым. Наличие таких прогибов можно подозревать в Чиңгиз-Тарбагатайской системе, однако геофизические данные пока не подтверждают подобного предположения.

Позднекаледонский цикл (ордовик - фран) в целом развивался аналогично раннекаледонскому, но есть и существенные отличия. Если раннегеосинклинальный подводный вулканизм и здесь привел к образованию андезит-базальтовой формации, то орогенный магматизм отличается значительно большей длительностью, интенсивностью и формационным разнообразием (рис.2). При этом особенно характерен мощный гранитоидный интрузивный магматизм, проявленный одинаково в замкнувшихся геосинклиналях и в унаследованных геантиклиналях. Становление главной массы гранитоидных интрузий (гранодиоритовая формация) во времени совпадает с послеинверсионным воздыманием молодых складчатых зон. Позднеорогенный магматизм по интенсивности значительно уступает раннеорогенному и резко различен на поднятиях и в наложенных прогибах. В первом случае он исключительно кислый (липаритовая, гранитовая и лейкогранитовая формации), во втором - базальтовый.

Если теперь мы обратимся к герцинскому циклу (верхний ордовик - триас), то увидим в общем ту же последовательность магматической деятельности. И здесь раннегеосинклинальные вулканогенные формации представлены базальтовой и андезит-базальтовой формациями в прогибах и андезитовой и кварц-кератофи-



вой — на поднятиях. Они сопровождаются габбро-плаггиогранитовой формацией. Орогенный вулканизм исключительно андезито-липаритовый на поднятиях и базальтовый — в приразломных депрессиях: он завершается почти синхронными базальтовой или трахибазальтовой и липаритовой или трахилипаритовой формациями. Орогенная стадия герцинид по продолжительности в два раза больше, чем в поздних каледонидах, а по огромному объему изверженных масс герциниды не идут ни в какое сравнение с каледонидами. Интрузивные формации здесь (рис.2) образуют последовательный ряд от габбро-диорит-гранодиоритовой до лейкогранитовой.

Герцинская история каледонид (фран-триас) характеризуется тектоническим режимом, переходным от геосинклинального к платформенному. Магматизм этого времени не имеет преемственной связи с каледонским. Отмечаются две вспышки его. Одна приходится на начало активизации каледонид, когда в унаследованных или наложенных прогибах образуется наземная, а затем морская базальтовые формации. На геоантиклинальных поднятиях синхронно проявляется формация щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, иногда в сопровождении их эффузивных аналогов. Вторая вспышка непосредственно предшествует установлению платформенного режима. Для нее характерна трапповая формация, сменяющаяся континентальной липаритовой и комагматичной ей гранитовой. И в том и в другом случае магматизму предшествует локальная, но интенсивная глыбовая тектоника. Другой тип магматической активизации каледонид связан с разломными зонами, располагающимися против входящих в каледонскую раму углов герцинид. Магматизм таких зон и по продолжительности и по формационным особенностям сходен с орогенным герцинским, иногда отличаясь более резко выраженным субщелочным и даже щелочным уклоном пород. Значительная протяженность рассматриваемых зон убеждает в том, что расплавы генерируются в области каледонид.

Сделанный весьма краткий обзор главнейших особенностей магматизма указывает на то, что магматизм в Казахской геосинклинальной области подобно геосинклинальному процессу развивается циклически. Однако каждый из тектоно-магматических циклов обладает и своими индивидуальными чертами, отражающими общую направленность геосинклинального магматизма от эпохи заложения геосинклинальных систем до становления на их месте молодой платформы. Так, в позднебайкальском и раннекаледонском циклах преобладают раннегеосинклинальные магматические формации, главным образом недифференцированные или слабо дифференцированные базальтовые. Позднегеосинклинальный, особенно гранитоидный, магматизм редуцирован. Позднекаледонский цикл характеризуется значительной дифференцированностью геосинклинальных систем и разнообразием магматических формаций с примерно равной ролью дифференцированных базальтовых, андезитовых формаций и гранитоидных,

Рис. 2. Латеральные и вертикальные ряды магматических формаций различных структурно-формационных зон Восточного Казахстана

Раннегеосинклинальные магматические формации: 1 — спилитовая; 2 — базальтовая, 3 — дунит-пироксенит-габбровая, 4 — андезито-базальтовая, 5 — андезитовая, 6 — габбро-плаггиогранитовая (а — диорит-плаггиогранитовая и б — плаггиогранитовая субформации); позднегеосинклинальные (орогенные) магматические формации: 7 — базальтовая (а — морская, б — наземная), 8 — андезито-базальтовая (а — морская, б — наземная), 9 — андезитовая (а — морская, б — наземная), 10 — андезито-липаритовая (а — морская, б — наземная), 11 — липаритовая, 12 — трахибазальтовая, 13 — трахибазальт-трахиандезитовая, 14 — трахилипаритовая, 15 — габбро-диорит-гранодиоритовая, 16 — гранодиоритовая, 17 — гранодиорит-гранитовая, 18 — гранитовая (а) и гранит-граносиенитовая (б), 19 — лейкократовых гранитов и аляскитов, щелочных гранитоидов, 20 — альбитовых аляскитов; субгеосинклинальные магматические формации: 21 — базальтовая (трапповая), 22 — базальт-трахиандезитовая, 23 — липаритовая, 24 — трахилипаритовая, 25 — щелочных и нефелиновых сиенитов (а), гранитовая (б), 26 — диабаз-пикритовая; формации срединных массивов: 27 — перидотит-пироксенит-габбровая, 28 — щелочно-ультраосновная; осадочные формации: 29 — раннегеосинклинальные, 30 — орогенные (а — морские, б — наземные), 31 — перерывы в отложениях; 32 — несогласия (а — между структурными комплексами, б — внутри них)

среди которых наиболее широко развиты гранодиоритовые. В герцинском же цикле, на который приходится общая стабилизация геосинклинальной области, редуцирован раннегеосинклинальный базальтовый магматизм, но чрезвычайно широко развит орогенный магматизм с решительным преобладанием магматических формаций, сложенных породами среднего и кислого составов. Наиболее же поздние магматические проявления, непосредственно предшествующие господству платформенного режима, вновь характеризуются значительной ролью базальтовых расплавов. Эти особенности эволюции магматизма неоднократно подчеркивались многими исследователями Казахстана.

Изложенный материал показывает также, что последовательность магматических формаций одинакова в эвгеосинклиналях всех тектоно-магматических циклов. При этом наблюдаются два типа вертикальных формационных рядов. Один относится к вулканическим геосинклинальным прогибам, отличающимся непрерывным магматизмом на протяжении всей их жизни. Другой характеризует эвгеосинклинали с длительной инверсионной стадией, которая практически амагматична. Интрузивный гранитоидный магматизм одинаково интенсивен и в том и в другом типе эвгеосинклиналей, но проявляется исключительно в позднегеосинклинальную (орогенную) стадию цикла. И там и здесь главная масса гранитоидов внедряется во время поднятия молодых складчатых зон, так что связь их с тектоническими поднятиями очевидна.

Таким образом, в целом магматизм Казахстана эволюционировал по известной схеме Г.Штилле с теми коррективами, которые внесены в нее в последние годы советскими магматистами и тектонистами (Кузнецов, Яншин, 1969).

Литература

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. — В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". Изд-во "Наука", 1969.

Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Труды I казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, изд-во "Наука" АН Каз.ССР, 1968.

А.А.Абдулин, К.А.Абдрахманов, А.В.Авдеев, Ш.Е.Есенов,
Ю.И.Лялин, Т.Ч.Чолпанкулов

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА ГЛАВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ КАЗАХСТАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И МУГОДЖАР

Территория Казахстана являет собой яркий пример геосинклинальной системы длительного полициклического развития, охватывающего период времени порядка 800 млн. лет (с позднего протерозоя до мезозоя включительно). Основные особенности геологического строения, магматизма, металлогении этой геологической провинции освещены в трудах Н.Г.Кассина, К.И.Сатпаева, Р.А.Борухаева, В.К.Монича и многих других ученых. Казахстанский материал в значительной мере использован Ю.А.Билибиным при составлении схемы стадийного развития геосинклиналей. Дальнейшее изучение магматизма геосинклинальных зон Казахстана связано с охватом территории детальными геологическими съемками и тематическими работами, давшими обширный поток информации.

Детальное изучение отдельных структурно-фациальных зон позволило более конкретно оценить роль интрузивного магматизма и вулканизма в различные этапы развития складчатой системы Казахстана и Мугоджар, выяснить специфику связи

главнейших магматических формаций с определенными тектоническими структурами. Сравнительный анализ областей каледонской и герцинской консолидации позволил выявить некоторые тенденции в эволюции геосинклинального и орогенного магматизма, имеющие общий характер (в том числе цикличность, длительность развития, петрогеохимические особенности, миграцию зон магматической активности и некоторые другие).

История докембрийского развития Казахстана и соответственно наборы формаций докембрия в связи со сложностью структур и метаморфизмом пород до сих пор остаются неясными и спорными. В Казахстане отмечены реликты структур нуклеарной и протогеосинклинальной стадии развития. Возможно, одним из четких рубежей перехода от древнего платформенного к геосинклинальному и орогенному периодам развития является время образования своеобразной формации глинистых сланцев и кварцевых песчаников, развитой в Казахстане почти повсеместно. По мнению ряда исследователей, для позднего докембрия (возможно, и всего докембрия) Казахстана характерно одновременное проявление липаритового вулканизма и гранитного плутонизма в областях поднятий (Атасу-Моинты, частью Улутау) и эвгеосинклинального спилитового и спилито-кератофирового вулканизма в областях погружений. Липаритовым и гранитным формациям позднего докембрия свойственно повышенное содержание окиси калия, более резко проявленное в вулканитах и менее резко — в гранитах. Эвгеосинклинальные магматические формации докембрия особой специфики не имеют, лишь в осадочных фациях кремнистых пород, связанных с основным вулканизмом, более интенсивно проявлено накопление железа. Эвгеосинклинальный вулканизм сопровождался интрузиями гипербазитов и габброидов, а в позднем докембрии — малыми интрузиями альбитофиров.

Главные типы формаций каледонских и герцинских геосинклиналей Центрального Казахстана и Мугоджар, а также Алтая сгруппированы по основным стадиям развития (собственно геосинклинальной, включающей доинверсионный и инверсионный этапы и самостоятельный орогенный этап) в обобщенном виде. Это дает возможность более наглядно сравнить особенности развития разновозрастных структур рассматриваемого региона.

Магматические формации доорогенной стадии развития (доинверсионные и инверсионные)

Базальтовые формации в пределах Восточного Казахстана и Мугоджар распространены весьма широко и приурочены к нескольким тектоно-магматическим циклам.

В кембрии базальтоидный вулканизм получил исключительно широкое развитие в геосинклинальных прогибах Северо-Восточного Казахстана: Восточно-Кокчетавском, Селетинском, Бошекульском, Майкаинском, Чингизском. Характерными особенностями кембрийских базальтоидов являются: альбитизация, наличие шаровой отдельности, преобладание натрия над калием. Местами основные эффузивы, слагая спилито-кератофировую формацию (Чингиз), образуют дифференциальный ряд до дацито-липаритов. В других случаях эволюция магмы направлена в сторону образования субщелочных трахиандезитов (Бошекуль). Интрузивный магматизм этого периода проявился в виде габбро-плагиогранитной формации (Чингиз) и внедрения малых интрузий габбро-граносиенитового состава, сопровождающихся промышленным медно-молибденовым оруденением (Бошекуль).

Базальтоидный магматизм ордовикской эпохи в Центральном Казахстане в значительной мере наследовал кембрийский. По составу эффузивы относятся к генеральной совокупности щелочноземельных пород ряда базальт-андезито-базальт-андезит-дацит (альбитофир). На Чингизе, например, где вулканизм проявился наиболее длительно и непрерывно, за период с конца верхнего кембрия до верхнего ордовика включительно образовался следующий ряд формаций: андезитово-базальтовая ($Сm_3 - O_1 t$), диабазо-альбитофирная (O_{1-2}), порфирировая (андезитовая O_3).

В среднем, местами в верхнем ордовике произошло внедрение батолитов и малых интрузивных тел габбро-гранодиорит-плагиогранитовой формации. Петрохимической

особенностью последней является преобладание натрия над калием во всех ее породах.

Андезито-базальтовая формация силура в Центральном Казахстане завершает ряд базальтовых формаций собственно геосинклинального этапа развития каледонид. Эта формация развита локально, в Чингизской геосинклинали, и проявилась в виде суб-аквальных излияний слабо дифференцированной андезито-базальтовой магмы. В пределах консолидировавшего к тому времени Центрально-Казахстанского срединного массива силурийские магматические образования отсутствуют, а по его окраинам образовались молассовые шлейфы¹. На западе (Мугоджары, Урал) и на востоке (Алтай) в это время сохранялся эвгеосинклинальный режим с широким развитием габбро-базальтоидного магматизма.

Базальтовая формация (в абстрактном понимании) является наиболее характерным формационным типом для Мугоджар. Эта формация по времени проявления так же, как и в Центральном Казахстане, приурочена к нескольким тектоно-магматическим циклам. Наиболее ранние проявления ее отмечены в докембрийско-кембрийское время на ранней стадии формирования геосинклинали, о чем свидетельствует наличие зеленых сланцев, образовавшихся за счет метаморфизма основных вулканитов.

Длительным и почти непрерывным симатическим магматизмом характеризуется ордовикско-верхнепалеозойский тектоно-магматический цикл Мугоджар. Базальты этого периода формируются в структурах прогиба. В меньшей степени базальтовая формация ордовика и нижнего силура проявилась в Мугоджарском мегантиклинории и Зауральском поднятии, где известны диабазы и разнообразные зеленые сланцы (апоэффузивные).

Весьма интенсивно базальтовая формация проявилась в верхнем силуре-нижнем девоне, в основном в зеленокаменной зоне (диабазы, порфириды, спилиты, вариолиты, туфы основного и среднего составов). Менее интенсивно базальтовый вулканизм проявился в среднем девоне - нижнем турне в Восточно-Мугоджарском антиклинории (апоэффузивные зеленые сланцы).

Заключительная интенсивная вспышка геосинклинального базальтового магматизма ордовикско-верхнепалеозойского тектоно-магматического цикла произошла в среднем визе - наморе в Иргизском синклинории и Тюмено-Кустанайском прогибе. Специфической особенностью этой формации является преобладание в ее составе пород андезитового ряда наряду с широким развитием диабазов, спилитов и незначительным участием альбитофиров. Возраст формации подтвержден многочисленными находками фауны в линзах известняков.

Общие особенности геосинклинальных базальтовых формаций Центрального Казахстана и Мугоджар следующие: а) основным эффузивам ранних периодов свойственны характерные черты пород спилитовой серии (повышенная щелочность при резком преобладании натрия над калием, пониженное содержание полевошпатовой извести и повышенное отношение железа к магнию); б) в базальтовых формациях поздних стадий геосинклинального этапа характерно преобладание пород андезитовой серии, часто также с повышенной щелочностью; в) в конце некоторых циклов геосинклинального этапа появляются альбитофиры, кварцевые порфиры, причем гомодромные циклы типа спилито-кератофировой или диабаз-альбитофировой формаций могут проявляться как в начальные стадии некоторых тектоно-магматических циклов, так и в конце их. В целом же, как мы увидим при сравнении с формациями орогенной стадии, для геосинклинального этапа развития цикличность вулканического процесса (если понимать под цикличностью чередование в разрезе эффузивных толщ основного и кислого составов) не характерна. Обычно при эвгеосинклинальном типе развития не наблюдается ритмичность, выраженная перемежаемостью вулканогенных пород базальтовой формации с осадочными отложениями (осадочно-эффузивные ритмоциклы). Интрузивные образования ранних периодов характеризуются резким преобладанием малых интрузивных тел габбро-перидотитового ряда.

¹ Геологи Агадырского района считают, что в юго-западной краевой части Джунгаро-Балхашской синклинали в силуре была образована базальтовая вулканическая формация герцинид, завершившаяся внедрением малых интрузивных тел габбро-диабазового ряда.

Для поздних стадий геосинклинального этапа характерны крупные мезозональные батолитоподобные тела, сложенные преимущественно гранодиоритами с подчиненной ролью диоритов и существенно натриевых гранитов. Начальные фазы таких батолитов представлены габбро- и габбро-перидотитами, однако роль этих явно симатических расплавов в строении батолитов ничтожна. Батолиты являются, скорее всего, производными гранитного (гранодиоритового) слоя земной коры. Весьма интересно широкое развитие послербатолитовых малых интрузий пестрого, преимущественно среднего состава.

В группе батолитов можно выделить представителей двух последовательно развивающихся формаций: габбро-перидотит-гранодиорит-плагιοгранитной и габбро-гранодиорит-гранитной. Породы поздних фаз этих двух формаций отличаются различной ролью калия в составе щелочей. Формирование батолитов происходило после проявления главных фаз складчатости.

Магматические формации орогенного этапа развития

В этом разделе мы рассмотрим характерные особенности орогенных формаций на примере некоторых структур каледонской и герцинской консолидации Центрального Казахстана.

Область каледонской стабилизации (Атасу) характеризуется началом орогенного вулканизма с позднего силура – раннего девона, завершением – в конце девона – начале карбона. Каледонский ряд орогенных магматических формаций включает в себя три девонских порфировых комплекса и два липаритовых, образующих три вулканических цикла (два полных и один незавершенный), разделенных проявлениями складчатости. Вулканогенным комплексам соответствуют субвулканические интрузивы. После проявлений вулканизма происходило внедрение двух девонских комплексов гранодиорит-гранитовых интрузий. В областях устойчивых поднятий сформировались субщелочные гранитоиды, которым предшествовали субщелочные же кристаллотуфы и игнимбриты. Размеры гранитных плутонов определяются глубиной залегания докембрийского цоколя; в местах его неглубокого залегания размеры плутонов более крупны.

Раннедевонский андезитовый комплекс представлен покровными излияниями лав, состав которых меняется от андезито-базальтов до дацитов с преобладанием андезитов.

Живет-франские вулканиты представлены пироксеновыми андезитами и андезито-базальтами. Отмечаются оливинсодержащие базальты и калишпатовые трахиандезиты. Основность пород этого комплекса в целом выше, чем предыдущего. Наряду с этим возрастает и контрастность серии, образующей прерывистый ряд: базальт-андезит-базальт-трахиандезит-липарит. Размещение живет-франских базальтоидов, образованных после тельбесской (предживетской) фазы складчатости, контролировалось системой глубинных разломов, многие из которых имеют секущее положение по отношению к раннедевонскому вулканическому поясу, что обеспечило более широкое площадное развитие живет-франских андезитов по сравнению с раннедевонскими.

Среди продуктов девонского кислого вулканизма, обычно следующего за андезитовым, резко преобладают кристаллотуфы и игнимбриты липаритового и дацито-липаритового составов. Характерны такие извержения небольших объемов типично коровых расплавов натриевого характера и в самом начале орогенного вулканизма перед вспышками андезитового вулканизма. На поздних этапах живет-франского вулканизма кислые вулканиты нередко чередуются с контрастными по составу базальтами. Характерна приуроченность кислых вулканитов к областям и зонам устойчивых поднятий близ мобильных разломов, в то время как в синклинальных структурах и депрессиях заметно повышается роль симатических продуктов (Акжал-Аксоранская, Предчингизская и другие зоны).

Следует отметить своеобразие верхнедевонско-нижнекаменноугольного этапа развития Центрального Казахстана. В это время территория была охвачена крупной

региональной морской трансгрессией, сопровождаемой терригенно-карбонатным осадконакоплением на площади орогена и терригенным - в обрамляющих ороген геосинклиналях. Поэтому финальный каледонский магматизм до некоторой степени являлся одновременно и инициальным магматизмом регенерированных прогибов. В областях поднятий в это время происходило формирование девонско-нижекаменноугольных plutонов аляскитовых и лейкократовых гранитов с комплексной редкометалльно-полиметаллическо-железородной минерализацией.

В живет-франское и франское время устанавливается миграция вулканических зон внутрь Джунгаро-Балхашской геосинклинали (Акбастауская, Акжал-Аксоранская, Успенская, Предчингизская зоны).

Позднедевонские базальты (верхнефранские и фаменские) являются продуктами финального базальтового вулканизма каледонид. Они проявлены локально в основании девон-карбонных наложенных мульд. По составу они отвечают наиболее основным разновидностям континентальных базальтов, оливиновым диабазам, с ними ассоциируют субвулканические габбро-монзониты и трахиты. Металлогеническое значение позднедевонских-раннекаменноугольных базальтоидов определяется парагенетической связью с железо-марганцевым и полиметаллическим оруденением (Каражал, Жайрем).

Саурская складчатость сопровождалась интенсивным островным и наземным вулканизмом липарит-базальтового состава. В Токрау-Алакульском прогибе вулканизм завершился внедрением батолитов габбро-гранодиорит-плагиигранитной формации, с которыми парагенетически связаны некоторые медные месторождения. В пограничных зонах неустойчивой каледонской консолидации в эпоху складчатости произошло внедрение комплекса малых интрузий пестрого липарит-андезит-базальтового состава, в некоторых же зонах (Успенская) внедрились батолиты габбро-гранитовой формации.

В области герцинских структур Северного Прибалхашья представителями орогенных эффузивных, преимущественно симатических формаций являются среднекаменноугольный комплекс андезитов, андезито-дацитов и верхнекаменноугольно-пермский комплекс субщелочных андезито-базальтов и базальтов. Эти комплексы образуют единые циклы или формации с завершающими разрез каждого цикла кислыми вулканитами.

Эффузивным комплексам соответствуют внедрения малых субвулканических тел габбро-сиенодиорит-монзонит-гранодиоритового состава. Широко развиты также и более крупные по размерам эпизональные plutоны габбро-гранодиорит-гранитной формации верхнего карбона и гранит-аляскитовой формации перми. Подчиненным развитием пользуются субщелочные гранитоиды.

Симатические комплексы, типичными представителями которых можно считать верхнекаменноугольно-пермские базальтоиды, наряду с преобладающими по объему производными кислой, сиалической магмы участвуют в строении верхнепалеозойского Илийского вулканического пояса. Последний в конце нижнего карбона и был областью активного вулканизма до конца перми - начала триаса. Максимальная вспышка орогенного вулканизма в северо-западной части пояса приходится на средний и верхний карбон, в северо-восточной - на пермь.

Андезитовый комплекс среднего карбона сложен преимущественно пироксеново-роговообманковыми порфиритами, основность которых меняется от андезито-базальтов до дацитов. На петрохимической диаграмме выделяется два роя точек: нормальный щелочноземельный (преобладает) и субщелочной трахиандезито-дацитовый. В субщелочных породах содержание натрия несколько преобладает над содержанием калия. Андезитовый комплекс вместе со средне-верхнекаменноугольным липаритовым образует андезито-липаритовую формацию. С эффузивами пространственно и, видимо, генетически ассоциирует габбро-гранодиорит-гранитовый интрузивный комплекс верхнего карбона. Поздние магматические продукты этого комплекса характеризуются большим содержанием калия по сравнению с породами заключительных фаз гранитоидов нижнего карбона. Весьма характерно также развитие в парагенетической связи с этим комплексом наиболее крупных в Центральном Казахстане массивов вторичных кварцитов, отчасти скарнов с медной, медно-молибденовой, золото-серебро-полиметаллической минерализацией. Следующая вспышка базальтового вулканиз-

ма относится к концу верхнего карбона — началу перми в Токрауском синклинии и к верхней перми — в Баканаском, когда образовалась весьма характерная формация субщелочных меденосных базальтоидов.

За этой вспышкой симатического вулканизма, также тесно ассоциирующего с кислыми преимущественно трахидацит-трахилипаритовыми вулканитами и субвулканами последовал интенсивный гранит-аляскитовый интрузивный магматизм с образованием линейных (в мобильных зонах) и центральнокольцевых гранит-аляскитовых плутонов, массивов лейкократовых гранитов, субщелочных гранитов и аляскитовых верхнего карбона и перми. В связи с гранитоидами широко развиты скарны, апограниты и грейзены с полиметаллическим и особенно редкометальным оруденением.

Орогенный этап развития каледонских и герцинских структур сходен в отношении преобладания в обоих случаях андезит-липаритового вулканизма и гранитоидного магматизма, в общности структурных форм (грабен-синклинали с базальтоидным вулканизмом, горст-антиклинали с кислым магматизмом, образующие в совокупности вулканические пояса), в сходной эволюции состава магм (от щелочно-известковых к субщелочным типам при возрастании контрастности вулканитов).

Однако необходимо отметить и некоторые существенные различия. Орогенный этап герцинид содержит значительно больший набор формационных типов как в эффузивных, так и интрузивных фациях и отличается, соответственно, более широким развитием вулкано-плутонических ассоциаций, совмещенных в одних структурах, нередко центральнокольцевого характера¹. В развитии магматических процессов устанавливается определенная цикличность. При этом в каледонском орогене могут быть выделены два-три вулканических цикла, в герцинском — четыре, развивавшихся гомодромно. Не вдаваясь в более детальное рассмотрение этого вопроса, отметим, что гомодромная цикличность, несомненно, отражает повторяемость возникновения расплавов в разных слоях земли в результате движения магмогенерирующих тепловых потоков снизу вверх (от мантии к гранитоосадочной оболочке Земли). Отмеченное выше увеличение числа вулканических циклов от каледонид к герцинидам естественно объяснить исходя из предположения о прогрессивном увеличении мощности и жесткости земной коры. В какой-то мере высказанное предположение (об увеличении мощности коры) подтверждается наличием Центрально-Казахстанского гравитационного минимума, совпадающего с областью развития герцинской складчатой системы, хотя, безусловно, сегодняшнее положение границы М нельзя рассматривать неизменным со времени конца формирования герцинского орогена. Не менее интересно возрастание интенсивности процессов метасоматоза (вторичное окварцевание, сканирование, развитие апогранитов, грейзенов и т.п.) в связи с магматизмом герцинского этапа по сравнению с каледонским.

Обзор главных типов магматических формаций геосинклинальной и орогенной стадий развития позволяет установить:

1. Повторяемость однотипных наборов формаций в каждую стадию развития — андезит-липарит-гранодиорит-гранит (орогенный ряд) и базальт-альбитофир-габбро-гранодиорит.

2. В целом наряду с формационной повторяемостью каждый набор конкретных формаций имеет свои специфические (геологоструктурные, минералогическо-петрографические, петрогеохимические и металлогенетические) особенности, свидетельствующие о необратимости процесса развития магматизма и связанного с ним оруденения.

3. Эволюция симатических расплавов геосинклинального этапа развития направлена в сторону некоторого раскисления расплавов. Процессы геосинклинального вулканизма и осадконакопления вели к образованию земной коры орогенного типа.

4. Симатические расплавы орогенного этапа, пронизывающие мощную земную кору, обнаруживают иную (по сравнению с геосинклинальным этапом) эволюцию: от андезитов к андезито-базальтам и субщелочным базальтам. Такой порядок эволюции, по-видимому, связан с увеличением мощности земной коры в орогенный период,

¹ Такие структуры типичны и для стабильных блоков с девонским магматизмом, однако по числу и разнообразию центральнокольцевых образований герцинский орогенный этап не имеет себе равных (Авдеев, 1965).

ее стабилизацией и опусканием очагов в глубокие зоны (нисходящий поток). О повышении жесткости коры говорит также увеличение числа центральнокольцевых структур, развившихся в заключительные стадии герцинского этапа развития Казахстана. Этот вывод имеет принципиальное значение в дискуссии о влиянии конкретной тектонической обстановки (в том числе и верхних структурных этажей земной коры) на состав магматических продуктов.

5. Сиалический магматизм геосинклинального и орогенного этапов байкалид, каледонид и герцинид отмечается прерывистой восходящей волной раскисления и увеличения лейкократовости и калиевости расплавов в течение каждого тектоно-магматического цикла (восходящий поток).

6. В связи с различным временем тектоно-магматической активизации смежных блоков земной коры устанавливается пространственно-временное смещение зон активного вулканизма. В Центральном Казахстане это смещение направлено в восток-юго-восточном направлении от каледонского срединного массива к Южной Джунгарии. В Мугоджарах также наблюдается закономерное смещение проявлений интенсивного магматизма с запада на восток. Ориентировочная скорость латерального перемещения фронта магматической активизации составляет около 20 км за 1 млн. лет. По-видимому, в основе такого явления лежат причины глобального порядка. Наряду с этим устанавливается и одновременность проявления магматизма в структурных подзонах (блоках) второго порядка в пределах более крупных структур (Токрауский синклиниорий, Джунгария) – в общем случае от периферии к центру, что может быть связано с более длительным существованием магматических очагов под вулканотектоническими депрессиями (глубинными магматическими куполами).

И.Х.Хамрабаев, А.А.Кустарникова, Р.Б.Баратов,
Т.А.Додонова, Т.Н.Далимов, Г.Г.Лихойдов,
С.М.Бабаходжаев, Г.А.Абдурахманов, А.М.Месхи

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В решениях I среднеазиатского петрографического совещания (Ташкент, 1965) в числе задач на ближайшее будущее указывалось на необходимость: а) составления карт магматических и метаморфических комплексов и формаций; б) изучения критериев фаціальности магматизма и роли фаций в формировании и распределении эндогенного оруденения; в) продолжения углубленного изучения минералого-геохимических особенностей магматических комплексов; г) изучения магматизма закрытых территорий и др.

