

**ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД**

Ленинград · 1989

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

*Сборник научных трудов*

5193

Ленинград · 1989

**Петролого-минералогические исследования кристаллических пород.**  
Сб. науч. трудов. Л., 1989. 152 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. орден-на Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского).

В статьях сборника излагаются результаты исследований петрологов ВСЕГЕИ, рассматриваются методы изучения отдельных групп породообразующих и акцессорных минералов, позволяющие повысить детальность расчленения кристаллических пород при крупномасштабной геологической съемке, освещаются отдельные вопросы региональной петрологии и некоторые проблемы формационного анализа магматических и метаморфических образований. Большая часть этих статей рассматривает вопросы минералого-петрографических исследований в развитии идей известного советского петрографа В. Н. Лодочникова.

Сборник рассчитан на петрологов, минералогов и широкий круг специалистов, занимающихся геологической съемкой.

Научный редактор

*В. Н. МОСКАЛЕВА*



Владимир Никитич Лодочников  
(1887—1943).

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Столетие со дня рождения ученого — это критическая дата, по которой можно уверенно оценить значение его трудов во времени. Давая оценку научному наследию В. Н. Лодочникова, Д. С. Коржинский и М. И. Ициксон писали, что все полнее и весомее раскрывается значение его научных трудов, яснее становится масштаб его личности, его вклад в советскую геологическую науку. В. Н. Лодочников с начала своей научной деятельности до последнего года жизни работал в Геолкоме (впоследствии ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ), чем он гордился, считая этот институт лучшей геологической школой страны. Одновременно с 1916 по 1930 г. он преподавал в Ленинградском горном институте.

Научная деятельность этого выдающегося ученого развивалась по трем направлениям: методические разработки детального изучения вещества горных пород и минералов; региональные петрологические исследования; теоретические разработки, базирующиеся на изучении магматических процессов, и последующие обобщения планетарного уровня.

В первой половине 30-х годов В. Н. Лодочниковым были опубликованы основополагающие труды учебно-методического и теоретического характера. Это всем известные учебники «Основы микроскопических методов изучения кристаллического вещества» [1930 г.] и «Главнейшие пороодообразующие минералы» [1932 г.], монография «Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные» [1936 г.]. В период с 1936 по 1941 г. Лодочниковым сделаны крупные обобщения теоретического плана, основанные на изучении процессов ультраосновного магматизма. Конструктивный и разносторонний ум ученого позволил ему от детального изучения вещества подойти к выводам о внутреннем строении Земли и к некоторым вопросам метеоритики.

В. Н. Лодочников не успел написать намеченный курс петрологии, но заложенные им идеи развиваются и будут развиваться в силу его исключительной прозорливости и бережного отношения к фактам.

Региональные петрологические исследования проводятся во ВСЕГЕИ в основном по двум направлениям: 1) комплексное изучение отдельных магматических формаций с особым акцентом на их детальной минералогической характеристике и 2) ана-

лиз пространственных и временных соотношений магматических (и метаморфических) формаций с установлением характера их связей в развитии геотектонических элементов.

Эти два направления современных петрологических исследований и определили построение сборника. В первой его части помещены статьи, рассматривающие некоторые минералогические аспекты петрологических исследований, т. е. вопросы той области петрологии, которой исключительное значение придавал и которую успешно развивал В. Н. Лодочников. Обсуждение в настоящее время этих вопросов представилось целесообразным в связи с отмеченным недавно геологической общественностью столетием со дня рождения ученого. Его идеи получили дальнейшее развитие в современной петрологии с позиций новых методических разработок и фактов, что подробно рассматривается во вводной статье Т. В. Билибиной и В. Н. Москалевой.

В статьях первой части сборника излагаются результаты изучения породообразующих и акцессорных минералов, являющихся индикаторными для отдельных магматических формаций и условий их образования. Е. Е. Порошиным, А. С. Рудашевским, И. Я. Центер и В. Н. Курановой приводятся результаты использования данных по характеристике породообразующих и акцессорных минералов (в том числе платиноидов) и обсуждаются вопросы о происхождении базальтовых и ультрамафитовых ассоциаций. В кратком обзоре результатов современных исследований природных гипербарических полиморфов В. Л. Масайтисом показан широкий спектр их образования. Использование кристалломорфологического анализа циркона для расчленения разнотипных гранитоидов и выяснения условий их образования посвящена статья Р. Л. Бродской, А. А. Высоцкой, И. А. Самининой, Г. К. Шнай. Роль процессов метасоматоза в образовании пироксенитов и сопутствующих им рудных минералов в ультрамафит-габбровых формациях отражена в статье С. В. Шербаковой, А. Б. Лапшиной, Л. Р. Колбанцева. В статье И. Я. Дядькиной показано большое петрогенетическое значение процессов апатитообразования во фронтальных частях гранито-гнейсовых куполов. Е. А. Басков в своеобразном аспекте рассмотрел значение минералов группы воды для классификации горных пород.

Во второй части сборника сгруппированы статьи, рассматривающие отдельные аспекты петрологии ассоциации изверженных и метаморфических пород, в частности гранулитов (статья В. В. Жданова), анортозитов (статья В. Н. Мошкина), мангерит-гранитовых ассоциаций (статья И. Н. Дагелайской). В статьях Л. И. Лукьяновой и А. В. Бельского, А. С. Синдеева приводится характеристика некоторых магматических формаций, их рядов и петрохимических серий для отдельных регионов

(Урал, Северо-Восток СССР). Вопросы систематики магматических формаций на петрохимической и геодинамической основах рассмотрены в статьях Д. М. Орлова, М. П. Орловой, Г. Н. Липнер и Л. В. Смеловой, И. И. Абрамовича.

В целом материалы сборника направлены на всестороннее развитие и совершенствование формационного метода изучения ассоциаций магматических и метаморфических образований.

УДК 552(081)

*Т. В. Билибина, В. Н. Москалева*

**РАЗВИТИЕ ИДЕЙ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА  
В СОВРЕМЕННОЙ ПЕТРОЛОГИИ**

За годы, прошедшие после кончины Владимира Никитича Лодочникова, четко определилось теоретическое и практическое значение его научных трудов, идей и мировоззрения. Замечательному ученому посвящено около 12 публикаций, которые выходили в связи со всеми его «круглыми» жизненными датами начиная с 60-летия. Такая верность памяти В. Н. Лодочникова объясняется не только большим числом его учеников, среди которых немало ученых с мировых именами (Д. С. Коржинский, В. С. Соболев, И. Г. Магакьян и др.), но и непреходящей ценностью его работ, касавшихся многих ключевых вопросов геологии. В настоящее время, когда имеется разносторонний анализ трудов В. Н. Лодочникова в статьях А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, В. С. Соболева, Д. П. Григорьева, Т. Ш. Татевосяна, М. И. Ициксона и др., становятся очевидными не только их масштабность и высокая актуальность, но, что следует подчеркнуть особо, их дальнейшее развитие в работах современных исследователей.

Научная деятельность этого выдающегося петролога развивалась по трем основным направлениям. Прежде всего это методические исследования в области изучения вещества горных пород и минералов, т. е. в области микроскопической петрографии, включающей также основы кристаллооптических методов. Исключительное значение имел его классический труд по оптической диагностике и исследованию минералов — «Главнейшие пороодообразующие минералы», выдержавший после 1932 г. еще пять изданий и до настоящего времени являющийся настольной книгой геологов, работающих с микроскопом. В. Н. Лодочников был непревзойденным диагностом минералов и обладал удивительным даром учить этому своих учеников. К существующим обзорам его петрографических работ, учебников, статей, где четко показаны их сущность и большое практическое значение, трудно что-либо добавить. Можно лишь подчеркнуть, что так

ясно и исчерпывающе мог писать только крупный исследователь, теоретик кристаллооптики, который был способен видеть под микроскопом много больше других. Сам он неоднократно говорил о том, что необходим «петрографический глаз, сверхчувствительный к световым эффектам». Сочетание глубокого знания кристаллооптики с диагностикой минералов позволило Лодочникову использовать и внедрить такие осязаемые оптические тонкости, как дисперсионный эффект, к которому он считал «в высшей степени важным приучить глаз исследователя». Внедрение этого и других оптических методов диагностики минералов проводилось им самим не только со студентами и аспирантами, но и со специалистами достаточного опыта. Он постоянно давал консультации петрографам Ленинграда, Москвы, Еревана, Тбилиси, Иркутска. Наряду с этим Лодочников, исключительно бережно относившийся к фактам, публиковал полученные им новые данные об отдельных минералах — аксините, лавсоните, полевых шпатах, слюдах.

Значительный интерес представляют основанные на анализе большого фактического материала его характеристики постмагматических процессов, таких, как опацификация, уралитизация, не говоря уже о серпентинизации, рассмотренной с исключительной детальностью в монографии «Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные» [1936 г.]. Примечательно, что опубликованию основополагающих работ Лодочникова предшествовал длительный период накопления им фактов, детальнейших исследований, обобщения их результатов, ознакомления с обширной литературой и ее критического анализа.

Региональные петрографические исследования составляют относительно небольшой объем в научной деятельности В. Н. Лодочникова, но результаты их послужили основой для формирования его научных взглядов, создания новых теорий, которые спустя 50 лет остаются актуальными для современных исследований. Материалы, собранные им за один полевой сезон, по объему и результативности их обработки могут быть сопоставимы с результатами работы нескольких современных партий, каменные коллекции и анализы которых используются обычно в малой степени и часто становятся достоянием только архивов.

По исследованиям, проведенным Лодочниковым в отдельных регионах (Восточный Саян, Казахстан, Киргизия, Воронежский массив), а также по материалам петрографической обработки коллекций других геологов им были опубликованы интересные работы, внесшие много нового в петрографию этих регионов. Имеются в виду его статьи по Кавказу, Персии (Ирану), району Кушки, Таймыру, Чаунскому району Чукотки. Особенно много внимания уделял он изучению базальтовых и интрузивных ультраосновных пород, что отвечало направленности его научных интересов. Круг вопросов, связанных с его полевыми

исследованиями, особенно в Сибири, рассмотрен в ряде обзоров В. С. Соболева, В. В. Золотухина, Н. Л. Добрецова, С. П. Соловьева, в которых отмечено все то новое, что не потеряло своей актуальности и в настоящее время.

Анализ результатов полевых геологических исследований, изучение обширной отечественной и зарубежной литературы, постоянное осмысливание и обобщение фактов и гипотез привели Лодочникова к основным научным выводам и созданию теоретических положений, построенных главным образом на изучении базитовых и ультрабазитовых образований и процессов их гидротермального и метасоматического преобразования.

Таким образом, третьим, весьма существенным и перспективным направлением научной деятельности В. Н. Лодочникова были его теоретические разработки, проанализированные в обзорах Д. С. Коржинского, М. И. Ициксона, Н. П. Михайлова, Л. Г. Кваши, С. П. Соловьева в итоге глубокого изучения его монографии «Серпентины и серпентиниты Ильчирские...» и статьи «Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы» [1939 г.]. Монография представляет собой исключительный как по композиции, так и по содержанию труд, свидетельствующий об очень высокой культуре и публицистическом таланте автора. Несмотря на громадный объем (817 страниц), книга удобна для пользования и легко усваивается благодаря четкой цифровой рубрикации и законченному рассмотрению конкретных вопросов.

Основные выводы Лодочникова о постмагматической автоморфической природе серпентинизации ультрабазитов, о ювенильных источниках серпентинизирующих растворов теперь являются общепризнанными. Но нужно учитывать состояние науки того времени, когда эти вопросы остро дискутировались, чтобы оценить их глубокую теоретическую обоснованность, подкрепленную детальнейшими петрографо-минералогическими исследованиями.

Разрабатывая вопросы постмагматического преобразования ультрабазитов и базальтоидов, В. Н. Лодочников установил важные частные закономерности, как, например, правило полярности; он показал несоответствие этому правилу известного «реакционного принципа» Боуэна и неприменимость этого принципа к постмагматическим и даже к некоторым магматическим процессам. В его формулировке правило полярности звучит так: «поствулканические процессы несут с собой те элементы или окислы, которыми бедна порода, обусловившая эти процессы»\*. Это правило, широко используемое петрографами, имеет большое значение для прогнозирования полезных ископаемых, формирующихся в областях магматической деятельности. Здесь

---

\* Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Л., ОНТИ, 1936, с. 130.

речь может идти не только о прямых генетических и парагенетических связях оруденения с интрузивными породами, но и о связи с более удаленными гидротермальными метасоматическими процессами. В числе гидротермально-метасоматических образований Лодочников рассматривал альбититы, плюмазиты, различные альбитсодержащие породы, слюдиты, хлоритовые и тальковые породы, формирование которых он связывал с взаимодействием гранитоидных и ультраосновных пород. Большую часть этих гранитов, в частности их натровые разновидности, он считал производными ультраосновной магмы. В настоящее время представление о роли метасоматизма в процессе становления ассоциаций ультрабазитовых пород пополнилось новыми фактами и получило многоплановое развитие, но Лодочникова следует отнести к числу первых исследователей этой проблемы.

В статье «Некоторые общие вопросы, связанные с магмой. . .» и в монографии о серпентинитах, с одной стороны, с большой тщательностью освещены вопросы петрографии и минералогии ультраосновных и базальтовых пород, а с другой — обоснованы представления о происхождении основных и ультраосновных магм. Большое значение Лодочников придавал динамике газового режима; он пришел к выводу о дегазации Земли, считая ее главной причиной вулканизма в широком смысле. Эти его представления получили дальнейшее развитие в современных гипотезах вулканизма и дегазации магмы.

Обобщая результаты своих исследований, В. Н. Лодочников создал гипотезу о физическом поясовом строении Земли и рассматривал характер процессов изменения вещества с глубиной как фазовые, полиморфные и скачкообразные переходы. Главное значение он придавал фактору повышения давления и увеличения плотности вещества с глубиной. Отсюда следовало отрицание гипотезы Канта — Лапласа о вещественно-поясовом строении Земли и железо-никелевом ее ядре. Он создал новое представление о высокоплотной материи, возникшей в результате атомных перестроек. Гипотеза Лодочникова представляет несомненный интерес, особенно в связи с современными разработками моделей глубинного строения континентов и океанов. Этот вопрос и сейчас далек от своего завершения, но сама его постановка в те годы была большим шагом вперед.

В. Н. Лодочников занимался и другими проблемами, тогда еще слабо разработанными, например вопросом о нахождении углерода в эффузивах базальтового состава, перидотитах, дунитах, серпентинитах (не говоря уже о кимберлитах) в форме аморфного вещества, графита, алмаза, а также в виде метана. Этот вопрос представляет сейчас значительный интерес в связи с выявлением широкого диапазона условий образования алмаза и графита из первичного углеродистого вещества, а также в связи с установлением важной роли углеродистых соединений в рудообразовании.

Внимание В. Н. Лодочникова привлекали также метеориты, проблема их происхождения. Им была выдвинута идея, заключающаяся в том, что выбросы вулканических извержений в атмосферу с предельной для Земли скоростью ( $>8$  км/с) могли превращаться в метеориты в процессе восстановления соединений железа в слоях, богатых водородом. Подтверждение околоземного происхождения метеоритов он видел в их составе, в присутствии в них углерода и его полиморфных модификаций. Эта гипотеза была позднее развита в трудах астронома С. К. Всехсвятского, создавшего теорию происхождения метеоритов за счет вулканических выбросов других планет и подтвердившего мнение Лодочникова о возможности образования метеоритных роев вследствие мощных вулканических извержений на Земле. Л. Г. Кваша, возродившая в 1964 г. идею Лодочникова, указывала, что, несмотря на спорность некоторых положений, эта идея несомненно способствовала прогрессу в решении ряда других проблем современной геологии.

При всем многообразии научных интересов В. Н. Лодочникова и большом значении его идей и теоретических выводов для современной петрологии он остается в памяти поколений геологов прежде всего как выдающийся петрограф, методологическую ценность трудов которого трудно переоценить. Сейчас, когда огромное внимание уделяется изучению петрографических и минералого-геохимических критериев поисков полезных ископаемых, а также метасоматизма в петрогенезисе и рудообразовании, появилась необходимость усилить ослабленные в последние десятилетия точные петрографические исследования с широким использованием микроскопа.

На современном уровне петрологических исследований магматических и метаморфических образований с использованием различных прецизионных методов приобрели особое значение и получили дальнейшее широкое развитие представления В. Н. Лодочникова об основных задачах петрографии, которые должны базироваться на точных определениях состава породообразующих и акцессорных минералов, создающих устойчивые парагенезисы в определенных типах горных пород. Он неоднократно подчеркивал, что породообразующие минералы — это основа петрографии и петрологии, и рассматривал их как «физико-химические единицы», а горные породы — как «физико-химические системы», состоящие из этих «единиц». Он считал, что без знания породообразующих минералов, их свойств, происхождения невозможно даже приступить к изучению петрографии, а тем более петрологии, т. е. к изучению состава, происхождения и взаимоотношений горных пород.

Эти представления В. Н. Лодочникова, высказанные им более полувека назад, оказываются особенно актуальными сейчас, когда практически все региональные петрографические исследования ведутся на формационной основе. Формационный метод

изучения магматических и метаморфических образований предполагает прежде всего получение данных для детальной характеристики вещественного состава и строения типоморфных горных пород, входящих в ту или иную устойчивую петрографическую ассоциацию, т. е. формацию. Именно здесь труды Лодочникова по кристаллооптике и микроскопическим методам исследования минералов и горных пород будут иметь неocenимое и непреходящее значение.

УДК 549 : 552.323.5 : 551.242.3

*Е. Е. Порошин*

### МИНЕРАЛОГИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ И ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В отличие от кимберлитов и щелочных континентальных базальтов, где в качестве источников генетической информации выступают глубинные включения, сведения о ранних этапах эволюции геосинклинальных базальтов и их производных — базальтоидов в литературе практически отсутствуют. Для решения вопросов о происхождении последних обычно используются их валовые (геохимические, петрохимические и петрофизические) характеристики, являющиеся результирующей множества геологических процессов и испытывающие искажения в результате поздне- и постмагматических преобразований.

Многолетний опыт петрографо-минералогических работ привел автора к важному петрологическому заключению: базальты несут генетическую информацию практически обо всех этапах эволюции магматических расплавов — от уровней генерации их до субсолидусных превращений в минералах. Эти сведения заключены в составах и структурах породообразующих минералов — плагиоклазов (Pl), пироксенов (Px), магнетитов (Mt), ильменитов (Ilm), оливинов (Ol) и акцессорных — Pl, клинопироксенов (Cpx), Ol, Mt, Ilm, шпинелидов (Sp), хромшпинелидов (Crsp), гранатов (Cr), перовскитов, а также других минералов и включений в них. Породообразующие минералы фиксируют обычно заключительные этапы становления пород, акцессорные несут в себе информацию о промежуточных и ранних этапах эволюции магматических расплавов. В отличие от кристаллизующихся в условиях «закрытых» систем интрузивных пород, где ранние генерации минералов, вступая в реакцию с расплавом, изменяются, сохранность минералов вулканических пород обеспечивается сравнительно быстрым перемещением магм к поверхности и кристаллизацией их в условиях «закалки». Обнаруженные в базальтоидах различные генерации минералов не только фиксируют последовательные этапы эволюции

магм, но и свидетельствуют о присутствии в последних чужеродного вещества. Скоррелированность составов этих минералов с вмещающими их породами различна: максимальна у минералов основной массы и поздних вкрапленников и минимальна или отсутствует вовсе у ранних генераций и чужеродных минералов, захваченных расплавами при движении к поверхности.

Следует отметить, что при всей кажущейся доступности предлагаемого метода исследования специфика его заключается в трудоемкости интеграции и выделения минералов, в обеспечении надежности результатов, в установлении места и времени появления отдельных минералов в длительном и сложном магматическом процессе. Определение последовательности минералообразования с помощью минералого-петрографических наблюдений в шлифах и протолочках часто оказывается недостаточным для идентификации аксессуарных минералов. Возникает необходимость сравнения составов отдельных минералов или их парагенезисов с составами аналогичных минералов широкого круга пород, охватывающего практически все магматические и даже метаморфические породы.

Методология изучения последовательно образованных генераций минералов и их парагенезисов разработана на примере геосинклинальных базальтоидов Уральской ( $S_1-C_1$ ) и Алтае-Саянской ( $R_3-E_{1-2}$ ) складчатых областей, а также базальтоидов Зауралья ( $T_{1-2}$ ) и Восточной Сибири ( $T_{1-2}$ ). Первые относятся к следующим формациям [1]: трахибазальтовой (tb), трахибазальт-трахиандезитовой (tba), натриевых базальтов (nb), натриевых базальтов — риолитов (nbr), базальт-андезит-риолитовой (bar), андезит-базальтовой (ab), калиевых базальтов — трахитов (kbt), базальт-трахириолитовой (btr), базальт-трахит-трахириолитовой (bttr); вторые — к риолит-лейкобазальтовой (rlb) и базальт-долеритовой (bm) \*.

Возможности использования предложенного метода для решения генетических вопросов иллюстрируются на ряде примеров.

1. В базальтах 15 разноформационных (nb, nbr, ab, btr, bttr, tb, tba) комплексов обнаружены [3] высокохромистые хромшпинелиды (51—69 мас. %  $Cr_2O_3$ ) и хромдиопсиды ( $Cr_{di}$ , 0,7—3 мас. %  $Cr_2O_3$ ), не имеющие аналогов среди минералов базальтового ликвидуса и сходные с таковыми из «мантийного» парагенезиса пород (литературные источники): включений в алмазах и сростаний с ними, каменных метеоритов, ультрабазитов из включений в кимберлитах и из массивов дунит-перидотитовой (u) и дунит-клинопироксенит-габбровой (um) формаций (рис. 1, 2). Из перечисленных пород только ультрабазиты формаций u и um ассоциируют с исследуемыми базальтами в единых структурно-

\* Образцы для выделения минералов из пород формации bm были любезно предоставлены В. П. Ледневой.

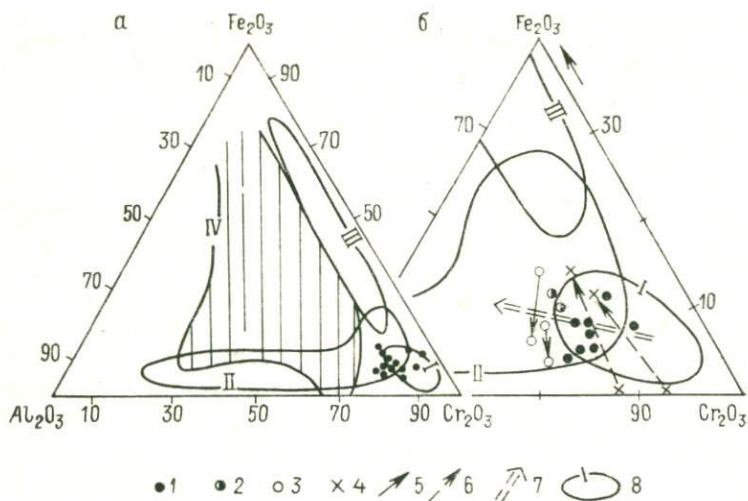


Рис. 1. Составы хромшпинелидов магматических пород в системе  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_3\text{—Cr}_2\text{O}_3$  (мас. %).

1—4 — составы высокохромистых шпинелидов из геосинклинальных базальтов Уральской и Алтае-Саянской складчатых областей; на рис. 1, а — средние неразделенные, на рис. 1, б — средние из толентовых (1), оливиновых (2), щелочно-оливиновых (3) базальтов и частные (4) из центра и края кристаллов; 5—7 — тренды составов минералов: 5 — от ранних к поздним проявлениям вулканической деятельности отдельных структурно-формационных зон, 6 — фиксирующие процессы магнетитизации, 7 — от толентовых к щелочно-оливиновым базальтам; 8 — поля распространения составов минералов: I — из алмазов, сростаний с ними, гипербазитовых включений в кимберлитах, каменных метеоритов, II — из гипербазитов дунит-перидотитовой формации, III — из гипербазитов дунит-клинопироксенит-габбровой и щелочно-ультрамафических формаций, IV — из базальтоидов других вулканических комплексов (многочисленные литературные источники) и низкохромистых генераций исследуемых базальтов.

формационных зонах, что дает основание для предположения об общности мантийного субстрата для обоих типов пород. В свете приведенных данных наиболее приемлемой гипотезой образования базальтовых магм оказывается модель селективного плавления пиrolитового (лерцолитового) мантийного субстрата, продуктами которого являются базальты — мобилизат и дуниты, гарцбургиты — рестит. Исследуемые минералы рассматриваются как реликты преобразованного в дунит исходного мантийного субстрата. Базальтовые расплавы выступают лишь в виде транспортеров и консервантов этих минералов. Относительно небольшая изменчивость составов высокохромистых  $\text{Cr}_{sp}$  и  $\text{Cr}_{di}$  свидетельствует о выдержанности состава рестита в момент отделения от него магматических расплавов, по крайней мере на доинверсионном этапе развития складчатых областей. Доказательствами существования процессов плавления верхней мантии являются обогащенные Si, Ti, K (до 7 мас. %) включения, приуроченные к интерстиционным участкам ультрабазитов формации и [Порошин Е. Е., Рудашевский Н. С., 1986 г.] и нодулей

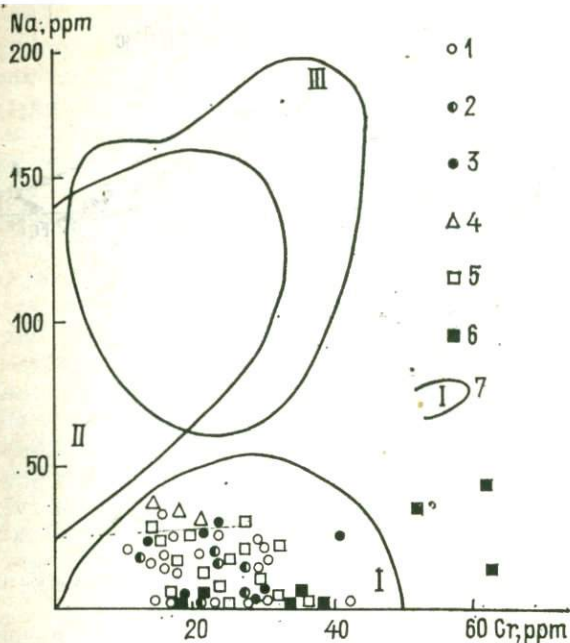


Рис. 2. Соотношение концентраций Na и Cr в хромдиопсидах магматических пород (ppm от кристаллохимических коэффициентов).

1-6 — составы минералов из базальтов вулканических формаций (материалы автора): 1 — nb, 2 — nbg, 3 — ab, 4 — kbt, 5 — tb, 6 — tba; 7 — поля распространения минералов из ультрабазитов (литературные источники): I — срединно-океанических хребтов (Индийский и Атлантический океаны), океанических островов (Тихий океан), дунит-перидотитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций, включений в базальтах Исландии и океанических островов, II — континентов (массивы Французских Пиренеев, Бени-Бушера, Ронда и др.), включений в континентальных щелочных базальтах, III — кимберлитовых нодулей.

из кимберлитов [Абрамов В. А., Завьялова Л. Л., 1977 г.], включения базальтовых и андезитовых стекол в ультрабазитовых нодулях из базальтов Камчатки [Колосков А. В. и др., 1980 г.] и др.

Устойчивые различия в составе исследуемых хромшпинелидов, наблюдаемые в базальтах разной щелочности (изоморфизм  $Al, Fe^{3+} \leftrightarrow Cr$ ), более достоверно объясняются процессами их преобразования в условиях верхней мантии, чем изменением уровня магмообразования и степенью селективного плавления субстрата в условиях относительно «открытых» для магматических флюидов и расплавов систем (эвгеосинклинали, океанические рифты) на поверхность изливаются толентовые базальты, несущие

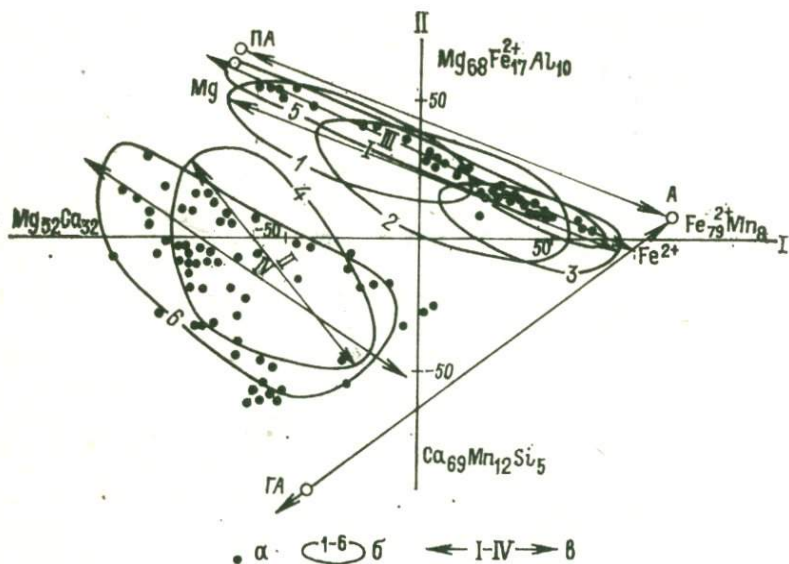


Рис. 3. Компонентная диаграмма составов гранатов магматических и метаморфических пород.

*а* — составы гранатов из базальтоидов Тагило-Магнитогорского мегасинклинория; *б* — поля распространения гранатов из метаморфических пород гранулитовой (1), амфиболитовой (2), зеленосланцевой (3) фаций, из эклогитов (4) и геосинклинальных базальтоидов Урала, относимых к реликтовым минералам сиалической коры (5) и к минералам магматического генезиса (6); *в* — тренды составов гранатов из метаморфических пород (I), эклогитов (II) и базальтоидов (III, IV) Урала, А — алмадин, ПА — пироп-альмадинный (50% А) и ГА — гроссуляро-альмадинный (50% А) минералы.

щие в себе наиболее хромистые шпинелиды. В случае пониженной проницаемости коры и мантии (вторичные наложенные прогибы, орогенные стадии складчатых систем) магматические расплавы в условиях верхней мантии обогащаются некогерентными элементами и летучими за счет их подтока в зоны пониженных давлений (астеносферы) и при передвижении расплавов к поверхности за счет механизма «зонной плавки» [4], а реликтовые хромшпинелиды изменяются в сторону обогащения их  $Fe^{3+}$  и Al.

II. Вопросы ассимиляции базальтовыми расплавами вещества сиалической коры, как и сам факт существования последней в зонах активного развития геосинклинального вулканизма, являются остродискуссионными. Для их решения использованы сведения о составе и распределении одной из трех разновидностей гранатов, обнаруженных в геосинклинальных базальтоидах [2]. По составу эти гранаты относятся к пиральспитам с меняющейся от 5 до 50% пироповой и низкой гроссуляровой составляющими. Они отличаются от гранатов магматических пород (экспериментальные и эмпирические наблюдения) и схожи (рис. 3) с минералами метаморфизованных в условиях грану-

лит-зеленосланцевой фации пород сиалической коры [Соболев Н. В., 1964 г.; Гранаты метаморфических комплексов Урала, 1980 г.], из чего делается вывод об их «коровой» природе.

На основании анализа частоты встречаемости и распределения исследуемых гранатов в рамках отдельных вулканических комплексов, формаций и рядов формаций (использован материал более чем по 700 минералогическим пробам) выявлены закономерности ассимиляции вещества коры. На ранних этапах вулканической деятельности комплексов (березовский Урала, формации *btg*) базальтовые расплавы контаминируют нижние уровни сиалической коры. С развитием вулканической деятельности, со сменой тектонического режима растяжения на режим сжатия в магматический процесс наряду с нижними вовлекаются более высокие ее уровни. Степень ассимиляции корового материала базальтовыми расплавами в пределах отдельных структурно-формационных зон увеличивается от «однородных» (*tb*, *pb*) к «контрастным» (*pbgr*, *br*, *tbr*) и далее к «последовательно дифференцированным» (*bar*, *bttr*, *tba*) формационным видам, а в пределах длительно развивающихся складчатых областей (Уральская, Алтае-Саянская) — от ранних ( $S_1$ — $D_1$  Тагильского и  $D_2$ — $D_3$  Магнитогорского синклиория) к поздним ( $C_1$  Магнитогорского синклиория) этапам вулканической деятельности.

В связи с дискусионностью тектонического положения офиолитового парагенезиса формаций представляет интерес характер распределения «коровых» гранатов в базальтах формации *pb*, которые сторонниками плитной тектоники соотносятся с океаническими. Результаты исследований оказались неоднозначными. В базальтах мугоджарского комплекса ( $D_2$ ) Урала (на территории Урала распределение гранатов этого типа изучено по одному комплексу) «коровые» гранаты не обнаружены; в базальтах кускунукского, кадвойского, чингинского комплексов ( $E_1$ ) Алтае-Саянской области гранаты встречаются эпизодически; базальты алтынбулакского комплекса ( $E_1$ ) Западной Тувы заражены этими минералами. Последний комплекс по ряду признаков выведен нами из состава формации *pb* и переведен в формацию *tb*. Таким образом, для большинства относимых к формации *pb* комплексов Тувы вулканическая деятельность развивалась на сиалическом основании.

III. Не менее спорными являются вопросы об источниках калия и его изменениях в магматических процессах. На основании проведенных минералого-геохимических исследований выявлены три основных тренда изменчивости  $K$ , которые условно могут быть обозначены как «мантийный», «эволюционный» и «привнесенный».

Первый, ориентированный в направлении роста содержания  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $FeO + Fe_2O_3$ , прослеживается между базальтами разной насыщенности кремнеземом в ряду формаций *pb* — *b* — *tb*. В этом же направлении ориентированы ведущие тренды измен-

чивости усредненных по комплексам составов базальтов «однородных» формационных видов: *pb*, *bm*, океанических недифференцированных базальтов [Порошин Е. Е., 1983 г.]. Глубинный характер тренда уверенно устанавливается по распределению и изменению составов акцессорных и породообразующих минералов: по появлению вкрапленников *Ol* в базальтах *b* и *tb*, биотита и калиевого полевого шпата (*Fsp*) в формациях *tb*, по увеличению *Og*-составляющей во всех генерациях *P1*, по росту концентраций *Ca* и *Ti*, *Ca*, (*K*) в ранних вкрапленниках *Ol* и *Srx* соответственно в направлении от толентовых к щелочно-оливиновым базальтам.

Согласно широко распространенной гипотезе, рост концентраций *K*, *Ti* и недосыщенности  $SiO_2$  в базальтах связывается с понижением уровней магмообразования [Harris P. G., 1957 г.; Грин Д. Х., Рингвуд Э. А., 1968 г.; Кутолин В. А., 1972 г., и др.]. Приведенные в работе сведения о составах «реститовых» минералов в исследуемых базальтах не согласуются с этой гипотезой, поскольку наиболее хромистые (и более глубинные) их разновидности приурочены к толентовым, а менее хромистые — к субщелочным базальтам. Более удовлетворительно закономерности изменения составов *Crsp* и содержаний  $K_2O$ ,  $TiO_2$  в базальтах разной насыщенности  $SiO_2$  объясняются степенью проницаемости земной коры и верхней мантии для магматических флюидов и расплавов, т. е. временем нахождения исходных базальтовых магм в условиях мантии.

«Привнесенный» тренд отражает процесс обогащения калием магматических расплавов на поздних этапах их эволюции. Он отчетливо устанавливается между базальтами формации *kbt*, среди которых выделяются разновидности с повышенным (3—4 мас. %  $K_2O$ ) и нормальным (~1 мас. %  $K_2O$ ) содержаниями окисла. О невысоких концентрациях *K* в базальтовых расплавах на ранних этапах их эволюции свидетельствуют составы ранних вкрапленников минералов (*P1*, *Srx*), не несущих в себе следов повышенной калиевого. Факт увеличения содержаний *K* в магматической системе фиксируется по появлению каймы *Fsp* вокруг вкрапленников *P1*, по росту *Og*-составляющей в поздних генерациях *P1* (микровкрапленниках и микролитах основной массы), по изменению составов поздних генераций *Srx* и др. Источником «привнесенного» калия могут являться метаморфизованные породы сиалической коры, контаминированные базальтовыми расплавами.

«Эволюционные» тренды фиксируют изменение содержаний *K* в процессе эволюции базальтовых расплавов. С ростом его концентраций в исходных базальтах (в ряду формаций *pb* — *b* — *tb*) темп накопления элемента в вулканических сериях (от базальтов к андезитам) увеличивается. В сериях базальтоидов формации *pb* концентрации  $K_2O$  практически не меняются, что может быть объяснено не только низкими содержаниями эле-

мента в исходных расплавах, но и наложенными процессами альбитизации пород. Составы породообразующих минералов отражают лишь изменение содержаний  $\text{SiO}_2$  в сериях. В комплексах формаций b и tb с ростом кремнекислотности пород увеличивается Ог-составляющая в Pl, смещается в более ранние стадии кристаллизация Fsp, появляются субщелочные темноцветные минералы. Наибольший темп накопления  $\text{K}_2\text{O}$  в сериях пород отмечается для комплексов формации kbt, что обусловлено совмещением «привнесенного» и «эволюционного» трендов.

IV. Образование дифференцированных по типу Феннера (от магнезиальных базальтов через железистые к исландитам и далее к железистым риолитам) вулканических серий, широко развитых в «однородных» и «контрастных» формационных видах геосинклиналей, обычно интерпретируется как результат кристаллизационной дифференциации магматических расплавов. Это предположение опирается на результаты экспериментальных работ [Феннер С. Н., 1929 г.; Лапин И. В., 1986 г.], на наблюдения за природными объектами [Уоджер Л., Браун Г., 1970 г.] и на возможность количественного расчета процесса. Согласно этой гипотезе, для получения железистых базальтов из магнезиальных необходима отсадка Ol, Pl, Crx в условиях низкого давления кислорода (железо-вюститовый буфер), для образования исландитов из железистых базальтов — выделение Mt в условиях высокого давления кислорода (магнетит-гематитовый буфер). Происхождение железистых риолитов связывается с ликвацией и газовым переносом на заключительных этапах дифференциации [Феннер С. Н., 1929 г.].

Удовлетворительно объясняющий происхождение интрузивных комплексов пород механизм кристаллизационной дифференциации не в состоянии интерпретировать некоторые детали строения и состава вулканических серий пород. Не находит объяснения факт отсутствия значительных по объему толщ порфировых пород (вкрапленники Ol, Pl, Crx, Mt) в комплексах афировых базальтоидов. Ссылки некоторых исследователей на incongruentное плавление и на «невыход» на поверхность ранних генераций вкрапленников не подтвердились нашими исследованиями, показавшими сохранность в базальтоидах практически всех ранее выделившихся минеральных фаз, включая реликтовые минералы коры и верхней мантии.

Избирательный характер выделения Ol — только из недосыщенных кремнеземом базальтовых расплавов — не в состоянии объяснить изменение расплава от магнезиальных к железистым базальтам в сериях толентовых базальтов. Кроме того, отсадка Ol с содержанием Fe 12—20 мас. %, более чем в два раза превышающим концентрации этого элемента в «исходных» магнезиальных базальтах, не может привести к обогащению им остаточных расплавов. Эффект обогащения последних Fe и Si не может быть достигнут и отсадкой Crx [Форстер Г., 1978 г.],

поскольку концентрации Fe в них соизмеримы, а SiO<sub>2</sub> (до 55 мас. %) — даже превышают содержания этих элементов в «исходных» базальтах. С позиций кристаллизационной дифференциации не находят объяснения и некоторые закономерности изменения составов пород и минералов: уменьшение окисленности Fe в Fe-Ti-окислах, неодинаковый темп накопления Fe и Ti в породных сериях и др.