Поставленные задачи решаются в Средней Азии в целом успешно, и настоящее сообщение является отражением достигнутых результатов. В нем кратко изложены результаты исследований коллективов министерств геологии, академий наук и геологических вузов союзных республик, графически выраженные в виде карты магматических комплексов Средней Азии.

Создание такой карты связано с определенными трудностями, обусловленными разделением подчас геологически однородных образований территориальными рамками союзных республик, разными масштабами проводимых исследований и т.п. Поэтому организующую роль Среднеазиатского петрографического совета в создании этой карты вряд ли можно переоценить. Вместе с тем созданные в рамках республик схемы магматизма, карты формаций для отдельных регионов и т.п. представляют определенный интерес. В связи с этим карте магматических комплексов предпосы-

ляется схема магматизма, где отражены представления отдельных авторов и коллективов.

Основными структурными единицами в ней являются зоны и подзоны, характеризующиеся определенной закономерностью развития магматизма. Генетически родственные продукты магматизма в пределах подзоны образуют ряды формаций, а совокупность рядов формаций различных подзон, сформировавшихся в геологическом смысле одновременно или почти синхронно, образует группу магматических комплексов. При этом термин "комплекс" применяется в понятии Г.Д.Афанасьева (1960). Выделение комплексов дает возможность проследить изменение характера магматизма во времени на территории всей Средней Азии, отметить локальный характер одних комплексов, региональный или даже, возможно, планетарный характер других, рассмотреть значение различных тектонических структур в локализации продуктов магматизма и т.д.

Обзор магматических формаций, комплексов и состояние их изученности

В общем балансе горных пород в верхней части земной коры, охватывающей мезо-кайнозойский, палеозойский и отчасти докембрийский этажи, площадь выхода магматических пород составляет 76 828 км² (28,4%), причем эта цифра в мезо-кайнозойском этаже убывает до 9% (Памир, Копетдаг) и возрастает до 15,5% в докембрийском этаже (Юго-Западный Памир, Юго-Западный Гиссар и Северный Тянь-Шань).

По данным Х.М.Абдуллаева (1960), И.Х.Хамрабаева и Е.Н.Горешкой (1965), а также С.П.Соловьева, К.Л.Бабаева, среди всех магматических образований резко преобладают продукты герцинского цикла (51% выходов интрузивных и 78% — эффузивных пород), а из всех типов пород — гранитоиды (95–96%). На базиты и гипербазиты приходится 4,2%, а на щелочные породы — 0,4%. Следует указать на широкое развитие мезо-кайнозойских отложений на западе Южного Тянь-Шаня, где они перекрывают крупнейшие массивы гранитоидов. Общая площадь их в 4 раза больше площади массивов, обнаженных в горных районах. На этом основании Средняя Азия справедливо называется провинцией существенного развития гранитоидных образований. Это обстоятельство обусловило и лучшую степень их изученности. В последние годы наряду с геохимическими и петрохимическими исследованиями большое внимание уделяется анализу фаций магматических и постмагматических образований. Примером может служить карта фаций гранитоидов Узбекистана (Далимов, Айзенштат, Хамрабаев, 1968). Данные изучения для преобладающего большинства гранитоидов Средней Азии свидетельствуют об их происхождении из гранитоидных магм.

Металлогенический облик Средней Азии характеризуется наличием месторождений золота, редких металлов (вольфрама, олова, молибдена, бериллия, ртути, сурьмы), полиметаллов, графита, флюорита, подчиненным развитием месторождений железа, титана, хромита и медно-колчеданных руд. В последние годы выявлены признаки минерализации силикатного никеля и платиноидов.

По данным Е.Т.Шаталова, эта специфика магматизма и металлогении Средней Азии увязывается с характером строения земной коры и ее петрохимическим типом. Для района характерна увеличенная мощность коры (40–65 км) с преимущественным развитием гранитного слоя. При этом тип коры в местах развития гранитоидов (без эффузивных аналогов) обычно сиалический, а в областях проявления вулканоплутонических ассоциаций (в срединных массивах) — сиалическо-фемический или смешанный.

Изученность магматических комплексов Средней Азии в настоящее время в целом средняя¹. Так, из 48 групп, или полос, базитовых и гипербазитовых интрузивов, объ-

¹ Степень изученности магматических формаций оценивается условно по трем категориям. Хорошая изученность считается в том случае, если магматические мас-

единяющих 144 выхода общей площадью 604 км², лишь 1/3 (18 групп) имеет среднюю или хорошую изученность. Остальные 2/3 (30 групп, или полос) изучены плохо, так как по ним имеется лишь приближенное петрографическое описание и нет петрохимических минералого-геохимических и возрастных данных. К ним относятся довольно значительные по площади массивы габбро и гипербазитов Северного и Центрального Тянь-Шаня, Северного Памира (Дарваза), Гиссара, а также массивы пустынных районов Южного Тянь-Шаня, перекрытые мезо-кайнозойскими отложениями.

Гранитоидные и связанные с ними щелочные формации хорошо изучены лишь на 20%. Это большинство интрузивов в Южном Тянь-Шане западной части Среднего Тянь-Шаня, в открытых областях Западного Узбекистана, Чаткало-Кураминских горах, Сусамыре, Гиссаре и др. Плохо изучены гранитоидные тела закрытых территорий Западного, Южного Узбекистана и Туркмении, Алай-Туркестанской и Зерафшанской систем. Чтобы составить схему корреляции и карту магматических формаций, удовлетворяющие запросам петрогенезиса и крупномасштабного прогнозирования нужно, чтобы по крайней мере 1/3 интрузивных массивов и вулканогенных свит были хорошо, а остальные — средне изучены. Достичь этого уровня изученности магматических образований — ближайшая задача петрографов Средней Азии.

Следует также затронуть вопрос о значении детального изучения магматизма в прогнозировании эндогенных месторождений полезных ископаемых. Если совместить карту полезных ископаемых Средней Азии с картой магматических комплексов, то видно, что преобладающее большинство точек месторождения полезных ископаемых приходится на названные регионы с хорошей или средней степенью изученности магматических формаций. Это — Чаткало-Кураминский, Западно-Узбекистанский регионы, Северная Киргизия и Гиссарский хребет. Правда, открытие значительной части месторождений здесь предшествовало детальным петрологическим исследованиям, но за истекшие 10–11 лет детальные петролого-металлогенетические исследования прямо или косвенно повлияли на открытие целого ряда месторождений золота в Западном Узбекистане (Мурунтау, Чармитан и др.) и в Приташкентском районе, месторождений олова (Сарыджас) в Киргизии. Платиноносность и никеленосность базитов и гипербазитов Западного Узбекистана установлена непосредственно при проведении детального петрологического исследования этих формаций. На месторождении Лянгар (Западный Узбекистан) впервые в СССР обычные лейкократовые граниты разрабатываются для получения керамического сырья. Таким образом, сами горные породы становятся источниками новых видов минерального сырья, а детальное изучение слагающих их минералов обещает выявить новые сырьевые возможности магматических и метаморфических пород.

К районированию территории Средней Азии

Существует много схем тектонического районирования Средней Азии (Попов, 1938; Абдуллаев, 1960; Пятков, Бухарин и др., 1962; Ахмаджанов, Борисов, 1968 и др.). Однако принципы районирования у разных авторов различны, а направления тектонических элементов и структур в них нередко противоположны. Это заставило авторов критически отнестись к существующим схемам, а на карте магматических комплексов Средней Азии и схеме магматизма выделять лишь таксоно-

сивы, их группы или свиты, представляющие определенный комплекс, охарактеризованы детальной картой, данными петрографо-геохимических исследований и абсолютного возраста и имеются сведения об их металлонности. Средняя изученность — магматические формации имеют петрографическую характеристику, определенные возрастные границы, но лишены детальных геохимических, минералогических данных.

Плохо изученными считаются магматические массивы и свиты, не оконтуренные, без возрастного определения и петрографической характеристики.

мические единицы, признаваемые большинством исследователей. Таковыми являются складчатые области, зоны и подзоны. Как видно из схемы районирования, вся территория Средней Азии делится на 4 области: Тянь-Шань, Памир, Копетдаг и Балханы. Они в свою очередь делятся на зоны и подзоны.

I. Тянь-Шань

1. Зона Северного Тянь-Шаня
 - а) Киргизско-Терскайская подзона
 - б) Каратау-Таласская подзона
2. Зона срединного Тянь-Шаня
 - а) Кураминская подзона (с западной частью Ферганской депрессии и прилегающими площадями Туранской низменности)
 - б) Чаткальская подзона (с северо-восточной частью Ферганской депрессии)
 - в) Нарынская подзона.
3. Зона Южного Тянь-Шаня
 - а) Букантау-Каратюбинская подзона (Западный Узбекистан) с большей частью Туранской низменности)
 - б) Алай-Атбашинская подзона
 - в) Кокшаал-Яссинская подзона
 - г) Байсунская подзона

II. Памир

1. Зона Северного Памира
 - а) Северная подзона
 - б) Южная подзона
2. Зона Южного Памира
 - а) Ванч-Язгулемская подзона
 - б) Музкол-Сарыкольская подзона
 - в) Рушано-Пшартская подзона
 - г) Подзона Юго-Западного Памира
 - д) Подзона Юго-Восточного Памира

III. Копетдаг

1. Бадхызская зона

IV. Балханы

1. Красноводская зона

Как видно, принятая нами схема районирования содержит ряд положений, которые могут вызвать возражения или непривычным названием или неполнотой охвата всех структурных элементов Средней Азии. Это, в первую очередь, касается территории Западного Узбекистана (Туранская плита и отроги Тянь-Шаня), которую авторы назвали Букантау-Каратюбинской подзоной. Здесь они осмелились отойти от традиционного административного названия и рискнули дать физико-географическое. Оно, конечно, еще несовершенно и должно быть заменено более удачным. Другое касается пустынной территории Каракумов, которая полностью не вошла в схему районирования как самостоятельная единица; третье - выделение Байсунской подзоны, по которой подразумевается большая часть юго-западных отрогов Гиссара и горы Кугитанг. Эта зона на других схемах выделяется под другим названием ("Юго-Западный Тянь-Шань", Юго-Западный Гиссар" и др.).

Может вызвать недоумение объединение в одну зону Киргизско-Туркестанской и Каратау-Таласской подзон, в характере магматизма которых столько же сходства, сколько и отличий.

Характеристика магматических комплексов Средней Азии

Под характеристикой магматических образований мы имеем в виду особенности их проявления (распределения) во времени и пространстве, вещественного состава, фашиальности и отчасти металлогении.

В рамках данного доклада нет возможности остановиться на детальной характе-

ристике отдельных зон и тем более подзон. Здесь лишь предпринята попытка отразить главнейшие особенности магматизма складчатых областей и отчасти слагающих их зон.

Магматические комплексы Тянь-Шаня

Тянь-Шань — область развития сложной по возрасту и составу ассоциации магматических пород, главным образом докембрийского, каледонского и герцинского возрастов.

Зона Северного Тянь-Шаня характеризуется преобладающим развитием магматизма в докембрии в эпоху каледонского цикла.

Рифейский комплекс представлен вулканогенами спилито-диабазового ряда формаций, а в интрузивной фаши — габбро-перидотитовым (офиолитовым) рядом с хромитовой и асбестовой минерализацией и рядом плагиогранитовых формаций. Несмотря на существенный андезитовый (андезито-дацитовый или андезито-базальтовый) характер вулканогенных каледонских пород, в интрузивной фаши они дают по составу широкий спектр гранитоидных пород: от монцитов (кембро-ордовикский и девонский комплексы Терсеской подзоны) до гранитов (ордовик-силурийский комплекс в Терсеской и Таласской подзонах).

Герцинский магматизм представлен лишь 3 комплексами (нижнекарбонным, средне-верхнекарбонным и нижнепермским), а мезозойский — нижнемеловыми щелочными базальтоидами.

Зона Среднего Тянь-Шаня характеризуется преимущественным развитием герцинского и докембрийского магматизма. Последний представлен довольно полным рядом формаций: дорифейской спилито-диабазовой и диорит-плагиогранитовой; рифейской гранито-алюкситовой (липаритовой); вендской (байкальской) базальтовой и габбро-диабазовой. Как видно, в докембрии преобладали продукты базальтовой и гранитной магм. Однако они в площадном выражении резко уступают продуктам герцинского магматизма. Последние, объединяемые повсеместно в нижне-, средне-верхнекарбонный, пермо-карбонный и нижнепермские комплексы, в Нарынской подзоне представлены андезитовым (до дацитов и андезито-базальтов) рядом пород, которые в интрузивной фаши дают ряд субщелочных формаций от габбро-монцитов ($C_2 - C_3$) через граниты до сиенитов и нефелиновых сиенитов (метасоматических по Т.А. Додоновой).

В Чаткальской подзоне субщелочной характер пород прослеживается менее отчетливо в нижнекарбонном и в более позднем верхне-пермском (или пермо-триасовом) комплексах. Характерной особенностью состава магматических образований Чаткальской подзоны является преимущественно гранит-гранодиорит-диоритовый состав и почти полное отсутствие эффузивных (вулканогенных) фаций. Другим отличием магматизма этих двух подзон Среднего Тянь-Шаня является отсутствие мезозойского магматизма в Чаткале и Кураме и наличие такового в Нарыне: щелочные габброиды и базальтоиды нижнего мела и юры (?), палеогена в Тоуне и других местах.

В Кураминской подзоне при отмеченных общих чертах развития магматизма (преобладающее проявление герцинского магматизма) характерен его андезит-дацитовый и гранодиорит-адамеллитовый состав. Отличительной особенностью его является преобладающее значение вулканогенных, субвулканических и гипабиссальных фаций (вулкано-интрузивные ассоциации и формации малых интрузий). Магматизм в этой подзоне завершается мощными дайковыми образованиями диабазов и субщелочных кислых пород пермотриаса.

Зона Южного Тянь-Шаня также характеризуется господствующим развитием герцинского магматизма, наряду с магмопроявлениями каледонского (Западный Узбекистан) и докембрийского (Байсунская подзона). Объединяющей чертой отдельных подзон (западное окончание Южного Тянь-Шаня — Букантау-Каратюбинская подзона Западного Узбекистана, Алай и Атбаши) является единство ордовик-силурийских и девонских сооружений миогеосинклинальной зоны, которая тянется от Хан-Тенгри

через Алай-Туркестан до Кызылкумов. Их объединяют зоны глубинных разломов - Атбашинского, Южно-Ферганского и Северо-Нуратинского, трассируемые массивами базитов и гипербазитов ордовик-силурийского и ниже-среднекарбонového комплексов. Тела этих пород имеют на всем протяжении офиолитовый характер, бедное хромитовое и титановое оруденение и признаки минерализации платиноидов (осмистый иридий в Атбаша, платина и палладий - в Кызылкумах). Характерен также гранитоидный батолитовый магматизм, преимущественно C_2-C_3 и C_3-P_1 возраста, несущий промышленную золоторудную и редкометалльную минерализацию. Интересны ордовик-силурийский и девонский комплексы, представленные вулканитами и субвулканическими образованиями спилито-диабазового и дацит-липаритового рядов (Султануиздаг).

Подзоны Южного Гиссара и Байсунская со смежными районами Южного Тянь-Шаня объединяет преобладающее развитие герцинского магматизма. При этом Байсунская подзона отличается значительным развитием докембрийского магматизма (дорифейских спилито-диабазов и рифейских высокоглиноземистых гранитов). Другой отличительной особенностью подзоны является развитие пермских порфировых малых интрузий и кислых эффузивов. Основные черты металлогении - колчеданно-полиметаллические, медно-золотые, железные и флюоритовые проявления. Южный Гиссар - область преобладающего развития гранитоидов батолитового типа. Менее развиты пермские малые интрузии. Характерная эндогенная металлогения - скарново- и гидротермально-редкометалльная и менее - железорудная.

Магматические комплексы Памира

Памир - область развития контрастного магматизма. Контрастность заключается в преимущественном или даже исключительном проявлении докембрийского магматизма в зоне Юго-Западного Памира, альпийского - в Центральной подзоне и Памире, а герцинского - в южной подзоне Северного Памира. Другое выражение контрастности - довольно резкое обособление продуктов кислой и основной магм в различных подзонах и слагающих их комплексах.

В целом Памир - область развития позднепалеозойско-раннемезозойского (Северный Памир) и мезо-кайнозойского магматизма (Южный Памир). Магматизм двух подзон Северного Памира различается по времени (в рамках верхнего палеозоя), интенсивности проявления и составу магматических рядов формаций.

Первая (Северная) отличается большим разнообразием пород и большим временным диапазоном их развития, вторая характеризуется широким развитием триасового гранитоидного комплекса.

Магматизм Южного Памира имеет полициклический характер. Так, с допалеозойским циклом связано формирование собственно геосинклинальных рядов формаций, а с кембрийско-палеогеновым - мезо-кайнозойские геосинклинальные магматические комплексы. В пределах подзон магматизм развивался неодновременно и последовательно.

В Рушано-Пшартской подзоне с карбона по триас извергались продукты базальтоидного ряда, а в юре и палеогене формировались исключительно гранитоиды.

Подзона Юго-Восточного Памира характеризуется интенсивным, преимущественно гранитоидным магматизмом. Здесь из 10 выделенных магматических комплексов более половины - гранитоиды. Сюда входит наиболее крупный на Памире Памирско-Цугнянский массив, возраст которого отвечает C_3-P_g . Наиболее отличительной чертой магнетизма Памира является развитие здесь третичных (неоген) щелочных габброидов.

Ванч-Язгулемская и Музкол-Сарыкольская подзоны характеризуются весьма слабым редуцированным магматизмом собственно геосинклинального этапа и мощным гранитоидным магматизмом геосинклинального этапа.

Подзона Юго-Западного Памира в настоящее время рассматривается как район интенсивного проявления глубинного (ультра-) метаморфизма и гранитизации, характерного для района Прибайкалья и Алдана, и наложенного на них молодого (мелового и третичного) гранитоидного магматизма, обусловленного активизацией этой древней консолидированной подзоны.

Характерной же чертой размещения всех магматических комплексов Памира является локализация их вдоль границ тектонических зон и подзон.

Специфика магматизма в связи с глубинным строением земной коры на территории Средней Азии

Более или менее удовлетворительные геофизические данные, показывающие строение земной коры, пока имеются лишь по отдельным районам Среднего, Южного Тянь-Шаня и отчасти Памира. Более всего освещено строение Кураминской, Чаткальской подзон, Южного Гиссара и отчасти Северного Памира регионально сейсмологическими методами, ГСЗ, исследованиями со станцией "Земля" и др. По другим районам или почти нет геофизических данных или же они не дают возможности однозначно интерпретировать строение коры (данные работ по ГСЗ 1957-1963 гг.).

В настоящем разделе мы рассмотрим связь магматизма с особенностями строения земной коры на примере Чаткало-Кураминских гор и Южного Гиссара.

По новейшим данным сейсмологических, аэромагнитных, гравиметрических исследований Е.М.Бутовской, Б.Б.Таль-Вирского, Л.Н.Котляревского, И.А.Фузайлова и других Чаткальская подзона Среднего Тянь-Шаня, включая северо-восточные части Ферганской депрессии, имеет толщину коры 45-55 км. При этом на долю осадочно-метаморфического палеозойского этажа (слоя) приходится 7-10 км, гранито-гнейсового - 15-20 км, базальтового - 10-15 км. Таким образом, здесь при максимальной в Тянь-Шане мощности коры соотношение гранито-гнейсового и базальтового слоев равно 1:1.

В Кураминской подзоне толщина коры 32-45 км, мощность палеозойского осадочно-метаморфического слоя 1-4 км, а отношение мощности гранито-гнейсового слоя к базальтовому равно 1:1.

Глубинное строение Южно-Гиссарской подзоны имеет промежуточный характер между упомянутыми двумя подзонами: мощность коры здесь колеблется от 40 до 60 км, а соотношения слагающих ее слоев на разных участках различные. В пределах южного склона Гиссара обнаружены трубки взрыва, сложенные субшелочными габброидами и базальтоидами. Возраст их триасовый.

Чаткальская подзона характеризуется преимущественным развитием герцинских гранитоидных интрузивов гранит-гранодиоритового ряда и батолитового облика при почти полном отсутствии эффузивных образований. В то же время Кураминская подзона характеризуется одинаковым развитием герцинских гранитоидных интрузивов, вулканогенных фомаций и малых интрузий. Преобладает андезитодацитовый (диоритовый) состав пород. С этим магматизмом связана многоэтапная золотая, медно-молибденовая, железорудная, полиметаллическая и флюоритовая минерализация.

В Гиссаре в одних участках (Варзоб, Каратегин) мы имеем магматизм и металлогению, сходные с Чаткальской подзоной, а в других - с Кураминской (Такобский район, Байсун и др.). Отчетлива роль зон глубинных разломов в проявлении магматизма: вдоль них локализуются формации базитов и гипербазитов докембрия-верхнего карбона. Они образуют ряд протяженных поясов: (Северо-Нуратинско-Южно-Ферганский и Атбашинский и др.). Среди них нужно особо отметить наличие цепи выходов гипербазитов и пикритов, своими корнями уходящих в область верхней мантии.

Заключение

Академик А.В.Сидоренко в 1968 г., характеризуя современное состояние геологических наук, сказал, что они переживают этап классификации фактов. Это опре-

деление в большой мере относится и к петрологии, в частности, к изучению магматизма Средней Азии.

Настоящая статья также представляет лишь классификацию фактических данных о магматических породах Средней Азии на возрастной и в меньшей мере на формационной (вещественной) основе. В ней делаются первые шаги к объяснению специфики магматизма отдельных регионов, исходя из особенностей глубинного строения земной коры. Имеющиеся данные показывают, что такое объяснение правомерно.

В отношении формационного деления достигнуто лишь то, что внутри магматических комплексов выделяются ряды формаций и две группы фаций — интрузивная и вулканогенная. Более детальное однозначное расчленение магматических образований на формации и фациальные единицы на настоящем этапе изученности по всей Средней Азии оказалось делом невозможным. Для решения этой задачи необходимо карты и схемы магматических комплексов для территорий отдельных республик и тектонических единиц составлять по намеченной общей схеме в масштабах 1:200 000 и крупнее. В этом случае они будут служить конкретным целям геологической съемки и металлогенического прогнозирования. В качестве примера может служить карта фаций гранитоидов Узбекистана (Далимов, Айзенштат, Хамрабаев, 1968).

Из изложенного явствует, что большинство эндогенных месторождений сосредоточено в тех районах, где магматические образования лучше изучены. Ясно и другое — в целом недостаточно изучены магматические формации, не говоря уж о метаморфических, с изучением которых дело обстоит еще хуже. Если мы учтем, что на огромных пустынных пространствах Средней Азии магматические образования только начали изучаться геофизическими методами и бурением, то задачи петрологических исследований на будущее оказываются колоссальными.

Авторам статьи представляются такими же значительными и потенциальными рудносырьевыми возможностями Средней Азии, особенно в плохо изученных горных, пустынных и полупустынных районах. Раскрытие этих возможностей авторы ставят в связь с комплексными геолого-геофизическими и в том числе детальными петрологическими исследованиями.

Литература

- Абдуллаев Х.М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Изд-во АН УзССР, 1960.
Афанасьев Г.Д. — В сб. "Принципы картирования эффузивных и интрузивных образований". Изд-во "Наука", 1960.
Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. — В сб. "Орогенические пояса", Изд-во "Наука", 1968.
Далимов Т.Н., Айзенштат В.И., Хамрабаев И.Х. К фациальности магматических комплексов Узбекистана, Изд-во "Фан", 1968.
Попов В.И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд-во ком. наук Уз.ССР, 1938.
Пятков К.К., Бухарин Я.К. Тектоническое строение Кызылкумов. — Тр. Главгеологии УзССР, сб. 2, Госгеоиздат, 1962.
Хамрабаев И.Х., Горещкая Е.Н. Состояние изученности магматических образований Средней Азии и задачи дальнейших петрологических исследований. — Тезисы докл. 1-го Среднеаз. петр. совещ., 1965.

МАГМАТИЗМ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Южное складчатое обрамление Сибирской платформы представляет собой сложное гетерогенное сооружение длительного развития. В пределах этой территории широко проявлены магматические образования, приуроченные к четырем крупнейшим геотектоническим элементам; байкальскому, каледонскому, герцинскому и мезозойскому подвижным поясам. Кроме того, в южной краевой части Сибирской платформы расположены Шарьжалгайский и Слодянский выступы, сложенные различными гнейсами и мраморами архейского возраста со специфическими для них магматическими образованиями. Наличие среди гнейсов чарнокитов и осадочно-метаморфогенных магнетитовых руд указывает на вероятное присутствие в архее пород спилито-диабазовой формации (ранние этапы развития архейской геосинклинали). Среди интрузивных образований архея выделяются две интрузивные формации. Первая - габбро-диорит-диабазовая - возможно, связана со спилито-диабазовой формацией (бельский, еловский, эренхейский комплексы). Вторая - аляскитовая - представлена существенно калиевыми аляскитовыми гранитами и аплитами (китойский, канский комплексы). Граница эпипротерозойской Сибирской платформы с окружающими складчатыми сооружениями проходит по краевому шву, образованному в конце архея. В раннем протерозое на раздробленном архейском основании была заложена геосинклинальная система ранних байкалид (карелид). В ранние этапы ее развития происходило образование осадочных и вулканогенных пород спилито-диабазовой, реже спилит-кератофировой формации, который под влиянием регионального метаморфизма превращены в амфиболиты и различные гнейсы (бирюсинская, енисейская, хангарульская, ольхонская серии). Этот этап характеризуется становлением трех плутонических формаций: гипербазитовой, габбро-плагиогранитовой и габбро-анортозитовой. Массивы гипербазитовой формации приурочены к зоне краевого шва Сибирской платформы (урдоокинский, юдинский, муйский и другие комплексы раннепротерозойского возраста). Интрузии габбро-плагиогранитовой и габбро-анортозитовой формаций ранних этапов байкалид (онотский, чуйско-кадарский комплексы и др.) довольно широко проявлены в горноскладчатых областях юга Сибири. Абсолютный возраст гранитов онотского комплекса, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 1700 до 1900 млн.лет. С плагиогранитами связаны пегматитовые слюдоносные жилы, с габброидами - титан-магнетитовое и золотое оруденение.

В средний этап развития байкалид магматическая деятельность была широко проявлена как во внутреннем их поясе, так и вдоль краевого шва Сибирской платформы. В этот период образовались породы андезитов-базальтовой и андезитов-дацитовой формаций (шаблыкская и сублукская свиты, сарминская серия и др.), а также интрузии габбро-диоритовой и гранитовой формаций.

Интрузии габбро-диоритовой формации (тебинский, бильчирский, озерский и другие аналогичные комплексы) представляют собой довольно крупные штоки и линейно-вытянутые массивы, расположенные вблизи разломов и во внутренней (эвгеосинклинальной) зоне байкалид. Метасоматоз, связанный с внедрением основных пород, привел к образованию среди карбонатных отложений нижнего протерозоя крупных месторождений талька и магнезита.

Интрузии гранитовой формации (саянский, томский, хамардабанский, ирельский, приморский, витимский и другие комплексы) среднепротерозойского возраста проявлены преимущественно в виде крупных батолитов и линейно вытянутых тел биотитовых гранитов. Они широко развиты вдоль зоны краевого шва Сибирской платформы и во внутреннем поясе байкалид, где они приурочены к глубинным разломам, ограничивающим структурно-формационные зоны. Граниты отличаются пересыщенностью глиноземом и преобладанием калия над натрием. Абсолютный возраст пород этой формации, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 1500 до 1700 млн.лет. С интрузиями гранитовой формации связаны слюдоносные и редко-металльные пегматиты, полиметаллические, медные и золотые рудопроявления и мес-

торождения. Таким образом, в среднем протерозое в зоне краевого шва Сибирской платформы и геосинклинальной системы байкалид происходили мощные излияния вулканогенных пород и внедрения гранитоидных интрузий, обусловившие формирование Присаяно-Енисейского и Байкальского вулканоплутонических поясов.

В позднем протерозое (поздний этап развития байкалид) внедрились интрузии габбро-пироксенитовой и гранитной формаций (мамско-оронский, зун-муринский, игнокский, татаро-ахтинский комплексы). Абсолютный возраст гранитов игнокского комплекса определен в 937 - 1176 млн.лет. С этими породами связано редкометальное, оловянное и полиметаллическое оруденения. В конце протерозоя или в эопалеозое, вероятно, на конечном этапе развития байкалид, во внешней зоне байкалид происходит внедрение даек и пластовых тел габбро-диабазов, диабазовых порфиритов и долеритов (нерсинский комплекс).

Сходство петрографического состава, а также структурного положения даек габбро-диабазов и долеритов нерсинского комплекса с траппами Сибирской платформы дает возможность считать их аналогами. В этом случае можно сделать вывод о наличии в области сочленения байкалид с платформой траппов докембрийского возраста.

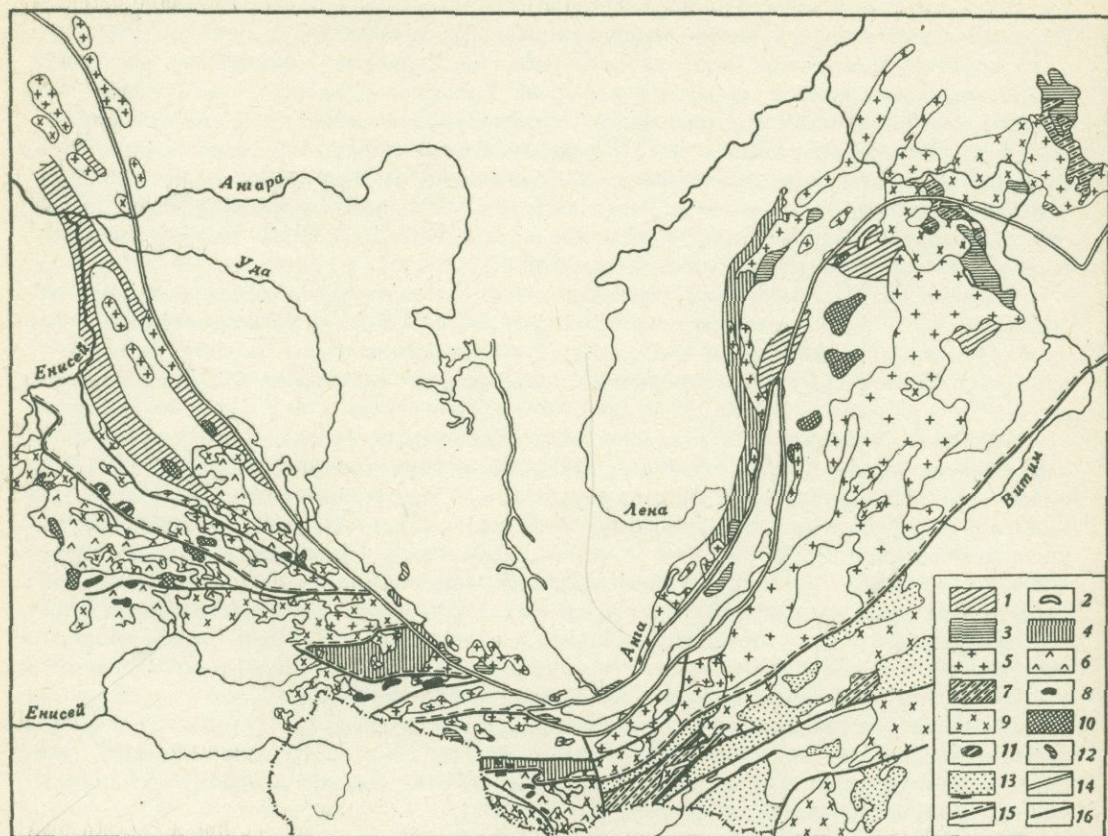
В эопалеозое (венде) на раздробленном байкальском фундаменте развивался каледонский подвижной пояс. В этом поясе выделяются две различные каледонские области - Алтае-Саянская и Монголо-Охотская. Магматизм ранних этапов Алтае-Саянских каледонид (нижний -средний кембрий) характеризуется широким развитием вулканической деятельности и образованием пород спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций (золотоуховская, манжерокская, кондомская, казырская, серлигская, чингинская и другие свиты). Интрузивный магматизм ранних этапов представлен гипербазитовой формацией (салаирский, саланский, актовракийский, ильчирский, цакирский комплексы). Массивы ультраосновных пород этой формации образуют отчетливо выраженные линейно-вытянутые пояса вдоль зон долгоживущих разломов, разграничивающих байкальскую область заверенной складчатости и область каледонид, а также структурно-формационные зоны внутри каледонид. С массивами ультраосновных пород ассоциируют месторождения асбеста, хромитов и рудопроявления никеля и платины.

Среди каледонид Монголо-Охотского пояса вулканическая деятельность ранних этапов представлена породами андезито-дацитово-гранитной формации (боргойская и другие свиты). Интрузивные образования гипербазитовой формации здесь отсутствуют. Как среди Алтае-Саянских, так и среди Монголо-Охотских каледонид широко развиты интрузии диорит-плагиогранитовой формации, или, по Ю.А.Кузнецову, формации пестрых батолитов (сарококшинский, мартайгинский, таннуольский, ольховский, джидинский, конкудеро-мамоканский, ингодинский, унгинский, витимсканский комплексы).

Пестрый состав пород этого комплекса обусловлен как интенсивно проявленной дифференциацией, так и процессами ассимиляции и гибридызма. Формирование массивов комплекса происходило в две фазы. В первую фазу образовались различные по составу породы: от основных до плагиогранитов. Во вторую фазу сформировались биотитовые и амфибол-биотитовые граниты. Гранитоидные массивы описываемого комплекса прорывают и метаморфизуют осадочно-вулканогенные образования нижнего - среднего кембрия, флишеидные отложения верхнего кембрия и трансгрессивно перекрываются породами силура и девона. Возраст этого комплекса определяется как верхнекембрийско-нижнеордовиковский. Абсолютный возраст пород комплекса колеблется от 480 до 520 млн.лет. Становление этих интрузий знаменует средний этап развития каледонид. С ними связано золотое и редкометальное оруденение. Крупные массивы гранитоидов этой формации расположены обычно среди каледонских структур или в области их сочленения с байкалидами (см. карту)

Магматизм конца среднего и начала позднего этапа развития каледонид (силур) выражен в накоплении средних и кислых эффузивов андезито-липаритовой формации (кибрасская, имирская, нерхинская и другие свиты). В этот период образовались батолитообразные интрузии гранитовой и гранит-граносиенитовой формаций (тыгертыйский, бреньский, огнитский, сыннырский и другие комплексы).

Характерными признаками этих гранитов являются их лейкократовый облик и нередко порфиридовидная структура. Они обычно представляют собой ультракислые



1 - вулканогенные породы спилито-диабазовой формации раннего протерозоя; 2 - интрузии гипербазитовой формации раннего протерозоя; 3 - интрузии габбро-плаггиогранитовой и габбро-анортозитовой формаций раннего протерозоя; 4 - вулканогенные породы андезит-дацитової формации среднего протерозоя; 5 - интрузии габбро-диоритовой и гранитовой формаций среднего и позднего протерозоя; 6 - вулканогенные породы спилит-диабазовой и спилит-кератофировой формаций раннего и среднего кембрия; 7 - вулканогенные породы андезит-дацитової формации раннего кембрия; 8 - интрузии гипербазитовой формации раннего - среднего кембрия; 9 - интрузии диорит-плаггиогранитовой и гранит-граносиенитовой формации позднего кембрия - сидура; 10 - интрузии щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов раннего девона; 11 - интрузии габбро-сиенитовой формации девона; 12 - интрузии щелочно-ультраосновной формации позднего палеозоя-мезозоя; 13 - вулканогенные породы трахибазальтовой и трахилипаритовой интрузий и интрузий щелочногранитовой формации мезозоя; 14 - границы Сибирской эпипротерозойской платформы; 15 - граница каледонид и байкалид; 16 - глубинные разломы

породы, содержащие довольно большое количество щелочей. Следует отметить, что крупные массивы описываемого комплекса залегают как среди каледонских структур, так и среди байкалид. С лейкократовыми гранитами этого комплекса связаны редкометальное и полиметаллическое оруденения. В поздние или посторогенные этапы развития каледонид (нижний – средний девон) происходили излияния эффузивов трахит–липаритовой формации и внедрение коагматичных им малых интрузий щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов (ирбинский, тельбесский, горячегогорский и другие комплексы). К поздним проявлениям плутонической деятельности конечных этапов развития каледонид условно относятся породы габбро–сиенитовой формации (патынский, казырский, моностойский комплексы). С ними связано титано–магнетитовое оруденение. К верхнему палеозою – мезозою условно относятся малые интрузии щелочно–ультраосновной формации (зиминский и алданский комплексы, расположенные вблизи краевого шва Сибирской платформы).

Дальнейшее развитие описываемой территории связано с формированием герцинской складчатой области, образовавшейся на каледонском складчатом основании. Герциниды лишены эвгеосинклинальных структур и связанных с ними магматических формаций, характерных для протерозойд и каледонид. В этой области широко развиты гранитоидные формации, образовавшиеся в инверсионную стадию развития герцинской геосинклинали.

Среди интрузивных образований герцинид различаются позднепалеозойские, сформировавшиеся в пределах главного геосинклинального прогиба, и триасовые – на территории вторичного геосинклинального прогиба. Для главного геосинклинального прогиба характерны складчатые интрузии, принадлежащие габбро–диорит–гранодиоритовой формации (таловский, газимурский, асинский комплексы). Позднеинверсионными являются крупные батолиты существенно калиевых гранитов и гранодиоритов (даурский и удинский комплексы), образовавшиеся в несколько фаз. По своим петрохимическим и геохимическим особенностям гранитоиды являются производными богатой калием кислой магмы.

Триасовый магматизм вторичного геосинклинального прогиба в Центральном Забайкалье, представлен двумя комплексами пород. Раннетриасовый комплекс (Сохондинский) андезитовой формации образовался на границе прогиба и интенсивно растущего антиклинория, сложенного позднепалеозойскими гранитами. Второй, познетриасовый, комплекс (кыринский) гранодиорит–гранитовой формации сформировался в инверсионную стадию развития вторичного прогиба.

Магматизм киммерид, завершивших складчатое обрамление платформы, является чрезвычайно своеобразным. Здесь отсутствуют не только характерные магматические формации ранних стадий развития геосинклинали, но и крупные инверсионные гранитоидные интрузии. Формирование киммерид началось в позднем триасе заложением приразломного прогиба геосинклинального типа, лишённого магматизма. Все интрузии киммерид юрского возраста гиабиссальные. Наиболее ранними из магматических формаций являются средне–верхнеюрские. Среди них: андезит–базальтовая и габбро–сиенитовая (акатуевский комплекс) приурочены к геосинклинальному прогибу; диорит–гранодиоритовая (шахтаминский комплекс) образовалась во внутренних антиклинальных структурах; гранитная (кондуевский и боршевичевский комплексы) – в краевых антиклинальных зонах.

Более поздняя, верхнеюрская, группа магматических образований является типичной для поздних стадий развития складчатой области. Эффузивы представлены андезито–дацитовою формацией. Интрузивы принадлежат преимущественно к диорит–гранодиорит–гранитовой формации (нерчинско–заводский и сретенский комплексы). Для них характерны дайковые формы. С этими интрузиями связаны полиметаллические, золотые и молибденовые месторождения. В это же время образовались оловянные и вольфрамоносные лейкограниты кукульбейского комплекса.

Синхронно развитию герцинской и мезозойской складчатых областей стабилизированные складчатые сооружения юга Сибири претерпели тектоническую активизацию. Особенно широко она проявлена в Забайкалье. В конце палеозоя – мезозое по обновленным разломам здесь происходит излияние лав наземной трахибазальтовой формации (ургункуйская, черноярская свиты). Позже образуются лавы кислого состава трахилипаритовой формации (тамирская свита). Вулканическая деятельность

сопровождается формированием комагматичных интрузий гранит-диоритовой формации (бичурский, шарагольский комплексы) с повышенной щелочностью. В конце раннего мезозоя продолжается излияние лав среднего и кислого составов (даган-хунтейская свита) и образуются интрузии щелочно-гранитовой формации, щелочных и нефелиновых сиенитов (куналейский, боргойский комплексы). В позднем мезозое продолжающиеся тектонические движения сопровождались излияниями основных лав трахиандезит-базальтовой формации (ичетуйская свита) и формированием широко развитых малых интрузий гранит-порфировой формации (гуджирский комплекс), с которыми связано редкометальное оруденение. В Восточном Забайкалье, в активизированных складчатых сооружениях каледонид и герцинид, прилегающих к зоне мезозойской складчатости, образовались преимущественно формации, сходные с таковыми складчатой области. Среди них диорит-гранодиорит-гранитовая формация триас-юрского возраста (амананский комплекс), позднелюрского возраста (амуджиканский комплекс) и лейкократовых щелочных гранитов (нерчуганский комплекс). На территории же, значительно удаленной от юрской складчатой области, в большей степени проявилась эффузивная деятельность, выразившаяся в образовании пород трахиандезит-базальтовой и трахилипаритовой формаций (ичетуйская и джаргалантуйская свиты) и в меньшей - интрузивная деятельность, обусловившая образование пород гранит-лейкогранитовой формации (харалгинский комплекс). С последней связано оловянное оруденение.

В ходе эволюции разновозрастных складчатых областей, обрамляющих Сибирскую платформу, намечается закономерная смена магматических формаций.

В раннем протерозое наряду с развитием ультраосновных пород широко проявлены гранитоиды диорит-плаггиогранитной формации. Характерны также проявления гранитизации и мигматизации. Позднему протерозою (средний и поздний этапы развития байкалид) присуще широкое проявление вулканогенных пород андезитодашитовой формации. Интрузивный магматизм этого периода представлен как основными породами габбро-диоритовой формации, так особенно широко развитыми породами гранитовой формации. Последние образуют крупный гранитоидный пояс, приуроченный к зоне сочленения Сибирской платформы и складчатого пояса байкалид.

Для палеозойского времени намечаются отличные от протерозойских главнейшие особенности эволюции магматизма. В эопалеозое и нижнем кембрии на первых этапах развития каледонской геосинклинали в западной ее части (Алтае-Саянской) широко проявлены магматические породы фемического профиля спилит-диабазовой и кварц-кератофировой формаций. Для этого раннего этапа развития каледонид характерно широкое развитие ультраосновных пород. Наличие крупных гипербазитовых поясов на территории ранних каледонид юга Сибири указывает на глубокий характер зон разломов. Широкое развитие гранитообразования приходится на средний (орогенный) этап развития каледонид. В этот период происходит становление крупных плутонов диорит-плаггиогранитовой и гранитной (гранитных батолитов) формаций. Для поздней стадии развития каледонид характерно формирование дифференцированных интрузий гранитов и сиенитов повышенной щелочности.

В конечной (посторогенной) стадии развития каледонид наблюдается проявление трещинных интрузий габбро-сиенитовой формации, обусловленное активизацией движений тектонических блоков по крупным разломам.

Характерные для байкалид и каледонид формации эвгеосинклинали типа не проявлены в герцинской и мезозойской складчатых областях, лишенных глубоких прогибов. С другой стороны, по мере нарастания консолидации основания складчатых сооружений характер магматических формаций в областях складчатости и активизации становится все более сходным.

В неогене в четвертичное время происходят обновление разломов древнего заложения и излияния вдоль них базальтов.

РАЗВИТИЕ МАГМАТИЗМА И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Структурно-формационный анализ осадочных и магматических образований чехла Сибирской платформы, проведенный в последние годы коллективом сотрудников ВСЕГЕИ под руководством авторов, позволил существенно уточнить и частично изменить существовавшие ранее представления о ее развитии.

В основу формационного анализа был положен парагенетический принцип Н.С.Шатского (1965), позволяющий понимать формацию как естественный комплекс пород парагенетически тесно связанных друг с другом, т.е. образующих закономерные, упорядоченные сочетания, устойчиво возникающие в разных местах земного шара и (или) в различной геологическое время в определенных тектонических условиях. В случае магматических формаций (Кузнецов, 1964) к этому определению добавляется условие общности типа эндогенного первоисточника. В условиях платформы большинство магматических формаций включает как интрузивные, так и коагматичные им эффузивные фаши.

Выяснение условий проявления магматизма немислимо без анализа тектонического режима, особенности которого запечатлены в характере и последовательной смене осадочных формаций, их соотношениях и положении в пространстве.

Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Сибирской платформы объединяются в сообщества различных таксономических порядков. Самым мелким из них является комплекс формаций, объединяющий сходные по составу формации, образуемые в сходных тектонических условиях. Комплексы формаций различаются между собой по климатическим условиям образования (красноцветные и сероцветные), источникам вещества (осадочные и вулканогенные) или по другим признакам. Комплексы формаций объединяются в группы в зависимости от их принадлежности к определенным стадиям тектоно-седиментационных циклов.

До последнего времени считалось, что под тектоно-магматическим циклом платформы следует понимать весь период времени, охватывающий проявления тектонической и магматической деятельности при формировании верхнего структурного этажа, причем этот цикл, или период, подразделялся на ряд этапов и подэтапов, характеризовавших это моноциклическое развитие платформы. Новые данные, полученные за последние годы, позволили существенно изменить эту точку зрения и показать, что на фоне общего направленного развития платформы выделяется ряд циклов (этапов), проявляющихся в осадконакоплении, магматизме и тектонических движениях (Малич, Старицкий, 1967; Масайтис, 1969).

Тектоно-магматический цикл охватывает отрезок геологического времени, в течение которого возникают осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические формации, связанные с образованием отдельного структурного яруса, а внутри этого яруса-составляющие ряды (для осадочных и вулканогенно-осадочных) или серии (для магматических) формаций, приуроченные к определенным, развивающимся в течение этого цикла структурам. На Сибирской платформе может быть выделено девять таких циклов (или этапов) образования осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических формаций, входящих в состав ее чехла. Выделяются следующие циклы: 1) палеопротозойский (2500-2000 лет); 2) везопротозойский (2000-1600 млн.лет); 3) неопротозойский (1600-900 млн.лет); 4) эпипротозойский (900-620 млн.лет); 5) раннепалеозойский (кембрий - силур, 620-400 млн.лет); 6) среднепалеозойский (девон - ранний карбон, 400-330 млн.лет); 7) позднепалеозойский - раннемезозойский (средний карбон - триас, 330-200 млн.лет); 8) мезозойский (юра - мел, 200-70 млн.лет); 9) кайнозойский (70-1 млн.лет). Границы подразделений докембрия и их номенклатура приняты по Л.И.Салопу (1968). Не исключено, что пятый и шестой циклы (этапы) представляют собой единый цикл и соответственно могут рассматриваться в ранге субциклов, или подэтапов.

В рамках каждого цикла имеет место последовательная смена погружений поднятиями с соответствующей сменой различных типов осадочных формаций. В каждом цикле выделяются, по С.Н.Бубнову (1960), четыре стадии.

Начальной (трансгрессивной) стадии тектоно-седиментационного цикла отвечает группа формаций терригенного и нижнемолассоидного комплексов, характеризующих состав предшествовавшего пенеппена (уровня выравнивания), темп и дифференциацию колебательных движений в области платформы и движения в орогенах.

Средняя (инундационная) стадия тектоно-седиментационного цикла характеризуется группой формаций терригенно-карбонатного и карбонатного комплексов, отражающих максимальное распространение трансгрессии, устойчивое затопление бассейна - инундацию. Она знаменует спокойный тектонический режим.

Позднюю (регрессивную) стадию цикла характеризует группа регрессивных формаций угленосного, соленосного и молассоидного комплексов, отражающих начало устойчивых, медленно восходящих тектонических движений.

Заключительную (эмерсивную) стадию цикла характеризуют комплексы формаций кор выветривания, вулканогенных и вулканогенно-осадочных. Они указывают на общее поднятие, разгрузку магматических очагов и затем замирание тектонической активности.

Последовательная смена стадий составляет цикл развития платформы, которому соответствует ряд формаций - совокупность сменяющих друг друга во времени (по разрезу) групп. На некоторых этапах образуются неполные ряды, в других, наоборот, может смениться несколько рядов, обычно редуцированных.

Вспышки магматизма в заключительные стадии отдельных циклов развития платформы происходили в палеопротозое, мезопротозое, неопротозое, эпипротозое, среднем палеозое, позднем палеозое - раннем мезозое, возможно, в позднем мезозое.

Кроме магматических пород, связанных с развитием чехла Сибирской платформы, на ее территории известны магматические образования, принадлежащие эпохам формирования ее первого структурного этажа - фундамента, а также наложенного структурного этажа - дива.

Магматические породы вулканогенно-осадочного покрова принадлежат к двум группам. К первой (палеопротозой) относятся эффузивные толщи преимущественно кислого состава, щелочно-основные и кислые интрузии повышенной щелочности, в редких случаях - интрузии основного - ультраосновного состава. Все эти образования развиты преимущественно в юго-восточной части Алдано-Станового щита, имеют сравнительно небольшие площади распространения и приурочены к своеобразным отрицательным структурам начального этапа развития платформы (авлакогенным, катаплатформенным).

Ко второй группе (протозой - мезозой) относятся многочисленные, связанные с режимом развития устойчивой платформы интрузии, эффузивы основного, щелочно-основного, щелочно-ультраосновного составов, широко развитые в породах покрова и частично в кристаллическом фундаменте. В настоящем сообщении рассматриваются только магматические образования второй группы. Предположительно к палеопротозою могут быть отнесены некоторые диабазовые и конгадиабазовые дайки, развитые в областях архейских щитов и принадлежащие к габбро-диорит-диабазовой формации.

К мезо-протозою относится ряд даек диабазов, развитых на Анабарском щите возможно, также покровы эффузивов основного состава в толщах мезопротозоя.

В течение неопротозоя сформировались силлы и дайки, иногда штоки диабазов и габбро-диабазов, развитые на склонах Анабаро-Оленекской антеклизы, на Алдано-Становом щите, в пределах Уринского поднятия, Юдомо-Майского прогиба и в некоторых других районах. Мезопротозойские и неопротозойские основные породы принадлежат к траповым формациям соответствующего возраста.

К эпипротозою относятся проявления основного и щелочно-ультраосновного магматизма, принадлежащие соответственно к траповой и щелочно-ультраосновной формациям. Силлы и дайки диабазов распространены на северо-востоке, крайнем юго-востоке и юго-западе Сибирской платформы. Базальты и туфы покровной и жерловой фаций развиты лишь на северо-востоке платформы. Щелочно-ультраосновные интрузии центрального типа известны в восточной и центральной части Алданской антеклизы.

К образованиям среднепалеозойского возраста относятся основные и щелочно-основные эффузивы, дайки и силлы на востоке платформы, основные дайки восточ-

ной окраины Анабаро—Оленекской антеклизы (трапповая и трахибазальтовая формации), щелочные и щелочно—ультраосновные интрузии Уджинского и Присаянского поднятий, кимберлиты восточной части платформы (щелочно—ультраосновная формация).

Позднепалеозойский — раннемезозойский магматизм проявился наиболее широко. Принадлежащие к трапповой формации туфы, в том числе жерловой фации, базальты, интрузии долеритов, габбро—долеритов и других пород распространены преимущественно в центральных, северных и западных районах платформы. Различные представители трахибазальтовой формации — щелочные базальты и их производные — развиты на небольших участках в северной части платформы. Щелочно—ультраосновные породы образуют интрузии центрального типа также в северной части платформы, где, кроме того, известны ультраосновные эффузивы и ассоциирующие с ними пикритовые порфириты. Раннемезозойские кимберлиты и ассоциирующие с ними пикритовые порфириты распространены, помимо этого района, в пределах Анабаро—Оленекской антеклизы и на Чадобешском поднятии. Имеются указания и на существование кимберлитов более молодого возраста, возникших в среднем мезозое. Все эти образования принадлежат к щелочно—ультраосновной формации.

Геологические данные о времени завершения отдельных тектоно—магматических циклов в целом согласуются и с данными радиологических измерений возраста платформенных изверженных пород (см. рисунок). Наименьшее количество данных в настоящее время имеется для палеопротозойской и мезопротозойской платформенных магматических формаций. Отдельные измерения возраста соответствующих пород кали—аргоновым методом по валовым пробам указывают на значения цифр 1400—1600 млн. лет, однако во многих случаях они результат омоложения.

Радиологический возраст основных пород неопротозоя из разных районов отвечает интервалу 850—1200 млн. лет с максимумом числа определений около 1000 млн. лет, который и может быть принят за действительное значение.

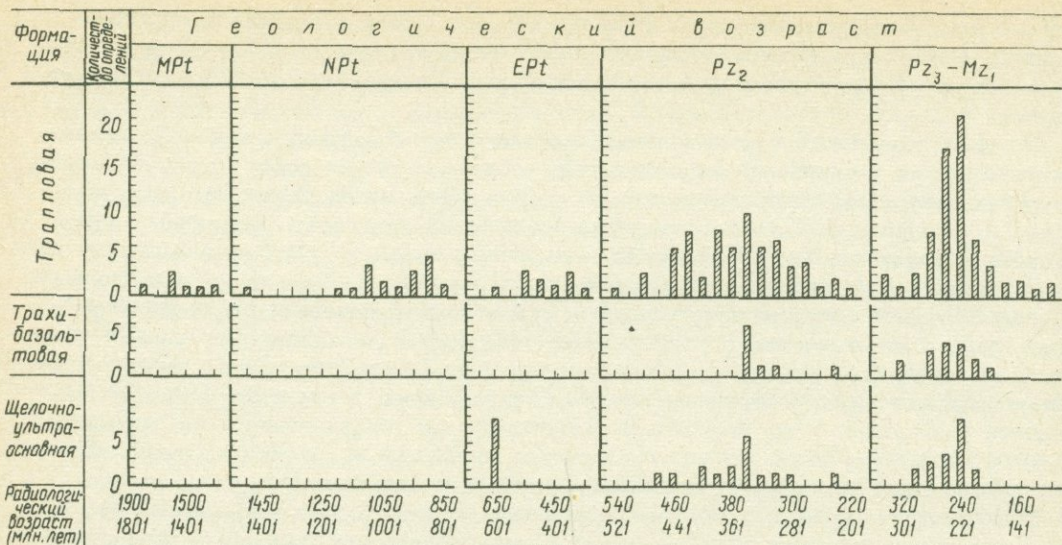
Эпипротозойские основные и щелочно—ультраосновные породы, не испытавшие наложенных процессов, датируются в интервале 600—690 млн. лет (аргоновый метод по валовым пробам, урано—свинцовый метод). По—видимому, цифры около 600 млн. лет отвечают максимуму, хотя число определений возраста невелико.

Данные о радиологическом возрасте изверженных пород из интрузий основного, щелочно—основного и щелочно—ультраосновного составов, а также базальтов и трахибазальтов среднего палеозоя указывают на то, что эти породы образовались в интервале 400—350 млн. лет, что согласуется и с геологическими материалами. Более древние и более молодые значения возраста указывают соответственно на удревнение и омоложение отдельных определений.

Основные, щелочно—основные и щелочно—ультраосновные интрузии и эффузивы позднего палеозоя — раннего мезозоя, судя по данным изотопного датирования аргоновым методом по породам и отдельным минералам, образовались 220—260 млн. лет назад. Часть цифр возраста, полученных для этих образований, также отражает явления удревнения и омоложения.

Пока нет никаких достоверных геологических данных, которые позволили бы говорить о проявлениях основного магматизма на Сибирской платформе в середине или конце мезозоя. Отдельные определения радиологического возраста основных пород, часто автометаморфизованных, не дают еще оснований для заключений о поздне—мезозойском возрасте тех или иных интрузий, не имеющих принципиальных отличий по составу от широко распространенных пермо—триасовых долеритов.

Геологические и радиологические данные о возрасте платформенных изверженных пород неоспоримо свидетельствуют об их периодическом образовании в течение отдельных тектоно—магматических циклов. Периоды магматической активности разделены интервалами времени, когда магматизм по существу не проявлялся. Ассоциации магматических пород, принадлежащие к разным формационным типам, но возникавшие в течение одного и того же цикла, образовались почти одновременно (трапповая, трахибазальтовая, щелочно—ультраосновная формации, составляющие полную серию). Периоды активного вулканизма в течение фанерозоя по радиологическим и геологическим данным измеряются отрезками времени в 30—50 млн. лет, что составляет от 1/5 до половины продолжительности соответствующего тектоно—маг-



Гистограммы значений радиологического возраста для изверженных пород Сибирской платформы (преимущественно аргоновый метод по валовым пробам). Составлены с использованием данных лабораторий ВСЕГЕИ, ИГУ, ИГЕМ, ИГГД, ИГГ СО, МГ ЯФ СО АН СССР

матического цикла. Следует предполагать, что эти ориентировочные цифры продолжительности активного вулканизма, вероятно, завышены.

В течение криптозоя и фанерозоя на Сибирской платформе имеет место определенная направленность в осадочном и магматическом пороодообразовании, а также направленность в изменениях характера тектонических движений.