Приведенные наблюдения, наряду с обнаружением в отдельных магматических телах постепенных переходов между афировыми магнезиальными и железистыми базальтами, ферробазальтами и исландитами, исландитами и железистыми риолитами, не могут быть объяснены с позиций кристаллизационной дифференциации и требуют привлечения иного механизма. В качестве такового предлагается использовать гравитационную флюидно-жидкостную дифференциацию магматических расплавов, обоснованную экспериментальными работами В. Н. Анфилогова [1970 г., 1977 г., 1982 г.]. В отличие от кристаллизационной дифференциации, где в качестве исходных магм используются составы наиболее магнезиальных базальтов в комплексах, при флюидно-жидкостном варианте дифференциации исходный расплав должен отвечать средневзвешенному составу пород всей вулканической серии.

Приведенные примеры использования минералогических исследований для решения вопросов петрогенезиса далеко не исчерпывают возможностей метода. Изучение последовательно образованных генераций минералов и их парагенезисов позволяет не только получить принципиально новую генетическую информацию, но и значительно ограничить число существующих в настоящее время гипотез образования геосинклинальных вулканических толщ, основанных преимущественно на валовых составах пород.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Магматические формации СССР*. Т. 1/В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. 319 с.
2. *Порошин Е. Е., Багдасаров Э. А.* Акцессорные гранаты вулканических пород Урала и Алтае-Саянской складчатой области.— *ДАН СССР*, 1980, т. 251, № 4, с. 956—960.
3. *Порошин Е. Е., Северин В. Н.* Акцессорные хромшпинелиды и некоторые вопросы петрологии геосинклинальных базальтов Магнитогорского синклинория Урала.— *Зап. ВМО*, 1987, ч. 116, вып. 6, с. 705—713.
4. *Harris P. G.* Zone refining and the origin of potassic basalt.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1957, 12, N 3, p. 195.

## ГИПЕРБАРИЧЕСКИЕ ПОЛИМОРФЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И МЕТЕОРИТАХ

Научное наследие классиков петрографии (а к их числу, бесспорно, может быть причислен и В. Н. Лодочников) замечательно тем, что, несмотря на быстрое развитие науки, по существу за одно-два десятилетия значительно обновляющей свою теоретическую базу, некоторые генеральные идеи, составляющие часть этого наследия, постоянно остаются в поле зрения нескольких поколений исследователей, освещаясь светом новых фактов и новых методических подходов.

Уже работая над проблемой серпентинитов, В. Н. Лодочников существенно расширил область своих научных интересов за рамки собственно петрографии и петрологии магматических пород, включив в нее и метеориты. В предисловии к известной монографии он пишет: «...Собранный большой материал сильно расширил мои первоначальные намерения. Дело будет идти о геологии, геофизике и астрономии, то есть получается то же, что случилось с серпентинитами» [6, с. 8]. Ряд страниц этой работы посвящен углероду и алмазу в ультраосновных и основных породах.

Разрабатывая опубликованные несколько позже [7] представления о внутреннем строении Земли, В. Н. Лодочников сосредоточил внимание на вопросе об увеличении плотности вещества при увеличении давления, в частности на явлениях полиморфных переходов. В качестве такого примера он приводит переход от угля к графиту и затем к алмазу, подчеркивая, что «утверждать невозможность полиморфических изменений вещества недопустимо» [7, с. 293], хотя роль давления при кристаллизации алмаза в изверженных породах, на возможность которой он указывал в своей монографии, им оценивалась не в полной мере. Это понятно, поскольку фазовая диаграмма равновесия графит—алмаз, учитывающая роль давления, появилась как результат теоретического анализа проблемы лишь в конце 30-х годов, а первое экспериментальное получение алмазов относится уже к 60-м годам.

Одновременно В. Н. Лодочников выдвинул идею о том, что метеориты представляют собой продукты мощных вулканических выбросов тяжелых, богатых железом и магнием пород со скоростями, превышающими первую космическую, причем эти породы восстанавливаются при пролете в слоях атмосферы, богатой водородом. Он подчеркивал, что метеориты имеют вид туфов и брекчий, а не глубинных пород: «Метеориты со всеми чертами их структуры и особенностями минералогического со-

става действительно весьма удовлетворительно можно связать с терро- и вообще космовулканизмом» [7, с. 429]. Большие скорости выброса, по В. Н. Лодочникову, — результат очень высокого флюидного давления в выводном канале, кимберлитам он приписывал невероятную силу взрыва. Интересно, что он уже отмечал расплавление земных пород под влиянием падения гигантских метеоритов, а также возникновение при этих падениях кратеров Аризоны, Аравии, Австралии, Эстонии.

Основными предпосылками выдвинутых В. Н. Лодочниковым гипотез, в которых так или иначе фигурировали минеральные фазы высокого давления, были следующие. Во-первых, предположение о мощном флюидном потоке из глубоких недр, обуславливающим, с одной стороны, пневматолитические процессы (в том числе серпентинизацию, кристаллизацию алмаза в серпентинитах и гипербазитах), а с другой — мощные вулканические выбросы со скоростями, превышающими скорости убегания и приводящими к возникновению метеоритов в околоземном пространстве. Во-вторых, предположение о физически-поясовом расчленении Земли, которое вызвано высокими давлениями в недрах, приводящими к полиморфным переходам.

Важная роль глубинных флюидов в магмо- и рудообразовании, а также в вулканическом процессе в настоящее время общепризнана. Получены данные о возможности кристаллизации алмазов в ультрамафит-мафитовых интрузиях, исходный расплав которых был насыщен углеродсодержащими флюидами. Хотя сейчас твердо установлено, что метеориты не являются какими-либо видоизмененными продуктами земной вулканической деятельности и не образуют околоземного метеоритного роя, роль такого процесса на других планетах не исключается. Возможно, что таким путем могли возникнуть кольца вокруг планет-гигантов. Интересно, что А. В. Хабаков, подвергший серьезной критике ряд положений о земном вулканическом происхождении метеоритов после первых же докладов В. Н. Лодочникова на эту тему в середине 30-х годов, тем не менее считал ценными его соображения о возможных высоких скоростях выбросов и о том, что некоторая часть метеоритов, вероятно, имеет протуберанцевое и вулканическое происхождение (не только земное, но и планетарное, но и космическое). В 1960 г. С. К. Всехсвятским было высказано предположение, что обломки, выбрасываемые при мощных извержениях, попадают на околопланетные орбиты, образуя кольца, состоящие из кометно-метеоритных масс, пепла и газа, причем продолжающиеся извержения все время пополняют запасы вещества в этих кольцах. По снимкам с АМС «Вояджер-1» доказана интенсивная вулканическая деятельность на спутнике Юпитера Ио. Вулканические выбросы имеют здесь скорости до 1 км/с, что уже приближается к скорости убегания (2,5 км/с) и может обеспечить возникновение околопланетного облака газов и частиц.

С другой стороны, некоторые метеориты, выпавшие на Землю, являются, скорее всего, выбросами с других планет, но не вулканическими, а связанными с импактными процессами. В Антарктиде найдены три метеорита, представляющих собой обломки лунных анортозитовых брекчий; имеются предположения о том, что группа метеоритов SNC (шерготтиты — наклиты — шассиньиты) являются выбросами с Марса, также импактного происхождения [21, 27 и др.]. Достоверно определен параболический характер орбит метеоритов, установлены признаки восстановления железа в некоторых их типах, которое, однако, происходило не при пролете в атмосфере, а в недрах их родительских тел [3 и др.]—

Частично оправдалось и высказанное В. Н. Лодочниковым предположение о физически-поясовом расслоении земных недр. Уже в конце 30-х годов он подчеркивал важное значение экспериментов по воздействию высоких давлений на горные породы и минералы. В 50-х — начале 60-х годов были синтезированы две плотные модификации кремнезема — коэсит и стишовит. Примерно в это же время экспериментально осуществлен переход оливин — модифицированная шпинель; такой переход может иметь место на глубинах около 400 км. В середине 70-х годов при давлениях в первые сотни килобар были получены гипербарические фазы с ильменитовой и перовскитовой структурой на основе ортопироксена, содержащего немного глинозема. Этот синтез иллюстрирует возможность перехода второго рода с разложением и выделением стишовита на промежуточных стадиях. Впоследствии были получены данные о фазовых переходах щелочных полевых шпатов, при преобразовании которых возникают гипербарические полиморфы плюс другие фазы.

Динамические опыты по ударному сжатию до давлений во многие сотни килобар и более позволили изучить уравнения состояния ряда веществ и оценить зависимость давления от объема и температуры. Было показано, что закономерности сжатия земного ядра близки к тем, которые выявлены для железа при соответствующих давлениях. Представление о железном составе ядра (что вызывает скачкообразное изменение свойств вещества на глубине 2900 км) сейчас общепризнано, а гипотеза Лодочникова — Рамзея, до начала 60-х годов широко распространенная и допускавшая, что силикаты в ядре находятся в металлизированном состоянии, была оставлена. Ударные эксперименты не обнаружили перехода силикатных горных пород в металлизированное состояние при давлениях, превышающих давления на границе мантия — ядро. Тем не менее ряд сейсмических границ в мантии, отвечающих скачкообразным изменениям скорости продольных волн, сейчас находят возможным объяснять, как это допускал В. Н. Лодочников, полиморфными переходами [5, 20 и др.]. Изменения скорости на глубине около 440 км обусловлены переходом оливина в шпинелевую фазу. Та-

кие изменения на глубине около 650—700 км, возможно, отвечают переходу гранатовой структуры силиката в ильменитовую, а на глубине 760 км — в перовскитовую. Вопрос о различиях в химическом составе верхней и нижней мантии пока не решен. Все эти данные показывают актуальность проблемы полиморфных переходов при анализе состава и строения глубин, которую выдвинул В. Н. Лодочников.

Алмаз был, по существу, единственным гипербарическим полиморфом, известным в его время. Современные петрологические данные об условиях кристаллизации алмаза, выносимого кимберлитовой магмой, указывают на вероятность его возникновения в равновесных условиях в породах ультраосновного и основного состава на глубинах, достигающих 150—200 км (около 50 кбар). Наиболее вероятно, что кристаллизация алмаза происходила задолго до эруптивного акта его выноса к поверхности из алмазосодержащих слоев мантии. В числе встречающихся в кимберлитах и лампронтах ультраосновных включений (пироповых перидотитов) первично-алмазонасными являются гарцбургит-дуниты, лерцолиты, верлиты, вебстерит-пироксениты, в числе глубинных основных (эклогиты) встречены алмазонасные коэситовые, ильменитовые, дистеновые, корундовые эклогиты, гроспидиты и гроспиты, последние иногда содержат и коэсит [13].

Алмазы в метеоритах (железных и каменных) были открыты еще в конце прошлого века, однако их ударное происхождение установлено лишь в 60-х годах [1, 23 и др.]. В течение последних 10—15 лет гипербарические полиморфы углерода были выявлены в импактитах ряда метеоритных кратеров, где они также имеют ударное происхождение [10, 11 и др.]. Алмазы установлены и в эклогит-гнейсовых метаморфических комплексах [2 и др.], однако механизм возникновения этих фаз неясен, возможно, что их кристаллизация идет здесь из диффузной среды при кратковременном локальном повышении давления. Предполагается (как считал и В. Н. Лодочников), что алмазы могут кристаллизоваться и в расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузиях также в условиях локального повышения давления в закрытых системах, на что указывают находки в этих условиях октаэдрических параморфоз графита по алмазу [12]. Мельчайшие алмазы, обнаруженные в некоторых типах углеродсодержащих метеоритов, по-видимому, представляют собой продукт конденсации межзвездного вещества [19].

Таким образом, в настоящее время выявилась полигенетичность алмаза (на что уже неоднократно обращалось внимание), возможность его возникновения как при статических нагрузках, так и при динамических.

Гипербарические полиморфы по оливину (рингвудит) и по энстатиту (мейджорит), связанные с ударными процессами в космосе и имеющие соответственно шпинелевую и гранатовую

кристаллическую структуру, найдены в четырех хондритах [24 и др.]. Предполагается, что они возникают при давлениях свыше 200 кбар. В качестве гипербарических полиморфов, однако с почти полностью разупорядоченной кристаллической структурой, могут рассматриваться различные стекловатые фазы некоторых минералов, известные в метеоритах (маскелинит по плагиоклазу) и в ударно-метаморфизованных породах из импактных кратеров (маскелинит, диаплектовые стекла по кварцу, калиевому полевоому шпату, кордиериту, возможно по некоторым другим минералам). Все они являются результатом воздействия мощных ударных нагрузок и свидетельствуют о давлениях, превышающих 300 кбар [9, 26 и др.].

Выше уже упоминались гипербарические фазы кремнезема — коэзит (в статических условиях образуется при давлении более 25 кбар) и стишовит (давление свыше 80 кбар). Первый из них встречен вместе с алмазами в кимберлитах. Впервые в природных условиях коэзит и стишовит были обнаружены в кварцсодержащих породах ряда импактных кратеров [16, 25 и др.], однако эти полиморфы имеют здесь ударное происхождение и более высокие  $p$ — $T$ -параметры образования [22, 26 и др.]. Коэзит найден и в тектитах, что подчеркивает связь их образования с импактным процессом [18].

Исследование кварцсодержащих пород из импактных кратеров, а также анализ фазовой диаграммы  $\text{SiO}_2$  показывают, что гипербарические фазы в процессе импульсного сжатия могут возникать несколькими различными путями — как при прямом переходе, так и по диффузионному механизму из высокоплотной стекловатой фазы при разгрузке [22]. Таким образом, и гипербарические полиморфы кремнезема полигенетичны, однако в динамических и статических условиях они возникают при существенно разных нагрузках, например при динамических нагрузках переход из кварца в коэзит осуществляется при 130 кбар.

Из сказанного вытекает, что появление кристаллических гипербарических фаз в горных породах и метеоритах связано с несколькими различными механизмами, реализующимися как в равновесных, так и в неравновесных условиях. Эти механизмы следующие: 1) равновесная кристаллизация в поле стабильности; 2) кристаллизация в метастабильных условиях; 3) гетерогенный переход второго рода с разложением; 4) полиморфный твердофазный переход первого рода («мартенситный»); 5) полиморфный переход через высокоплотную разупорядоченную фазу.

В соответствии с темой статьи ниже более подробно рассмотрены только гипербарические полиморфы в горных породах и метеоритах, возникающие главным образом при динамическом сжатии. Закрывающая их силикатная матрица обычно одновременно содержит исходные фазы низкого давления (в том числе кварц, оливин, энстатит, графит, уголь и пр.), причем не-

редко в одной и той же матрице могут быть заключены минералы как бы в разных стадиях перехода. Ударный переход в гипербарические фазы приводит к появлению в системе продуктов, находящихся на разных ступенях ударных преобразований, которые, однако, не являются членами последовательного ряда. То или иное состояние в области двухфазного режима на адиабатах достигается скачком, одновременное нахождение в породе в разной степени преобразованных исходных минералов связано с динамической неоднородностью заключающего их агрегата, что характерно как для горных пород, так и для метеоритов.

Впервые алмазы в каменных метеоритах — уреилитах были установлены 100 лет тому назад при исследовании уреилита Новый Урей М. В. Ерофеевым и П. А. Лачиновым. Сейчас известно уже 25 метеоритов этого редкого типа, значительная их часть найдена в Антарктиде [14]. Они состоят в основном из магнезиального оливина и пижонита с участием камасита, троилита, углеродистого вещества и некоторых второстепенных минералов. Алмазы с «примесью» лонсдейлита содержат только те экземпляры, которые испытали ударные нагрузки, превышающие 300 кбар [1 и др.]. Альтернативой этим представлениям являлось мнение о кристаллизации алмазов в недрах родительского тела уреилитов, имеющее сторонников еще и в настоящее время [8]. Детальные исследования уреилитов, предпринятые в последние годы [14, 15 и др.], показали, что наиболее вероятной моделью их образования является кристаллизация из магматической жидкости, обогащенной углеродом, однако образование алмаза относится к более позднему этапу распада родительского тела под влиянием удара. Состав изотопов углерода графита и алмаза в уреилитах одинаков. Оливины и пироксены уреилитов обладают восстановленной каймой, что, вероятно, было связано с воздействием остаточной, богатой углеродом жидкости или же со своего рода «продувкой» восстановленным флюидом, чем, возможно, объясняется высокая пористость уреилитов. Сходные явления восстановления в условиях сосуществования уже закристаллизованного оливина и восстановленного остаточного (или привнесенного?) флюида отмечаются Н. С. Рудашевским в дунитах Кондерской интрузии (устное сообщение).

Так же как и в уреилитах, алмазы в железных метеоритах (Каньон Дьябло и ALHA-77283) представляют собой продукт полиморфного перехода из графита при импульсном сжатии, причем возможны и удары в космосе, и удар о поверхность Земли, как, например, при образовании Аризонского кратера. Как и в уреилитах, они отличаются присутствием гексагональной модификации — лонсдейлита [1, 17 и др.]. И в каменных, и в железных метеоритах в алмаз переходит лишь около половины содержащегося в них углерода, что, вероятно, указывает на контролируемую роль ориентировки слагаемых им частиц.

20 лет тому назад была высказана гипотеза о том, что ударные волны, возникающие в лунных породах при падении крупных тел, могут превращать углерод в алмазы, которые могут быть найдены в стенках лунных кратеров [28]. Именно такие алмазы были впоследствии обнаружены, однако не в лунных импактных брекчиях, а в импактных кратерах на Земле, где различные формы углерода в горных породах развиты чрезвычайно широко.

Алмазы ударного происхождения с примесью лонсдейлита встречены как в продуктах полного плавления и перемешивания импактных расплавов, возникших за счет исходных горных пород, содержащих углеродистое вещество, так и в ударно-расплавленных, но не испытывавших дифференциальных движений породах — импактитах I рода, в которых, как и в уреилитах, иногда до половины графита переходит в алмаз [9 и др.]. До последнего времени считалось, что лишь окристаллизованный графит исходных кристаллических пород способен трансформироваться в импактный алмаз, наследующий не только состав (в том числе изотопный), но и форму кристаллов минерала-предшественника. Исследования В. А. Езерского [4] показали, что в импактитах, образованных за счет плавления углеродсодержащих осадочных пород, также иногда содержатся своеобразные импактные алмазы, однако их исходным субстратом являлся уголь умеренной стадии углефикации. При этом механизм перестройки угля в алмаз существенно иной, чем в случае мартенситного перехода из графита, и осуществляется, скорее всего, из полностью разупорядоченной фазы, возникновению которой способствуют не только высокая температура и дифференциальные движения, но и присутствие в системе водорода. Апоугольные алмазы сходны по ряду свойств с алмазами карбонадо, известными пока только в россыпях ряда районов мира.

Сопоставление данных о преобразовании различных углеродистых веществ в импактных кратерах и метеоритах в алмаз и лонсдейлит позволяет более определенно оценить влияние различной динамической сжимаемости среды на фазовые переходы углеродистого вещества. Такие оценки уровней начала перехода графита в алмаз по изменению парастерезисных минералов в разных матрицах показывают, что эти уровни являются более высокими (до 1000 кбар) в относительно слабо сжимаемых средах (октаэдриты) и наиболее низкими (до 300 кбар) — в пористых хорошо сжимаемых (песчаники). Возможное объяснение заключается в том, что фазовые превращения начинаются в момент вступления основного фронта волны и последующее дополнительное сжатие в динамически неоднородной сложно построенной среде уже не влияет существенно на дальнейшие преобразования.

Краткий обзор результатов современных исследований природных гипербарических полиморфов углерода и других мине-

ралов показывает, что спектр условий их возникновения оказался значительно более широким, чем это представлялось В. Н. Лодочникову, и что они образуются как при собственно земных эндогенных процессах, так и при различных явлениях космического характера. Установление особенностей твердофазных полиморфных переходов, а также особенностей кристаллизации гипербарических фаз для веществ, обладающих полиморфизмом, имеет важное значение для реконструкции процессов петрогенезиса, в частности для разграничения упоминавшихся процессов эндогенного глубинного пороодообразования и процессов коптогенеза, связанных с соударением быстро летящих космических тел.