Для семейства осадочных формаций криптозоя характерны редуцированность их рядов, большая выдержанность формаций по простиранию, развитие на больших пространствах мощных доломитовых формаций, обилие кор выветривания. Для палеозойского семейства формаций характерны более широкое развитие молассоидов, появление мощных соленосных, а затем угленосных формаций, быстрая смена формаций по латерали. Появляются сравнительно глубоководные карбонатные формации. В мезозойско-кайнозойском семействе соленосные формации отсутствуют, преобладают континентальные, в том числе угленосные формации. От криптозоя к кайнозою увеличиваются скорость, амплитуда и контрастность тектонических движений, скорость осадконакопления, дифференциации поднятий и погружений, сокращаются площади осадконакопления. Параллельно с этим происходят изменение и эволюция типов структурных форм во времени. Так, ведущими типами положительных структур в криптозое были более или менее изометричные крупные положительные структурные формы, лишенные осадочного покрова и известные в литературе как кратоны, блоки, глыбы. Им синхронны линейные отрицательные формы и зоны опускания. Специфическими типами структур криптозоя являются авлакогены. Для палеопротозоя характерны авлакогены катеплатформенного (эоплатформенного) типа, в пределах которых имели место проявления базальтового и гранитоидного магматизма. В неопроптозое в авлакогенах происходили излияния и внедрения исключительно основных лав и интрузий трапповой формации. В том и другом случаях авлакогены, как правило, пространственно связаны с геосинклинально-складчатыми областями, так как закладываются по отходящим от них зонам разломов. В криптозое широким развитием пользуются перикратонные опускания. Для раннего фанерозоя (ранний и средний палеозой) типичны обширные изометричные пологие синеклизы и антеклизы, осложненные впадинами, поднятиями, валами и мульдами; для позднего фанерозоя (начиная с девона) наряду с синеклизами и антеклизами характерны краевые и внутриплатформенные прогибы, авлакогены (только для начала позднего фанерозоя), сводовые поднятия и моноклизы,

образование которых в основном происходило в условиях высокого стояния платформы (выше уровня Мирового океана). Авлакогены характеризуются как появлением осадочных формаций соленосного комплекса, так и широким развитием трапповой и трахибазальтовой магматических формаций.

Кроме изменения типов структурных форм во времени, отчетливо прослеживаются и некоторые закономерности в унаследованном развитии определенных категорий структур. Так, на перикратонных прогибах возникают краевые и предгорные прогибы, на авлакогенах иногда закладываются синеклизы, а на выступах — антеклизы и т.д.

Характер проявлений магматизма в ходе развития платформы также не остается постоянным. В конце мезо- и неопротозойского циклов проявлялась лишь трапповая формация, в конце эпипротозойского цикла появляется еще и формация щелочно-ультрасосновных пород, а в течение следующих циклов в палеозое и мезозое — все типы магматических формаций, характерные для платформенного режима. От цикла к циклу существенно увеличиваются объемы магматических образований, принадлежащих к соответствующим формациям, а также энергетический эффект вулканизма. Последний может быть оценен, исходя из средних потерь глубинного тепла в результате подъема магмы с глубины и остывания изверженных продуктов в верхних горизонтах чехла и на поверхности. Общие теплотери за счет процессов магматизма, связанного с базальтовой магмой, резко растут от неопротозоя к позднему палеозою — раннему мезозою.

Приуроченность наибольших количеств поступающего к поверхности магматического материала к отрицательным структурам вызывает представление о существенной роли процессов растяжения коры, вызывавших ее оседание и обеспечивавших образование многочисленных, нередко группирующихся в протяженные системы трещин, по которым магма проникала к поверхности.

Поскольку в течение позднего протозоя, палеозоя и мезозоя на платформе в целом намечается переход от карбонатного к карбонатно-терригенному и терригенному осадконакоплению, которое принимает все более ярко выраженный континентальный характер, то и эффузивные члены однотипных, но разновозрастных магматических формаций ассоциируют с различными комплексами осадочных формаций. Так, субаквальные типы накопления продуктов вулканизма, ассоциирующие с карбонатными, кремнисто-глинистыми и песчаными морскими осадками (неопротозой, возможно частично эпипротозой), сменяются субаквальными и субаэральными типами накопления эффузивных и пирокластических пород в ассоциации с прибрежно-морскими и лагунными красноцветными осадками (эпипротозой, средний палеозой) и далее — почти исключительно субаэральным типом накопления вулканитов в ассоциации с континентальными угленосными толщами (пермь — ранний триас). Естественно, что это накладывало отпечаток на взаимоотношения лав с подстилающими и перекрывающими породами, на морфологию покровов и на характер возникающих прослоев вулканомиктовых осадочных пород.

Каждый магматический формационный тип проявляется на платформе в виде конкретных формаций и субформаций, реализующихся в локальных магматических комплексах или их наборах. Конкретные магматические формации, возникшие в течение разных циклов, но принадлежащие к одному формационному типу различаются по структурному положению, составу наиболее распространенных пород, характеру дифференциации на глубине и в камерах, а также по металлогеническим особенностям. Это можно иллюстрировать на примере разновозрастных трапповых формаций. Средний состав пород этих формаций от мезо-протозоя к мезозою изменяется в сторону увеличения содержания щелочных земель, уменьшения содержания щелочей и кремнекислоты (Масайтис, Рябченко, 1969). Наиболее продуктивными в металлогеническом отношении в целом являются магматические формации среднепалеозойского и позднепалеозойского-раннемезозойского циклов. Для трапповых формаций это, вероятно, связано как с эволюцией химического состава исходной толеит-базальтовой магмы, так и с прогрессирующими масштабами ее выплавления из субстрата, наиболее значительными в среднем палеозое и раннем триасе.

Распространение осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических формаций на каждом этапе развития платформы связано со структурами этого этапа, или

цикла. Рубежи между этапами близки ко времени завершения некоторых эпох складчатости и поднятий в подвижных поясах, что отражает глубинные процессы, охватывающие в определенные моменты крупные сегменты континентальной земной коры (Басков и др., 1966).

Периодичность образования, а также изменение характера однотипных осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических формаций в течение криптозоя и фанерозоя указывают в целом на полициклическое и в то же время направленное и необратимое развитие Сибирской платформы, что согласуется с существующими представлениями о цикличности и направленности формирования земной коры.

Литература

- Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.
Басков Е.А., Драгунов В.И., Краснов И.И., Малич Н.С., Масайтис В.Л. Тектоника Сибирской платформы. — В кн. "Геология Сибирской платформы". М., изд-во "Недра", 1966.
Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во "Недра", 1964.
Малич Н.С., Старицкий Ю.Г. Основные этапы развития Сибирской платформы. Тезисы докл. 5-й сессии научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (Якутск, 25 августа — 8 сентября, 1967). Новосибирск, 1967.
Масайтис В.Л. Магматические циклы Сибирской платформы — В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., изд-во "Наука", 1969.
Масайтис В.Л., Рябченко А.А. Эволюция состава базитов Сибирской платформы. — В сб. "Вопросы петрохимии", 1969.
Салоп Л.И. Докембрий СССР. — МГК. XXIII. сессия. Докл. сов. геол. Probl. 4. М., изд-во "Наука", 1968.
Шатский Н.С. Избранные труды, т. III. М., изд-во "Наука", 1965.

С.С.Зимин, П.Е.Бевзенко, И.Н.Говоров, Е.П.Леликов,
М.А.Михайлов, В.Г.Сахно, М.А.Мишкин, П.Г.Недашковский,
Ю.Л.Неверов, И.А.Плотников, Д.Ф.Семенов

АССОЦИАЦИИ РОДСТВЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДАЛЬНОГО ВОСТОКА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ И ИСТОЧНИКОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Изучение магматических комплексов складчатых регионов Дальнего Востока, проведенное в последние годы, позволило выявить ряд важных закономерностей и наметить новые петрологические пути для решения проблемы эволюции верхней мантии и земной коры и более уверенно судить о источниках рудообразования. Особый интерес в этом отношении представляют ассоциации родственных интрузивных и эффузивных пород в офиолитовых поясах и зонах и в областях проявления гранитоидного магматизма.

Установлено, например, что в эвгеосинклинальных зонах Дальнего Востока наблюдается устойчивое сонахождение (парагенезис) таких ассоциаций офиолитового ряда, как спилит-кератофировая — дунит-гарцбургитовая — габбро-норитовая и спилит-диабазовая — оливинит-верлит-пироксенитовая — габбро-диабазовая. Сообщества этих пород тесно сопряжены и повторяются во времени и пространстве. Образование их протекало в течение узкого интервала времени и происходило накануне инверсии эвгеосинклинальных зон. Эффузивные и интрузивные породы этих ассоциаций приурочены к одним и тем же структурно-фациальным зонам и глубинным разломам. Более того, вулканыты, гипербазиты и габброиды оказываются тесно сопряжены также по металлогении и составу. Чем больше, например, габброидов,

сопровождающих гипербазиты, тем более глиноземисты и железисты в последних хромитовые руды. Это указывает, видимо, на генетическую близость рассматриваемых пород.

Особенно наглядно родственные отношения среди офиолитовых формаций видны из анализа особенностей химического состава пород (рис.1). Чем более железисты, титанисты и богаты CaO гипербазиты, тем выше эти характеристики и в сопровождающих их габброидах и в предшествующих вулканитах. Вулканиты при этом всегда более железисты и более бедны CaO , чем габброиды. Кремнекислотой, наоборот, более богаты недосыщенные CaO гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации и связанные с ними габброиды и вулканиты.

Таким образом, эффузивы, гипербазиты и габброиды офиолитовых поясов тесно сопряжены не только во времени и пространстве, но и по химическому составу и металлогении и представляют, видимо, действительно родственные образования, возникающие на ранних этапах развития геосинклиналей за счет последовательного плавления верхней мантии в глубинных разломах (Зимин, 1967). Вулканиты при этом являются всегда первыми и относительно низкотемпературными выплавками. Они наиболее железисты, содержат больше SiO_2 и щелочей и меньше CaO , чем габброиды. Габброиды и гипербазиты сформировались за счет мантии, предварительно проплавленной в стадию образования эффузивов и утратившей значительное количество железа, щелочей и других легкоплавких компонентов.

Существование в офиолитовых поясах крайних выплавок мантии (вулканиты, гипербазиты) при учете их объемов открывает перспективу восстановления характера палеомантии складчатых областей, что отражено на диаграмме (рис.1). Из диаграммы следует, что состав исходной мантии (f_0) в офиолитовых поясах Дальнего Востока, Сибири и других территорий, а местами даже в разных зонах одного и того же региона (Сихотэ-Алинь) был неодинаковым. В пределах Дальнего Востока наибольшей железистостью отличалась палеомантия Наданьхада-Бикинского и Восточного Сихотэ-Алинского поясов распространения гипербазитов.

С точки зрения дальнейшей эволюции верхней мантии и особенно коры большой интерес представляют ассоциации родственных кислых пород. Новые исследования в

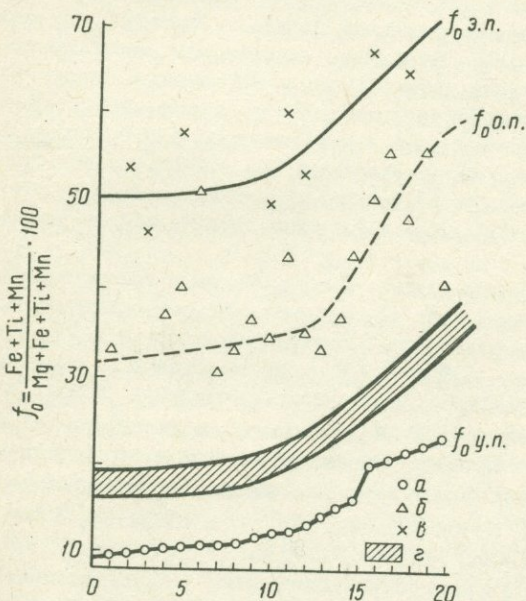


Рис. 1. Диаграмма общей железистости офиолитовых ультраосновных пород (а), габброидов (б) и основных вулканитов (в)

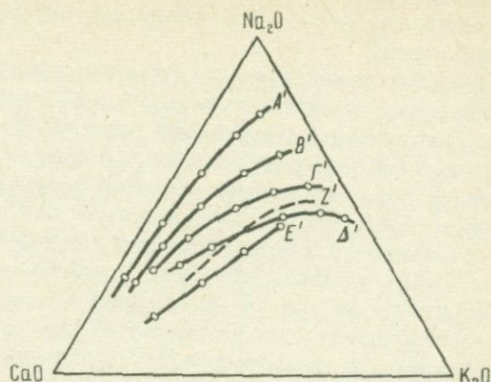
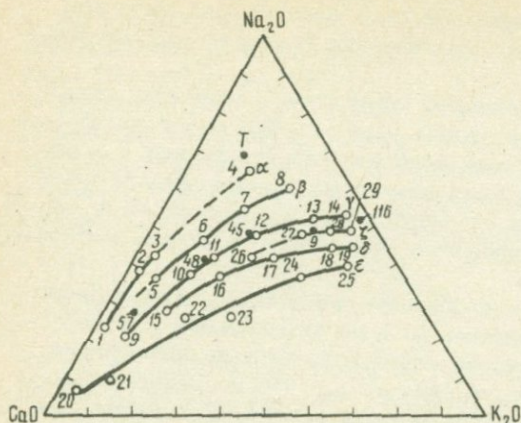


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (в %) естественных ассоциаций гранитоидных пород Дальнего Востока

α - габбро-плагиогранитная; β - габбро-адамеллитовая; γ - габбро-гранитная; δ - габбро-монзонит-гранитная; ϵ - габбро-монзонит-сиенитовая; ξ - габбро-сиенит-гранитная ассоциации. Точки на кривых - средние типы пород соответственных ассоциаций

Рис. 3. Петрохимическая диаграмма $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (в %) естественных ассоциаций вулканических пород Дальнего Востока

A - спилит-диабазовая и кварц-кератофировая; B - базальт-андезит-дацит-кератофировая; Г - базальт-андезит-дацит-липаритовая; Δ - трахиандезит-трахилипаритовая; E - трахибазальт-трахиандезитовая; C - трахибазальт-трахит-комендитовая. Точки на кривых - средние типы пород соответственных ассоциаций

в этой области показывают, что в складчатых регионах Дальнего Востока по мере возрастания роли калия (в группе Ca, Na, K) отчетливо выделяются шесть петрохимически самостоятельных типов ассоциаций интрузивных и эффузивных пород гранитоидного состава (рис. 2, 3): 1) габбро-плагиогранитный → спилит-диабаз-кварц-кератофировый; 2) габбро-адамеллитовый → базальт-андезит-дацит-кератофировый; 3) габбро-гранитный → базальт-андезит-дацит-риолитовый; 4) габбро-сиенит-гранитный → трахибазальт-трахит-комендитовый; 5) габбро-монзонит-гранитный → базальт-трахиандезит-трахилипаритовый; 6) габбро-монзонит-сиенитовый → трахибазальт-трахиандезитовый.

Сообщества указанных выше пород формировались в определенных геологических структурах. Интрузивы и вулканы первого типа характерны для доорогенного магматизма эвгеосинклинальных зон. К ним относятся Монголо-Охотские и Южно-Приморские интрузии ($S-D_1$), трондьемиты Китая (R_2), древнестановые граниты Становика-Джугджура, а также спилит-диабазовые комплексы бассейна Норы и Мамына ($S-D_1$), Наданьхада-Бикинского и Сихотэ-Алинского антиклинория (P_1).

Второй тип ассоциаций интрузивных и вулканогенных пород типичен для орогенного магматизма эвгеосинклинальных зон. Примерами его являются габбро-адамеллитовые серии Приморья и КНР (P_2), габбро-плагиограниты Ц. Камчатки ($Cr_2 - P_g$), гранодиорит-адамеллиты Куканской зоны Малого Хингана (P_2), базальт-андезит-дацит-кератофировые комплексы Хасанско-Гродековской зоны (P_2), Срединного хр. Камчатки (Вольнец и др., 1967), верхнетриасовые - среднеюрские вулканы Яно-Колымской складчатой зоны, вулканы Курильской дуги и др.

Габбро-гранитный базальт-андезит-дацит-риолитовый тип ассоциаций объединяет наиболее распространенные серии изверженных пород среднего и кислого составов, свойственные более всего зонам мезогеосинклинального профиля. Породы эти близки к нормальному ряду известково-щелочных образований по Дэли. К ним относятся

гранодиорит-гранитные батолиты Бурейнского (A_3-C) и Ханкайского массивов, граниты Главного пояса Яно-Колымской складчатой области (J_3-Cr_1), меловые и раннепалеогеновые интрузии серии Охотско-Чукотской (Молчанова, Нагибина, Устиев, 1968; Устиев, 1963), Удско-Зейской, Восточно-Сихотэ-Алинской (Фаворская, 1968) и других вулканических зон, нижеамурская серия Северного Сихотэ-Алия (Изох, Русс и др. 1967), а также базальт-андезит-дацит-липаритовые комплексы Охотского пояса (Cr_1-Cr_2), Баджальской зоны (Cr_1), алнейские вулканы Ц.Камчатки (N_1) и палеогеновые вулканы В.Сихотэ-Алия.

Габбро-сиенит-гранитный трахизбазальт-трахит-комендитовый тип ассоциаций представлен магматическими комплексами, тяготеющими к областям активизации структур древней консолидации (краевые части щитов и срединных массивов). К ассоциациям подобного типа относятся улканская субвулканическая серия Алданского щита (R_1), сиенит-щелочногранитные серии и связанные с ними вулканы Тукурингского и Северо-Янканской зон разломов.

К пятому - габбро-монцит-гранитному-базальт-трахиандезит-трахилипаритовому-типу ассоциаций, свойственному магматизму периода послеорогенной активизации складчатых систем (субсеквентный, сводово-разломный), относятся бачелазская габбро-монцит-гранитная серия Сихотэ-Алия (Изох, Колмак и др., 1957), Мяочанский оловоносный комплекс Хингано-Баджальской зоны, омсукчанские граниты Верхояно-Чукотской области, базальт-трахиандезит-трахилипаритовые комплексы Хингано-Олонойского прогиба (Cr_2), Баджальской зоны (Cr_2), Западной Чукотки (Cr_2), эффузивы амутской свиты хр.Мяо-Чан (Cr_2).

К шестому - габбро-монцит-сиенитовому-трахизбазальт-трахиандезитовому типу ассоциаций, характерному также для этапа посторогенной активизации Сихотэ-Алинской и Верхояно-Чукотской складчатых систем, относятся улунгинская габбро-монцитовая (Изох, Калмак и др., 1957) и березовская монцит-сиенитовая интрузия Сихотэ-Алия (Cr_2), габбро-сиениты и трахиандезиты Ц.Камчатки (Pg_1).

Намеченные выше петрогенетические типы гранитоидных пород в складчатых регионах Дальнего Востока проявились неодинаково и не в полном наборе. Тем не менее устанавливается общая направленность в эволюции магматизма, выражающаяся в нарастании роли калиевых ассоциаций пород от древних к более молодым эпохам с пространственным смещением их в пределах континента от структур Алданского и Сино-Корейского щитов на восток к океану.

Различное положение названных магматических ассоциаций существенно кислых пород в ходе формирования подвижных поясов и особенности пространственного распределения их в складчатых областях, а также неодинаковые геохимические черты позволяют связывать их происхождение с петрогенетическими процессами, протекавшими на различных уровнях глубинности в коре и верхней мантии.

Геохимическое сходство гранитоидных и вулканогенных комплексов первого петрохимического типа (габбро-плагιοгранитный) с интрузивными образованиями офиолитовой группы, а также тесная связь тех и других во времени и пространстве позволяют рассматривать их в качестве производных верхней мантии.

Породы второй и третьей петрохимических ассоциаций гранитоидов (габбро-адамеллитовой, габбро-гранитовой), включающих продукты базальтовой магмы и характеризующихся преобладанием натрия над калием, формировались скорее из расплавов, возникших в зоне перехода от верхней мантии к сиалической коре за счет материала эклогитового и базит-гранулитового слоя в обстановке повышенных давлений и относительного дефицита калия.

Послеорогенные ассоциации калиевого ряда (габбро-монцит-гранитная, габбро-сиенит-гранитная, габбро-монцит-сиенитовая) формировались из расплавов, возникших, вероятно, в условиях более низких давлений в нижних частях сиалической коры. Вместе с тем в отдельных случаях например, в области глубинных разломов, могло иметь место перемещение очагов магмообразования из остаточных блоков непроплавленного мантийного субстрата в сиалическую кору, что подтверждается наличием монциттоидных ассоциаций резко контрастного состава (от пироксенитов до гранитов).

Источником калия монциттоидных серий являются, видимо, подкоровые процессы, поскольку пояса их развития часто секут складчатые структуры, возникшие накануне их образования.

Намеченные условия формирования ассоциаций магматических пород Дальнего Востока predetermined их металлогеническую специализацию. Так, гипербазиты и габброиды офиолитовой группы сопровождаются проявлениями хромита, медно-никелевых, ильменитовых и титано-магнетитовых руд, а с плагиигранитными плутонами связаны значительные месторождения магнетита (Гаринское).

Рудная специализация ассоциаций габбро-адамеллитового типа имеет переходный характер, включая наряду с железом, медью также молибден и золото. С габбро-гранитными интрузиями (Нижне-Амурская серия по Э.П.Изоху) связаны золоторудные и молибден-вольфрамовые проявления (возможно, сюда относится и золото-вольфрамовое месторождение Восток-2), с вулканоплутоническим дацит-липаритовым комплексом Прибрежной зоны — крупные полиметаллические месторождения (Тетюхе и др.).

Наибольшей рудной продуктивностью отличаются гранитоидные ассоциации послерогенной группы (габбро-монзонит-гранитный тип). С ними связаны все крупные месторождения олова Сихотэ-Алиня, Баджала, редкометалло-флюоритовые и многие комплексные редкометалльные месторождения (Иджиксон и др., 1968).

Металлогеническая специализация интрузивов определяется совокупностью многих геологических и геохимических факторов. Среди них для Дальнего Востока наименее изучен фактор зависимости металлоносности магм от первичной геохимической специализации формаций метаморфических и вулканогенно-осадочных пород, за счет которых на разных глубинах могли возникать магматические расплавы кислого и среднего составов. Исследования, проведенные в ДВГИ большим коллективом геологов и аналитиков ранее (Говоров, Моисеенко и др., 1966, 1969; Михайлов, 1967) и в последнее время, позволили проследить распределение профилирующих рудных и редких элементов (олова, вольфрама, свинца, цинка, молибдена, бериллия, фтора, бора) по всему разрезу метаморфических, осадочных и вулканических толщ в главных структурно-фациальных зонах Приморья.

Как видно из таблицы, где наряду с данными по Приморью для полноты характеристики древнего фундамента проведены анализы верхнеархейских пород Тайгонского массива, при общей близости средних содержаний элементов в формационных комплексах по кларковым количествам намечаются вполне определенные геохимические неоднородности коры в различных ее слоях и блоках, которые позволяют объяснять и прогнозировать металлогеническую специализацию магматических образований.

Прежде всего устанавливается два типа глубинного кристаллического фундамента палеозойских, мезозойских и третичных подвижных зон: а) гранито-гнейсово-сланцевый протерозойский, богатый калием, с повышенным содержанием олова, вольфрама, цинка, свинца и б) плагиигнейсово-амфиболитовый, верхнеархейский, с повышенным содержанием молибдена, бедный калием, оловом, вольфрамом, цинком, свинцом.

Фундамент первого типа обнажается в Ханкайском массиве и, очевидно, служил первичным субстратом палингенных очагов, давших палеозойские и мезозойские гранитоиды Ханкайского массива, Лаоелин-Гродековской и Даубихинской структурно-фациальных зон. Эти гранитоиды должны, следовательно, иметь первичную геохимическую специализацию по олову, вольфраму, цинку и свинцу. Вместе с тем, судя по материалам изучения метаморфических комплексов на соседней территории КНР, разрез протерозоя Ханкайского массива подстилается более древними, возможно верхнеархейскими, образованиями, в которых увеличивается распространенность плагиигнейсов и амфиболитов. При этом, как видно из сравнения иманского и нахимовского комплексов (см. таблицу), будет, вероятно, все более снижаться содержание олова и до определенного уровня глубинности и метаморфизма пород возрастать содержание вольфрама. Таким образом, возникновение натровых вольфрамоносных, бедных оловом гранитоидных магм должно быть связано с более глубинными очагами по сравнению с калиевыми магмами, имеющими вольфрам-оловянную специализацию.

Вопрос о составе глубинного фундамента собственно Сихотэ-Алинской складчатой области (Главный антиклинорий, Главный синклинорий, Прибрежный антиклинорий и вулканогенный пояс) решается более сложно. Учитывая наличие обломков метаморфических пород в некоторых гранитоидных интрузивах указанных зон (Шипулин,

Средние содержания профилирующих рудных и редких элементов в метаморфических и осадочно-вулканогенных комплексах Приморья (п.10⁻⁴%)

Комплексы	Мощность	Кол-во анализов	Sn	W	Mo	Zn	Pb	F	B	Be
			Сихотэ-Алинский вулканогенный пояс							
Самаргинская свита (андезиты)		22	4,3	-	-	68	14	203	8	-
Сияновская свита (дациты)		18	4,2	-	-	89	25	314	9	-
" " (липариты)		22	4,3	-	-	187	30	152	6	-
Приморская свита (липариты)		15	5,5	-	-	124	31	293	6	-
Синанчинская свита (туфо-андезиты)		12	3,3	-	-	82	8	320	13	-
Петрозуевская свита (андезиты)		17	3,8	-	-	92	16	220	15	-
			Баджальская вулканогенная зона							
Амутская свита		9	11,8	-	-	177	44	178	14	-
Андезиты (хр.Баджал)		10	11,4	-	-	15	20	145	9	-
Липариты (хр.Баджал)		10	19,3	-	-	273	25	226	17	-
			Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня							
Мезозойский терригенный комплекс	До 10000 м	160	3,6	2,6	2,1	85	75	250	3	-
			Прибрежный антиклинорий Сихотэ-Алиня							
Мезозойский терригенный комплекс	5000 м	60	3,7	2,6	2,2	36	21	160	5,3	-
Верхнепалеозойский вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс	4000 м	90	2,7	2,0	2,5	32	38	200	2,0	-
			Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня							
Верхнепалеозойский вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс	Более 5000 м	220	3,5	2,5	1,8	75	82	200	2,0	-

Комплексы	Мощность	Кол-во анализов	Sn	W	Mo	Zn	Pb	F	B	Be
Даубихинская зона										
Верхнемезозойский вулканогенно-терригенный комплекс	500 м	45	12,6	2,6	1,4	-	-	-	-	1,4
Верхнепалеозойский вулканогенно-терригенный комплекс	3500 м	407	5,3	1,9	1,3	-	-	-	-	1,8
Лаоелин-Гродековская область										
Верхнепалеозойский вулканогенно-карбонатно-терригенный комплекс	Около 5000 м	165	6,0	3,0	4,0	80	70	-	-	-
Среднепалеозойский вулканогенно-терригенно-глинистый комплекс	Более 1000 м	55	6,0	2,8	4,0	65	82	-	-	-
Ханкайский массив										
Кабаргинский (спасский) метаморфический комплекс (Pt_3)	3200 м	22	6,3	2,3	1,3	231	30	253	23,0	1,0
Нахимовский (приханкайский) метаморфический комплекс (Pt_2)	2800 м	18	7,5	3,2	0,7	81	15	371	3,1	1,7
Иманский (иннокентьевский) метаморфический комплекс (Pt_1)	4200 м	44	5,2	3,7	1,9	309	24	338	9,5	1,5
Тайгоносский массив										
Плагинейсовый комплекс (Ar_3)	Около 8000 м	55	3,1	1,3	2,4	110	9	718	3,7	0,7

1957; Изсх, Ушакова, 1969), можно предполагать присутствие на глубине под толщами палеозойского возраста докембрийского фундамента как ханкайского, так и тайгоносского типов в различных количественных сочетаниях. Возможно, что предполагаемые различия состава и геохимического профиля фундамента, проявляющиеся не только в вертикальном направлении, но и по простиранию структурно-фациальных зон, предопределяли заложение магматических очагов с различной изначальной специализацией: молибден-вольфрамово-натриевой и вольфрам-оловянно-калиевой.

Различная геохимическая специализация глубинного фундамента Сихотэ-Алинской области косвенно подтверждается данными по распределению олова в вулканических породах. Так, андезиты и липариты внутриконтинентальных зон (Даубихинская, Баджалская) характеризуются более высокими содержаниями олова по сравнению с породами окраинного вулканического пояса (см. таблицу).

В пределах областей позднепалеозойской и позднемезозойской складчатости могло происходить более или менее интенсивное заимствование рудных элементов магмами из верхнепалеозойских и мезозойских осадочных и вулканогенных толщ как в процессе палиногенеза, так и, особенно, при ассимиляции. Анализ полученных данных показывает, что в этом отношении более продуктивными являются толщи, сформировавшиеся вблизи областей размыва (Лаопин-Гродековская и Даубихинская зоны). Как видно из таблицы, содержание олова в осадочных породах указанных зон выше, чем в породах Главного антиклинория, Главного синклинория и Прибрежного антиклинория в средней части Сихотэ-Алиня.

В заключение необходимо отметить, что существенным источником рудных элементов для гранитоидных магм могли служить также подкоровые интрателлурические растворы, принимавшие участие в палингенном процессе. Позднее эти растворы могли поступать в гранитные интрузивы и сопряженные с ними рудоносные структуры и другим путем — по глубинным разломам в связи с внедрением послегранитных даек основных пород подкорового происхождения.

Литература

- Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б. и др.—В кн. "Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки". М., изд-во "Наука", 1967.
- Говоров И.Н., Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Недашковский П.Г. Роль литогенеза, магматизма и метаморфизма в формировании рудных полей Дальнего Востока. Сб. "Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса". Владивосток, 1966.
- Говоров И.Н., Моисеенко В.Г., Михайлов М.А., Недашковский П.Г., Кучерова М.А., Васькова А.Г., Сверкунова Т.В. Геохимические циклы рудных элементов Советского Дальнего Востока. Сб. "Геохимические циклы Дальнего Востока". Владивосток, 1969.
- Зимин С.С. Особенности состава интрузивных комплексов гипербазитов и зональность верхней мантии в Главном антиклинории Сихотэ-Алиня.—Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2.
- Изох Э.П., Колмак В.М. и др. Позднемезозойские интрузии Центр. Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М., Госгеолиздат, 1957.
- Изох Э.П., Русс В.В. и др. Интрузивные серии Советского Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., изд-во "Наука", 1967.
- Изох Э.П., Ушакова Е.Н. Глубинные метаморфические породы в бассейне р.Ануй (Северный Сихотэ-Алинь).—Геология и геофизика, 1969, № 6.
- Ишксон М.И., Тихомиров Н.И., Шаталов Е.Т. Основные черты эволюции, магматизма и связанной с ним минерализации северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.—В кн. "Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке. М., изд-во "Наука", 1968.
- Михайлов М.А. Формационно-геохимическая характеристика мезозойских отложений зоны стыка Сихотэ-Алинской и Монголо-Охотской складчатых областей (автореферат кандидатской диссертации). Владивосток, 1967.

- Молчанова Т.В., Нагибина М.С., Устиев Е.К. Структурные условия и формирование особенности магматической деятельности мезозоя и кайнозоя в континентальной части Советского Дальнего Востока. — В кн. Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке. М., изд-во "Наука", 1968.
- Устиев Е.К. Охотский структурный пояс и проблемы вулканогенно-плутонических формаций. — В кн. "Проблемы магмы и генезиса изверженных пород." М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Фаворская М.А. Чукотско-Приморское звено Тихоокеанского вулканического пояса. — В кн. "Особенности магматизма и метаморфизма на Советском Дальнем Востоке". М., изд-во "Наука", 1968.
- Шипулин Ф.К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними ору-денения. М., Изд-во АН СССР, 1957.

М.Л.Гельман

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Вопросы магматизма имеют очень важное значение среди проблем геологии и металлогении Северо-Востока СССР — территории, расположенной на границе Азиатского континента и Тихого океана и приблизительно на 20% сложенной изверженными породами. С магматическими процессами связано происхождение месторождений главных полезных ископаемых: золота, серебра, олова, вольфрама, молибдена и других металлов. Изверженные породы нередко представляют собой важное нерудное сырье.

Вулканическая деятельность, почти непрерывно продолжающаяся от ордовика до четвертичного периода, является важным фактором послепротерозойского осадконакопления. Раньше подчеркивалось большое значение вулканизма лишь в эвгеосинклинальной области бассейна р.Анадырь и Корякского нагорья. По новым данным, вулканизм разнообразно проявился и в геологической истории бассейна р.Колымы. В частности, исследования литологии верхоянского комплекса и его аналогов показывают, что в их составе довольно много вулканогенно-осадочных пород, хотя и нет лав и туфов. Известны примеры активного влияния интрузивной деятельности на формирование складчатых структур.

Северо-Восток СССР геологически сложно устроен. Единого взгляда на тектоническое районирование этой территории еще не выработано, но разночтения касаются главным образом вопросов соподчиненности тектонических структур и их ранга. В настоящей работе используется схема районирования, предложенная Н.П.Аникеевым, А.П.Васьковским, И.Е.Драбкиным, Г.Г.Поповым, В.А.Титовым для XXX тома издания "Геология СССР". В этой схеме в качестве структур I порядка рассматриваются: Восточно-Камчатско-Курильская, Охотская, Чукотская, Яно-Колымская складчатые области, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и Колымо-Омолонский массив. Согласно решению I регионального петрографического совещания по Северо-Востоку и Камчатке, прошедшего в г.Магадане 9-13 декабря 1968 г., эта схема положена здесь в основу корреляции магматических пород. Сложному геологическому строению соответствует исключительное разнообразие изверженных пород. Из-за краткости данной работы не представляется возможным охарактеризовать отдельные проявления магматизма. Ниже будут рассмотрены лишь некоторые принципиальные стороны представлений о магматизме региона, обсуждавшиеся на упомянутом совещании.

В классических работах Ю.А.Билибина, Е.Т.Шаталова, Е.К.Устиева рассматривалось преимущественно многообразие мезозойских гранитоидов, наиболее интересных в металлогеническом отношении. Среди них различали колымский, охотский и

омсукчанский комплексы гранитоидов, комплекс добатолитовых малых интрузий и некоторые другие, чье самостоятельное значение было спорным. Считалось, что эти комплексы представляют собой определенные магматические формации, закономерно сменяющие друг друга в ходе структурной эволюции территории.

Дальнейшее изучение перечисленных комплексов показало, что они объединяют большое число разнородных образований; выявилось большое значение палеозойского магматизма. Проект рабочей схемы корреляции магматических образований, подготовленный к региональному совещанию А.П.Шпетным, Н.В.Ичетовкиным, Г.Г.Кайгородцевым, В.В.Еловских при участии автора, содержит уже около 70 интрузивных и эффузивных комплексов. Необходимость различать среди магматических образований, иногда даже одновозрастных, различные сообщества диктуется различиями их формы, размеров и состава, а также металлогеническим значением.

Последнее определяется различием форм связи оруденения с магматизмом. Рассмотрим, например, мезозойские месторождения золота. В пределах Главного золотоносного пояса Северо-Востока имеются месторождения золота, которые могут быть поставлены в прямую генетическую связь с небольшими гранитоидными массивами. Эти месторождения располагаются зонально относительно гранитоидов и обнаруживают закономерные изменения минерального состава в зависимости от расстояния от интрузива. Некоторые месторождения пространственно более тесно связаны с дайками и другими малыми интрузиями, а третьи — не обнаруживают видимой связи с магматическими телами. Однако изучение метаморфизма пород верхоянского комплекса в районах этих месторождений показало, что они образовались в результате длительного метаморфического и метасоматического процессов обычного послегранитного типа. Поэтому золотое оруденение должно быть поставлено в генетическую связь с мезозойским гранитоидным магматизмом в целом, а не с отдельными его формами. Надо напомнить, что малые интрузии обнаруживают генетические связи с одной стороны с гранитоидными штоками, с другой — с вулканогенными образованиями.

Сходная картина вырисовывается в связи с изучением генетического положения месторождений золота в Чукотской складчатой области. В Охотско-Чукотском вулканогенном поясе золото-серебряное оруденение, большое промышленное значение которого выявлено в последние годы в результате поисково-разведочных и металлогенических работ Северо-Восточного территориального геологического управления, генетически связано с развитием мелового вулканизма, с разнообразными вулканическими формациями, входящими в состав сложных вулканоплутонических ассоциаций. Все это означает, что нельзя выделить комплекс интрузивных пород, которые бы сохраняли особенности состава, строения, формы тел, имели бы один и тот же возраст и контролировали бы при этом золотое оруденение на всей территории Северо-Востока в целом или хотя бы в областях развития гранитоидных пород.

Подобным образом и давно выявленная связь оловянного оруденения с гранитами субшелочного характера с высоким содержанием кремнекислоты имеет различный характер в разных рудных районах и складчатых областях. В Омсукчанском районе оловоносные граниты слагают довольно крупные тела специфической формы, отделены от гранитоидов более основного состава и образуют самостоятельный омсукчанский комплекс. В Чукотской складчатой области такие же граниты сформировались в позднюю фазу развития мелового гранитоидного магматизма, тесно связаны в единых телах с более ранними гранитоидами относительно высокой основности и не могут быть от них обособлены. В итоге изложенного следует, что задачи металлогении требуют более подробного расчленения магматических образований и конкретного анализа форм связи оруденения и магматизма в сравнительно небольших структурах. Однако такие сообщества не всегда имеют формационное значение. Поэтому в связи с обычными определениями их не следует называть комплексами, и мы сталкиваемся с терминологическими трудностями.

Магматические образования не поддаются четкому разделению и по их отношению к тектоническим процессам. Проблеме соотношения позднемезозойских интрузий с явлениями складчатости уделяли много внимания Е.Т.Шаталов, Е.К.Устиев, В.Т.Матвеев, С.М.Тильман, Л.А. и Б.А.Снятковы. Характерно стремление разделить гранитоиды на складчатые и послескладчатые (синорогенные и постороген-

ные). Л.А. и Б.А. Снятковы и другие геологи привели ряд убедительных примеров возникновения положительных структурных форм (антиклиналей), диапировых куполов под воздействием интрузий как в складчатых областях, так и в пределах жестких структур. В устойчивых массивах, на фоне относительно простых структурных форм дислокации, сопровождающие интрузии выступают даже более четко. Ясно видно облекание слоистыми толщами интрузивных тел, расположенных в сравнительно крупных синклинальных структурах. Околоинтрузивные складки представляют собой, таким образом, структуры второго порядка. Гораздо более ярко проступает закономерная приуроченность интрузивных тел, как гранитоидных, так и основного и ультраосновного составов, к зонам разломов, что впервые было подчеркнуто Е.Т.Шаталовым и В.Т.Матвеевко. Пояса как ультраосновных, так и гранитоидных пород, трассирующие разломы, являются, кроме того, поясами специфического метаморфизма, характер которого различен в областях гранитного и ультраосновного-основного магматизма. Поэтому гранитоиды и малые интрузии представляют собой образования послескладчатые, хотя позднемезозойский гранитоидный магматизм и проявился в эпоху прекращения морского осадконакопления, соответствуя общей инверсии в мезозоидах.

Особенно наглядно запаздывание гранитоидного магматизма по отношению к инверсии геосинклинали в Чукотской складчатой области. В ее истории характерен длительный предваланжинский (предберриасовый) перерыв, местами охватывающий почти всю юру. Этот перерыв разделяет собственно геосинклинальный и позднегеосинклинальный (орогенный) этапы. С.Ф.Лугов, С.М.Тильман и другие геологи считают, что само по себе наличие такого перерыва невозможно без гранитоидных интрузий. Однако геологические наблюдения на контактах и петрографические сопоставления убеждают, что все позднемезозойские интрузивы являются послеваланжинскими, их активное внедрение приводит к нарушениям крупных складчатых форм, заложённых еще в триасе. Анализ соотношений гранитоидов Чукотки, входящих в вулканоплутонические ассоциации и отличающихся калиевым характером, с гранитоидами Охотской складчатой области показывают, что гранитоиды Чукотки могут рассматриваться как внегеосинклинальные.

В связи с изложенным возникает и более общий вопрос о соответствии палеозойской, мезозойской и кайнозойской истории магматизма на Северо-Востоке теории тектоно-магматического цикла. В согласии с тектоническим районированием по возрасту складчатости, принятым на мелкокомасштабных тектонических картах, здесь находятся салическая область мезозойской и фемическая область кайнозойской складчатости с самостоятельным ходом и со специфической направленностью тектоно-магматического развития. Для фемической области и особенно тщательно для мезозоид Северо-Востока Е.Т.Шаталов и В.Т.Матвеевко предложили деление тектоно-магматического цикла на этапы и попытались определить их геологическую длительность. Эти представления отражены в анализе В.Н.Москалевой, Д.С.Харкевича и Е.Т.Шаталова карты магматических формаций СССР м-ба 1:2 500 000. Конечно, они помогают сопоставить историю магматизма различных складчатых областей, но многие интересные и важные особенности петрографии Северо-Востока теорией тектоно-магматического цикла не объясняются и не описываются:

а. Не рассматривается вопрос о начале тектоно-магматического цикла. Для мезозоид этот вопрос не поддается удовлетворительному решению. Палеозойские, главным образом девонские магматические образования Омолонского и Охотского массивов (липарит-андезитовые серии, гранитоиды, сиениты и щелочные сиениты с повышенным содержанием калия) не могут быть отнесены к начальным этапам тектоно-магматического цикла. В связи с этим высказывается (А.П.Шпетный) точка зрения о бициклическом развитии мезозоид и о существовании палеозойского тектоно-магматического цикла с начальным этапом в ордовике и силуре, средним — от силура до среднего девона, поздним — от позднего девона до раннего карбона, конечным — от карбона до перми. Однако представления о самостоятельном палеозойском тектоно-магматическом цикле не находят должного подтверждения в последовательности осадочных формаций и в данных структурной геологии.

б. Магматическая деятельность средних и поздних этапов занимает, по сравнению с начальным и ранним этапами, очень небольшие промежутки времени, т.е. значительная (допозднемезозойская) история магматизма практически не анализируется.

ся. С другой стороны, формационное разделение позднемезозойских изверженных пород по принципам тектоно-магматического цикла требует определения их возраста с точностью до отдела (поздняя юра, ранний и поздний мел). Эта задача не находит удовлетворительного решения ни геологическими, ни радиохронологическими методами.

В. В рамках представлений о двух тектоно-магматических циклах, развивающихся в фемической и салической провинциях Северо-Востока, не удается охарактеризовать историю магматизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, едва ли не наиболее интересной в петрографическом и металлогеническом отношении структуры Северо-Востока. Даже вопрос о принадлежности этой структуры к одной из главных провинций со специфическим тектоно-магматическим циклом не находит однозначного решения. Если ее включить в мезозойды, теряется зависимость ее тектонической истории от развития соседних с юго-востока территорий Корякского нагорья (фемическая провинция) — эта зависимость подробно освещена в работах Е.К.Устиева, В.Ф.Белого, Н.П.Аникеева и В.А.Титова. А включить вулканогенный пояс в фемическую провинцию тоже нельзя, т.к. наиболее характерные для Охотско-Чукотского вулканогенного пояса меловые гранитоиды и вулканогенные породы (андезитового, дацитового и липаритового составов) и по геологическому возрасту и по петрографическим особенностям гораздо ближе к типичным горным породам мезозойд.

Появляются высказывания о существовании особого тектоно-магматического цикла Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Приходится говорить и об особом цикле для Колымо-Омолонского массива, в котором имеются юрские и меловые щелочные-основные породы, одновозрастные с гранитоидами Яно-Колымской области. В связи с этим назревает необходимость внимательнее рассмотреть вопрос о закономерностях провинциальных петрографических отличий на Северо-Востоке СССР. Соответствующие представления намечены в работах С.С.Смирнова, Е.К.Устиева, Д.С.Харкевича и других и продолжают развиваться в настоящее время.

После докембрия в геологической истории Северо-Востока было две эпохи — средний палеозой и поздний мезозой, когда в относительно краткие интервалы времени в значительных масштабах проявился наряду с базальтовым и гранитоидный магматизм. Именно для этих эпох наиболее четко намечаются провинциальные различия. Границы палеозойских петрографических провинций определяются по ареалам девонского вулканизма. В центральной провинции, охватывающей Омолонский массив и смежные территории, преобладают кислые вулканогенные породы. На Омолонском массиве широко распространены гранитоиды. Подобная провинция намечается и на Охотском массиве. Сеттэ-Дабан, южная и западная части Колымского массива, бассейн р.Пенжины характеризуются девонским базальтовым вулканизмом. Некоторые из этих районов могут быть сопоставлены с трапповой Вилкой провинцией.

В расположении позднемезозойских петрографических провинций отчетливо проявляется перипацифическая зональность. Ближе к Тихому океану расположены провинции с меньшим содержанием кремнекислоты в среднем составе изверженных пород. Кроме того, в глубь материка в породах с равным содержанием кремнекислоты статистически возрастает отношение калия к натрию (главным образом за счет роста содержания калия). Большая часть Охотской складчатой области является провинцией позднемезозойских формаций офиолитовой группы. Северные и западные окраины этой складчатой области относятся к Тайгоносской провинции распространения интрузивных серий натриевых горных пород (от горнблендитов до плагиогранитов). Эти интрузивы почти единственные на Северо-Востоке не обнаруживают связи с вулканогенными породами и по многим чертам геологического строения и петрографии близки к типичным синкинематическим плутонам. При этом их возраст (середина мела) не соответствует главной фазе складчатости ни в мезозойдах, ни в Корякско-Камчатской области.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс — это провинция вулканоплутонических ассоциаций, включающих андезит-липаритовые вулканические серии и габбро-гранитные интрузивные серии. Яно-Колымская и Чукотская складчатые области представляют собой провинции преобладающего гранитоидного магматизма. Провинциаль-

ные особенности Колымо-Омолонского массива определяются распространением в его пределах щелочно-базальтоидных формаций.

План петрографических провинций в палеозое и мезозое Северо-Востока различен. Перестройка этого плана, а также моменты начала и завершения эпох гранитоидного магматизма представляют собою важные естественные вехи в истории геологического развития Северо-Востока, но их тектоническое значение еще не проанализировано.

В связи с существованием провинциальных различий и с изменениями плана петрографических провинций все больше внимания привлекает вопрос об изменениях строения земной коры в результате магматической деятельности, т.е. вопрос о направленности развития земной коры. Намечаются два подхода к этой проблеме. М.И.Ищиксон, Н.И.Тихомиров, Е.Т.Шаталов и другие предполагают, что выявленное геофизическими методами различное строение земной коры в гранитоидных и офиолитовых петрографических провинциях изначально определяет особенности магматизма в них. В основе таких взглядов лежит, очевидно, представление о докембрийском гранито-гнейсовом фундаменте мезозоид и об отсутствии его в Корякско-Камчатской области.

С другой стороны, высказываются предположения о направленном (или разнонаправленном) изменении земной коры в процессе магматизма. Так, на северо-западных окраинах Охотской складчатой области гранитоидные интрузии появляются в области распространения раннемеловых гипербазитов, а характерные для этой области зеленые и глаукофановые сланцы замещаются в связи с этим процессом гранатовыми жедрититами, амфиболитами и биотитом, а местами испытывают мигматизацию, т.е. претерпевают метаморфизм, более свойственный областям гранитного магматизма. Однако эти явления отмечены лишь в полосе, ширина которой не превосходит первых десятков километров.

Переход от позднего мезозоя с преобладающим гранитоидным магматизмом к палеогену с преимущественно базальтовым вулканизмом сопровождается в районах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса повышением относительного содержания натрия в горных породах соответствующей основности. Это можно было бы истолковать в пользу гипотезы океанизации. Однако более вероятно, что в обоих описанных примерах меняется не строение земной коры, а характер химизма глубинных (сквозьмагматических) растворов, а также и физические условия вдоль зон глубинных разломов.

Изучение истории послепротерозойского магматизма, таким образом, требует более глубоких знаний о прирде фундамента Северо-Востока. Изучение его выходов позволяет получить некоторые новые данные. Так, принято считать, что в мезозоидах этот фундамент сложен метаморфическими и изверженными породами, подобными архейским образованиям Сибирской платформы. Выяснилось, что метаморфизм фундамента Омолонского массива представляет собой длительный процесс и что, в частности, явления гранитизации основных кристаллических сланцев происходили здесь позже, чем на Сибирской платформе, продолжаясь в раннем и среднем палеозое. Таким образом, несмотря на петрографическое сходство горных пород фундамента Северо-Востока и Сибирской платформы, полной аналогии между этими структурами нет.

Л.М.Афанасьев

ЭВОЛЮЦИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Тектоническая активизация в мезозое, обусловившая заложение и развитие крупных региональных структур, а также развитие специфического гранитного магма-

тизма, широко проявилась в Западном Забайкалье, в Восточном Забайкалье, в Восточной Монголии и в ряде других областей. В Западном Забайкалье она отличалась мощным развитием магматических процессов, которые продолжались от нижнего до верхнего мезозоя (Афанасьев, 1969). Выделяются четыре фазы особенно интенсивного развития тектонических процессов, каждая из которых сопровождалась накоплением континентальных вулканогенно-осадочных толщ в грабенах и последующим внедрением интрузий гранитоидов вдоль крупных разломов.

Пояс тектонической активизации начинается на севере Монголии и протягивается в северо-восточном направлении через бассейны (Комаров, Хренов, 1964) Джиды, Уды, Хилка и центральную часть Витимского плоскогорья. Протяженность пояса — около 1600 км, ширина 300–400 км. По интенсивности тектонических движений и проявлениям эффузивного и интрузивного магматизма (Очилов и др., 1965) выделяются внутренняя и внешняя зоны пояса. Внутренняя зона в основном расположена в пределах каледонской складчатой зоны. Ее северо-западная граница проходит по структурному шву, отделяющему байкальскую складчатую зону от каледонской. На юго-востоке зона граничит с герцинской складчатой зоной. К северо-западу и к северу от внутренней зоны, в области докембрийских структур, расположена внешняя зона мезозойской активизации. Тектонические движения в ней протекали слабее и проявились в небольших глыбовых дислокациях.

Для мезозойского тектогенеза, по данным М.М.Одинцова (1958), Н.А.Флоренсова (1960), Ц.О.Очарова и других авторов (1965), отчетливо выделяются два этапа: нижнемезозойский и верхнемезозойский.

Нижнемезозойский этап (от нижнего триаса до верхней юры) характеризовался дифференцированными движениями крупных участков земной коры по разломам и образованием приразломных и межразломных прогибов. Эти движения сопровождалась интенсивной вулканической деятельностью с накоплением в прогибах мощных толщ эффузивно-пирокластических пород боргойского (T_1), петропавловского ($T-J_1$), цаганхунтейского (J_1) и ичетуйского (J_2) комплексов.

Верхнемезозойский этап характеризуется развитием ряда линейновытянутых депрессионных зон, состоящих из отдельных впадин, в которых шло накопление континентальных осадков. Вулканические процессы проявились в накоплении отложений хилкозкой свиты (J_3), залегающих в низах осадочных толщ.

В пределах южной части внутренней зоны мезозойских вулканогенных пород, вытянутых в северо-восточном направлении, Первая полоса сложена основными и средними эффузивами и прослежена от западной части бассейна р.Джиды вдоль южных склонов хребта Малый Хапар-Дабан. В северо-восточной части она включает поля вулканогенных пород Хамбинского хребта. Протяжение ее около 300 км, ширина достигает 40 км.

Вторая полоса начинается в нижнем течении р.Джиды и протягивается на северо-восток, включая хребты Боргойский, Харгантуйский и Цаган-Дабан до р.Кудун, левого притока р.Уды. Протяжение ее около 700 км, ширина более 80 км. В южной части этой полосы преобладают основные эффузивы петропавловской свиты, в северо-восточной части преимущественно развиты средние и щелочные эффузивы цаган-хунтейской свиты.

Третья, более южная полоса, сложенная основными и кислыми эффузивами и их туфами тамирской и цаган-хунтейской свит, прослеживается в Бичурской, Тамирской и Кударинской гривах. Протяжение ее около 160 км, ширина местами более 100 км.

Указанные полосы, вероятно, отвечают системе узких нижнемезозойских структур — прогибов северо-восточного простирания, в формировании которых основную роль сыграли движения по разломам. Нижнемезозойские вулканогенные образования местами сильно дислоцированы, образуют синклиналиеподобные структуры с крутыми углами падения крыльев, в приразломных участках достигающими 40–60°.

Верхнемезозойский этап тектонического развития отмечен активизацией ранее существовавших разломов и возникновением новых, по которым происходили перемещения больших блоков земной коры с образованием грабенов и горстов. Последние выражены в современном рельефе в виде узких впадин северо-восточного простирания и сопряженных с ними горных хребтов. Цепочки впадин образуют протяженные

депресссионные зоны. Наиболее крупной из них является зона Боргойской, Гусино-озерской, Убукунской, Оронгойской, Иволгинской и Удинской впадин. К горстовым структурам приурочены горные хребты, сложенные осадочно-метаморфическими породами докембрия и палеозоя и разновозрастными магматическими породами.

Наиболее мощная интрузивная деятельность проявилась в нижнем мезозое ($T-J_1$), когда были сформированы породы булуктайского комплекса биотитовых гранитов-гранодиоритов. Породы комплекса широко развиты в бассейне р.Джиды, в Боргойском хребте, в Бичурской, Тамирской и Кударинской гривах. В составе пород комплекса преобладают биотитовые граниты, но часто развиты также граносиениты, сиениты, гранодиориты и кварцевые диориты. Абсолютный возраст пород комплекса, определенный по биотиту калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, равен 218-157 млн. лет.

Позднее произошло внедрение большого числа интрузивов щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов малокуналейского комплекса (J_1). Интрузивные тела, сложенные породами этого комплекса, встречаются во многих местах пояса мезозойской тектонической активизации. Они широко развиты в пределах Бичурской и Тамирской грив, в хр.Саган-Дабан и в ряде других мест. Абсолютный возраст щелочных граносиенитов и сиенитов, по данным П.И.Налетова (1962), равен 175-170 млн. лет.

Еще позднее в среднем мезозое, были сформированы многочисленные интрузивы лейкократовых гранитов и гранит-порфиров гуджирского комплекса ($J_1 - Cr_1$). Породы этого комплекса распространены в ряде районов внутреннего пояса мезозойской активизации. Особенно широко они развиты в районе бассейна р.Джиды. Абсолютный возраст их, определенный по биотиту калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, равен 145-124 млн.лет, что соответствует верхней юре - нижнему мелу.

К верхнему мезозою (Cr_{2-3}) относится образование многочисленных даек и мелких штоков сиенитов, сиенит-диоритов, сиенит-порфиров, керсантитов и других пород хурай-байбинского комплекса, распространенных в южной части Западного Забайкалья. Особенно часто они встречаются в районе среднего и нижнего течения р.Джиды. Абсолютный возраст сиенитов, определенный по валовой пробе калий-аргоновым методом в лаборатории ИГЕМ (Браун, 1969), равен 70 млн.лет.

В составе пород, сменяющих друг друга во времени комплексов, а также в геологическом положении, условиях локализации, устанавливается ряд особенностей, закономерно изменяющихся в процессе тектонического развития области: а) большая часть массивов расположена в пределах пояса активизации и приурочена к глубинным разломам СВ и СЗ направлений; б) в среднем и верхнем мезозое увеличилась роль разрывных нарушений, которые особенно резко проявились в западной части бассейна р.Джиды. Вдоль них внедрялись цепочки интрузивов гранитов гуджирского комплекса; в) в более поздних комплексах наблюдается уменьшение размеров массивов, что, вероятно, связано с дальнейшей консолидацией исследованной области. Например, массивы гранитоидов булуктайского и малокуналейского комплексов достигают в сечении до 100-300 км², а размеры массивов гуджирского комплекса измеряются несколькими км²; г) происходит уменьшение глубин формирования интрузий более молодых пород.

В смене петрографических составов пород комплексов происходит увеличение роли пород кислого и щелочного составов. В булуктайском комплексе кварцевые диориты и гранодиориты пользуются значительным распространением. В малокуналейском и гуджирском комплексах они встречаются редко и резко преобладают щелочные и ультракислые породы.

Мезозойские граниты указанных комплексов характеризуются очень однородным строением в пределах массивов, по составу (кислый плагиоклаз 28%, микроклин-пертит 36%, кварц 31%) очень близки к составу эвтектического гранита и, вероятно, кристаллизовались из дифференцированной гранитной магмы.

В петрохимическом составе разновозрастных гранитоидов происходит резкое возрастание содержания кремнезема, глинозема, щелочей и уменьшение содержания кальция, магния и железа. Граниты всех комплексов отличаются повышенным содержанием летучих компонентов (H_2O, F, S, P_2O_5), что обусловило резкую диффе-

рениацию гранитной магмы в течение мезозойской интрузивной деятельности. Региональными особенностями составов гранитоидов являются повышенная, по сравнению со средними типами пород, лейкократовость, повышенное содержание щелочей и глинозема. Следует также отметить заметное распространение в гранитоидах флюорита и молибдена (Афанасьев, 1964).

Таким образом, эволюция гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье в течение мезозоя очень тесно связана с тектонической активностью и заключалась в магматической дифференциации гранитной магмы, обогащении ее кремнеземом, щелочами и в формировании из нее все более лейкократовых пород. Из изучения истории развития мезозойского магматизма Западного Забайкалья следует, что гранитная магма возникает не только в эпоху геосинклинального развития земной коры, но и в зонах активизации под воздействием тектонических движений.

Литература

- Афанасьев Л.М. Петрохимические и геохимические особенности мезозойских гранитов бассейна р.Джиды. Тр. 2^{го} совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
- Афанасьев Л.М. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье (Тезисы доклада). Мат-лы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.
- Комаров Ю.В., Хренов П.М. О природе мезозойской активности Забайкалья. Тр. второго совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной обл., 1964.
- Налетов П.И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. Госгеолтехиздат, 1962.
- Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М. О размещении полезных ископаемых и геологической структуре Восточной Сибири. Тр. Вост-Сиб. фил. СО АН СССР, сер. геол., вып. 14, 1958.
- Очиров Ц.О., Булнаев К.Б., Доржнев В.С., Турумхаев В.И., Цырендоржнев Ц.И. Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.