Можно напомнить, что В. Н. Лодочников особенно подчеркивал «необходимость координации геологии и астрономии» [7, с. 442]. Такая координация стала особенно актуальной в наше время в связи с широко развернувшимися космическими исследованиями планет Солнечной системы и их спутников, сравнительно-планетологическим анализом различных объектов на Земле и на других твердых космических телах. При этом оказалось, что ключевую роль играет весьма детальное изучение минерального вещества как космического происхождения (лунные породы, метеориты), так и земного, в том числе пород из глубинных включений в вулканических жерловинах, пород, испытавших интенсивные ударные нагрузки в импактных кратерах, а также тектитов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вдовыкин Г. П. Алмазы в метеоритах. М., Наука, 1970. 125 с.
2. Дергачев Д. В. Алмазы метаморфических пород.— ДАН СССР, 1986, т. 291, № 1, с. 189—191.
3. Додд Р. Т. Метеориты. М., Мир, 1986. 384 с.
4. Езерский В. А. Гипербарические полиморфы, возникшие при ударном преобразовании углей.— Зап. ВМО, 1986, ч. 115, вып. 1, с. 26—33.
5. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М., Наука, 1983. 415 с.
6. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные. Л., ОНТИ, 1936. 817 с.
7. Лодочников В. Н. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы.— Зап. ВМО, 1939, сер. 2, ч. 68, вып. 2, с. 207—223, вып. 3, с. 428—442.
8. Маракушев А. А., Безмен Н. И., Мальков Б. А. К проблеме генезиса алмаза.— Минер. журн., 1980, т. 2, № 5, с. 3—11.
9. Масайтис В. Л., Гневушев М. А., Шафрановский Г. И. Минеральные ассоциации и минералогические критерии генезиса астроблем.— Зап. ВМО, 1979, ч. 108, вып. 3, с. 257—273.
10. Масайтис В. Л., Селивановская Т. В. Ударно-метаморфизованные породы и импактиты Попигаевского метеоритного кратера.— Зап. ВМО, 1972, ч. 100, вып. 4, с. 385—393.
11. Рост Р., Долгов Ю. А., Вишневецкий С. А. Газы во включениях импактных стекол кратера Рис (ФРГ) и находка высокобарических полиморфов углерода.— ДАН СССР, 1978, т. 241, № 3, с. 695—698.

12. *Слодкевич В. В.* Некоторые генетические аспекты образования алмаза в магматической системе закрытого типа.— В кн.: Самородное минералообразование в магматическом процессе. Якутск, 1981, с. 149—153.
13. *Соболев Н. В.* Парагенезис алмаза и проблема глубинного минералообразования.— Зап. ВМО, 1983, ч. 112, вып. 4, с. 389—397.
14. *Berkley J. L.* Four Antarctic ureilites: petrology and observations on ureilite petrogenesis.— *Meteoritics*, 1986, vol. 21, N 2, p. 169—189.
15. *Berkley J. L., Taylor G. J., Keil K.* The nature and origin of ureilites.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, vol. 44, N 10, p. 1579—1597.
16. *Chao E. C. T., Shoemaker E. M., Madsen B. M.* First natural occurrence of coesite.— *Science*, 1960, vol. 132, N 3421, p. 220—222.
17. *Clarke R. S., Appleman D. E., Ross D. R.* An Antarctic iron meteorite contains preterrestrial impact produced diamond and lonsdaleite.— *Nature*, 1981, vol. 291, N 58114, p. 396—398.
18. *Glass B. R., Muenow D. W., Aggrey K. E.* Further evidence for the impact origin of tektites. Papers pres. to the 49-th Ann. Met. Soc. Meeting. LPI Contr., 600, 1986, p. 6—9.
19. *Interstellar diamonds in meteorites/R. S. Lewis, T. Ming, J. F. Wacker, B. Steel.* LPSC XVIII, Abstr. of papers. Houston, Texas, 1987, p. 550—551.
20. *Ito E., Yamada H.* Stability relations of silicate spinels, ilmenites and perovskites.— In: High-pressure research in geophysics. Center for Academic publications, Tokyo, Japan, 1982, p. 405—419.
21. *Keil K.* Meteorites from Moon, Mars.— *Geotimes*, 1983, vol. 28, N 6, p. 25—27.
22. *Kieffer S. W., Phakey P. P., Christie J. M.* Shock processes in porous quartzite: transmission electron microprobe observation and theory.— *Contr. Miner. Petrol.*, 1976, vol. 59, N 1, p. 41—94.
23. *Lipschutz M., Anders E.* The record in meteorites. IV. Origin of diamonds in iron meteorites.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1961, vol. 24, N 1.
24. *Steel J. M., Smith J. V.* Coorara and Coolamon meteorites: ringwoodite and mineralogical differences. LPSC IX, Abstr. of papers. Houston, Texas, 1978, p. 1101—1103.
25. *Stishovite, SiO<sub>2</sub>* a very high pressure new mineral from Meteor Crater, Arizona/E. T. Chao, J. J. Fahey, J. Littler, D. J. Milton.— *J. Geophys. Res.*, 1962, vol. 67, N 1, p. 419.
26. *Stöffler D.* Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock-processes.— *Fortschr. Miner.*, 1972, vol. 49, p. 50—113.
27. *Takeda H., Mori H., Ichii T.* Mineralogical studies of lunar meteorites and the lunar analogs. LPSC XVI, Abstr. of papers, 1985, p. 839—840.
28. *Tolansky S.* Les ondes de choc lunaires peuvent-elles produire du diamant?— *Technica (Belg.)*, 1967, vol. 21, N 256, p. 685—691.

УДК 549.514.81 : 548.5 : 552.321.1

*Р. Л. Бродская, В. А. Высоцкая,  
И. А. Саминина, Г. К. Шнай*

### КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Большой специалист в области исследования горных пород оптическими методами, В. Н. Лодочников утверждал, что существует причинная связь состава и строения «магматогенного» минерального агрегата с физико-химическими условиями его образования. Эта концепция развивалась им на разных уровнях

рассмотрения генезиса изверженных горных пород. Исходным тезисом в его исследованиях горных пород как минеральных агрегатов был следующий: «Всякий минеральный агрегат может быть полностью охарактеризован указанием его состава, структуры и текстуры» [3, с. 42]. При этом для решения главной задачи об условиях формирования той или иной горной породы В. Н. Лодочников предлагал формулировать и решать обратную, определяя, при каких взаимно влияющих характеристиках возникают одинаковые или разные горные породы. Он обсуждал критерии «одинаковости» или различия при сравнении горных пород между собой. Основное внимание при этом уделялось структуре и текстуре горной породы, а в этих последних, в целом качественных (описательных) понятиях — количественным или измеряемым элементам: размеру минеральных зерен, слагающих агрегат, их кристалломорфологии, расстоянию между центрами кристаллизации и т. д. Для большей наглядности этого положения В. Н. Лодочников предлагал разнообразные графики зависимостей размера зерен от количества центров кристаллизации для двухкомпонентных систем. Рассматривая магматические циклы (процессы во времени) и порождаемые ими «петрографические провинции» (комплексы — формационные виды в современном понимании), он отмечал, что «наиболее убедительным признаком сходства минералогического состава (конкретной петрографической провинции) является, конечно, появление одних и тех же редких и редчайших минералов» [3, с. 95]. В основу именно такого (формационного в современном понимании) подхода при изучении «одинаковых гранитов» разных формационных видов нами положено исследование структуры минерального агрегата на примере изучения морфологии зерен «редких» акцессорных минералов. Широко распространенные в гранитоидах, но встречающиеся в малых количествах акцессорные минералы (апатит, циркон, сфен, магнетит), по В. Н. Лодочникову, являются сингенетическими, сформировавшимися одновременно с самой породой.

Исследования показали, что для циркона характерна устойчивость его кристаллографического ограничения, приобретенного им во время зарождения и роста в определенных термодинамических условиях. Новым условиям кристаллизации, как правило, соответствуют новые генерации циркона, новые зарождения минеральных индивидов. Использование кристалломорфологии акцессорного циркона в качестве своеобразного геотермобарометра обсуждалось исследователями группы Ж. П. Пюпена [12, 14]. Р. Карубо уделил особое внимание «реакции» ограничения индивидов циркона на изменение температуры и давления в процессе зарождения и кристаллизации. Сопоставляя морфологию циркона, наблюдаемую в условиях эксперимента (где известны и контролируются  $p$ — $T$ -условия), с наблюдаемой в современных вулканических потоках (при атмосферном давлении и

известной температуре), он пришел к убеждению, что появление тех или иных призм в облике циркона определяется только температурой расплава и не коррелируется с давлением. Таким образом, литостатическое давление, определяемое глубиной формирования магматического тела, очевидно, не оказывает влияния на морфологию растущих кристаллов, в то время как давление газовой-флюидной фазы, будучи связанным с температурой среды, формирует определенный облик циркона. Методика эволюционного кристалломорфологического анализа позволяет оценить двумерную корреляцию морфологии с температурой кристаллизации и химизмом среды.

Нами было проведено изучение цирконов из гранитоидов нескольких формационных видов: адамеллит-гранитового, диорит-гранодиоритового, гранит-граносиенитового, аляскитового, щелочно-гранитового и субщелочно-лейкогранитового [1, 6]. Исследовались достаточно представительные выборки минеральных индивидов циркона объемом не менее 100 зерен каждая, выделенные из гранитоидов хорошо изученных комплексов. При анализе морфотипов циркона в популяциях из гранитоидов была использована полуколичественная диаграмма Пюпена — Тюрко [15]. На диаграмме распределения морфотипов циркона нами получены опорные, или эталонные, графики — конфигурации полей соответствующих формационных видов гранитоидов [8, 11]. Используя метод сравнения полученных результатов, можно проводить формационное расчленение гранитоидных комплексов, определять формационную принадлежность неясных в этом отношении гранитоидов, устанавливать различные условия формирования гранитоидов определенных формационных видов, а внутри каждого из них — различия между рудоносными и безрудными их представителями.

Анализ распределения морфотипов циркона при исследовании гранитоидов адамеллит-гранитового формационного вида, проведенный Ж. П. Пюпеном [14], а также М. В. Федоровым в породах баргузинского комплекса Забайкалья (устное сообщение), показывает, что преимущественное развитие получают морфотипы  $S_1, S_2$  (до  $P_1$ ) и  $S_6, S_7$  (до  $P_2$ ). Это позволяет выявить следующие условия кристаллизации исходного расплава:

1) Кристаллизация гранитов начинается при температуре 700—650 °С.

2) Температурный интервал кристаллизации достаточно узкий, соответствующий 100—150 °С, что свидетельствует о низкой флюидонасыщенности исходного расплава.

3) Среда кристаллизации химически весьма гетерогенна, о чем можно судить по морфотипам циркона, характеризующим как щелочной и плюмазитовый (глиноземистый), так и промежуточные режимы кристаллизации.

4) Кристаллизация циркона завершается, судя по самым низкотемпературным морфотипам, без вырождения или с незна-



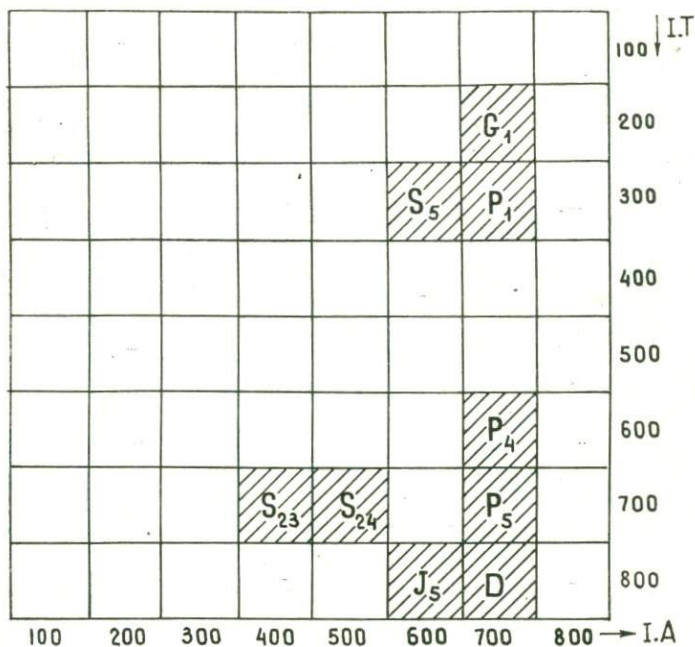


Рис. 1. Распределение морфотипов циркона в популяциях из гранитоидов.

*a* — шахтаминский комплекс Забайкалья; *b* — диорит-гранодиоритовый комплекс Сетте-Дабана; *в* — аляскитовый комплекс Забайкалья с олово-вольфрамовым оруденением.

Частота встречаемости морфотипа (на 100 зерен циркона), %: 1 — 2—5; 2 — 5—10; 3 — 10—20; 4 — 20—40; 5 — >40; 6 — представительность морфотипов статистически не охарактеризована.

чительным сокращением числа морфотипов, что отражает отсутствие признаков специализации расплава, т. е. нарастания щелочности в конце кристаллизации.

При анализе конфигурации поля распределения морфотипов циркона на диаграмме Пююена — Тюрко популяции, выделенной из гранитоидов диорит-гранодиоритового формационного вида, на примере таких регионов, как Сетте-Дабан и Забайкалье, обнаруживается особое положение этого вида в группе гранитоидных формаций. Форма поля на диаграмме, занятого популяцией циркона из гранитоидов шахтаминского комплекса (рис. 1, *a*), несколько отличается от такового для Сетте-Дабана (рис. 1, *b*) при сохранении общих черт. Начало кристаллизации расплава относится к более низкой температуре, чем, как будет показано ниже, это фиксируется для типичных формаций орогенного режима. Поле морфотипов циркона практически сохраняет в течение периода кристаллизации начальное значение *I. A*. Макси-

мум по количеству морфотипов приходится на морфотип  $S_{13}$  с некоторым асимметричным смещением в сторону глиноземистой ветви по химизму. В гомологичном комплексе Сетте-Дабанского региона температура начала кристаллизации выше и равна 850—800 °С, а  $I. T = 700—300$ , что существенно сближает его с комплексами других, рассматриваемых ниже формационных видов орогенного режима. Тем не менее с понижением температуры здесь не наблюдается признаков химической специализации расплава, что на диаграмме фиксируется отсутствием сколько-нибудь выраженного тренда. Индекс популяции  $I. A$  сохраняет большой диапазон значений вплоть до завершения кристаллизации, свидетельствуя о гетерогенности материнского расплава. Указанные признаки характерны, как это уже было отмечено выше, для гранитоидов адамеллит-гранитового формационного вида. Ж. П. Пюпен, анализируя аналогичные «тренды эволюционной направленности» циркона и сопоставляя их с величинами отношений изотопов стронция [13] по Центральному Французскому массиву, массиву Пюманак и др., приходит к выводу о том, что проявление плюмазитового режима в кристаллизации морфотипов циркона свидетельствует о существенной доле корового субстрата в расплаве, из которого формировались граниты.

Переходя к группе гранитоидных формаций, представленных в нашем исследовании гранит-граносиенитовым, аляскитовым, щелочно-гранитовым и субщелочно-лейкогранитовым формационными видами, детальная характеристика которых была дана ранее [8, 11], на основе анализа распределения морфотипов циркона подчеркнем их общие, наиболее важные признаки, характеризующие условия формирования пород:

1) Кристаллизация гранитоидов начинается при сравнительно высокой температуре, равной 900—850 °С.

2) Начало кристаллизации соответствует значительной химической гетерогенности расплава. Понижение температуры связано со щелочной (в большей или меньшей степени) специализацией расплава.

3) Длительность кристаллизации, обусловленная водо- и флюидонасыщенностью материнского расплава, маркируется на диаграмме Пюпена — Тюрко величиной температурного «штока» (или тренда). Кристаллизация аляскитового формационного вида, например, завершается быстрее, чем щелочно-гранитового.

4) Отделение флюидной фазы от расплава (магматическая дистилляция) устанавливается на диаграмме либо перерывом в температурном тренде распределения морфотипов циркона, либо сокращением числа морфотипов в вертикальном температурном тренде и последующим (после перерыва) расширением количества морфотипов циркона, зародившихся в одном температурном интервале. По В. Н. Лодочникову, это «остановка»

в снижении температуры расплава происходит за счет «скрытой теплоты кристаллизации растущих индивидов».

В связи с изложенным представляет интерес сравнение характера распределения морфотипов циркона в рудоносных и безрудных комплексах одного формационного вида. Как показано ранее на примере аляскитовых комплексов — безрудного массива Бегазы (Казахстан) и рудоносного с олово-вольфрамовым оруденением массива Забайкалья и субщелочно-лейкогранитовых комплексов — безрудного массива Алаш (Тува) и рудоносного с танталовым оруденением массива Забайкалья [8], рудоносные комплексы характеризуются перерывом в вертикальном тренде распределения морфотипов циркона на диаграмме Пюпена — Тюрко, в то время как в безрудных комплексах нарушения «сплошности» тренда нет. В гранитах некоторых рудоносных комплексов популяции морфотипов циркона обнаруживают несколько перерывов, что может трактоваться как неоднократное отделение флюидной фазы во время кристаллизации комплекса. С актом магматической дистилляции, как полагают некоторые исследователи [10], связаны рудогенерирующие свойства гранитных магм, что находит подтверждение в описанных нами случаях (рис. 1, в).

Не менее распространенным, чем циркон, минералом является апатит. В гранитоидах это обычно сингенетический минерал. Кристалломорфология его еще более многообразна, однако связь отдельных габитусных граней с условиями кристаллизации исследована хуже, чем для циркона. На основе литературных данных и нашего опыта установлено, что в высокотемпературных условиях кристаллизации индивиды апатита ограняются призмой ( $21\bar{3}0$ ), которая дополняется и постепенно сменяется «среднетемпературной» призмой ( $11\bar{2}0$ ), а далее призмой ( $10\bar{1}0$ ). Понижение температуры кристаллизации апатита маркируется также появлением в его огранении базопинакоида ( $0001$ ) и его значительным развитием в низкотемпературных образованиях. Наличие в облике кристаллов апатита тех или иных дипирамид свидетельствует об определенном щелочно-кремниевом и щелочно-глиноземистом режиме кристаллизации. В литературе [2, 4, 5, 9, 16 и др.] достаточно определенных указаний на этот счет обнаружить не удалось. В этой связи мы использовали так называемый парагенный метод, т. е., приняв за основу те же границы разбиения ( $8\times 8$ ), что и для морфотипов циркона, экстраполировали условия кристаллизации апатита по циркону, либо находящемуся с ним в сростании, либо заключенному вместе с ним в одних и тех же зернах породообразующих минералов. На этой методической основе построена диаграмма эволюционных форм апатита из некоторых гранитоидных комплексов Забайкалья, относящихся к диорит-гранодиоритовому, аляскитовому и субщелочно-лейкогранитовому формационным видам

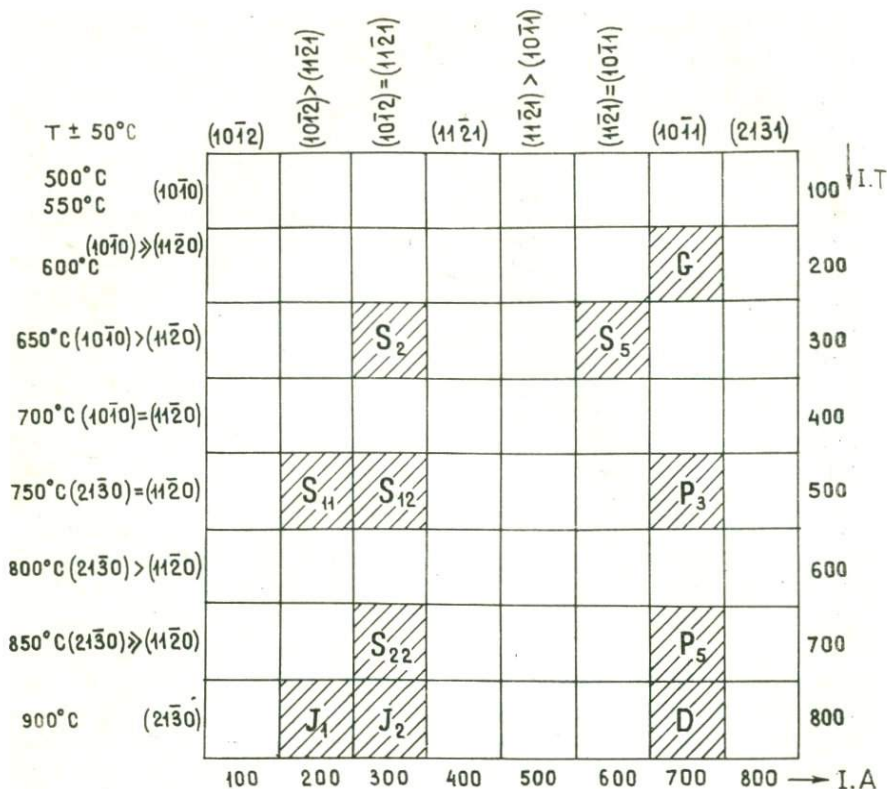


Рис. 2. Распределение морфотипов апатита в гранитоидах.

(рис. 2). Как видно на рис. 2, основной тренд развития кристалломорфологии индивидов апатита отражает увеличение, во-первых, длительности кристаллизации (флюидонасыщенности) гранитоидов и, во-вторых, относительной щелочности расплава во времени в ходе эволюции, о чем писал в свое время В. Н. Лодочников [3].

Для выделенных кристаллов апатита были измерены показатели преломления ( $N_o$ ). Установлено, что их изменение также хорошо коррелирует с относительным возрастом комплексов в последовательном временном ряду. Известно, что на величину  $N_o$  апатита оказывает влияние его состав, а именно появление в радикале иона  $\text{Cl}^{1-}$ ,  $\text{OH}^{1-}$  или  $\text{F}^{1-}$ , что является косвенным свидетельством изменения состава флюидной фазы в ходе кристаллизации гранитоидов.

#### ВЫВОДЫ

1. Эволюционный анализ морфотипов циркона, выполненный на представительном материале по гомологичным комплексам гранитоидов разных регионов СССР, выявил специфичность

конфигурации поля в их распределении для каждого из рассмотренных формационных видов, которая принимается за диагностическую. Следствием этого является возможность диагностики гранитоидных комплексов с неясной формационной принадлежностью. Кроме того, открываются перспективы для диагностики подтипов, выделяемых Ю. Б. Мариным [7] в формационных видах.

2. Среди изученных формационных видов выделены недифференцированные (адамеллит-гранитовый и диорит-гранодиоритовый) с широким диапазоном *I. A*, сохраняющимся на всем протяжении кристаллизации, и дифференцированные с четко выраженным трендом эволюционной направленности (гранит-граносиенитовый, аляскитовый, щелочно-гранитовый, субщелочнолейкогранитовый).

3. Общность морфотипов циркона на стадии зарождения и при этом гетерогенность исходного расплава (широкий диапазон *I. A*), различия эволюционного тренда развития каждого формационного вида свидетельствуют в пользу различной природы исходной магмы, отсутствия связи с эволюцией общего очага магмообразования. Этот вывод особенно важен для расчленения полиформационных массивов, представленных сериями интрузивных комплексов [1]. Полученный вывод развивает представления В. Н. Лодочникова: «Наличие петрографических провинций показывает, что очаги магмы разъединены» [3, с. 95].

Проведенными исследованиями авторы стремились показать возможности использования кристалломорфологии некоторых акцессорных минералов гранитоидов в качестве инструмента для целей формационного анализа (расчленения, типизации, корреляции), сравнения гранитоидов разных формационных видов, а также подвидов одного формационного вида, отличающихся термодинамическими условиями кристаллизации, что особенно важно для локального прогнозирования при разбуровке массивов рудоносных и безрудных комплексов. Это направление, идейно обоснованное В. Н. Лодочниковым и подкрепленное методическими исследованиями на современном уровне, развивает заложенные в отечественной петрографии представления о связях магматизма и рудообразования и создает научные предпосылки для прогнозной оценки формационных видов на те или иные полезные ископаемые.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бескин С. М., Ларин В. Н., Марин Ю. Б. Редкометалльные гранитовые формации. Л., Недра, 1979. 280 с.
2. Васильева З. В. Минералогические особенности и химический состав апатита.— В кн.: Апатиты. М., Наука, 1968, с. 31—56.
3. Лодочников В. Н. Краткая петрология без микроскопа. Л., ОНТИ, 1934. 168 с.

4. Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Сою. за. М., Наука, 1967. 448 с.
5. Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород. М., Недра, 1979.
6. Магматические формации СССР. В 2-х т/В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. Т. 1, 319 с.; т. 2, 279 с.
7. Марин Ю. Б. Рациональное использование минералогических критериев при оценке редкометаллической рудоносности гранитоидных массивов.— В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., Наука, 1981, с. 63—72.
8. Некоторые минералогические критерии рудоносности редкометаллических гранитов/Р. Л. Бродская, В. А. Высоцкая, И. А. Саминина, Г. К. Шнай.— Зап. ЛГИ, 1987, т. 112, с. 30—38.
9. Путивцева Н. В. Морфология апатита.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1985, № 2, с. 31—37.
10. Рейф Ф. Г., Бажеев Е. Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск, Наука, 1982. 125 с.
11. Реставрация условий и кинетики становления гранитов редкометаллических формаций по кристалломорфологии акцессорного циркона/Р. Л. Бродская, Е. Ю. Марина, И. А. Саминина, Г. К. Шнай.— Зап. ВМО, 1986, вып. 1, с. 50—62.
12. Carubo R., Turco G. Mise au point sur la notation des fases du zircon. Elaboration d'une methode d'indexation rapide des fases des zircons accessoirs des roches par utilisation d'abaques.— Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr., 1971, vol. 94, N 7, p. 427—436.
13. Pupin J. P. Zircon and granite petrology.— Contr. Miner. Petrol., 1980, vol. 73, p. 207—220.
14. Pupin J. P., Boucarut M., Turco G. Les zircons des granites et migmatites du massif de l'Argentera—Mercantour et leur signification petrogenetique.— Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr., 1969, vol. 92, p. 472—483.
15. Pupin J. P., Turco G. Une typologie originale du zircon accessoire.— Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr., 1972, vol. 95, p. 348—359.
16. Wyllie P. J., Cox K. G., Biggar G. M. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks.— J. Petrol., 1962, vol. 3, N 2, p. 238—243.

УДК 549.642 : 552.323

И. Я. Центер, В. Н. Куранова

## КЛИНОПИРОКСЕНЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

### ИДЕИ В. Н. ЛОДОЧНИКОВА И СОВРЕМЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Книга В. Н. Лодочникова «Главнейшие порообразующие минералы», являющаяся уникальным учебным пособием, содержит несколько общих замечаний, определивших будущее развитие минералогии порообразующих минералов. «... Без знания порообразующих минералов, их свойств, происхождения, — пишет Лодочников, — вы не можете даже приступить к изучению петрографии, а также и петрологии, т. е. к познанию состава, к изучению происхождения и взаимоотношения горных пород» [4, с. 11]. Сегодня особенности порообразующих минералов, в том числе клинопироксенов вулканических пород, широко используются для решения разнообразных геолого-петрологических задач [5, 9]. Изучение клинопироксенов вулканических пород Малого Кавказа в дополнение к петрографическим и петрохимическим исследованиям позволило уточнить

формационную принадлежность отдельных вулканических серий. Составы клинопироксенов в числе других параметров использовались при сравнении юрских базальтов, вскрытых Саатлинской скважиной, и вулканических пород, наблюдающихся в наземных разрезах в малокавказском борту Куринской депрессии, а также при выявлении аналогов этих вулканических серий в современных геодинамических обстановках в зонах перехода океан — континент. Покажем на примере изучения клинопироксенов, как современное исследование породообразующих минералов продолжает и развивает идеи Лодочникова и каковы собственно минералогические выводы, полученные в результате работы.

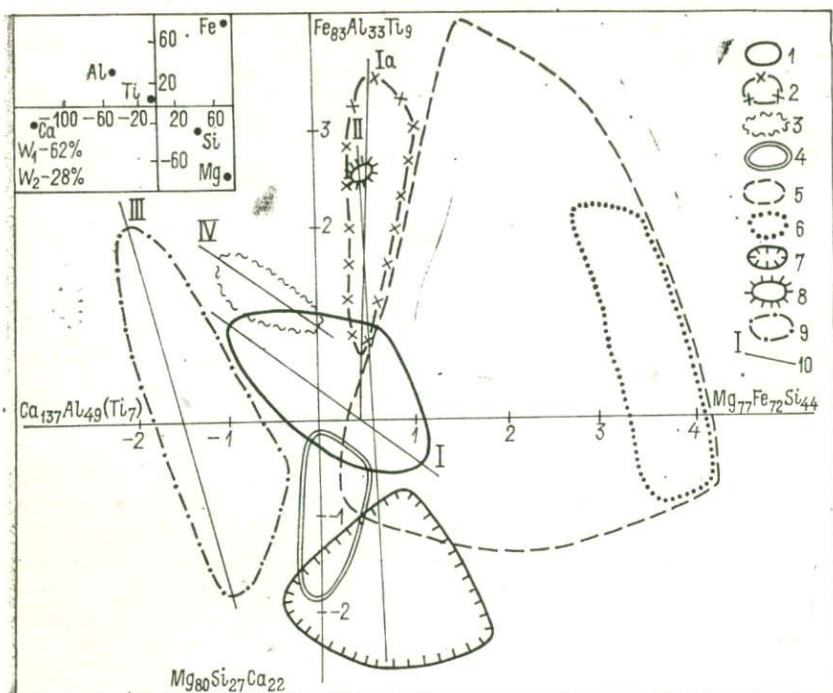
В. Н. Лодочников обращал внимание петрографов на то, что оптические определения однозначно не решают вопроса о составе минералов, так как неизвестных химических больше, чем получаемых констант. Дальнейшее развитие минералогии породообразующих минералов пошло именно по пути прямого, а не косвенного (по оптическим свойствам) определения их состава сначала путем химического анализа мономинеральных фракций, а потом, с появлением микроанализаторов, в прозрачно-полированных шлифах, что дает возможность определять состав разных генераций минерала в ненарушенном природном парагенезисе, а также исследовать зональность и секториальность кристаллов.

Микрозондовый анализ позволил провести подобные определения состава клинопироксенов в разных типах базальтов\*. Появление большого количества аналитических данных, показывающих изменение в составе клинопироксенов нередко шести и более компонентов, особенно недискретность таких изменений потребовали многомерного анализа полученных результатов. В. Н. Лодочникова интересовала и эта проблема, о чем свидетельствует опубликованная в 1924—1926 гг. работа «Простейшие способы изображения многокомпонентных систем» [2]. «Если бы мы посредством точки на плоскости, — пишет он, — могли изображать всякие многокомпонентные составы, то задача о простейших способах изображения решалась бы сама собою — точечные диаграммы являлись бы простейшими. Возникает, следовательно, вопрос о том, можно ли подобрать в каждом отдельном случае систему координат так, чтобы посредством точки в этой системе можно было изобразить состав из любого числа компонентов» [2, с. 265].

Несомненным развитием этих исканий Лодочникова служит современное применение метода главных компонент (факторно-

---

\* Анализы выполнены на микроанализаторе «Сатебах». Инженер-оператор В. Н. Куранова. Ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 2 нА, диаметр зонда 0,5 мкм. Погрешность определения  $\pm 2$  отн. % для элементов, содержащихся в количестве более 10 %.



Компонентная диаграмма составов клинопироксенов мезозойских вулканических пород Малого Кавказа.

1—3 — пироксены юрских вулканических пород Саатлинской скважины: 1 — осцилляторно-зональные фенокристаллы в оливин-пироксен-плагноклазовом базальте, 2 — микролиты в том же базальте, 3 — индивиды в афировом базальте с офитовой структурой; 4—6 — пироксены юрских дупироксен-плагноклазовых базальтов Карабахского антиклинария: 4 — фенокристаллы, 5 — микролиты, 6 — пизониты среди микролитов; 7, 8 — пироксены в юрском бонините Карабахского антиклинария: 7 — микрофенокристаллы и мелкие изометричные зерна, 8 — игольчатые микролиты; 9 — пироксены в меловых лейцитовых тейритах Мартуинского синклинория; 10 — тренды составов клинопироксенов, формулы трендов I—IV см. в табл. 2.

то анализа) к исследованию вариаций составов основных породообразующих минералов, предложенное Л. Н. Дуденко [1]. Применив с помощью ЭВМ к полученным данным метод главных компонент в режиме ковариационной матрицы без нормирования признаков на их дисперсии, но с нормированием компонент, можно получить главные направления изменчивости составов клинопироксенов от одной генерации к другой в пределах одного образца и от зоны к зоне в пределах даже отдельных кристаллов. Как правило, получается, что 80 % общей изменчивости составляют два главных фактора, а нередко всего один. Вычисление формул главных факторов в режиме ковариационной матрицы позволяет перейти от них к характеристике изоморфных замещений, играющих важную роль в изменении состава. В том случае, когда первый фактор выражает более

80 % общей изменчивости, можно дать и количественную оценку этих замещений. Разложение суммарной изменчивости на изоморфные замещения не всегда однозначно (так же как расчет на миналы), так как зависит от избранной последовательности выбора замещений, однако в большинстве случаев дает достаточно ясную кристаллохимическую интерпретацию полученных трендов.

Каковы же выявленные закономерности соотношений изменчивости составов клинопироксенов в зональных вкрапленниках и от вкрапленников к микролитам основной массы? Рисунок, представляющий собой сводную компонентную диаграмму составов клинопироксенов\* изученных мезозойских вулканических пород Малого Кавказа, демонстрирует четыре типа таких соотношений.

1. Тренд от фенокристаллов к микролитам (*Ia*) самостоятелен, не продолжает тренда осцилляторной зональности вкрапленников (*I*) при близости состава краевых зон фенокристаллов к составу некоторых микролитов. Микролиты имеют одну тенденцию изменения состава — увеличение железистости. Все пироксены представляют собой авгиты разной степени субкальциевости, глиноземности и железистости (табл. 1, № 1—3). Такие соотношения установлены для юрских оливин-пироксен-плаггиоклазовых базальтов, вскрытых в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины. Базальты относятся к известково-щелочной серии [7].

2. Относительная однородность состава вкрапленников, представленных субкальциевым низкоглиноземистым авгитом (табл. 1, № 4), при чрезвычайно большом разбросе составов микролитов по кальцию, железу и магнию даже в пределах одного шлифа (табл. 1, № 5—9). В этом последнем случае установлены все промежуточные составы — от пижонита через субкальциевый авгит до авгита. Неоднородность состава расплава в «двориках кристаллизации» отдельных индивидов, очевидно, связана с быстротой остывания и низкой скоростью диффузии в более вязких относительно «сухих» расплавах. Такая картина характерна для юрских двупироксен-плаггиоклазовых толентовых базальтов Карабахского антиклинория [8].

3. Резкое отличие двух генераций клинопироксена установлено в юрских бонинитах в Карабахском антиклинории [6]. В бонинитах клинопироксены образуют кристаллы трех поколений. Первые два — слабозональные и секториальные микрофенокристаллы (табл. 1, № 10) и еще более мелкие, тоже изометричные выделения (табл. 1, № 11), по размеру соответствующи-

\* Составы клинопироксенов, соответствующие показанным на рисунке фигуративным полям, приведены в табл. 1. Кристаллохимическая интерпретация трендов, характеризующих изменчивость состава клинопироксенов в каждой выделенной совокупности, показана в табл. 2.

Состав клинопироксенов мезозойских вулканических пород Малого Кавказа

Оксиды и катионы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Оксиды																
SiO <sub>2</sub>	51,43	48,96	50,46	52,05	51,93	52,89	50,67	53,30	50,77	53,68	53,01	46,87	51,87	43,27	50,38	46,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,23	5,68	3,38	2,36	2,19	2,50	1,62	1,38	1,45	1,29	2,84	6,75	2,31	9,41	2,46	5,67
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,84	0,91	0,14	0,32	0,16	0,33	0,22	0,20	0,06	0,23	0,82	0,22	2,09	1,33	2,73
FeO	10,53	7,73	15,25	6,79	9,66	12,91	24,67	17,06	23,72	5,22	7,61	17,31	3,81	9,85	13,33	11,90
MgO	15,70	14,18	13,27	17,14	16,82	23,16	14,61	22,55	17,32	20,13	18,65	12,62	16,54	10,75	12,96	12,03
CaO	19,15	22,46	16,08	20,61	18,73	7,81	7,33	5,09	5,83	18,67	16,13	14,92	24,28	23,91	18,96	20,34
Катионы	Количество на 6 атомов кислорода															
Si	1,91	1,81	1,91	1,90	1,92	1,92	1,95	1,96	1,93	1,94	1,92	1,77	1,90	1,62	1,91	1,76
Al	0,10	0,25	0,15	0,10	0,09	0,11	0,07	0,06	0,06	0,09	0,12	0,30	0,10	0,42	0,11	0,28
Ti	0,02	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,06	0,04	0,08
Fe	0,33	0,24	0,48	0,20	0,30	0,39	0,79	0,52	0,75	0,16	0,23	0,55	0,12	0,31	0,42	0,38
Mg	0,87	0,78	0,75	0,93	0,92	1,25	0,84	1,25	0,98	1,09	1,10	0,71	0,90	0,60	0,73	0,68
Ca	0,76	0,89	0,65	0,81	0,74	0,30	0,30	0,20	0,24	0,72	0,63	0,60	0,95	0,96	0,77	0,82
n	7	7	6	7	1	1	1	1	1	15	1	2	1	1	1	1

1—3 — в юрском оливин-пироксен-плагноклазовом базальте из Саатлинской скважины (один образец); 1—2 — зоны в фенокристаллах, 3 — микролиты; 4—9 — в юрских двупироксен-плагноклазовых базальтах Карабахского антиклинория: 4 — фенокристаллы, 5—7 — агиты микролитов (крайние значения из 12 определений), 8, 9 — пикролиты микролитов (крайние значения из 15 определений); 10—12 — в юрском бонините Карабахского антиклинория (один образец): 10 — микрофенокристаллы, 11 — наиболее железистый из мелких изометричных индивидов, 12 — игольчатые микролиты; 13, 14 — в меловых лейцитовых тефритах Мартунинского синклинория: 13 — ядра фенокристаллов, 14 — наиболее железистые и глиноземистые микролиты (крайние значения из 60 определений в 4 образцах); 15, 16 — индивиды основной массы долеритов из Саатлинской скважины (крайние значения из 21 определения в одном образце); n — число определений.

Изменчивость клинопироксенов мезозойских вулканических пород  
Малого Кавказа

Тренды*			
I	<p>Зональности фенокристаллов:</p> $\text{Al}_{62}\text{Ca}_{62} \leftrightarrow \text{Si}_{42}\text{Mg}_{42}\text{Fe}_{53}$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{Al}_{Y_{31}}^{3+} + \text{Al}_{Z_{31}}^{3+} \leftrightarrow (\text{Mg, Fe})_{Y_{31}}^{2+} + \\ + \text{Si}_{Z_{31}}^{4+} \\ \text{Ca}_{X_{54}}^{2+} \leftrightarrow (\text{Mg, Fe})_{X_{54}}^{2+} \end{array} \right.$	Ia	<p>От фенокристаллов к микролитам:</p> $\text{Mg, Ca} \rightarrow \text{Fe}$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{Mg}_{Y^{2+}} \rightarrow \text{Fe}_{Y^{2+}} \\ \text{Ca}_{X^{2+}} \rightarrow \text{Fe}_{X^{2+}} \end{array} \right.$
II		II	<p>От фенокристаллов к микролитам:</p> $\text{Mg, Si, Ca} \rightarrow \text{Fe, Al}$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{Mg}_{Y^{2+}} + \text{Si}_{Z^{4+}} \rightarrow (\text{Al, Fe})_{Y^{3+}} + \\ + \text{Al}_{Z^{3+}} \\ \text{Ca}_{X^{2+}} \rightarrow \text{Fe}_{X^{2+}} \end{array} \right.$
III	<p>Зональности фенокристаллов и от фенокристаллов к микролитам:</p> $\text{Mg}_{72}\text{Si}_{56} \leftrightarrow \text{Al}_{74}\text{Fe}_{45}\text{Ti}_{10}$ $\left\{ \begin{array}{l} \text{Mg}_{Y_{56}}^{2+} + \text{Si}_{Z_{56}}^{4+} \rightarrow (\text{Fe}_{28}\text{Al}_{18}\text{Ti}_{10})_{Y_{56}}^{3+} + \text{Al}_{Z_{56}}^{3+} \\ \text{Mg}_{Y_{16}}^{2+} \rightarrow \text{Fe}_{Y_{16}}^{2+} \end{array} \right.$		
IV	<p>Индивидов афировых пород:</p> $\text{Al}_{50}\text{Ca}_{25}\text{Ti}_{15} \rightarrow \text{Si}_{46}\text{Mg}_{26}\text{Fe}_{10}$ $\left\{ \begin{array}{l} (\text{Al, Ti})_{Y_{32}}^{3+} + \text{Al}_{Z_{32}}^{3+} \rightarrow (\text{Mg, Fe})_{Y_{32}}^{2+} + \text{Si}_{Z_{32}}^{4+} \\ \text{Ca}_{X_{10}}^{2+} \rightarrow (\text{Mg, Fe})_{X_{10}}^{2+} \end{array} \right.$		

\* Номера трендов соответствуют обозначенным на рисунке.