О.А. Богатиков, А.П.Биркис

ГАББРО-НОРИТО-АНОРТОЗИТОВЫЙ ПОЯС ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В последние годы в пределах западной части Восточно-Европейской платформы буровыми скважинами вскрыты основные породы. По геофизическим материалам и данным бурения в цоколе древней платформы залегают многочисленные массивы анортозитов-габбро-норитов, обрамляющие с запада Восточно-Европейскую платформу и образующие специфический по составу базитовый пояс. Помимо давно известных Коростеньского и Новомиргородского габбро-норито-анортозитовых массивов Украины, многочисленных массивов Южной Фенноскандии, подобные массивы выявлены на территории Прибалтики и Восточной Польши. Основные породы здесь дифференцированы и представлены лабрадоритами, габбро-норито-лабрадоритами, габбро-норитами, троктолитами, пироксенитами и перидотитами. Таким образом, западный габбро-норито-анортозитовый пояс Восточно-Европейской платформы протягивается на огромное расстояние от Украинского кристаллического щита через Восточную Польшу

шу и Прибалтику до Южной Фенноскандии. На востоке платформы описаны Чигирельский и другие массивы лабрадоритов и габбро-норитов. По-видимому, габбро-норито-анортозитовые комплексы в пределах платформы имеют региональное развитие и приурочены к ее краевым частям.

Денудированная поверхность кристаллического фундамента, в частности массивов анортозитов, пространственно ассоциирующих с плутонами рапакиви, перекрывается осадочно-вулканогенными отложениями иотния (и овруча), а в Прибалтике, кроме того, и более молодыми, чем иотнийские, ультрабазитовыми лавами.

Возраст плутонов рапакиви и анортозитовых массивов, не подвергшихся региональному прогрессивному метаморфизму и складчатости, в Южной Фенноскандии, Карелии, на Украине, а по аналогии и в Прибалтике, большинством исследователей ныне принимается как поздний средний протерозой. Однако, если цифры радиологического возраста рапакиви и ассоциирующих с ними гранитоидов, в том числе в Прибалтике, подтверждают разновозрастность этой формации и принадлежность ее к позднему протерозою (1650-1700 млн.лет), то радиогенный возраст габбро-норито-анортозитового комплекса Украины и Прибалтики, как это предварительно установлено, колеблется от 1680 до 2020 млн.лет. Это позволяет предположить более древний возраст базитового комплекса (конец раннего протерозоя - начало среднего протерозоя) относительно плутонов рапакиви. Последнее обстоятельство подтверждается непосредственными геологическими наблюдениями в пределах Балтийского и Украинского щитов, а также данными изучения керн в Прибалтике (габбро-норито-анортозиты прорываются гранитами рапакиви и породами их жильной серии). Кроме того, более древний возраст анортозитов определяется наложением на последние специфического метаморфизма регрессивного характера и процессов высокотемпературной гранитизации (мангеритизации, чарнокитизации), возможно отвечающих времени становления плутонов рапакиви.

В пределах западного обрамления Восточно-Европейской платформы интрузивы габбро-норит-анортозитов обычно пространственно тесно ассоциируют с громадными плутонами рапакиви (Выборгский, Пилтенско-Рижский, Коростеньский и другие). Значительная часть массивов располагается внутри плутонов, преимущественно в краевых их частях. Анортозитовые массивы располагаются также в пределах складчатой рамы, представленной глубоко метаморфизованными в условиях гранулитовой и высокотемпературной части амфиболитовой фации породами. Весьма вероятно, что в ряде случаев габбро-норит-анортозитовые массивы или часть из них пространственно подчинены крупным глубинным разломам.

По материалам геологического картирования и буровых скважин среди основных массивов выделяются: 1) собственно анортозитовые, представленные преимущественно лабрадоритами, часто с ирризирующим лабрадором; 2) дифференцированные и неясно стратифицированные массивы сложного состава из лабрадоритов, габбро-норит-лабрадоритов, троктолитов, пироксенитов и перидотитов. Между выделенными группами пород имеются все переходы. Поэтому можно говорить о базитовой серии пород западного обрамления Восточно-Европейской платформы, которые, видимо, являются дифференциатами единой магмы, или о габбро-норит-анортозитовом комплексе в понимании Г.Д.Афанасьева.

По структурным, текстурным особенностям и минеральному составу в целом породы, слагающие массивы пояса, весьма близки между собой. Это - существенно плагиоклазовые породы, характеризующиеся крайне выдержанным составом плагиоклаза ($Аи_{50-55}$) и переменными количествами оливина, ромбического и моноклинного пироксенов.

Однако, как показал сравнительный анализ, породы габбро-норит-анортозитовой серии Украинского кристаллического щита по своим модальному и нормативному составам весьма существенно отличаются от пород этой серии, развитых в пределах Прибалтики. В базитах Западной Латвии преобладают оливинсодержащие и оливиновые анортозиты, габбро-норито-анортозиты, габбро-нориты, вплоть до троктолитов и плагиоклазовых перидотитов, в то время как для Украинских массивов более характерны пироксенсодержащие разности, вплоть до меланократовых пироксеновых габбро и плагиоклазовых пироксенитов. Если исходить из генетической связи всей серии базитов, то можно говорить об оливиновой тенденции дифференциации для основных пород Прибалтики в отличие от пироксеновой тенденции для Украинских массивов.

Кроме того, для латвийских пород в целом характерно весьма низкое содержание окисных минералов — ильменита и магнетита.

Как показало сравнение состава пород Латвийского и Украинского габбро-норит-анортозитовых комплексов, для существенно габброидных пород, наряду с тенденцией обогащения более меланократовых пород железом и магнием, в породах Латвийского комплекса проявляется тенденция к предпочтительному накоплению магния, тогда как для пород Украинской серии характерно значительное обогащение железом.

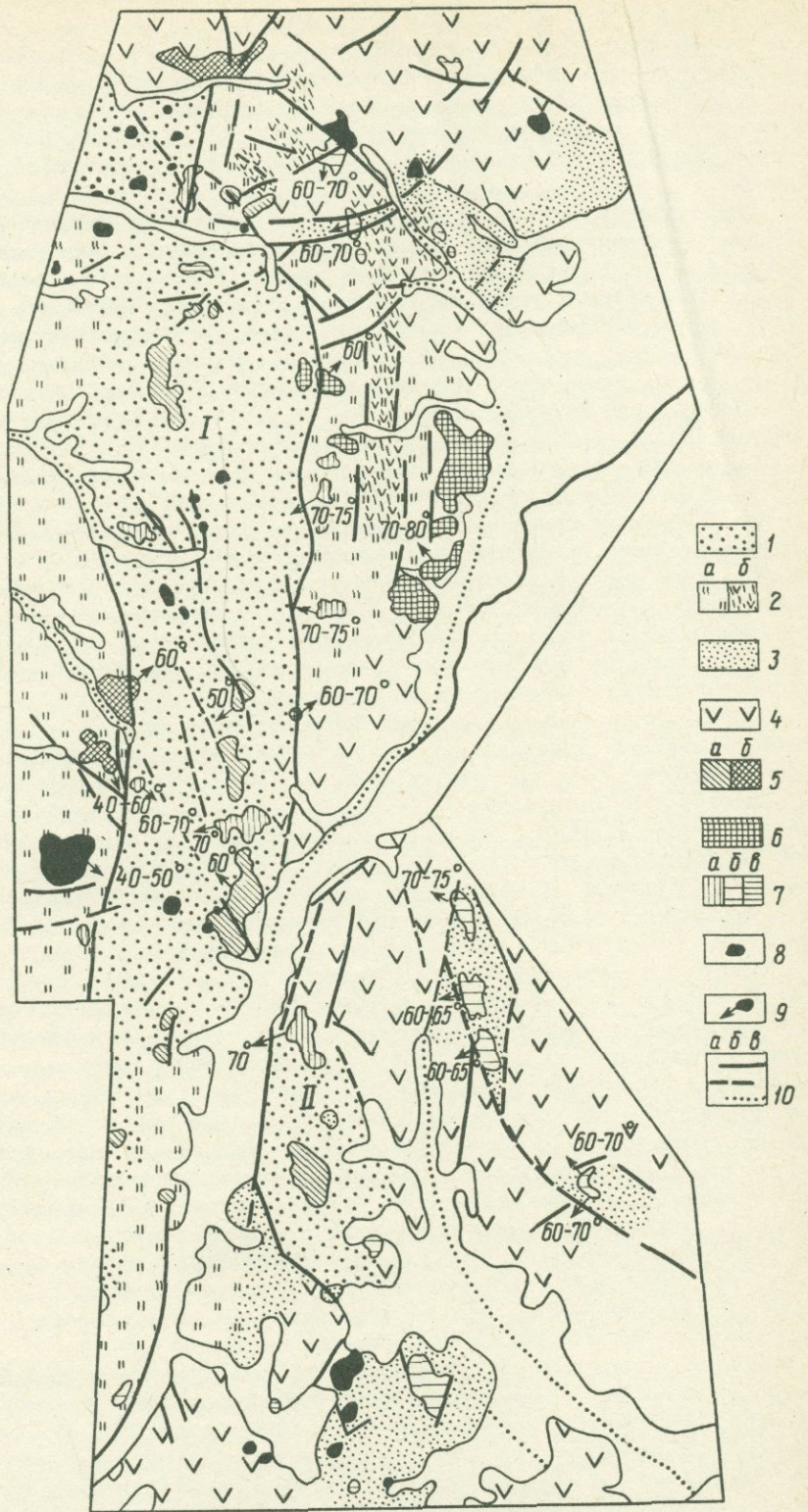
Эта особенность дифференциации магмы в массивах Украины и Прибалтики подтверждается различиями в составе цветных минералов. Несмотря на относительно высокую железистость оливина, ромбического и моноклинного пироксенов, железистость темноцветных минералов в основных породах Прибалтики все же гораздо ниже, чем в аналогичных образованиях Украинского кристаллического щита. В Латвийских базитах состав оливина не превышает Fe_{40} , ромбического пироксена FS_{25-47} , в то время как в основных породах Украинского кристаллического щита отмечается присутствие оливина с Fe_{75-90} , а состав ромбического пироксена достигает FS_{55-60} . Менее существенны различия в составе моноклинных пироксенов.

Выше был сделан вывод о пироксеновом пути эволюции украинского комплекса габбро-норит-анортозитов и об оливиновом — латвийского комплекса. Петрохимические особенности этих пород позволяют говорить о несколько различных путях эволюции этих двух комплексов и в петрохимическом смысле — о существенно железистом пути дифференциации украинских массивов и существенно магнезиальном — латвийских. Имеющиеся данные о модалном и нормативном составе анортозитов Южной Фенноскандии, их петрохимических особенностях и составе цветных минералов свидетельствуют о том, что Южно-Скандинавский габбро-норит-анортозитовый комплекс занимает промежуточное положение.

Тесная ассоциация в пределах описываемого базитового пояса анортозитов с габбро-норитами, троктолитами, пироксенами и перидотитами, наличие постепенных переходов между ними указывают на процессы дифференциации, которые могли происходить только в расплаве, т.е. на магматическое (вне зависимости от условий возникновения первичной магмы — магматических или анатектических) происхождение рассматриваемых комплексов. На это же указывает приуроченность базитов к разломам, типично магматические структуры большинства пород, равновесный состав сосуществующих минералов, состав и структуры распада пироксенов, высокая температура гомогенизации газово-жидких включений в минералах.

Вместе с тем докембрийский возраст габбро-норит-анортозитовых массивов, приуроченность их к древним подвижным областям с их мощной толщей глубоко метаморфизованных образований, ассоциация с гранулитами, мангеритами, почти мономинеральный состав анортозитов, крупный до гигантского размер кристаллов плагиоклаза и пироксенов, широко распространенные друзитовые и венцовые структуры (с последовательной сменой минералов: оливин — ромбический пироксен — моноклинный пироксен — биотит-плагиоклазово-тремолитовый или плагиоклазово-гранатовый симплектит), наблюдаемая под микроскопом собирательная перекристаллизация, слабо проявленная метаморфическая дифференциация, наблюдаемые в анортозитах процессы высокотемпературной гранитизации — мангеритизации и чарнокитизации, все это указывает на то, что процессы метаморфизма играли весьма существенную роль при становлении габбро-норит-анортозитовых массивов.

Можно предположить, что породы габбро-норит-анортозитовой серии, возникшие при магматической дифференциации первичной магмы в глубинных условиях, в последующем претерпели глубокий специфический метаморфизм в условиях гранулитовой или высокотемпературной части амфиболитовой фации метаморфизма. Таким образом, габбро-норит-анортозитовые комплексы западного обрамления Восточно-Европейской платформы прошли сложный путь магматических и метаморфических преобразований в условиях больших глубин и высоких температур. Последовательная смена процессов магматизма и специфического метаморфизма привела к возникновению габбро-норит-анортозитовой серии пород, с преобладанием мономинеральных анортозитов.



ФОРМАЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И ИХ МЕСТО В ЭВОЛЮЦИИ ПОДВИЖНОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Большинством геологов приняты и стали "классическими" представления Г.Штилле (1964) о последовательном развитии магматической деятельности в ходе эволюции геосинклинали. Дальнейшие исследования позволили дополнить и уточнить схему Г.Штилле. При этом наметилось два направления в изучении проблемы связей магматизма с тектоникой в ходе эволюции подвижной области.

Первое направление успешно развивается в работах Н.А.Штрейса, Г.И.Макарычева (1969), А.Л.Книппера (1969) и других исследователей, которые показали, что следует рассматривать определенную горизонтальную зональность в характере интрузивного магматизма, связанную с его проявлением в различных структурах геосинклинальной области. В собственно геосинклинальных прогибах проявляются интрузивные формации основного и ультраосновного составов. В сопряженных геосинклиналях и срединных массивах развиваются гранитоиды.

Выражением второго направления являются работы М.А.Фаворской и др. (1965), В.А.Баскиной (1965), в которых доказывается возможность пространственного и возрастного совмещения в пределах единых структур проявлений основного и кислого магматизма. Это связывается с параллельным развитием магматических очагов разной глубины заложения.

В настоящем сообщении с позиций возможного сочетания обоих направлений будут рассмотрены особенности эволюции интрузивного магматизма подвижной области Центральной и Юго-Восточной Камчатки.

В геологической истории развития рассматриваемой области от верхнего мела до нижнечетвертичного времени выделяются три тектоно-магматических этапа, каждый из которых характеризуется проявлением специфических интрузивных образований, особенностями вулканизма, метаморфизма и тектонической деятельности (Вольнец и др., 1968).

Позднемеловой-раннепалеогеновый этап развития характеризуется сменой устойчивых опусканий (в позднемеловое время), локальными поднятиями (в раннепалеогеновое время) и возникновением гряды вулканических островов (Быковская, Ротман, 1964). Локальные поднятия сопровождаются сушелочным базальтовым и

Рис. 1. Схема расположения формаций интрузивных пород в позднемеловое-кайнозойское время на территории Центральной и Юго-Восточной Камчатки

1 - область развития наиболее метаморфизованных пород (гнейсы, кристаллические сланцы) Срединного (I) и Ганальского (II) массивов Камчатки; 2 - область развития метаморфизованных пород верхнемелового - палеогенового возраста (а - область распространения вулканогенно-осадочных пород, б - область распространения пород вулканогенной фации формации габбро-сиенитов-трахибазальтов); 3 - область развития пород позднепалеогенового-миоценового возраста; 4 - область развития существенно вулканогенных образований плиоцен-нижнечетвертичного возраста. Интрузивные массивы формаций: 5 - габбро-плагиогранитов верхнемелового палеогенового возраста (а - дифференцированные по фазам внедрения - первый тип, б - дифференцированные в интрузивной камере - второй тип); 6 - габбро-сиенитов-трахибазальтов палеогенового возраста; 7 - габбро-гранодиоритов миоценового возраста (а - дифференцированные по фазам внедрения - первый тип; б - дифференцированные в интрузивной камере - второй тип; в - массивы, принадлежность которых к тому или иному типу не ясна); 8 - гранодиорит-порфиры-дацитов плиоцен-нижнечетвертичного возраста; 9 - направление и средняя величина угла погружения плутонов; 10 - тектонические нарушения (а - прослеженные, б - предполагаемые, в - скрытые под аллювием)

андезито-базальтовым вулканизмом в восточной и северо-восточной частях рассматриваемой территории (см. рисунок)

В конце верхнемелового – начале палеогенового времени совершаются крупные складкообразовательные движения, сопровождающиеся внедрением интрузий. Почти параллельно формируются две пространственно разобщенные серии пород, для одной из которых характерна существенно натровая специализация (формация габбро-плагиогранитов Cr_2-Pg возраста), а для другой – существенно калиевая (вулканоплутоническая формация габбро-сиенитов-трахибазальтов $Pg?$ возраста). Намечается отчетливая зональность в характере пространственного положения интрузий разного типа формации габбро-плагиогранитов.

Интрузии I типа (двухфазовые: габбро, габбро-диориты и кварцевые диориты первой фазы; гранодиориты, плагиограниты и граниты второй фазы) отчетливо тяготеют к области развития глубоко метаморфизованных пород Срединного массива.

II тип интрузий (однофазовые, но имеющие сложный состав от кварцевых диоритов до гранитов, связанный с процессами дифференциации расплавов в интрузивной камере и контактовым взаимодействием с вмещающими породами) развит в полосе обрамляющих Срединный массив вулканогенно-осадочных комплексов.

Структурный анализ позволяет наметить направление и среднюю величину угла погружения интрузивных тел. Как видно на рисунке, интрузии характеризуются закономерной ориентировкой в пространстве, что дает возможность выделить для них определенные фокальные зоны. Одна из них (для интрузий формации габбро-плагиогранитов) располагается на глубинах не более 30–35 км непосредственно под Срединным массивом Камчатки. Другая фокальная зона (для образований $Pg?$ возраста) намечается на глубинах порядка 50–60 км под областью развития эффузивной фации формации габбро-сиенитов-трахибазальтов.

Синороженный характер интрузий определяется согласным их залеганием в пликтивных структурах рамы, местами интенсивным расщеплением интрузивных пород, согласным с ориентировкой контактовых поверхностей, слоистости и сланцеватости вмещающих их пород.

Позднепалеогеновый-миоценовый этап развития характеризуется разрастанием вулканических островов и слиянием их в вулканические хребты (Власов, 1964). Вулканизм проявляется в субаэральных условиях и характеризуется образованием эффузивно-пирокластических толщ преимущественно основного состава в начале этапа, среднего и кислого – в конце (Фаворская, 1965). Интрузивная деятельность этого этапа проявляется в образовании массивов гранитоидов, объединяемых в формацию габбро-гранодиоритов N_1 возраста (Вольнец и др., 1968).

Намечается определенная закономерность в характере пространственного положения интрузий различного типа.

Интрузии I типа (двухфазовые: габбро и габбро-диориты первой фазы, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты II фазы) пространственно тяготеют к областям Срединного и Ганальского массивов и метаморфических пород Камчатки.

Образования II типа (однофазовые, но имеющие состав от габбро до гранитов, обусловленный процессами дифференциации и гибридности в интрузивной камере) развиты в пределах миоценового вулканического пояса, обрамляющего с востока и северо-востока Срединный и Ганальский массивы.

Закономерная ориентировка в пространстве интрузивных тел позволяет наметить общую для них фокальную зону, которая располагается на глубинах не более 25–30 км под Срединным массивом Камчатки.

Интрузии характеризуются согласным и грубосогласным залеганием в пликтивных структурах рамы, образование которых либо происходит параллельно с интрузивной деятельностью (для интрузий II типа), либо предшествует ей (для интрузий I типа).

В плиоцен-раннечетвертичный тектоно-магматический этап развития область консолидации разрастается и продолжается общее воздымание всего региона. Характерны широкое проявление разломов глубокого заложения и подвижки блокового типа. Позднеплиоценовые поднятия знаменовали переход всей территории к континентальному режиму (Власов, 1964).

Вулканическая деятельность носит площадный характер и охватывает территорию, намного большую, чем та, на которой проявлялся вулканизм предыдущих этапов.

Накапливаются мощные вулканогенные толщи (алнейская серия). Существование разных по глубине заложения разломов способствует формированию как основной (базальты, андезито-базальты), так и кислой (андезито-дациты, дациты, липариты, игнимбриты) ветви вулканизма.

Кислая ветвь алнейского вулканизма вместе с близкими по составу субвулканическими интрузиями и дайками объединяется (Волынец и др., 1968) в единую вулканоплутоническую формацию гранодиорит-порфиров-дацитов $N_2 - Q_1$. Субвулканические тела приурочены к тектоническим нарушениям и зонам в основном северо-западного направления. По отношению к вмещающим структурам все они являются образованиями трещинного типа. Дайки гранодиорит-порфиров встречаются вдоль всей южной части Срединного хребта, образуя единый дайковый пояс протяженностью свыше 300 км. Отмечается сравнительно однообразный характер интрузивных образований в пределах всего региона.

Таким образом, особенности проявления интрузивного магматизма в пределах рассматриваемой территории закономерно меняются на фоне меняющейся структурно-тектонической обстановки. От этапа к этапу увеличивается степень консолидации региона, возрастает роль дизъюнктивных деформаций в противовес складчатому. При этом, область развития наиболее метаморфизованных образований Срединного массива Камчатки проявляется в качестве своеобразного ядра роста, вокруг которого происходит эта последовательная стабилизация структур региона.

Отмечается смена формаций интрузивных пород от типично геосинклинальных (формация габбро-плагиогранитов) до присущих стадии поздней геосинклинали или ранней платформы (формация гранодиорит-порфиров-дацитов). С крупной фазой складчатости конца мелового - начала палеогенового времени связано формирование синопорогенных как гранитоидных, так и гипербазитовых и габброидных (с щелочным уклоном) интрузий.

В верхнемеловое-миоценовое время параллельно формируются два пространственно-разобщенных структурно-фациальных типа гранитоидов. Один из них проявляется в областях ранней консолидации (I тип интрузий), другой связан с зонами активного вулканизма и гидротермальной деятельности (интрузии II типа). Намечающиеся фокальные зоны являются гипотетическими областями питания и имеют для интрузий разных формаций различную глубину заложения. В период общей консолидации региона наблюдается пространственное совмещение как основной, так и кислой ветви вулканизма.

Литература

- Баскина В.А. Магматизм Тетюхинского района. М, изд-во "Наука", 1965.
- Быковская Е.В., Ротман В.К. Закономерности мезо-кайнозойского вулканизма Дальнего Востока СССР. - В сб. "Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М, изд-во "Наука", 1964.
- Власов Г.М. Камчатка, Курильские и Командорские острова. - В кн. "Геология СССР", т. XXXI ч. I. Геологическое описание. М, изд-во "Недра", 1964.
- Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Фрих-Хар Д.И., Шилин Н.Л. Вопросы магматизма Центральной Камчатки. - В сб. "Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану". ДВФ АН СССР. Владивосток, 1968.
- Книппер А.Л. Тектоническое положение пород гипербазитовой формации в геосинклинальных областях и некоторые проблемы инициального магматизма. - В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., 1969.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Фрих-Хар Д.И. Магматизм Юго-восточной Камчатки и связь его с процессом тектонической активизации. М., 1965.
- Штилле Г. К вопросу о происхождении магм. М., изд-во "Мир", 1964.
- Штрейс Н.А., Макарычев Г.И. О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. - В сб. "Проблемы связи тектоники и магматизма". М., 1969.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

В пределах Воронежского кристаллического массива (ВКМ) в последнее десятилетие геолого-геофизическими исследованиями выявлено свыше 500 интрузивных тел основного и ультраосновного состава. На протяжении ряда лет представления о геологическом положении основных и ультраосновных пород ВКМ опирались на ранее разработанные схемы В.Д.Полищука (1966) и Н.И.Голивкина (1966), несколько дополненные другими исследователями (Леоненко и др., 1967, Зайцев, 1969, Чернышев и др., 1966, 1967).

Детальное изучение интрузивов основных и ультраосновных пород позволяет в настоящее время выделять в пределах ВКМ следующие комплексы, различающиеся по возрасту, структурно-формационному положению, вещественному составу и металлогенической специализации: сергеевский (верхний архей), стойленско-усманский (нижний - средний протерозой), троснянско-мамоновский (средний протерозой), смородинский (верхний протерозой).

Преимущественно линзообразная форма и линейный в плане характер интенсивно рассланцованных и метаморфизованных интрузивных тел верхнеархейского возраста, отсутствие признаков дифференциации, незначительное преобладание в их составе пород габброидного ряда над ультраосновными разностями, повышенное содержание магния, хрома (0,2-0,5%), пониженное количество щелочей, глинозема и ряд других минералого-петрографических и петрохимических особенностей, а также специфическая ассоциация интрузий с близко одновозрастными и в той же мере интенсивно метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями (обоянь-михайловская серия), соответствующими кератофиро-спилитовой группе формаций, позволяет относить сергеевский комплекс основных и ультраосновных пород к гипербазитовой формации (по классификации Ю.А.Кузнецова, 1964) наиболее раннего этапа развития подвижной зоны.

Достаточно пестрый петрографический состав и преимущественно гибридный характер пород стойленско-усманского комплекса, обусловленный преимущественно глубинным характером дифференциации (2 фазы) и ассимиляционно-метасоматической переработкой ранних габброидных разностей (I фаза) более поздними плагиогранитами (II фаза) того же комплекса, и некоторые другие признаки (штокообразная форма тел, обилие роговой обманки, непостоянство состава плагиоклазов, наличие кварца в основных разностях пород, их биотитизация и микроклинизация, повышенные содержания щелочей, в особенности натрия, кальция, глинозема и отчасти титана), ассоциация рассматриваемых пород с ниже-среднепротерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями лосевской толщи Воронцовской серии, образовавшимися в условиях вторичных геосинклинальных прогибов, свидетельствуют о принадлежности этого комплекса к габбро-плагиогранитовой формации ранних стадий заложения прогибов эпиэвгеосинклинального типа и наступления геоантиклинального режима.

Приуроченность к долгоживущим региональным разломам, близкая к стратиформной и реже конфокальная, концентрически зональная внутренняя структура, слабая дифференцированность никеленосных интрузий многофазного троснянско-мамоновского комплекса, преобладание в его составе основных и ультраосновных разностей пород с преимущественно панидиоморфными, габбровыми и отчасти офитовыми структурами, а также ряд петрохимических особенностей (повышенное содержание щелочей при сравнительно низком значении отношения молекулярных количеств магния и железа, решающая роль сульфидной формы никеля) свидетельствуют о принадлежности этого комплекса к производным существенно базальтоидной магмы и возможности отнесения его к самостоятельной мезо-абиссальной габбро-норит-гипербазитовой формации завершающих этапов орогенеза (Чернышев, 1967, Годлевский, 1968) и перехода к субплатформенному развитию ВКМ.

Пространственная приуроченность к периферийным зонам разломов ВКМ, сечущим все складчатые структуры архея и протерозоя, значительные размеры, лакколито- и воронкообразная форма интрузий, отчетливая их дифференцированность (магматическая по скаергардской схеме) и близкая к стратиформной чащеобразная внутренняя структура интрузий смородинского комплекса, полное отсутствие признаков регионального метаморфизма и трахитоидный облик слагающих их пород, повышенная щелочность, железистость, высокое содержание титана приближают их к формации базальтоидных дифференцированных габбро-норитовых интрузий платформенного этапа.

Таким образом, по мере перехода от раннего сергеевского гипербазитового комплекса к наиболее позднему смородинскому габбро-долеритовому комплексу в пределах ВКМ намечается в целом увеличение роли базальтоидных выплавов из подкорового вещества. Ассоциации основных и ультраосновных пород промежуточных комплексов (стойленско-усманского и троснянско-мамоновского) обнаруживают при этом по ряду петрохимических особенностей (содержание хрома, титана, щелочей и др.) заметную двойственность в составе родоначального магматического расплава, несущего признаки глубинной перидотитовой и базальтоидной магм (Чернышев, 1967).

Отмеченные геолого-структурные и петрохимические особенности основных и ультраосновных пород ВКМ проявляются и в их металлогенической специализации.

С интрузиями сергеевского комплекса связаны мелкие и недостаточно изученные скопления хрома, титана, магнезиального сырья (талькиты, хризотил-асбест), а также сульфиды меди, железа, никеля, пирит, пирротин, реже пентландит, кубанит, валлериит (Голивкин, 1966; Полищук и др., 1966; Чернышев и др., 1966, 1967). В коре выветривания некоторых интрузивов отмечаются повышенные концентрации силикатного никеля.

С ассоциацией основных и менее распространенных ультраосновных пород стойленско-усманского комплекса связано крайне слабо изученное титаномагнетитовое и отчасти медное оруденение. Значительный интерес в отношении оруденения представляют многочисленные габбро-норит-гипербазитовые интрузии троснянско-мамоновского комплекса месторождений, к которым приурочен ряд сульфидных медно-никелевых месторождений (Нижнемамоновское и Подколдновское) и рудопроявлений (Петровское, Юбилейное, Остаховское и др.). Сульфидное медно-никелевое оруденение связано лишь с более ранней гипербазитовой стадией магматического процесса, причем образование сингенетических руд происходило уже после кристаллизации вмещающей их силикатной среды. Габброиды являются преимущественно пострудными по отношению к собственно магматическому этапу формирования руд, они не сопровождались подобным оруденением. Вместе с тем гранитоиды и габброиды оказали существенное влияние на метасоматическую переработку сингенетических руд и пространственное перераспределение рудных компонентов с образованием в структурно благоприятных условиях эпигенетического медно-никелевого и никель-кобальтового оруденения.