щие зернам основной массы, — близки по составу, представлены высокомагнезиальными низкоглиноземистыми авгитами разной степени субкальциевости и железистости и относятся, возможно, к одной генерации. При этом составы мелких изометричных зерен отличаются несколько повышенной глиноземистостью и железистостью. Третье поколение — игольчатые микролиты (иногда едва различимые под микроскопом кристаллиты), наблюдающиеся в буроватом стекле в парагенезисе со столь же

мелкими кристаллами граната и высокотемпературными модификациями кремнезема, — представляет собой самостоятельную позднюю генерацию. Игольчатые кристаллы обнаруживают скачкообразное изменение состава по сравнению с ранней генерацией и относятся к высокоглиноземистым ферроавгитам (табл. 1, № 12). Столь ярко выраженная дискретность составов, очевидно, свидетельствует о резком изменении условий кристаллизации от интрателлурической стадии к эффузивной при быстрой транспортировке расплава к поверхности.

4. Единственное направление непрерывной изменчивости — от ядер фенокристаллов к их осцилляторно-зональным внешним каймам и к микролитам основной массы характерно для меловых лейцитовых тефритов Мартунинского синклиория [11]. Все клинопироксены высококальциевые, при этом в ядрах фенокристаллов столь низкоглиноземистые (табл. 1, № 13), что могут быть отнесены к диопсид-геденбергитовому ряду; остальные составы являются высококальциевыми авгитами разной степени глиноземистости и железистости. Состав пироксенов и установленная изменчивость близки к таковым базальтов повышенной калиевой щелочности [1 и др.].

Неоднородность с меньшей, чем для фенокристаллов, амплитудой изменения составов установлена и для индивидов клинопироксенов афировых пород с микроофитовой структурой. В. Н. Лодочников специально занимался изучением таких структур, что отражено в его статье «О генетическом значении главных структур базальтов и диабазов» [3]. Тщательно изучив известные к тому времени литературные данные и накопив собственные факты, он пришел к заключению, что раньше пироксена кристаллизуется либо весь плагиоклаз, либо не менее 30%. Лодочников считал необходимым для уточнения порядка кристаллизации проводить изучение разрезов потоков от закалочной зоны к средней, более раскристаллизованной части, фиксируя, происходит ли увеличение количества выделившегося плагиоклаза и как это соотносится с выделением первого пироксена.

Новые данные такого рода, а также результаты изучения состава пироксена в базальтах с подобными структурами подтверждают предположение В. Н. Лодочникова о том, что объем плагиоклаза, выделившегося до пироксена, может быть различен. Очевидно, именно с этим обстоятельством связано изменение состава клинопироксена в афировых породах в процессе кристаллизации. Когда пироксен начинает кристаллизоваться после завершения выделения плагиоклаза, то первые его составы — субкальциевые и низкоглиноземистые, к концу кристаллизации происходит увеличение содержания кальция и алюминия. В быстро остывших зонах закалки присутствует лишь ранний пироксен, в средних частях потоков — обе разновидности. Такие соотношения наблюдались в плюицен-четвертичных долеритовых

потоках Приереванского района [10]. Обоedнение клинопироксена кальцием и алюминием к концу кристаллизации, наблюдавшееся в юрских долеритах Саатлинской скважины [7], очевидно, может быть объяснено длительностью совместной кристаллизации плагиоклаза и пироксена. Низкоглиноземистый субкальциевый авгит слагает мелкие ксеноморфные зерна, краевые зоны идиоморфных кристаллов, а также окончания наиболее вытянутых отростков крупных ксеноморфных зерен в пойкилофитовых участках и завершает кристаллизацию этих долеритов.

Сделанные для афировых пород выводы о зависимости состава клинопироксена от соотношения его с плагиоклазом по времени кристаллизации позволяют высказать предположения и относительно некоторых трендов клинопироксенов в порфириновых породах. Установленные различия трендов клинопироксенов, несомненно, обусловлены существенными отличиями состава расплавов, но скоррелированное изменение содержаний кальция и алюминия, очевидно, и в порфириновых породах следует связывать с последовательностью кристаллизации пироксена и плагиоклаза. Так, осцилляторная зональность фенокристаллов клинопироксена в оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтах Саатлинской скважины, по всей вероятности, вызвана одновременной кристаллизацией вкрапленников плагиоклаза.

Рассмотренные в статье случаи, по-видимому, не исчерпывают всех возможных вариантов изменчивости клинопироксенов в вулканических породах, но, несомненно, показывают перспективность исследования этой группы минералов в разных типах базальтов для петрологических целей.

Авторы выражают искреннюю признательность и благодарность Л. Д. Ручейковой за помощь в математической обработке полученных данных и А. С. Остроумовой за постоянный интерес к работе и обсуждение результатов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л., Недра, 1981. 193 с.
2. Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем.— Изв. Ин-та физ.-хим. анализа, 1924, т. 2, вып. 2, с. 255—351; 1926, с. 42—161.
3. Лодочников В. Н. О генетическом значении главных структур базальтов и диабазов. М.—Л., 1946, с. 127—155 (Матер. ВСЕГЕИ, общ. сер.).
4. Лодочников В. Н. Главнейшие пороодообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955, 243 с.
5. Мнацаканян А. Х., Хуршудян Э. Х. Изменчивость состава клинопироксенов верхнемелового базальтового комплекса как отражение степени его дифференцированности (Иджеванский прогиб).— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1985, т. 38, № 5, с. 44—71.
6. Остроумова А. С., Центер И. Я. Аналоги пород марианит-бонинитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ).— ДАН СССР, 1986, т. 290, № 2, с. 441—445.

7. Остроумова А. С., Центер И. Я. Вулканические серии в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины.— Сов. геол., 1987, № 7, с. 79—89.

8. Остроумова А. С., Центер И. Я. «Пижонитовая серия» и пижониты в юрских вулканитах Малого Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1988, № 1, с. 40—53.

9. Румянцева Н. А., Порошин Е. Е. Статистическое сравнение составов моноклиновых пироксенов из базальтов различных вулканических формаций Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 48—64.

10. Центер И. Я. О последовательности кристаллизации минералов в плиоцен-четвертичных базальтах Приереванского района.— Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1974, т. 27, № 4, с. 22—33.

11. Эпидейцитовые тефриты позднемелового вулканического комплекса Мартунинского синклиория (Южный Карабах)/А. Г. Авдеев, А. С. Остроумова, И. Я. Центер, Х. И. Шафиев.— Бюл. МОИП, 1988, № 6, с. 20—29.

УДК 549.27 : 552.321.6

Н. С. Рудашевский

### ПЛАТИНОИДЫ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ: МИНЕРАЛОГИЯ, ФОРМАЦИОННАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ, ГЕНЕЗИС

Элементы платиновой группы концентрируются в породах мантийного происхождения мафитовых и ультрамафитовых магматических формаций. В породах мафитового ряда (с Cu-Ni сульфидными рудами или без них) платиноидная минерализация имеет преимущественно Pt-Pd-состав, в породах ультрамафитовых формаций в минералах платиновой группы содержатся повышенные количества редких платиноидов (Os, Ir, Ru, Rh). Имеет место формационная специализация ультрамафитов: собственно платиновая — для дунит-клинопироксенит-габбровых и щелочно-ультраосновных комплексов и рутений-иридий-осмиевая — для массивов дунит-перидотитовой (альпинотипной) формации. Несмотря на длительную дискуссию о происхождении платиноидной минерализации ультрамафитов, отраженную в классических работах Н. К. Высоцкого, А. П. Карпинского, А. Н. Заварицкого, А. Г. Бетехтина, А. А. Иванова, А. Д. Генкина и других исследователей, природа процессов дифференциации платиноидов, приводящей к рудной формационной специализации различных платиноносных пород, остается невыясненной.

Нами изучена минералогия платиноидов многочисленных массивов трех известных платиноносных ультрамафитовых формаций: дунит-перидотитовой (на примере массивов Дальнего Востока СССР), дунит-клинопироксенит-габбровой (на примере Нижнетагильского массива Урала), щелочно-ультрамафитовой (на примере массивов Алданского щита). Детально исследованы минералы платиноидов, выделены их главные парагенезисы, выявлена формационная специализация ведущих минералов платиноидов; в них впервые изучены минералы-включения, послед-

ние сопоставлены с минералами ультрамафитов; изучены акцессорные самородные минералы петрогенных элементов ультрамафитов [3, 4 и др.].

В настоящей работе обсудим возможную природу формационной специализации платиноидов и вопросы генезиса платиноидной минерализации ультрамафитов.

*Геохимические данные о дифференциации платиноидов.* В обобщающей работе С. Барнес с соавторами [6] по геохимии платиноидов показано, что содержания их в разных типах основных и ультраосновных пород, нормированные на концентрации соответствующих платиноидов в хондритах С1, несут информацию о петрогенезисе. По характеру фракционирования платиноидов выделены три контрастные группы пород: 1) не дифференцированные в отношении платиноидов — глубинные ксенолиты ультрамафитов в базальтах и кимберлитах, лерцолиты, иногда гарцбургиты альпинотипных массивов; 2) обедненные легкоплавкими элементами платиновой группы (Pd, Pt, Rh) и обогащенные тугоплавкими (Os, Ir, Ru) — хромититы высокомагнезиальных ультрамафитов, вмещающие их дуниты, иногда гарцбургиты; 3) обогащенные Pd, Pt, Rh с дефицитом Os, Ir, Ru — базальты, кимберлиты, коматиниты, образования стратифицированных гипербазит-базитовых массивов и др.

Вместе с тем ультрамафиты зональных комплексов дунит-клинопироксенит-габбровой и щелочно-ультраосновной формаций имеют специфический характер распределения элементов платиновой группы, отличный от такового трех упомянутых выше типов пород. Они концентрируют в себе преимущественно Pt, сильно обеднены (по отношению к мантийному лерцолиту) как Ru, Os, Ir, Rh, так и Pd. По данным В. Г. Фоминых и В. П. Хвостовой [1971 г.], Ю. А. Волченко и Н. И. Неустроева [1985 г.], О. К. Иванова [1987 г.] и других исследователей, дуниты массивов Платиноносного пояса Урала характеризуются отношением Pt/Pd  $\gg$  10, Pd в них нередко вообще отсутствует.

*Главные типы платиноидной минерализации и парагенезисы минералов платиноидов ультрамафитовых формаций.* Обширный литературный материал по минералогии платиноидов ультрамафитов различных регионов мира, а также наши данные для многочисленных массивов Дальнего Востока СССР, Урала и Алданского щита [3, 4 и др.] позволяют выделить два наиболее распространенных в платиноносных россыпях контрастных по минеральному и химическому составу типа платиноидной минерализации: 1) сложенный преобладающими самородными минералами Os, Ru, Ir и Pt (при подчиненной роли Fe-Pt твердых растворов и сульфидов платиноидов); 2) существенно железоплатиновый. Первый из них более распространен в альпинотипных гипербазитах, второй доминирует в ультрамафитах концентрически-зональных массивов дунитов, клинопироксенитов и габброндов.

В составе платиноидной минерализации ультрамафитов преобладают два ведущих минеральных парагенезиса [3, 4 и др.]: 1) первичный, сложенный главным образом самородными минералами Os, Ru, Ir, Pt и Rh (с низким содержанием Fe); 2) сульфидно-железо-платиновый — Fe-Pt твердые растворы, сопровождающиеся подчиненными количественно сульфидами, сульфоарсенидами и арсенидами платиноидов.

Новые данные о коренной платиноидной минерализации хромититов альпинотипных массивов различных районов мира [5, 7 и др.] показали, что среди первичных минералов платиноидов ультрамафитов существенную роль могут играть их сульфиды. Так, установлено [5], что в хромититах одного лерцолит-гарцбургитового массива Корякского нагорья среди минералов платиноидов доминирует лаурит. В этой работе продемонстрировано также закономерное изменение платиноидной минерализации в различных породах одного альпинотипного массива. В эволюционном ряду высокомагнезиальные гарцбургиты → дуниты → ортопироксениты → породы повышенной железистости такситового комплекса, соответствующем пространственному размещению этих пород в пределах массива [5], установлены следующие закономерные изменения их платиноидной минерализации: 1) уменьшается доля минералов Ru и Os, увеличивается количество Fe-Pt твердых растворов; 2) минералы платиноидов гарцбургитов по сравнению с соответствующими минералами дунитов существенно обогащаются Ru; 3) относительное содержание минералов Ir и Rh сначала возрастает от гарцбургитов к ортопироксенитам, затем резко уменьшается в породах такситового комплекса; 4) в породах такситового комплекса среди минералов платиноидов доминируют Fe-Pt твердые растворы, в заметных количествах появляются собственные минералы Pd; минералы Os, Ru, Ir и Rh количественно резко подчинены и представлены главным образом сульфидами и их аналогами.

Нами совместно с Г. Г. Дмитренко, А. Г. Мочаловым и И. В. Жерновским [1985 г.] охарактеризован выявленный в коренном залегании в хромититах гарцбургитов альпинотипного массива Корякского нагорья новый Ir-Os-Ru-тип минерализации, представленной богатыми Fe твердыми растворами Ru, Os и Ir. Эти минералы образуют псевдоморфозы по кристаллам лаурита, иногда содержат реликты этого минерала, а также твердых растворов Ir и Os. Особенности строения зерен и химического состава этих новых твердых растворов редких платиноидов и Fe, характер их взаимоотношений с другими минералами платиноидов, тесная ассоциация их с аваритом и самородным железом убедительно обосновывают образование этих минералов в процессе десульфидизации лаурита в условиях низкой fugitivности кислорода [7].

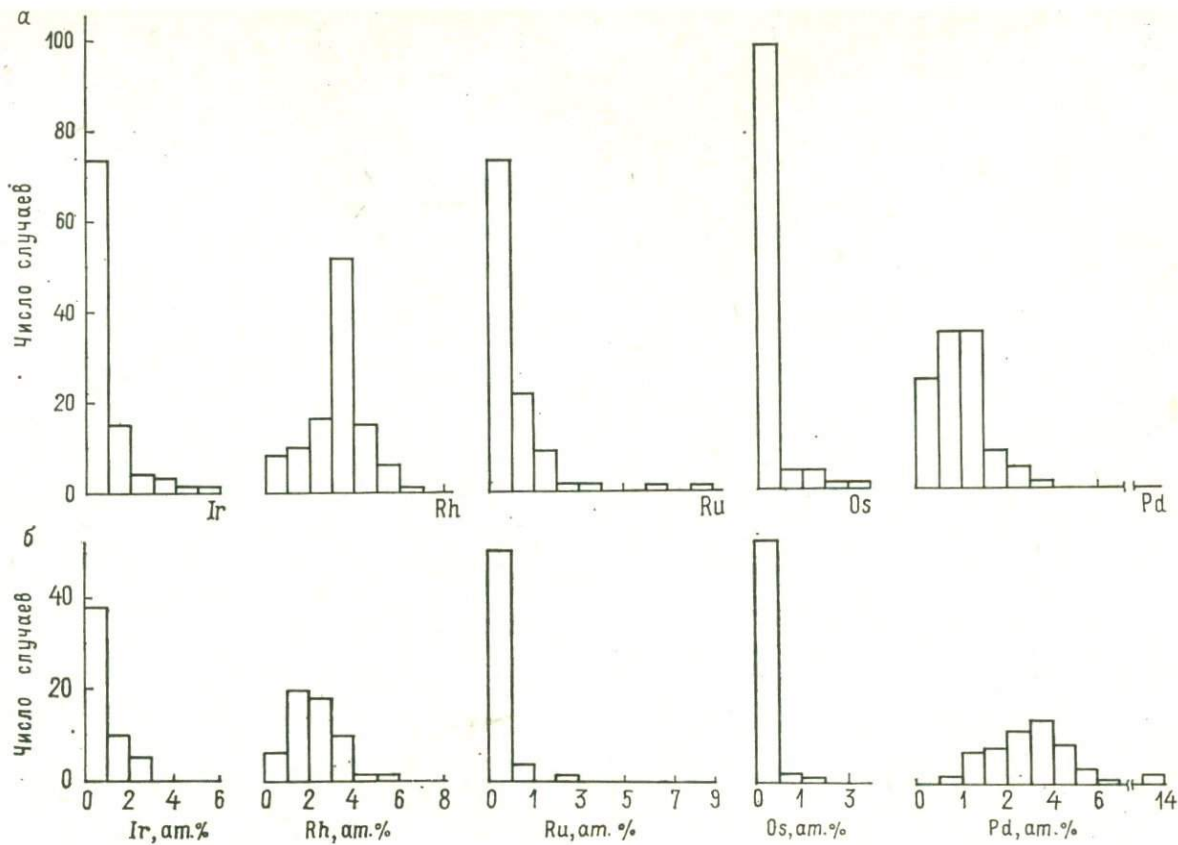
*Формационная специализация химического состава главных минералов платиноидов и генезис платиноидной минерализации*

*ультрамафитов.* Полученные нами и известные литературные данные по минералогии и геохимии платиноидов наиболее полно согласуются с известной петрологической моделью частичного плавления верхней мантии [2]. С позиций этой модели в качестве основного фактора фракционирования платиноидов предполагается большая растворимость Pd, Pt и Rh в силикатной магме, чем тугоплавких платиноидов, что объясняет обогащение «мантийных выплавок» легкоплавкими элементами платиновой группы, а также накопление в рестите Os, Ir и Ru при частичном плавлении перидотитов верхней мантии.

Обобщение новых данных по минералогии платиноидов ультрамафитов, особенно по коренной минерализации альпинотипных массивов, позволяет выявить эволюцию их платиноидной минерализации при дифференциации пород верхней мантии. Увеличение степени выплавления перидотитов в ряду лерцолит → гарцбургит → дунит сопровождалось следующими процессами: 1) уменьшением в составе их первичной платиноидной минерализации доли сульфидов и увеличением роли самородных платиноидов; 2) обогащением этих самородных платиноидов Pt и Rh; 3) обеднением ультрамафитового рестита и его платиноидной минерализации Pd.

Действительно, как отмечалось выше, в платиноидной минерализации лерцолит-гарцбургитового массива преобладающим среди минералов платиноидов является лаурит [5]. В то же время в первичной минерализации платиноидов, установленной нами в россыпях одного из альпинотипных массивов Дальнего Востока, сульфиды полностью отсутствуют. Первичная природа твердых растворов платиноидов подтверждается здесь синхронностью образования этих минералов с включениями в них порообразующих силикатов и хромита. Высокая степень выплавления вмещающих эту платиноидную минерализацию ультрамафитов устанавливается по составу включений высокохромистого, обедненного  $Al_2O_3$  (в среднем  $\sim 5$  мас. %) хромшпинелида [3, 4]. Такая эволюция минералов платиноидов в ультрамафитах становится понятной, если учесть поведение S в процессе частичного плавления перидотитов. В мантийных породах, по экспериментальным данным и другим оценкам, может быть растворено 0,05—0,26 мас. % S. Для удаления S с расплавом требуется 25-процентное парциальное плавление этих пород [6]. Следовательно, при низкой степени выплавления ультрамафитов (лерцолит-гарцбургитовый рестит) S могла сохраняться в них, определяя сульфидную форму первичной платиноидной минерализации ультрамафитов. При высокой степени выплавления (дунит-гарцбургитовый и дунитовый реститы) формировалась существенно самородная первичная платиноидная минерализация.

Прогрессивное концентрирование Pt и Rh в твердых растворах платиноидов при увеличении степени выплавления перидотитов, видимо, являлось результатом длительного твердофазного



а — дуниты и гарцбургиты; б — породы такситового комплекса.

«отжига» минералов рестита при термодинамических параметрах, более низких по сравнению с условиями формирования исходных ультрамафитов.

Обеднение Pd мантийного рестита в процессе его выплавления доказывается сравнением химического состава следующего ряда ультрамафитов: ксенолиты в базальтах и кимберлитах → лерцолиты → гарцбургиты → дуниты [6]. Следствием дифференциации платиноидов при парциальном плавлении перидотитов верхней мантии является и преимущественно железо-платиновая, обогащенная Pd аксессуарная минерализация пород такситового комплекса, сопровождающих высокомагнезиальные гарцбургиты и дуниты в одном из альпинотипных массивов Корякского нагорья [5]. Породы такситового комплекса здесь, по-видимому, представляют собой продукты кристаллизации порций основного расплава, комплементарного дунит-гарцбургитовому реститу. Fe-Pt твердые растворы пород такситового комплекса существенно обогащены Pd и обеднены редкими платиноидами (в том числе и Rh!) по сравнению с этими минералами высокомагнезиальных ультрамафитов того же массива [5] (рис. 1).

Отмеченные закономерности эволюции платиноидной минерализации справедливы и для ультрамафитов дунит-клинопироксенит-габбровых, а также щелочно-ультраосновных зональных массивов. Если принять «реститовую» модель их формирования, то при дунитовом составе ультрамафитов вполне закономерно отсутствие в их платиноидной минерализации первичных сульфидов (синхронных с оливином и хромшпинелидами), обогащение этой минерализации Pt (ее преимущественно Fe-Pt-состав) и, наконец, обеднение ультрамафитов и их аксессуарной Fe-Pt-минерализации Pd. Последний процесс наряду с геохимическими данными подтверждается также более низким содержанием Pd в Fe-Pt твердых растворах ультрамафитов этих двух формаций (рис. 2, б, в) по сравнению с минералами альпинотипных гипербазитов (рис. 2, а).

Вместе с тем многочисленные минералогические данные и ряд упомянутых выше геохимических особенностей дифференциации платиноидов в разноформационных ультрамафитах не находят объяснения в рамках проявления только магматических процессов. К таким фактам в первую очередь относится обеднение ультрамафитов дунит-клинопироксенит-габбровых и щелочно-ультраосновных комплексов и их Fe-Pt-минерализации (рис. 2, б, в) по сравнению с альпинотипными гипербазитами (рис. 2, а) не только Pd и Rh, но и тугоплавкими

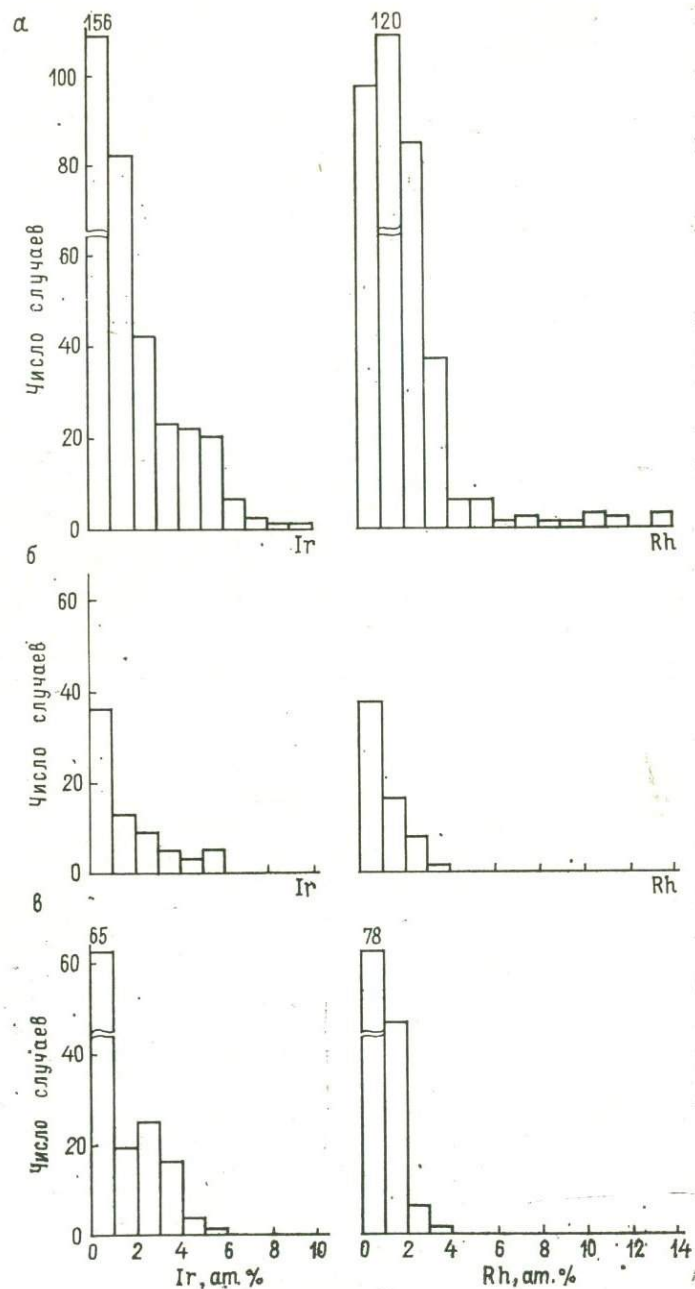
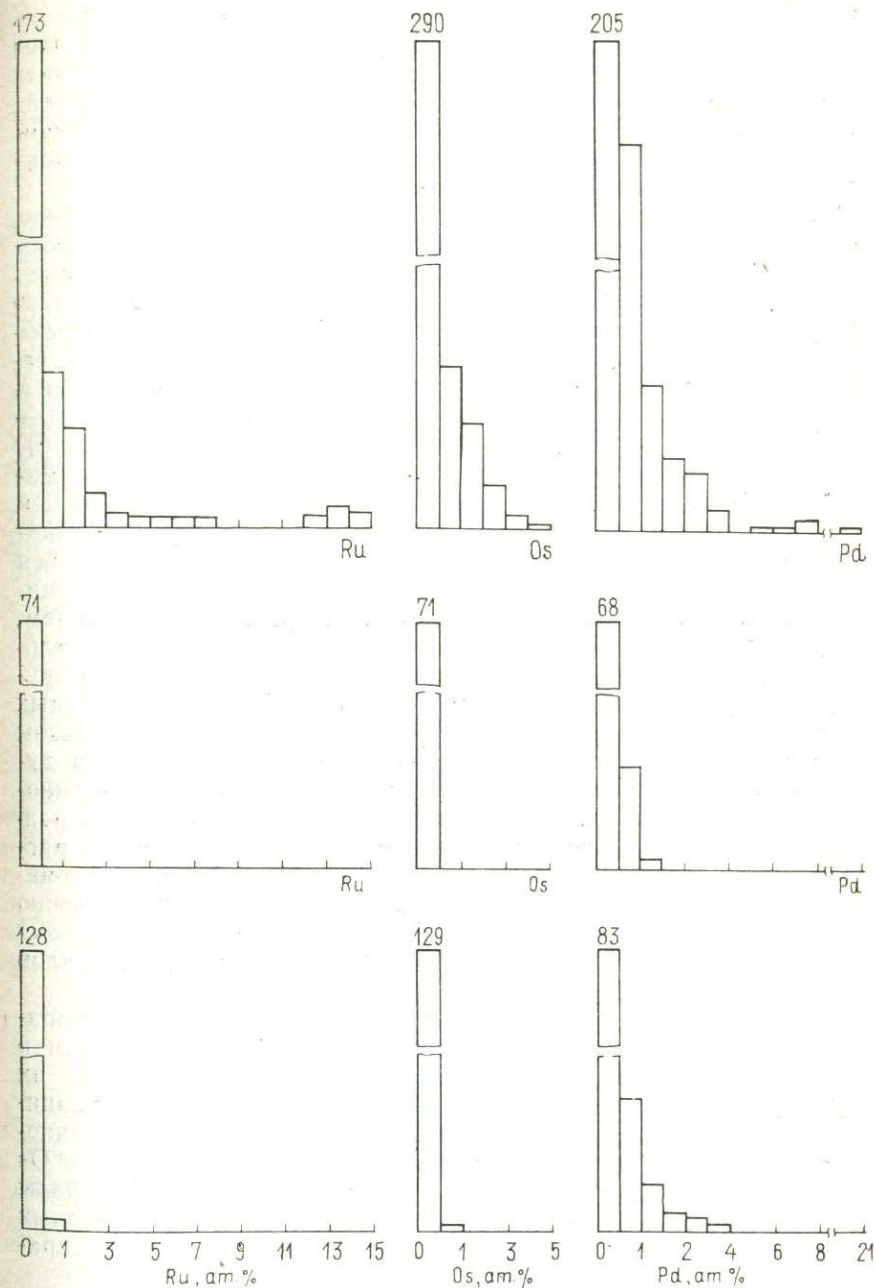


Рис. 2. Гистограммы содержания элементов-примесей в  
Формации: а — альпинотипная, б — дунит-клино



Fe-Pt твердых растворах разноформационных ультрамафитов.  
пироксенит-габбровая, в — щелочно-ультраосновная.

платиноидами — Os, Ir и Ru. Процессы плавления вряд ли могли бы обеспечить и рассмотренные выше закономерности распределения минералов платиноидов в различных породах массива дунит-перидотитовой формации [5]. Эти проблемы, с нашей точки зрения, находят решение с позиций предложенной нами [3] модели газовой-флюидной дифференциации платиноидов. Для обоснования ее рассмотрим некоторые факты.

Исследованиями химического состава в различной степени измененных участков индивидов и агрегатов первичных твердых растворов платиноидов альпинотипных гипербазитов установлены четыре их эволюционных ряда [3, 4 и др.]: для твердых растворов Ir, Os, Pt и Ru с кубической структурой — «платиновый» (Pt, Ru, Ir, Os) → Pt → Pt<sub>3</sub>Fe → PtFe, «иридиевый» (Pt, Ru, Ir, Os) → (Ir, Os) → Ir (рис. 3, а); для твердых растворов Os, Ru и Ir с гексагональной структурой — «рутениевый» (Os, Ru, Ir) → (Ru, Ir) → Ru, «осмиевый» (Os, Ru, Ir) → (Os, Ir) → Os (рис. 3, б). В альпинотипных гипербазитах, как показано [3, 5 и др.], широкие вариации химического состава самородных платиноидов (от поликомпонентных, состоящих из трех или четырех главных металлов, до почти моноэлементных) могут наблюдаться в пределах одного массива, а также в составе платиноидной минерализации одного хромитового шлера (рис. 3). Подчеркнем, что новые данные о коренной платиноидной минерализации альпинотипных гипербазитов [5] позволяют предположить, что «рутениевый» тренд эволюции химического состава гексагональных твердых растворов платиноидов реализовался главным образом в составе гарцбургитов, а «осмиевый» — в полях развития дунитов этих массивов (рис. 3, б). В ультрамафитах дунит-клинопироксенит-габбровой и щелочно-ультраосновной формаций развития Fe-Pt-минерализация с редкими реликтами твердых растворов Os, Ir, Ru и Pt или немногочисленными новообразованиями самородного осмия, представляющими преимущественно конечные члены «платинового» (Fe-Pt твердые растворы), «осмиевого» и «иридиевого» эволюционных рядов этих минералов [3].

Fe-Pt твердые растворы, замещающие первичные самородные платиноиды, обычно сопровождаются присутствующими в переменных количествах многочисленными сульфидами (и их аналогами) платиновых элементов. При этом в разноформационных ультрамафитах, как правило, наблюдается [3] одинаковая последовательность их кристаллизации: сульфиды Ru и Os оказываются более ранними, чем минералы Ir и Rh. Сульфиды этих платиноидов обычно включены в зернах Fe-Pt твердых растворов, т. е. Pt в отличие от редких платиноидов, как правило, не сульфидизировалась.

Вокруг зерен изоферроплатины в образцах из дунитов Нижнетагильского и алданских щелочно-ультраосновных массивов в оливине нами установлена зона, обедненная Fe [4]. Анало-

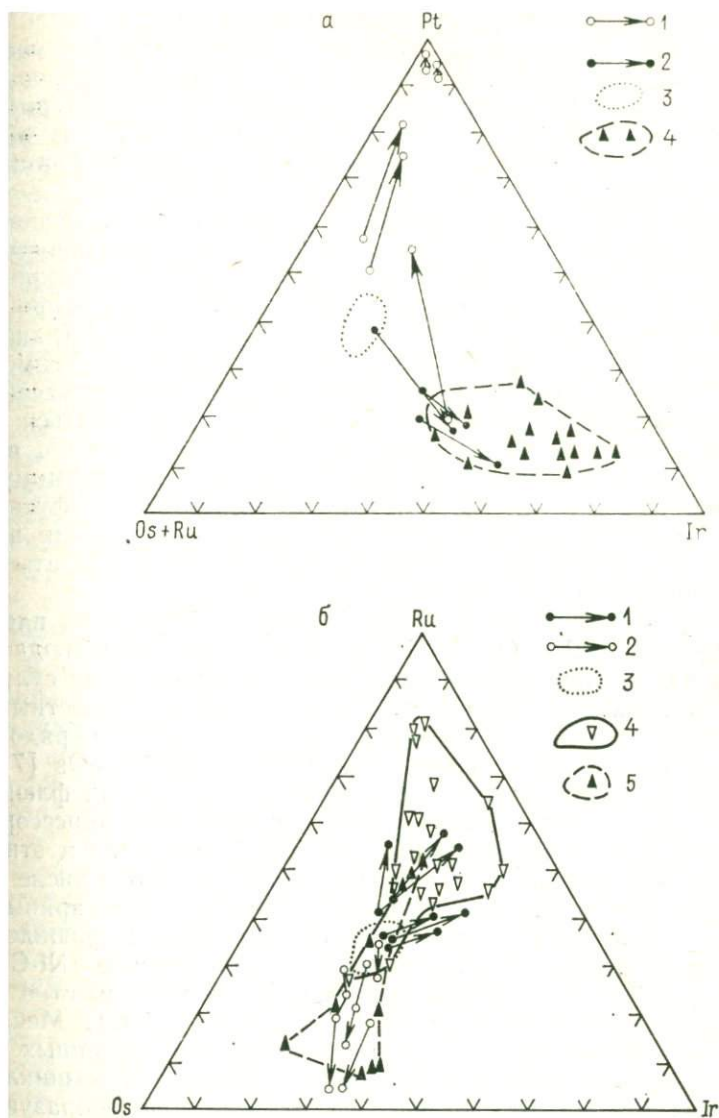


Рис. 3. Эволюция химического состава (ат. %) твердых растворов платиноидов, наблюдаемая для отдельных индивидов или агрегатов, и вариации составов минералов в пределах отдельных шлиров хромшпинелидов [5] в ультрамафитах альпинотипной формации.

а — минералы с кубической структурой: 1, 2 — «платиновый» (1) и «иридиевый» (2) тренды эволюции химического состава минералов, 3 — поле фигуративных точек составов твердых растворов платиноидов первичной ассоциации [3], 4 — поле составов минералов платиноидов одного хромитового шлира [5]; б — минералы с гексагональной структурой: 1, 2 — «рутениевый» (1) и «осмиевый» (2) тренды эволюции химического состава минералов, 3 — поле составов минералов первичной ассоциации [3], 4, 5 — поля составов твердых растворов платиноидов одного хромитового шлира [5] в гарцбургитах (4) и дунитах (5).

гичные зоны перераспределения Fe фиксируются (в том числе и в тех же образцах) на контактах зерен оливина и хромшпинелидов. Эти данные позволяют оценить температуру формирования Fe-Pt твердых растворов по оливин-хромитовому геотермометру. Использование геотермометра Фабриеса для таких образцов дает интервал 600—700 °С и определяет процесс формирования Fe-Pt твердых растворов как твердофазный [4].

Рассмотренные факты послужили основой предложенной нами газово-флюидной модели дифференциации платиновых элементов [3]. В этой модели использованы известные различия свойств металлоорганических соединений редких платиноидов и Pt. Благодаря этим свойствам, посредством газотранспортных реакций СО мантийного флюида с первичными самородными платиноидами Ru и Os, затем Ir и Rh могли рассеиваться в форме их летучих карбониллов, а Pt накапливаться в остаточных фазах. Тот же флюид мог восстанавливать Fe из минералов ультрамафитов. Платиноиды при этом, по-видимому, играли роль катализаторов. В результате взаимной диффузии Pt и Fe возникали Fe-Pt твердые растворы. При наличии во флюиде S летучие карбонилы платиноидов могли разлагаться с образованием вторичных сульфидов.

Характерно, что последовательность карбонилирования платиновых металлов (Ru + Os, Ir + Rh) отвечает реально наблюдаемой в ультрамафитах последовательности кристаллизации сульфидов платиновых элементов, но не согласуется с известным по экспериментальным и термодинамическим данным рядом прямого сульфидирования платиноидов: Ru → Pt → Ir → Os [7].

Прямым подтверждением участия восстановительных флюидов в процессах формирования ультрамафитов и их акцессорной платиноидной минерализации служит обнаружение в этих породах многочисленных самородных минералов, в том числе и в виде сростаний с минералами платиноидов. Наиболее яркими «следами» высокотемпературных восстановительных флюидов являются расплавные силикатно-оксидно-металлические (Ni-Cr-Fe, Cu-Fe и Fe) микросферулы, изученные нами совместно с Г. Г. Дмитренко, А. Г. Мочаловым, К. Н. Маличем, Ю. П. Меньшиковым и установленные в ультрамафитах альпинотипных и щелочно-ультраосновных массивов. Эти образования возникли в результате локального частичного плавления породообразующих минералов ультрамафитов под действием горячих, богатых щелочами восстановительных флюидов.

Таким образом, формирование различных типов платиноидной минерализации ультрамафитов происходило в результате процессов частичного плавления перидотитов верхней мантии при активном участии глубинных флюидов. Наши предположения о природе дифференциации платиноидов согласуются с известными представлениями о составе и термодинамических параметрах глубинных флюидов, рассмотренных в работах

Д. С. Коржинского, А. А. Маракушева, Л. Л. Перчука, Ф. А. Летникова, А. А. Кадика и других исследователей. Восстановительные горячие флюиды, участвовавшие в процессах частичного плавления ультрамафитов, могли либо поступать из более глубоких зон верхней мантии, либо возникать в результате фракционирования газовых компонентов во флюиде из-за дифференциальной их растворимости в силикатном расплаве [1].

Интересно отметить, что степень выплавления ультрамафитового субстрата, по-видимому, в значительной мере предопределяла и вторичный парагенезис минералов платиноидов в ультрамафитах. Так, при низкой степени выплавления флюид, равновесный с расплавом, оказывался обедненным S. Воздействие этого остаточного флюида на первичную, существенно сульфидную платиноидную минерализацию ультрамафитов, вероятно, приводило к ее десульфидизации с образованием вторичных, богатых Fe «пористых» твердых растворов редких платиноидов. Напротив, при высокой степени выплавления ультрамафитов возникали самородная первичная минерализация в рестите и относительно богатый S остаточный флюид. Последний на этапе твердофазного становления ультрамафитов вызывал образование в них вторичной сульфидно-железо-платиновой минерализации.