Слабо дифференцированные интрузивы трахитоидных габбро-долеритов смородинского комплекса обнаруживают отчетливую специализацию на титаномагнетитовое (титаномагнетит, ильменит, магнетит) оруденение, а отчетливо дифференцированные тела оливиновых и оливинодержащих габбро-долеритов содержат сульфидные медно-никелевые рудопроявления (пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, валлериит).

Литература

- Годлевский М.Н. Магматические месторождения.—В сб. "Генезис эндогенных рудных месторождений. М., изд-во "Недра", 1968.
- Голивкин Н.И. Тектоно-магматические циклы и металлогенические эпохи КМА.—Тр. III совещ. по пробл. изуч. Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Зайцев Ю.С., Агейкин А.С., Шибанов В.М., Гольшкина Р.И. Новые данные по геологии юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.—Тр. регион. петрогр. сов. по Евр. части СССР. Киев, 1969.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во "Недра", 1964.

- Леоненко И.Н., Полищук В.Д., Зайцев Ю.С. Докембрий Воронежской антеклизы.— Бюлл. МОИП, сер. геол., 1967, № 5.
- Полищук В.Д., Полищук В.И. Основные и ультраосновные породы докембрия Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых.—Тр. III совещ. по пробл. изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Чернышев Н.М., Молотков С.П., Фролов С.М. Некоторые минералого-петрографические особенности ультраосновных пород юго-восточной части Воронежской антеклизы.—Тр. III совещ. по пробл. изучения Воронежской антеклизы. Воронеж, 1966.
- Чернышев Н.М. Основные итоги изучения основных и ультраосновных пород и медно-никелевых руд юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (1963-1966).—Матер. научн. конфер., посвященной 50-летию Советской власти. Воронеж, 1967.

М.В.Фишман, Б.А.Голдин, Н.П.Юшкин

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОН СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

Детальные исследования геологического строения севера Урала и Пай-Хоя, петрологии, петрохимии магматических и вмещающих их метаморфических пород, а также анализ радиогеологических данных позволили в основных чертах наметить схему истории и эволюции вулканизма и метаморфизма и выделить следующие конкретные формации и комплексы.

1. Добайкальские магматические образования. Представлены пластовыми телами амфиболитов, залегающими среди мигматизированных кварцево-слюдяно-гранатовых сланцев (верховья р.Кожим). Отличительной особенностью амфиболитов является повышенные содержания TiO_2 (рутилоносные амфиболиты). Формационная принадлежность их не выяснена.

2. Байкальские формации (< 800-530 млн.лет). В пределах структурно-фациальных зон начальных прогибов формировались верхнекожимская и манарагская диабазовые формации.

Верхнекожимская — представлена маломощными покровами метаморфизованных диабазов и комагматичными им пластообразными телами габбро-диабазов (среднее и верхнее течение р.Николай-Шор, истоки Б.Патока, Шокурья и Манья). Эффузивные разности пород этой формации входят в состав пуйвинской свиты. С ней связаны прожилково-вкрапленные медно-сульфидные проявления (верховья Кузь-Пуа-Ю и Николай-Шор).

Манарагская формация пользуется широким распространением по всему Западному склону Пай-Хоя, Полярного и Поиполярного Урала. Она представлена в основном покровами диабазов, реже базальтовых, андезито-базальтовых порфиритов, спилитов, альбитофиров и их туфов. Все они — продукты подводных трещинных излияний (маньинская свита). Гипабиссальной фацией пород этой формации являются дайки, штоки и силлы габбро, габбро-диабазов. С этой формацией связаны медно-порфировые рудопроявления (верховья р.Кожим и др.).

К интрузивным фациям манарагской формации относятся породы парнукского габбро-диоритового комплекса (620-580 млн.лет). Для него характерны многофазные массивы сложного строения, представленные габбро, диоритами, гранодиоритами, гипербазитами. С ультраосновными дифференциатами этой формации связаны тальковые проявления и амфиболовый асбест. В условиях местных поднятий в это же время формировались андезиты, дациты и порфириты лапчавожской андезитовой формации (среднее течение р.Лапчавож, верховья р.Б.Усы).

На векторных диаграммах химических составов по А.Н.Заварицкому породы этих трех формаций образуют сравнительно короткие дифференциационные ряды от основных базальтов ($b = 32$) до андезитов ($b = 18$). Точки их составов протягиваются вдоль крайних известково-щелочных ассоциаций, тяготея к линии составов лав Лассен-Пик. При этом серия пород манарагской формации от верхнекожимской отличается несколько повышенной щелочностью и пониженным содержанием полевошпатовой извести. Эти формации сопоставимы с кембро-рифейскими формациями Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня (терская серия) и Горного Алтая (диабазовая формация).

В условиях геантиклинального режима формировалась малдинская липаритовая формация (600–500 млн. лет). Она представлена покровами и потоками липаритовых порфиров и их туфами. Для всех этих пород характерно краснокаменное изменение. Гипабиссальная фация представлена дайками и жилами липарит-порфиров и гранит-порфиров. На векторной диаграмме А.Н.Заварицкого породы липаритовой формации образуют компактную группу, концентрирующуюся вблизи точек средних типов риолита, липарита, реже дацита по Дели. Эффузивные члены формации характеризуются пересыщенностью глиноземом и невысокой магнезиальностью.

Нормативные соотношения относительно неизменных липаритовых порфиров этой формации на диаграмме Таттла-Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958) не выходят за пределы анхизэвтектического гранитного состава. С малдинской формацией связаны редкоземельные рудопроявления.

Заканчивается байкальский цикл в орогенный этап внедрения основной массы аллохтонных гранитоидов сальнерско-маньхамбовского гранодиорит-гранитного комплекса, представленного массивами биотитовых гранитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов (в фациях эндоконтактов) и лейкогранитами.

Химический состав гранитоидов широко варьирует, отражая целиком генетический ряд кварцевый диорит – гранодиорит – гранит – аляскит. В большинстве случаев для них характерно пересыщение глиноземом. Среди щелочей преимущественно преобладает натрий.

3. Каледоно-герцинские формации (515–200 млн. лет). В условиях эпибайкальского миегосинклиналичного режима в локальных зонах повышенной жесткости формируется лорцемпейская трахиандезит-базальтовая формация, представленная покровами базальтовых, андезитов-базальтовых, диабазовых, реже трахиандезитовых порфиров, трахитовых порфиров и обильных пирокластических образований. Гипабиссальная фация представлена дайками эссекитовых габбро, диабазов и порфиров. Они широко распространены на западной окраине современной горной гряды (в районе г. Тельпос-Из, в верховьях р. М.Паток в р-не хр. Лорцемпе, в бассейне р. Б.Патока, хр. Енгане-пэ и др.). Породы этой формации отличаются от вышеописанных базальтоидных формаций субщелочным характером. Кислые разности этой серии пород близки к составу лав Этны.

Диабазовые и базальтовые порфириты в районе г. Тельпос-Из и в бассейне р. Сив-яга обладают низким титано-железистым отношением $\frac{\text{Ti}}{\text{Fe}} \cdot 100 < 15$. В то же время в аналогичных породах хребта Лорцемпе $\frac{\text{Ti}}{\text{Fe}} \cdot 100 > 15$. Основные эффузивы хр. Сабли при переменном содержании двуокиси титана и общего железа обладают повышенным количеством полевошпатовой извести. С этой формацией связана медно-пирротиновая и апатитовая минерализация (верховья М.Патока).

Интрузивным аналогом лорцемпейской формации является габбро-монзонит-сиенитовый комплекс, представленный небольшими дифференцированными массивами габбро, габбро-диоритов, сиенито-диоритов, монзонитов, кварцевых сиенитов (р. Сив-Яга, хр. Макита-Чырды). Реже отмечаются дайки сиенитов и керсантитов (бассейн р. Манараги), приуроченные к разломам в пределах относительно жестких участков.

Габбро и габбро-диориты на векторной диаграмме Заварицкого располагаются в поле средних типов этих пород по Дели, в нижней части известково-щелочной вариационной линии. Сиенито-диориты, монзониты и керсантиты также близки к средним типам по Дели и тяготеют к верхней части вариационной линии щелочных пород. С этим комплексом связаны проявления меди, свинца, цинка, серебра и редких земель.

Одновременно с формированием этого комплекса или несколько запаздывая, в зонах геантиклинальных поднятий, произошло внедрение липаритовых порфириров повышенной щелочности пайпудынского дайкового комплекса (по Петровой, 1966) — гранитоидные массивы Илья-Из, Вангырской, Водораздельный, Малдинский и др.

К самым молодым образованиям эпибайкальского времени относится всяегинская формация апопикритовых порфириров, представленная дайками и штоками пикритовых порфириров, приуроченных к трем полосам разломов в районах: г.Тельпос-Из, бассейн р.Сив-Яга; истоки рек Пуйва, Кобыла-Ю, Манья; истоки рек Грубе-Ю и Лемвы (в пределах Лемвинской зоны). По петрохимическим особенностям они отличаются от перидотитов дунит-гарибургитового ряда и являются, вероятно, производными базальтоидных магм (высокое содержание Al_2O_3 , CaO , FeO , Fe_2O_3 , TiO_2). К ним приурочены проявления хризотил-асбеста.

В интервале от силура до девона (включительно) в пределах лемвинской зоны и северного Пай-Хоя, в условиях некомпенсированного прогибания происходило формирование лемвинского базальт-долеритового комплекса, представленного покровами и межпластовыми телами диабазов, базальтовых и андезито-базальтовых порфириров, реже трахибазальтовых, трахиандезитовых порфириров.

Одновременно, в зонах компенсированного прогибания (в бассейне верховий Р.Печоры и Центральном Пай-Хое) формируется верхнепечорский габбро-долеритовый комплекс, представленный дайками и sillами пикрито-долеритов и габбро-долеритов. По особенностям химизма они близки к девонским траппам Тимана, а также к траппам Сибирской платформы и долеритам Карру. С ними связаны титано-магнетитовые проявления, реже сульфидные и полиметаллические.

В ранние этапы герцинского цикла в условиях полуплатформенного режима формируется интрузивно-метасоматический кожимский гранитоидный комплекс (граниты, аляскиты, аплиты, метасоматиты). С ним связаны молибдено-вольфрамовые, полиметаллические, редкоземельные и некоторые другие рудопоявления.

К концу герцинского цикла относятся проявления печорской трапповой формации (базальты, долериты), развитой западнее описываемого нами района.

Анализ вариационных диаграмм серий пород перечисленных магматических формаций и комплексов подтверждает их принадлежность к производным в одном случае гранитоидных, а в другом базальтоидных магм. При этом для байкальских базальтоидных формаций отмечается повышение щелочности от древних к более молодым.

Величина известкового индекса, подсчитанного по методу Х.Куно (Kuno, 1959), позволяет установить принадлежность описанных безитовых формаций к трем сериям — к толеитовой (верхнепечорская, верхнекожимская и манагарская), известково-щелочной (лемвинский комплекс и р-н хр.Сабли) и щелочной (габбро-монцит-сиенитовый комплекс, лорцемпейская формация). Это же подтверждается нормативными составами пород соответствующих формаций.

Точки составов слабо измененных пород всех базальтоидных формаций на диаграмме изменения отношения $\frac{FeO + Fe_2O_3}{MgO + FeO + Fe_2O_3}$ в зависимости от SiO_2 образуют

полосы, характеризующие естественные ряды. Сравнение их с кривыми, построенными на основании экспериментальных данных (Osborn, 1959), свидетельствует о различных физико-химических условиях формирования пород соответствующих формаций. Эти условия определялись характером тектонического режима, степенью дифференцированности исходных расплавов и содержанием летучих компонентов.

Фракционирование базальтовых магм при формировании пород субинтрузивных фаций верхнекожимской, манагарской, лемвинской, верхнепечорской формаций и комплексов и эффузивной фации печорской трапповой формации происходило в условиях закрытой по отношению к кислороду системы, что приводило к накоплению железа в гонечных дифференциатах толеитовой серии. В то же время в условиях открытой по отношению к кислороду системы происходило обогащение последних дифференциатов SiO_2 и щелочами. Это характерно для пород эффузивных фаций этих же формаций, за исключением печорской — трапповой (известково-щелочная серия пород).

В дифференцированных телах с постепенным переходом от основных разностей к щелочным и субщелочным точки составов пород начальных фаз образуют непрерывную полосу вдоль оси коэффициента фракционирования, а более поздних фаз располагаются по кривой, отражающей непостоянство кислотности и коэффициента фракциони-

рования в период формирования пород. Это свидетельствует о том, что кристаллизация базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, габбро- и габбро-диоритов происходила при незначительной роли летучих компонентов, в то время как сиенитов, монцонитов и керсантитов - в условиях их высокого содержания.

Таким образом, в пределах Пай-Хоя, Приполярного и Полярного Урала выделяются конкретные магматические формации и комплексы, формирование которых происходило в собственно геосинклинальную, орогенную и субплатформенную стадии развития этой части Уральского подвижного пояса. Особые локальные условия, возникшие на разных участках в пределах в общем-то единых структурно-формационных зон, предопределили одновременное образование пород различной формационной принадлежности и различную металлогеническую специализацию несмотря на общие магматические очаги.

Литература

- Петрова И.А., 1966. Петрология доордовических магматических формаций западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности. Тезисы II Уральск. петр. совещ. Свердловск, 1966.
- Kuno H. Origin cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding arcs.-Bull. volcanol. 1959, ser.2, XXV.
- Osborn C.F. Role of oxygen pressure in the cristallisation and differentiation of basaltic magma.-Amer. J.Sci., 1959, vol.257, N 9.
- Tuttle O. and N. Bowen. Origin of granit in the light of experimental studies in the sistem $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O .- Geol. Soc. Amer., 1958, vol.74.

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

М.Г.Руб. Новые данные о связи оруденения с магматизмом	3
А.Н.Леонтьев. Типовая геологическая модель рудоносного (редкие металлы, вольфрам, молибден, олово) гранитного интрузива и ее петрографические модификации	9
М.Б.Бородаевская, Н.К.Курбанов, А.И.Кривцов, Е.П. Ширай. Базальтоидный магматизм и связь с ним колчеданного оруденения на примере Южного Урала	12
Э.П.Изох. О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях	16
А.А.Куденко. О связи между гранитоидными интрузиями и рудными месторождениями	22
Г.В.Мустафаев. О гибридизме магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемическом профиле эндогенного оруденения	25
А.И.Богачев, В.И.Кочнев-Первухов, М.М.Лавров, М.Г. Попов, В.Д.Слюсарев. Металлогенетические особенности гипербазитов Карелии	27

ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И ПРОЦЕССЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Н.П.Семенов. Петрохимические и кристаллохимические аспекты проблемы метаморфизма	31
А.А.Маракушев. Система метаморфических минеральных фаций	36
Б.Я.Хорева. Генетическая классификация фаций регионального метаморфизма и вертикальная метаморфическая зональность гранитного слоя земной коры	42
А.А.Ватцнаэр. Гранулиты и глубинное строение земной коры	42
Г.М.Другова, В.А.Глебовицкий, Л.П.Никитина, Л.В.Климов, Л.А.Прияткина, В.Б.Дагелайский. Типы гранулитовых комплексов	51
Л.И.Филатова, И.З.Филиппович. Гранито-гнейсовые формации, условия их образования (на примере Южного Улутгау, Центральный Казахстан)	54
Ш.И.Джавахишвили. К вопросу о влиянии гранитоидов на кристаллические сланцы южного склона Большого Кавказа	58
А.К.Симон, М.Е.Островская. Региональный метасоматоз в докембрийских породах и его значение (на примере Кольского полуострова)	60

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Б.П.Беликов. Влияние петрографического состава и истории формирования горных пород на их физико-механические, в особенности упругие свойства	66
И.П.Тимченко. Петрофизические свойства скарновых пород	66
Н.Н.Павлова, Г.Е.Кузьменкова. Влияние минерального состава и структурных особенностей пород кристаллического фундамента Русской платформы на их деформационно-прочностные свойства в условиях объемно-напряженного состояния	73
П.Н.Панюков, Г.Я.Новик, Р.Г.Петроченков, И.З.Синянов. Исследование зависимости теплового расширения магматических горных пород от кислотности и стекловатости при температурах до 800°С	77

ЗНАЧЕНИЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ,
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ, КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА
ГОРНЫХ ПОРОД

Г.Д.Афанасьев, А.М.Борсук, А.С.Марфуни, В.П.Петров, М.Г.Руб. О повышении эффективности петрографических исследований <u>В.С.Коптев-Дворников</u> , С.В.Ефремова, Ф.Р.Апельцин А.П.Бобривич, М.Б.Бородаевская, Л.С.Бородин, Е.Л.Бута- кова, О.А.Воробьева, Н.Ф.Воронина-Аникеева, Р.Д.Гаври- лин, Г.М.Гапеева, В.Е.Гендлер, И.В.Гинзбург, В.С.Глад- ких, В.И.Гоньшакова, А.М.Даминова, Л.С.Егоров, П.Ф. П.Ф.Емельяненко, В.В.Ковальский, С.М.Кравченко, А.А.Ку- харенко, В.А.Милашов, Н.П.Михайлов, В.Ф.Морковкинп, Е.В.Негрей, Е.А.Нечаева, М.П.Орлова, Р.П.Петров, М.А.Пет- ров, И.С.Рожков, Г.Б.Рудник, Н.М.Сарсадских, Н.Д.Собо- лев, Р.Н.Соболев, С.А.Соболев, Е.К.Устиев, Е.В.Францес- сон, Т.И.Фролова, Е.Б.Яковлева. Современное состояние терми- нологии и номенклатуры изверженных пород	81
Н.П.Ермаков, Ю.А.Долгов. Перспективы приложения минерало- гической термобарометрии к решению петрологических проблем.	100
<u>В.С.Коптев-Дворников</u> , М.А.Петрова. Петрохимическая клас- сификация эффузивов кислого состава	101

МАГМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ СССР

В.Н.Москалева, <u>Д.С.Харкевич</u> , Е.Т.Шаталов. Закономернос- ти проявления магматических формаций на территории СССР	105
Ш.А.Азизбеков, Г.С.Дзоценидзе. Магматизм Кавказа, Ирана, Турции	112 ✓
М.А.Кашкай. Магматизм Азербайджана и его формационное де- ление	113 ✓
Р.Н.Абдуллаев, Ф.А.Ахунцов, Т.Г.Гаджиев, Г.И.Керимов, Е.И.Потапова. Магматические формации Азербайджана	117 ✓
Г.П.Багдасарян, С.Б.Абовян, В.А.Агамалян, С.И.Баласа- нян, Р.Т.Джрбагиян, Г.А.Казарян, Э.Г.Малхасян, Б.М.Мелик- сетян, Р.Л.Мелконян, А.Х.Мнацаканян, З.О.Чибухчян. Магма- тические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ис- копаемые	122 ✓
Г.М.Заридзе, Н.Ф.Татришвили. Эндогенные формации Кавказа К.А.Шуркин, Ф.П.Митрофанов. Магматизм Балтийского шита и фундамента северной части Русской плиты	133
И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, И.Л.Личак, В.И.Орса, И.Д.Ша- ровский, Н.П.Щербак, И.Б.Щербаков. Магматизм Украинского шита и южной части Восточно-Европейской платформы	137
Д.С.Штейнберг, И.Д.Соболев. О магматизме Урала	137
Г.Ф.Ляпичев, А.В.Авдеев, В.К.Заравняева, Р.Н.Карабанов, В.С.Кузубный, Ю.И.Лялин, Л.Г.Никитина, В.И.Серых, Н.И.Сту- чевский, Л.Н.Тимофеева, В.М.Шужанов, В.М.Шульга, Н.М.Фрид. Магматизм Казахстана	142
А.А.Абдулин, К.А.Абдрахманов, А.В.Авдеев, К.Е.Есенов, Ю.И.Лялин, Т.Ч.Чолпанкулов. Сравнительная характеристика маг- матизма главных этапов развития Казахстанской складчатой области и Мугоджар	143
	148

И.Х.Хамрабаев, А.А.Кустарникова, Р.Б.Баратов, Т.А. Додонова, Т.Н.Далимов, Г.Г.Лихойдов, С.М.Бабаходжаев, Г.А.Абдурахманов, А.М.Месхи. Магматические комплексы Средней Азии.	154
А.Л.Додин, Л.А. Козубова, В.П.Павлова, П.И.Шамес. Магматизм южного складчатого обрамления Сибирской платформы	162
Н.С.Малич, В.Л.Масайтис. Развитие магматизма и тектонических движений Сибирской платформы	167
С.С.Зимин, П.Е.Бевзенко, И.Н.Говоров, Е.П.Леликов, М.А.Михайлов, В.Г.Сахно, М.А.Мишкин, П.Г.Недашковский, Ю.Л.Неверов, И.А.Плотников, Д.Ф.Семенов. Ассоциация родственных магматических пород Дальнего Востока в связи с проблемой глубинного строения Земли и источников рудообразования.	172
М.Л.Гельман. Основные проблемы магматической геологии Северо-Востока СССР	180
Л.М.Афанасьев. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье	184
О.А.Богатиков, А.П.Биркис. Габбро-норито-анортозитовый пояс запада Восточно-Европейской платформы	187
О.Н.Волынец, А.В.Колосков, Г.Б.Флеров, Н.Л.Шилин. Формации интрузивных пород и их место в эволюции подвижной зоны Центральной и Юго-Восточной Камчатки	191
Н.М.Чернышев. Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минерогения	194
М.В.Фишман, Б.А.Голдин, Н.П.Юшкин. Магматические формации западной и центральной зон севера Урала и Пай-Хоя	196

Новые данные о связи оруденения с магматизмом. Руб М.Г. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Автором получены новые данные о связи оловянного, вольфрамового и редкометального оруденения с развитием сложных многофазных гранитоидных комплексов. Показано, что эти комплексы являются обычно постскладчатыми и характеризуются повышенным (по сравнению со средним) содержанием рудных элементов и летучих компонентов и высокой дисперсией содержаний как первых, так и вторых. При этом от ранних производных рудоносного магматического комплекса к поздним — наиболее кислым дифференциатам происходит увеличение содержания рудных и летучих элементов. В этом же направлении возрастает дисперсия содержания этих элементов. Установлено, что при формировании рудоносных магматических комплексов очень большое значение имеют состав и количество газовой фазы.

В последние годы в связи с развитием новых методов исследования появились дополнительные факты, подтверждающие и развивающие выдвинутые нами ранее критерии связи оруденения с магматизмом. На примере отдельных рудных районов Тихоокеанского пояса показано большое значение изучения состава газожидких включений в минералах рудоносных гранитоидов и сопровождающих их постмагматических образований для решения ряда вопросов петрологии и металлогении. Иллюстраций 1.

УДК 553.2

Типовая геологическая модель рудоносного (редкие металлы, вольфрам, молибден, олово) гранитного интрузива и ее петрографические модификации. Леонтьев А.Н. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Дано модельное выражение наблюдающейся упорядоченности в расположении пегматоидных, аплитовидных и сегрегационных зон рудоносных гранитных интрузивов. Сопоставление внутренней зональности интрузивов и рудной зональности непрерывно связанных с ними жильных (пегматитовых, гидротермалитовых) полей позволяет выразить в рациональной форме различия в строении элементарных рудоносных систем, включающих или редкометальные пегматиты или редкометальные граниты или рудные кварцевые жилы.

УДК 552.3

Базальтоидный магматизм и связь с ним колчеданного оруденения на примере Южного Урала. Бородаевская М.Б., Курбанов Н.К., Кривцов А.И., Ширай Е.П. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В статье рассматривается история развития инициального базальтоидного магматизма эвгеосинклинальных зон. Особенности состава и фациальный облик пород базальтоидных формаций определяются спецификой тектонического режима различных частей прогибов, испытывавших активную дифференциацию на самых ранних этапах своего развития, что предопределяет полиформационный или моноформационный облик отдельных структурно-формационных зон.

Колчеданное оруденение связано с контрастно- и последовательно-дифференцированными формациями. Формирование рудных тел протекало на фоне отмиравшей вулканической деятельности, в обстановке интенсивных конседиментационных тектонических движений и многократного внедрения интрузий субвулканической фации. В районах активного интрузивного магматизма поздних этапов (габбро-плагиогранитной и гранитной формаций) колчеданные месторождения подвергаются контактовому метаморфизму и переработке при участии постмагматических гидротерм. Библ. 6 назв.

УДК 552.11

О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях. Изох Э.П. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Дана характеристика гомодромных многофазных ассоциаций основных и кислых интрузивных пород. Предполагается высокая корреляция с металлоносностью трех признаков щелочности, завершенности и прерывистости ассоциаций. Выделены серии натровые, калиевые, калиевые глиноземистые, повышенной щелочности. Появление серий интерпретируется как результат процесса перемещения уровня магмообразования из базитового субстрата в сиалический, а также интрателлурического привноса сиалического материала в зарождающейся магме.

Набор рудных металлов, генетически связанных с серией, определяется ее щелочностью; интенсивность рудоносности прямо связана с завершенностью серии. Тектоническая позиция однотипных серий может быть различной. Иллюстраций 5. Библ. 3.

УДК 552.11 + 553,2

О связи между гранитоидными интрузиями и рудными месторождениями. Куденко А.А. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Гранитоидные интрузии рассматриваются как анатектические внутрикоровые образования, возникающие за счет плавления преимущественно сланцев, содержащих соединения - флюсы, снижающие температуру их плавления. Кларки большинства рудных элементов в сланцах выше, чем в гранитоидах, что обеспечивает отделение рудных компонентов в процессе анатексиса.

Температурная кривая магмообразования имеет восходящую и нисходящую ветви. Легколетучие компоненты (щелочи, галоиды, большинство цветных металлов) отделяются в домагматическую стадию и при благоприятных условиях формируют месторождения, переходные между эндогенными и экзогенными (эндогенный источник металла, экзогенный способ отложения). Труднолетучие компоненты формируют постмагматические месторождения. Летучесть многих элементов зависит от хлор-фторного отношения в исходных породах.

Магмообразование и связанное с ним рудоотложение составляют отдельные этапы в геохимических циклах. Библ. 8 назв. Иллюстраций 2.

О гибрилизме магм мезозойских интрузивов Малого Кавказа и фемическом профиле эндогенного оруденения. Мустафаев Г.В. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Мезозойские интрузивы среднего и кислого составов наибольшее развитие получили в Сомхито-Агдамской тектонической зоне, где известны и многочисленные месторождения полезных ископаемых. Внедрение интрузивов, совпадающее со складкообразованием, наиболее активно проявлено в средней юре и на рубеже верхней юры и нижнего мела. Средний состав первых отвечает плагиогранитам, а вторых — кварцевым диоритам и гранодиоритам. Обе группы интрузивов независимо от петрографического состава и возраста пород относятся к щелочноземельному ряду с преобладанием натрия над калием. Гранитоиды формировались на средних и близповерхностных глубинах. Широко развит дайковый комплекс. Минералого-геохимические данные, так же как петрологические, указывают на первично базальтоидный состав магм мезозойских интрузивов, гибрилизированных кислыми породами сиалита.

Фемический профиль магматизма предопределял и металлогенический облик зоны. Широко развиты серноколчеданные, медно-цинковые, железорудные, кобальтовые, медномышьяковые и др. месторождения. Библиография 6 назв.

УДК 552.321. 6 + 553

Металлогенические особенности гипербазитов Карелии. Богачев А.И., Кочнев-Первухов В.И., Лавров М.М., Попов М.Г., Слюсарев В.Д. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В Карельском и отчасти Кольском регионах выделяются три типа гипербазитовых интрузий различной формационной принадлежности: нижнепротерозойский гипербазитовый, ниже- и среднепротерозойский габбро-перидотитовый. Условно выделяется тип расслоенных габбро-норит-перидотитовых интрузий. Гипербазитам определенной принадлежности присущи специфические черты металлогении: гипербазитовому формационному типу — сочетание хрома и силикатного никеля; габбро-перидотитовому типу — сочетание хрома с силикатным никелем и титана с медно-никелевым оруденением; дифференцированным интрузиям (габбро-перидотитовых комплексов) — сочетание титана и сульфидного никеля.

Расслоенные интрузии Карелии сопоставимы с породами Кольского полуострова (плутоны Мончи, Панских высот) и Бушвельдским лополитом. Каждый магматический комплекс определенного формационного типа в каждом конкретном районе имеет геохимическую специфику. Иллюстраций 1.

УДК 552.11

Петрохимические и кристаллохимические аспекты проблемы метаморфизма. Семененко Н.П. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В зависимости от преобладающей роли тех или иных факторов выделяются основные типы метаморфизма: динамотермальный, термо-

контактовый, инъекционный плутонометаморфизм и миграционно-контактовый метасоматический метаморфизм.

Среди метаморфических пород, образующихся в условиях ограниченной подвижности породообразующих компонентов, выделяются следующие группы: метаморфических сланцев (ступени аспидных сланцев и филлитов); роговиков, узловатых сланцев и микрогнейсов (ступени роговиков и узловатых сланцев и роговиков и микрогнейсов); гнейсов и мигматитов (двусланяная, амфибологнейсовая и пироксеногнейсовая ступени).

Среди метасоматических образований, возникающих в условиях переменной высокой подвижности породообразующих компонентов, выделяются следующие группы: кристаллические слюдяные сланцы, грейзены и кварциты - продукты калийного метасоматоза и выщелачивания; щелочные сланцы, альбиты и фениты - продукты натриевого щелочного метасоматоза; скарны - продукты кальциево-магнезиально-железистого метасоматоза.

УДК 549.1:552.4; 624.54

Система метаморфических минеральных фаций. Маракушев А.А. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971 г.

Путем термодинамических расчетов минеральных равновесий с учетом экспериментальных работ, минералогической термометрии и петрографических данных выводится система фаций, охватывающая парагенезисы метапелитовых и метабазитовых пород в широком диапазоне температуры ($T = 200-1000^{\circ}\text{C}$) и давления на твердые фазы (P_S до 12 кбар) при $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 1000 атм. Обсуждаются общие проблемы метаморфизма (связь с эволюцией геосинклиналей, геохимические особенности, флюидный режим). Библ. 39 назв. Иллюстраций 5.

ВДК 552.163:550.311

Генетическая классификация фаций регионального метаморфизма и вертикальная метаморфическая зональность гранитного слоя земной коры. Хорева Б.Я. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

На основе петрогенетической и геотектонической типизации процессов регионального метаморфизма, произведенной автором в результате анализа карты метаморфизма СССР, предлагается генетическая классификация метаморфических фаций. Каждый из выделенных типов регионального метаморфизма - динамо-геотермический и плутонический - характеризуется своей фациальной серией, образование которой связано с различными источниками тепла и приурочено к различным стадиям тектонического цикла. Каждая фациальная серия занимает определенное положение в вертикальном разрезе гранитного слоя и приводит к образованию двух типов вертикальной метаморфической зональности. Тектоно-метаморфическая зональность - первого порядка. Она является результатом эволюции во времени процессов регионального динамо-геотермического метаморфизма и выражена в структурной этажности складчатых систем и платформ. Плутоно-метаморфическая зональность - второго порядка - наложена на тектоно-метаморфическую и приводит к переработке коры в результате процессов регионального плутонического метаморфизма. Таблиц 2. Библ. 3 назв.

Гранулиты и глубинное строение земной коры. Ватцнауэр А.А. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Гранулит представляет собой метаморфическую породу, состоящую из тонкозернистой мозаики полевого шпата с кварцем или без кварца. Фемические минералы преимущественно безводные (если присутствуют), типичны ленточные или линзовидные зерна или агрегаты. К сожалению, термины "гранулит" и "гранулитовая фация" исторически произошли от породы, которую в современном понимании к таковым относить нельзя.

Гранулиты имеют различное происхождение. Гранулиты рудных гор Средней Европы образовались в виде линзы в сколовой зоне в результате локального повышения давления в несколько раз по сравнению с обычным. Гранулиты же Канадского щита сформировались в особом "гранулитовом" структурном этаже, имеющем площадное распространение и залегающем на глубинах 10-15 км. Библ. 3 назв.

УДК 549.0:552.113

Типы гранулитовых комплексов. Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Климов Л.В., Прияткина Л.А., Дагелайский В.В. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Выделяются три типа комплексов пород гранулитовой фации, отличающихся по геологическому положению в раннедокембрийских складчатых областях, составу минералов и минеральным парагенезисам: лапландскому, алданскому и ладожскому. Детально изучены минералы и парагенезисы каждого типа, а также рассмотрен метаморфизм гранулитов в условиях амфиболитовой фации. Гранулитовую фацию авторы расчленяют на четыре субфации: биотит-силлиманитовую, биотит-гранат-кордиерит-ортотлазовую, гиперстен-кордиеритовую (безбиотитовую) и гиперстен-силлиманитовую. Библ. 3 назв. Иллюстраций 1.

УДК 552.42 (574.3)

Гранито-гнейсовые формации, условия их образования. Филатова Л.И. Филиппович И.З. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Приведены данные по двум разновозрастным территориально и тектонически обособленным гранито-гнейсовым формациям Южного Улутау: древнейшей, предположительно нижнепротерозойской плагиогранито-гнейсовой и более молодой (970 ± 100 млн.л) гранито-гнейсовой. Рассмотрен состав формаций и условия их образования. Библ. 8 назв.

К вопросу влияния гранитоидов на кристаллические сланцы южного склона Большого Кавказа. Джавахишвили Ш.И. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Рассматривается влияние верхнепалеозойских гранитоидов на вмещающие их слюдяные сланцы, в результате которого при гранитизации последних привносятся кремний и натрий, а железо, магний и алюминий выносятся. При этом значительных перемещений калия и кальция не отмечается. Так как содержание калия в гранитоидах и вмещающих их сланцах примерно одинаковое, делается вывод, что при гранитизации слюдяных сланцев происходит смена одних калийсодержащих минералов (слюда) другими (калишпат) без существенного изменения суммарного содержания калия в породе. Таблиц 2. Библ. 5 назв.

УДК 552.42

Региональный метасоматоз в докембрийских породах и его значение. Симон А.К., Островская М.Е. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Приводятся геолого-петрографические данные, свидетельствующие о переходе регионально метаморфизованных базитов в кислые гнейсы под воздействием кали-кремниевого метасоматоза. Этот же процесс приводит к существенному преобразованию высокоглиноземистых сланцев. Рассматриваемое явление приурочено главным образом к региональным разломам и зонам смятия и отличается широким распространением. Подчеркивается важность выявления метасоматитов при стратиграфическом расчленении докембрийских толщ и для трассирования зон сочленения крупных тектонических структур. Таблиц 1. Библ. 3 назв. Иллюстраций 4.

УДК 552.1:53, 548.53

Влияние петрографического состава и истории формирования пород на их физико-механические в особенности упругие свойства. Беликов Б.П. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Обсуждаются различные аспекты физико-механических исследований горных пород при решении ряда вопросов геологии и геофизики. В качестве примеров приводятся исследования лаборатории ИГЕМ АН СССР по влиянию упругих констант минералов на упругие свойства пород. Предлагается метод расчета скоростей волн и модулей упругости по количественно-минералогическому составу. Указывается на применение физико-механических исследований при изучении рудных месторождений. Библ. 3 назв. Иллюстр. 1.

Петрофизические свойства скарновых пород. Тимченко И.П. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

По результатам более 70 экспериментальных определений охарактеризованы петрофизические свойства (объемный вес, общая и эффективная пористость, пределы прочности при сжатии и степень их стабильности, модуль упругости, коэффициент Пуассона, проницаемость и др.) различных типов скарновых пород, а также вмещающих скарновые залежи известняков и гранитоидов полиметаллических месторождений юго-западного Карамазара. Показана необходимость учета роли петрофизических свойств горных пород при постмагматическом гидротермальном изменении их и локализация промышленного оруденения, а также при поисковых, в частности геохимических, исследованиях. Таблиц 1. Библ. 1 назв. Иллюстраций 2.

УДК 552.1-539.2

Влияние минерального состава и структурных особенностей пород кристаллического фундамента Русской платформы на их деформационно-прочностные свойства в условиях объемно-напряженного состояния. Павлова Н.Н., Кузьмеев Г.Е. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В статье рассматривается зависимость деформационных и прочностных свойств метаморфических и магматических пород от их минерального состава и степени измененности катаклазом и вторичными процессами. Установлена возможность приближенного прогноза деформационно-прочностных свойств пород при разных давлениях на основании данных о свойствах минералов в тех же условиях. Дан анализ особенностей остаточной деформации пород фундамента, в механизме которой преобладает межзерновое скольжение. Таблиц 1. Библ. 2 назв. Иллюстраций 2.

УДК 552.1:53

Исследование зависимости теплового расширения магматических горных пород от кислотности и стекловатости при температурах до 800°C. Пашюков П.Н., Новик Г.Я., Петровичев Р.Г., Синянов И.З. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Относительное удлинение $\frac{\Delta l}{l}$ и коэффициент температурного расширения для магматических пород нормального ряда от кислых до основных определялись в температурной динамике методом кварцевого dilatометра при прямом и обратном ходе температур. Установлено, что значения $\frac{\Delta l}{l}$ и α закономерно снижаются при переходе от кислых пород к основным как для интрузивных, так и для эффузивных пород. Влияние необратимых изменений породы на величину α в отличие от влияния на модуль Юнга незначительно. Исключение составляют серпентинизированные дуниты, для которых α при температурах выше 300°C меняет знак на обратный. Таблиц 1, иллюстраций 3.

О повышении эффективности петрографических исследований. Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Марфуниин А.С., Петров В.П., Руб М.Г. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В статье рассматривается значение петрологических исследований для решения главнейших практических и теоретических задач геологии. Указаны основные направления развития петрологии как науки, отмечены недостатки в развитии методов петрографических исследований, особо выделен круг общегеологических и геофизических проблем, решение которых невозможно без углубленных работ в области петрологии и магматической геологии.

УДК 552.2 : 552.3

Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. Коптев-Дворников В.С., Ефимова С.В., Апелъцын Ф.Р., Бобриевич А.П., Бородаевская М.Б., Бородин Л.С., Бутакова Е.Л., Воробьева О.А., Воронина-Аникеева Н.Ф., Гаврилин Р.Д., Гапева Г.М., Гендлер В.Е., Гинзбург И.В., Гладких В.С., Гоньшакова В.И., Даминова А.М., Егоров Л.С., Емельяненко П.Ф., Ковальский В.В., Кравченко С.М., Кухаренко А.А., Милашов В.А., Михайлов Н.П., Морковкина В.Ф., Негрей Е.В., Нечаева Е.А., Орлова М.П., Петров Р.П., Петрова М.А., Рожков И.С., Рудник Г.Б., Сарсадских Н.М., Соболев Н.Д., Соболев Р.Н., Соболев С.А., Устиев Е.К., Францессон Е.В., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б. "Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Рассмотрены признаки, которые необходимо положить в основу современной классификации и диагностики интрузивных и эффузивных пород, а также вопросы сохранения или упразднения названий магматических пород и особенно целесообразность применения синонимов, неопределенных, недостаточно точных, отвлеченных и громоздких терминов. Предложены диаграммы классификации гранитоидов, ультраосновных и основных пород по количественно-минеральному составу, общие принципы выделения щелочных интрузивных пород, а также таблицы для диагностики и разделения эффузивных пород. Дано определение термина "кимберлит". Номенклатурная комиссия рекомендует изъять из употребления более 3000 терминов. Таблиц 6. Библ.16 назв. Иллюстраций 3.

УДК 552.11

Петрохимическая классификация эффузивов кислого состава. Коптев-Дворников В.С., Петрова М.А. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Эффузивы кислого состава ряда районов нашей страны (Кавказ, Карпаты, Камчатка, Казахстан и др.) по содержанию главных петрогенных окислов (SiO_2 , Al_2O_3 , сумма железа и MgO и сумма щелочей) подразделяются на типы и подтипы. Данные петрохимии в сочетании с геолого-петрографическими признаками позволяют выделить среди них образования двух генетических групп, отличающихся степенью петрохимической однородности и региональной устойчивости: 1) эвтектоидных липаритов за счет палингенного плавления сиала и 2) диф-

ференциатов более основных магм. Ореолы фигуративных точек выделенных петрохимических типов кислых эффузивов конкретных регионов их развития занимают на диаграмме А.Н. Заварицкого разное положение, что также может быть использовано для целей конкретной диагностики. Таблиц 1. Библ. 9 назв.

УДК 552.30:551.24

Закономерности проявления магматических формаций на территории СССР. Москалева В.Н., Харкевич Д.С., Шаталов Е.Т. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Рассматриваются в историко-геологическом аспекте основные закономерности проявления магматических формаций на территории СССР на фоне общих закономерных связей магматизма и тектоники. Представлена схема развития магматизма на территории Советского Союза, показывающая общую картину последовательно возникающих тектоно-магматических циклов складчатых областей и этапы магматизма на платформах, а также эпохи постконсолидационной активизации. Подчеркиваются две главные тенденции в развитии магматизма Земли: направленность и цикличность. Указывается, что платформенный магматизм в отличие от геосинклинального характеризуется отсутствием цикличности в его проявлениях, которые фиксируются лишь в определенных этапах, сопряженные во времени с границами крупных тектоно-магматических циклов в геосинклинальных складчатых областях. Кратко рассмотрен вопрос о причинах разнообразия магматических формаций при ограниченном количестве типов магм. Библ. 12 назв. Иллюстраций 1.

УДК 551.24 + 552

Магматизм Азербайджана и его формационное деление. Кашкай М.А. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

На территории Малого Кавказа выделяется два крупных магматических цикла: герцинский и юрский. Первый характеризуется формированием комагматического комплекса, несущего признаки формации диабазов и диабазовых порфиритов. Второй - двумя эффузивными формациями: а) базальтовой и андезит-базальтовой и б) кварц-порфировой. В неокме отмечалось мощное проявление интрузивного магматизма (долеритовая, габброидная и гранитоидная формации). В военем мелу вновь оживляется вулканическая деятельность (спилито-диабазовая формация Севано-Карабахской зоны), сопровождаемая внедрением ультраосновных интрузий. Завершающие палеогеновый и неогеновый циклы магматизма характеризуются проявлением андезит-андезит-базальтовой формации, формации гранитоидов с липарит-дацитовой фацией и базальт-андезит-базальтовой формацией антропогена.

Магматические формации Азербайджана. Абдуллаев Р.Н., Ахундов Ф.А., Гаджиев Т.Г., Керимов Г.И., Потапова Е.И. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Впервые рассматривается схема выделения магматических формаций Азербайджана и дается их краткая характеристика. Устанавливается связь определенных эффузивных и интрузивных формаций с этапами альпийского тектоно-магматического цикла. Выделенные формации по сравнению с другими геосинклинальными системами имеют отличительные черты, что связывается авторами с заложением Закавказской геосинклинали на жестком субплатформенном основании. Эта геосинклиналь является новообразованной, ее начальная и инверсионная стадии ясно выражены. Библ. 2 назв.

УДК 552.3 (571.6.553)

Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. Багдасарян Г.П., Абовян С.Б., Агамалян В.А., Баласанян С.И., Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Малхасян Э.Г., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х., Чибухчян З.О. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В тесной связи с геотектонической историей на территории Армении выделяются байкало-каледонские и альпийские магматические формации. К первым отнесены метаморфизованные породы в ядрах альпийских антиклинальных поднятий. Вторые представлены собственно геосинклинальными (нижняя юра - средний палеоген) и орогенными (верхний палеоген - антропоген) формациями.

Геосинклинальные магматиты альпид представлены в восходящем порядке плагиогранитовый диорит-гранодиоритовой, базит-гипербазитовой и габбро - диорит - гранодиоритовой формациями, а в эффузивной фации - андезитовой и андезито-базальтовой субформациями, спилит-диабазовой, базальт-андезитовой, липаритовой и вновь андезитовой формациями.

В орогенном этапе установлена последовательность: щелочно-сиенитовая (субформация), габбро-монзонит-сиенитовая, гранитовая, габбро-эссекситовая формации. В эффузивной фации: трахиандезитовая, андезитовая, трахилипаритовая, андезито-дацитовая и вновь трахиандезитовая формации.

Выделенным магматическим формациям и субформациям соответствуют рудные формации, также охарактеризованные в работе. Таблиц 1. Библ. 20 назв.

УДК 551.24 (243)

Эндогенные формации Кавказа. Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Разработана классификация эндогенных формационных типов орогенных областей. Она отличается от других подобных классификаций тем, что в ней различные типы формаций располагаются в порядке их исторического развития, образования качественно новых формаций за счет ранее уже существующих с попутным возникновением ювенильных формаций. На Кавказе выделяются 59 конкретных доюрских и

мезо-кайнозойских магматических (вулканических, плутонических), метаморфических, метасоматических и смешанных эндогенных формаций, развитых в различных тектонических зонах. Библ. 15 назв.

УДК 552.31.

Магматизм Украинского щита и южной части Восточно-Европейской платформы. Усенко И.С., Бернадская Л.Г., Личак И.Л., Оrsa В.И., Царовский И.Д., Шербак Н.П., Шербаков И.Б. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Рассматриваются эволюция магматизма Украинского щита и его обрамление в период от архея до кайнозоя. Образование магматических пород происходило в различной тектонической обстановке. Архейский и нижнепротерозойский магматизм связан с формированием мобильных зон, среднепротерозойский и последующий – развивался в платформенных условиях. Констатируется отсутствие в доплатформенный период прямой генетической связи между основным и кислым магматизмом.

Преобразование подвижной зоны в платформу в среднем протерозое сопровождалось разломной тектоникой и формированием интрузивно-метасоматических сложных плутонов. Для завершающего этапа магматизма среднего протерозоя характерно развитие структур центрального типа и появление щелочных пород, не известных в раннем докембрии. Верхнепротерозойский магматизм представлен трапповой формацией, образование которой связано с тектонической перестройкой в конце докембрия. Следующая тектоническая активизация обусловила появление эффузивных (девонских) и дайковых (позднепалеозойских) комплексов. Завершилась магматическая деятельность в альпийское время локальным излиянием трахидацитов, приуроченных к кальдерам опускания. Библ. 7 назв.

УДК 551.24+552

Магматизм Казахстана. Ляпичев Г.Ф., Авдеев А.В., Заравняева В.К., Карабанов Р.Н., Кузубный В.С., Лялин Ю.И., Никитина Л.Г., Серых В.И., Стучевский Н.И., Тимофеева Л.Н., Шужанов В.М., Шульга В.М., Фрид Н.М. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В истории развития магматизма Казахстана выделяется четыре тектоно-магматических цикла: позднебайкальский, ранне- и позднекаледонский, герцинский. Каждый цикл характеризуется сходными вертикальными рядами магматических формаций, среди которых раннегеосинклинальные представлены спилитовой, базальтовой, базальтово-трахиандезитовой, габбро-плагиогранитовой, а позднегеосинклинальные (орогенные) – андезито-базальтовой, андезитовой, липаритовой, габбро-диорит-гранодиоритовой, гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой, гранитовой и лейкогранитовой. Вместе с этим магматизм каждого цикла отличается и индивидуальными особенностями, отражающими общую направленность геосинклинального магматизма в течение позднекембрийско-раннемезозойского мегацикла: позднебайкальский и раннекаледонский циклы характеризуются большой ролью раннегеосинклинальных базальтовых формаций, тогда как орогенный гранитоидный магматизм редуцирован; в позднекаледонском цикле одинаково широко развиты и раннегеосинклинальные базальтовые и позднегеосинклинальные гранитоидные формации; в герцинском редуцирован раннегеосинклинальный

магматизм, но весьма широко проявлен кислый орогенный. Приводится краткая характеристика магматических формаций. Библ. 2 назв. Иллюстраций 2.

УДК 552.31

Сравнительная характеристика магматизма главных этапов развития Казахской складчатой области и Мугоджар. Абдулин А.А., Абдрахманов К.А., Авдеев А.В., Есенов Ш.Е., Лялин Ю.И., Чолпанкулов Т.Ч. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В работе рассмотрены основные типы магматических формаций главных этапов развития Казахской складчатой области и Мугоджар, отмечены черты их сходства и различия. На основе сравнительного анализа магматизма структурно-формационных зон разновозрастной консолидации изложены закономерности проявления магматических явлений в геосинклинальные и орогенные этапы развития каледонид и герцинид.

УДК 551.22.

Магматические комплексы Средней Азии. Хамрабаев И.Х., Кустарникова А.А., Баратов Р.Б., Додонова Т.А., Далимов Т.Н., Лихойдов Г.Г., Бабаходжаев С.М., Абдурахманов Г.А., Месхи А.М. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Отражены главнейшие особенности магматизма и металлогении складчатых областей Средней Азии. Специфика магматизма и металлогении Средней Азии увязываются с большой мощностью коры (40–65 км) и преимущественным развитием на большей ее части гранитного слоя. Тип коры в местах развития гранитоидов (без эффузивных аналогов) обычно сиалический, а в областях проявления вулканоплутонических ассоциаций (в срединных массивах) сиалическо-фемический. Предложена новая схема тектонического районирования Средней Азии: вся территория этого региона делится на четыре области – Тянь-Шань, Памир, Копет-Даг и Балханы. Они в свою очередь подразделены на зоны и подзоны. Дана характеристика магматических комплексов Средней Азии, отражены особенности проявления и распределения магматических образований во времени и пространстве, вещественного состава и отчасти металлогении. Магматические комплексы подразделяются на формации и группы фаций – интрузивную и вулканическую. Библ. 7 назв.

УДК 552.3 (571)

Магматизм южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Додин А.Л., Козубова Л.А., Павлова В.В., Шамес П.И. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Приводится описание различных магматических формаций, приуроченных к четырем крупным геотектоническим элементам: байкальскому, каледонскому, герцинскому и киммерийскому подвижным поясам.

Приведен анализ основных закономерностей эволюции магматизма, тесно связанных с ходом развития разновозрастных складчатых областей, обрамляющих Сибирскую платформу. Иллюстрация 1.

Развитие магматизма и тектонических движений Сибирской платформы. Малич Н.С., Масайтис В.Л. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубин Земли", "Наука", 1971.

Структурно-формационный анализ осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических образований Сибирской платформы показывает, что в истории ее развития выделяется девять циклов (или этапов), которые проявились в процессах осадконакопления, магматизма и тектонических движений (палеопротерозойский, мезо-протерозойский, неопротозойский, эпипротозойский, раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский-раннемезозойский, мезозойский и кайнозойский). В течение каждого цикла происходит смена отдельных стадий осадконакопления. Магматизм обычно приурочен к заключительным стадиям циклов, характеризующимся общим поднятием, разгрузкой магматических очагов и последующим замиранием тектонической активности. Возникновение платформенных магматических формаций (трапповой, трахибазальтовой, щелочно-ультраосновной) происходило в мезо-протерозойском (около 1600 млн.лет), неопротозойском (около 1000 млн.лет), эпипротозойском (около 600 млн.лет), среднепалеозойском (около 350 млн.лет), позднепалеозойском-раннемезозойском (около 250 млн.лет) циклах. Геологические данные и изотопное датирование указывают на дискретность проявлений магматизма во времени и на синхронность образования различных магматических формаций, принадлежащих к одному и тому же циклу. Направленность и необратимость осадочного и магматического породообразования платформы выражаются в смене типов формаций во времени, в последовательном изменении отдельных особенностей однотипных формаций, а также в усилении контрастности движений, их амплитуды и т.д. от криптозооя к фанерозою. Библ. 9 назв. Иллюстрация 1.

УДК 552.3:551.1+553.06 (571.6)

Ассоциации родственных магматических пород Дальнего Востока в связи с проблемой глубинного строения Земли и источников рудообразования. Зимин С.С., Бевзенко П.Е., Говоров И.Н., Леликов Е.П., Михайлов М.А., Сахно В.Г., Мишкин М.А., Недашковский П.Г., Неверов Ю.Л., Плотников И.А., Семенов Д.Ф. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В регионах Дальнего Востока выделяются ассоциации родственных интрузивных и эффузивных пород, которые тесно сопряжены во времени, пространстве, по составу и металлогении и являются индикаторами глубинного строения земной коры и мантии. Показывается, что рудная специализация гранитоидных комплексов обусловлена как характером подкоровых растворов, так и влиянием состава кристаллического фундамента, слагающего нижний структурный этаж складчатых областей. Таблица 1. Библ. 14 назв. Иллюстраций 3.

Основные проблемы магматической геологии Северо-Востока СССР. Гельман М.Л. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Магматические процессы имеют важное значение в геологической истории Северо-Востока СССР, играя важную роль в металлогении как фактор в осадконакоплении и в образовании геологических структур. Позднемезозойское золотое и оловянное оруденение в разных структурах оказывается связанным с магматическими образованиями близкого возраста, но различной формы, состава и фациального облика. Это заставляет анализировать связь оруденения и магматизма конкретно для сравнительно небольших структур и говорить о многочисленных магматических комплексах. Позднемезозойские гранитоиды и малые интрузии – послескладчатые образования, приуроченные к глубинным разломам. Теория тектоно-магматического цикла не объясняет многих особенностей магматической геологии, в связи с чем привлекает внимание вопрос о петрографических провинциях, четко намечающихся в раннем – среднем палеозое и в позднем мезозое, когда, наряду с базальтовым, проявился гранитоидный магматизм. В расположении позднемезозойских провинций обнаруживается перипацифическая зональность. По направлению от Тихого океана возрастает отношение калия к натрию и содержание кремнекислоты в среднем составе горных пород. Требуется исследования вопроса о составе фундамента и его преобразованиях при смене плана петрографических провинций.

УДК 551.22 + 552.31

Габбро-норит-анортозитовый пояс запада Восточно-Европейской платформы. Богатиков О.А., Биркис А.П. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Исследованиями последних лет в западной части Восточно-Европейской платформы обнаружены габбро-норит-лабрадоритовые породы, образующие в доколе платформы массивы неправильной формы. Помимо давно известных Коростеньского и Новомиргородского массивов Украины, подобные образования выявлены на территории Прибалтики, Восточной Польши и в Фенноскандии. Основные породы дифференцированы и представлены лабрадоритами, норитами, габбро-норитами, оливиновыми габбро, пироксеновыми габбро и перидотитами. По структурным, текстурным особенностям и минеральному составу породы, слагающие массивы пояса, сходны между собой; различия между ними касаются в основном петрохимии. Так, массивы Украинского щита характеризуются резко выраженной повышенной железистостью фемических силикатов по сравнению с массивами Прибалтики, а Фенноскандинавские занимают промежуточное положение. Можно говорить об одновозрастности (средний протерозой) габбро-лабрадоритовых массивов всей этой зоны и генетическом их родстве.

Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье. Афанасьев Л.М. Сб. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

Эволюция гранитоидного магматизма в Западном Забайкалье в течение мезозоя очень тесно связана с тектонической активностью и заключалась в магматической дифференциации гранитной магмы, обогащении ее кремнеземом, щелочами и в формировании из нее все более лейкократовых пород. Делается вывод, что гранитная магма возникает не только в эпоху геосинклинального развития земной коры, но и в зонах активизации под воздействием тектонических движений. Библиография 9 назв.

УДК 552.322

Формации интрузивных пород и их место в эволюции подвижной зоны Центральной и Юго-Восточной Камчатки. Вольнец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шилин Н.Л. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

На основе проведенного авторами формационного анализа разбираются особенности верхнемелового-кайнозойского магматизма (главным образом интрузивного) в связи со спецификой его структурной приуроченности на территории Центральной и Юго-Восточной Камчатки. Рассматривая эволюцию магматизма, авторы выделяют три тектономагматических этапа, каждый из которых характеризуется проявлением специфических вулканических, плутонических и вулканоплутонических формаций. При переходе от более ранних к более поздним этапам развития наблюдается последовательная консолидация региона. Одновременно происходит закономерное изменение геологических, петрографических и петрохимических особенностей, связанных с этими этапами интрузивных образований. Библиография 8 назв.

УДК, 552.3+553.061,2/471.323+471.324+471.325/

Докембрийские базит-гипербазитовые комплексы Воронежского кристаллического массива и их минерогения. Чернышев Н.М. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

В пределах Воронежского кристаллического массива выделяются следующие докембрийские интрузивные комплексы основных и ультраосновных пород: 1) сергеевский гипербазитовый (архей); 2) стойленско-усманский габбро-плагиограбитовый (нижний - средний протерозой); 3) троснянско-мамоновский габбро-норит-гипербазитовый (средний протерозой); 4) смородинский габбро-долеритовый (верхний протерозой). Каждый из комплексов принадлежит к различным магматическим формациям и характеризуется определенной металлогенической специализацией. С первым связано рудопроявление силикатного никеля, талька, асбеста, хрома; второй - обнаруживает специализацию на титан и медь; третий - несет промышленные скопления сульфидных медно-никелевых руд; четвертый - характеризуется рудопроявлениями титаномагнетита и сульфидов. Библиография 8 назв.

Магматические формации западной и центральной зон севера Урала и Пай-Хоя. Фишман М.В., Голдин Б.А., Юшкин Н.П. "Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли", "Наука", 1971.

На основании детальных исследований геологического строения севера Урала и Пай-Хоя, петрологии, петрохимии магматических и вмещающих их метаморфических пород, а также анализа радиогеологических данных намечена схема эволюции вулканизма и метаморфизма, выделены конкретные формации и комплексы. Среди них - добайкальские, байкальские и каледоно-герцинские. Намечены связь вулканизма с определенными этапами развития Уральского подвижного пояса и основные черты металлогенической специализации выделенных формаций и комплексов. Библ. 5 назв.

Магматизм, формации кристаллических пород
и глубины Земли.
Труды 1У Всесоюзного петрографического совещания

Утверждено к печати
Петрографическим комитетом отделения геологии,
геофизики и геохимии АН СССР

Редактор Л.А. Кондаков
Технический редактор С.М. Бякерева

Подписано к печати 4/УШ-72. Формат 70x108 1/16
Усл.-печ.л. 20,65 Уч.-изд. л. 21,5. Тираж 1300 экз.
Бумага офсетная № 2. Т-13041. Тип.зак. 1289
Цена 2р. 48коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука". Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". Ленинград, В-34,
9-я линия, 12.

27. 4500.

411



UNIVERSITY OF CALIFORNIA