В предположении рассмотренной флюидной природы дифференциации платиноидов рудную формационную специализацию ультрамафитов удается объяснить различным флюидным режимом петрогенезиса разноформационных ультрамафитовых комплексов. Можно предполагать, что интенсивность воздействия флюидов на ультрамафитовый рестит находилась в зависимости от степени проницаемости различных зон верхней мантии и земной коры. В условиях максимальной их проницаемости (эвгеосинклинали, океанические рифты) реализовалась относительно низкая степень выплавления мантийных перидотитов, происходило излияние богатых  $\text{Na}_2\text{O}$  базальтов и формирование протрузий альпинотипных ультрамафитов, сохраняющих специфические элементы мантии — Cr и платиноиды, особенно редкие платиновые металлы. При уменьшении проницаемости системы в ряду зоны частичной инверсии геосинклиналей → окраины щитов → щиты осуществлялось прогрессивное концентрирование флюидов в зоне генерации расплавов. В результате происходили следующие процессы: 1) увеличение степени выплавления субстрата (до исчерпания гарцбургитов) и обогащение мобилизата  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , при этом в дунитах из элементов платиновой группы концентрировалась только Pt, редкие платиноиды в значительной мере рассеивались; 2) окисление флюидно-магматической системы (мобилизата) и обогащение ее щелочами вплоть до образования щелочных расплавов; 3) возрастание роли обменных реакций между мобилизатом и реститом (широ-

ко развиты контактово-реакционные серии пород — клинопироксениты, верлиты, оливиниты и др.).

Автор приносит искреннюю благодарность работникам Горного музея ЛГИ и кафедры минералогии ЛГУ, а также А. Г. Мочалову, В. И. Шкурскому, В. В. Жданову, К. Н. Маличу за предоставленный для исследования каменный материал.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Қадик А. А.* Фракционирование летучих компонентов при плавлении верхней мантии.— Геол. и геофиз., 1986, № 7, с. 70—73.
2. *Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981. 584 с.
3. *Рудашевский Н. С.* Новая модель дифференциации элементов платиновой группы в литосфере.— Зап. ВМО, 1984, вып. 5, с. 521—539.
4. *Рудашевский Н. С.* Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций.— Зап. ВМО, 1987, вып. 2, с. 222—238.
5. *Химические составы породообразующих и аксессуарных минералов альпинотипных ультрамафитов Корякского нагорья.* Ч. 2. Препринт/Г. Г. Дмитренко, А. Г. Мочалов, С. А. Паланджян и др. Магадан, 1985. 60 с.
6. *Barnes S.-J., Naldrett A. J., Gorton M. P.* The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas.— Chem. Geol., 1985, vol. 53, p. 302—323.
7. *Stockman H. W., Hlava P. F.* Platinum-group minerals in alpine chromitites from south-western Oregon.— Econ. Geol., 1984, vol. 79, N 3, p. 491—508.

УДК 553.22 : 552.321.5/6

С. В. Щербакова, А. Б. Лапина,  
Л. Р. Колбанцев

#### МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УЛЬТРАМАФИТОВЫХ И УЛЬТРАМАФИТ-ГАББРОВЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

50 лет тому назад В. Н. Лодочников в книге «Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные» писал о постмагматическом образовании клино- и ортопироксенов, оливина, титаномагнетита, с некоторой осторожностью — шпинелей, однозначно постмагматическом характере процессов рудонакопления титаномагнетита и гистероили постмагматическом рудонакоплении хромитов и платиноидов. Необычную крупность зерен ортопироксенов в бронзититах Борзовского месторождения корунда и в сагвандитах Рай-Иза он считал обусловленной подвижностью и малой вязкостью флюидных растворов, а не медленным охлаждением магмы и относил бронзититы и сагвандиты к метасоматическим образованиям. Как примеры постмагматического минерала В. Н. Лодочников описывал жилки оливина, секущие перидотиты и хризотиловые серпентиниты в Альпах, оливиниты в друзовых пустотах среди сильно измененных дунитов на островах Красного

моря, хризолиты в перидотитах Северной Каролины и некоторые оливины Борзовского месторождения. Титаномагнетит в диаллагитах и магнетит в оливинитах он однозначно трактовал как минералы эпимагматические, указывая на образование рудного минерала после выделения силикатов. Эту трактовку он распространял и на титаномагнетитовые залежи.

Во ВСЕГЕИ аналогичные идеи плодотворно разрабатывались С. В. Москалевой [13]. К выводам о вторичности идиобластовых гарцбургитов пришел Ю. Е. Молдавандцев. Р. В. Колбанцев допускал вторичную природу гранобластовых дунитов и считал ортопироксениты метасоматическими образованиями [6]. Наиболее полно и последовательно метасоматическая природа пироксенитов, ряда ультрамафитов и связанного с ними оруденения доказывается новосибирскими геологами во главе с В. В. Велинским на примерах альпинотипных гипербазитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии [1, 9, 14].

В настоящей работе представления В. Н. Лодочникова о постмагматической природе рудных минералов в ультрамафитах и постмагматическом характере рудонакопления титаномагнетитов, хромитов подтверждаются на материалах альпинотипных и платиноносных ассоциаций Урала и Северного Прибалхашья (массивы Сыум-Кеу, Войкар-Сыньинский, Халиловский, Хабарнинский, Кемпирсайский, Аксуйский, Нижнетагильский, Вересовый Увал, Вересовый Бор, Тесиктас).

В ультрамафит-габбровых массивах любой ассоциации — альпинотипных или платиноносных, в участках контакта ультрамафитов и габброидов, не затронутого нарушениями, практически всегда наблюдается зона клинопироксенитов (вебстеритов), сменяющаяся в сторону ультрамафитов верлитами (лерцолитами), вторичными дунитами (вторичными гарцбургитами), а затем первичными дунитами (гарцбургитами)\*. В сторону габброидов пироксениты последовательно сменяются оливиновыми, оливин-пироксеновыми и амфиболовыми габбро либо, в другом варианте, габбро-норитами, которые тоже начинаются от пироксенитов оливиновыми разностями. Такая латеральная зональность в платиноносных массивах выражена настолько ясно, что обусловила их название — концентрически-зональные. В альпинотипных массивах она не выдерживается непрерывно по всей зоне контакта, а наблюдается фрагментарно, только на отдельных участках, и обнаруживает при этом часто такие же признаки концентрической зональности. На Сыум-Кеу (район горы Малая Хадата) и Лагорте-Егарт (восточный контакт Войкар-Сыньинского массива) такую зональность обуславливают габбро-нориты, на Нелка-Югане — габбро-нориты и амфиболовое габбро. В других случаях наблюдается однонаправленная сме-

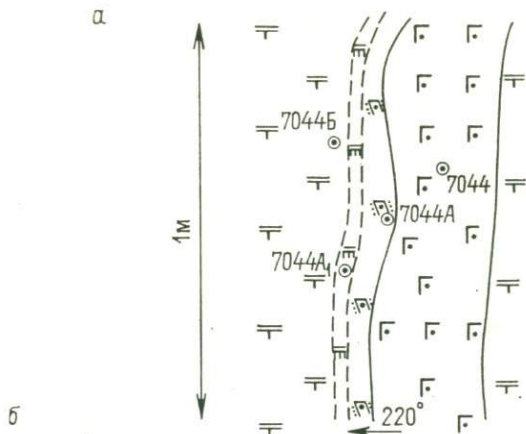
\* В метасоматических колонках массивов Платиноносного пояса лерцоциты отсутствуют, а гарцбургиты сохраняются в реликтах [4].

на пород, как, например, на Лаптапае (западный контакт Войкар-Сыньинского массива), где к востоку от габброидов вебстериты сменяются через лерцолиты и верлиты вторичными дунитами. Представляется, что существенным аргументом в пользу метасоматического происхождения этих пород является такая же зональность около крутопадающих габброидных даек, обильно секущих дуниты и гарцбургиты в прикровлевых частях массивов, а также зональность около ксенолитов ультрамафитов в габбро. На рис. 1 приведен пример маломощной дайки габбро, секущей гарцбургиты в Войкар-Сыньинском массиве. Контактная зона мощностью 7 см от гарцбургитов к габбро представлена лерцолитами и оливин-плагноклазовыми клинопироксенитами. Максимальное содержание в породе клинопироксена сопровождается и скачком количества рудного минерала в приконтактной зоне (рис. 1, б).

Пироксенизация — это высокотемпературный метасоматоз, происходящий, по нашим данным, в интервале температур 660—890 °С (660—810 °С — температура образования амфиболового габбро южного обрамления массива Рай-Из, определенная по геотермометру Л. Л. Перчука, 755—890 °С — температура образования оливинового вебстерита Сыум-Кеу, вычисленная по геотермометру Saxena, Sykes, Eriksson), либо, по другим данным, — при 670—1080 °С, что отвечает условиям образования клинопироксена из оливинового габбро [10], или 837—891 °С, что соответствует образованию жильных вебстеритов и клинопироксенитов [8]. Время его проявления определяется возрастом габброидов и соответствует на Урале  $O_3-S_1$ . По характеру соотношений между исходными минералами и продуктами их замещения этот процесс отвечает метасоматическому замещению с переотложением. По характеру привноса вещества в исходные горные породы он может быть определен как кремне-известковый (из габбро в дуниты привносятся Si и Ca, выносятся Mg, Fe, Cr).

Пироксенизация между дунитами и габбро проявляется однотипно в обеих ассоциациях. Кроме общности латеральной зональности, однотипность их доказываемая также общностью вторичного структурного плана, характеризующегося пологим залеганием клинопироксенитов и верлитов (лерцолитов) как в альпийских массивах, где выявление его затруднено частыми смещениями по разломам и накладывающейся антигоритизацией, так и в платиноносных, где пологое залегание картируется более однозначно. Доказывая однотипность процессов пироксенизации в массивах той и другой ассоциации, приходится признавать резкую разномасштабность их проявления. В альпийских массивах они формируют до 20 % объема, в платиноносных — до 80 %.

Пироксенизация, по нашему мнению, вызывает сопряженный с нею во времени и пространстве процесс оливинизации серпен-



б

Содержание минерала, %	Номера шлифов		
100%	7044Б	7044А	7044
Серпентинизированный оливин —x—x—	90		Г Г
Плагиоклаз ---	80		Г Г
Клинопироксен -.-.-	70		Г Г
Роговая обманка .....	60		Г Г
Ортопироксен _____	50		Г Г
Участки серпентина по ортопироксену (?) —v—v—	40		Г Г
Эпидот _____	30		Г Г
Акцессорный шпинелид .....	20		Г Г
	10		Г Г
	0		Г Г



Рис. 1. Микрозональность на контакте дайки мелкозернистого габбро в гарцбургитах. Войкар-Сынынский массив, район руч. Кэр-Шор.

а — зарисовка контакта в разрезе; б — модальный состав пород по разрезу.

1 — гарцбургит; 2 — лерцолит; 3 — плагиоклаз-оливиновый пироксенит; 4 — оливковое габбро.

тинизированных ультрамафитов. В сущности, оливинизация может быть определена как магниевый метасоматоз, являющийся следствием вышеописанного кремне-известкового (Mg и Cr высвобождаются при пироксенизации ультрамафитов) и происходящий при температуре 560 °C [5] — 600 °C [2]. Высвободившийся магний реализуется в следующей за верлитами зоне, вызывая перекристаллизацию серпентинизированных дунитов или гарцбургитов с обогащением оливина в них магнием и переотложением, разрастанием и обогащением хромом хромшпинелида. Образуются вторичные дуниты — породы с гранобластовой или пегматоидной структурой, с большей крупностью зерна у хромшпинелидов, с приуроченностью их преимущественно к межзерновому пространству оливина. Именно эти дуниты вмещают высокохромистое оруденение с содержанием  $Cr_2O_3$  в хромшпинелиде 60—64 %. Вторичные дуниты наследуют поздний структурный план пироксенитов и верлитов, образуя, как правило, пологие зоны или горизонты. Метасоматическое образование хромита в этих породах доказывается: 1) зависимостью железистости и хромистости хромшпинелида от степени замкнутости системы, т. е. хромшпинелид, заключенный в замкнутое зерно оливина, оказывается более железистым и менее хромистым, чем расположенный на стыке оливиновых зерен; 2) фактом преимущественной приуроченности в этих породах хромшпинелида к межзерновому пространству; 3) давно установленной тенденцией увеличения хромистости и уменьшения железистости хромшпинелидов при увеличении крупности их агрегатов — от редко вкрапленных через нодулярные и шлировые выделения к густо вкрапленным и массивным рудам и т. д. Наконец, метасоматическое образование серии пород пироксенит — верлит (лерцолит) — вторичный дунит — оливиновое габбро доказывается особенностями состава шпинелидов — хромшпинелидов, плеонаста, титаномагнетита.

Состав хромшпинелида является чутким индикатором перечисленных высокотемпературных процессов метасоматоза, а также более низкотемпературной амфиболитизации и низкотемпературных процессов серпентинизации, особенно антигоритовой, сопровождающей в ультрамафитах разрывные нарушения любого порядка. Сопоставление состава хромшпинелида (микрозондовый анализ) с выверенным в шлифах минералогическим составом рудовмещающих пород закартированных участков Войкар-Сыньинского массива выявило в хромшпинелидах четкую зависимость тренда Al—Cr от количества клинопироксена в породах, т. е. от степени их пироксенизации. Так, высокоглиноземистые, низкохромистые составы обнаружили аксессуарные и рудные хромшпинелиды из лерцолитов и верлитов с малым количеством клинопироксена (рис. 2). В особую, промежуточную по глинозему группу легли шпинелиды из дунитовых жил, секущих лерцолиты. Выделились в особые поля хромшпинелиды из мел-

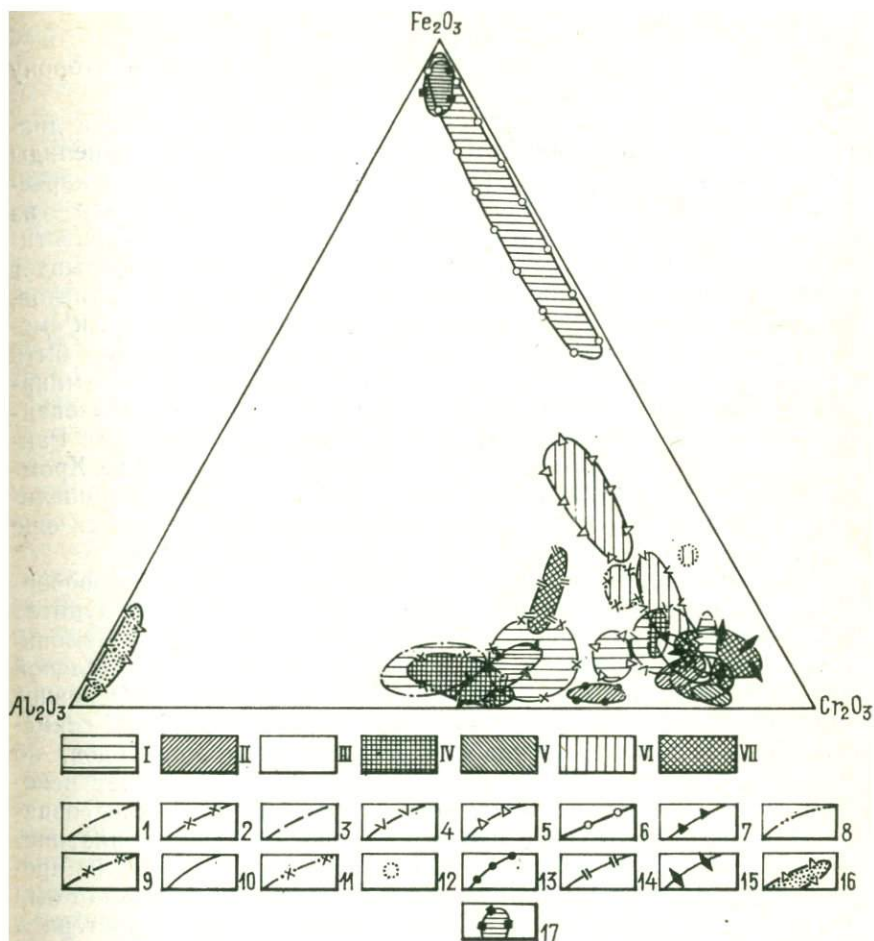


Рис. 2. Поля составов шпинелидов из ультрамафит-габбровых массивов.

Массивы альпинотипной ассоциации: I — Войкар-Сыньинский, II — Халиловский, III — Хабарнинский, IV — Кемпирсайский, V — Аксуйский; массивы платиноносной ассоциации: VI — Нижнетагильский, Вересовоборский, VII — Тесиктас.

Шпинелиды из следующих типов пород: I — акцессорные из верлитов и лерцолитов; 2 — акцессорные из дунитовых жил, секущих верлиты и лерцолиты; 3 — из вторичных дунитов; 4 — из шпиров и прожилков в дунитах и аподунитовых лизардит-хризотило-вых серпентинитах; 5 — из амфиболлизированных дунитов, верлитов с антигоритом; 6 — из антигоритизированных до серпентинитов дунитов, гарцбургитов; 7 — из жил хромита в лерцолитах и верлитах; 8 — рудные из апогарцбургитовых серпентинитов; 9 — из лерцолитов и аполерцолитовых серпентинитов; 10 — рудные из аподунитовых лизардитовых серпентинитов, дунитов; 11 — из верлитов с малым количеством моноклинного пироксена; 12 — из хлоритизированных ослюденелых дунитов; 13 — акцессорные из гарцбургитов; 14 — из плагиоклазосодержащих верлитов; 15 — акцессорные из дунитов; 16 — плеонаст (16) и магнетит (17) из оливниновых клинопироксенитов и вебстеритов массивов Тесиктас, Сьум-Кеу, Нижнетагильского.

козернистых первичных, перекристаллизованных крупнозернистых вторичных и из амфиболлизированных дунитов. Из всех типов серпентинизации — лизардитовой, хризотиловой, антигоритовой — на состав хромшпинелидов влияет только анти-

горитовая, разубоживающая хромшпинелид до хроммагнетита — магнетита. На треугольной диаграмме — это тренд в сторону увеличения содержания  $Fe^{3+}$  (рис. 2).

Хромшпинелиды из других массивов расположились на диаграмме следующим образом. Кемпирсайские хромшпинелиды легли в три поля. Рудные хромшпинелиды, отобранные в карьерах известных месторождений, разделились на два поля — из аподунитовых и из апогарцбургитовых хризотиловых серпентинитов. Поле рудных хромшпинелидов из дунитов перекрывает поле из перекристаллизованных войкар-сыннинских дунитов, захватывая частично составы из дунитов мелкозернистых и смещаясь в сторону малых содержаний  $Fe^{3+}$ . Этот факт может быть еще одним подтверждением того, что уникальные руды Кемпирская до массовой лизардитизации вмещали перекристаллизованные вторичные дуниты, такие же, как верхний горизонт на Рай-Изе и локально развитые на Войкар-Сыннинском массиве. Хромшпинелиды Тесиктаса, перекрывая поле рудных хромшпинелидов из аподунитовых серпентинитов Кемпирская, смещаются еще в сторону увеличения хромистости.

Составы хромшпинелидов Нижнетагильского и Вересовоборского массивов разложились на три поля: смешанное из дунитов и малопироксеновых верлитов; обособленное из таких малопироксеновых верлитов; из тех и других пород, в значительной мере амфиболизированных и антигортитизированных. Основное поле хромшпинелидов из дунитов по содержанию Cr и Al совмещается с полем кемпирсайских рудных хромшпинелидов, но смещено в сторону увеличения содержания  $Fe^{3+}$  за счет некоторой антигортитизации и амфиболизации пород. Такие совпадения позволяют сделать вывод о том, что в дунитах платиноносных массивов Урала, несмотря на содержания  $Cr_2O_3$ , не превышающие 50—54 %, хромшпинелид на этапе оливинизации был таким же высокохромистым, как кемпирсайский, и претерпел метаморфизм только при поздней амфиболизации и некоторой антигортитизации. Этот вывод подтверждают исследования Н. С. Рудашевского, обнаружившего высокохромистый хромшпинелид во включениях в платиноидах [16]. Сопоставимость же по петрохимическим характеристикам платиноносных и вторичных альпинотипных дунитов, а также наличие гранобластовых структур позволяют утверждать, что дуниты Платиноносного пояса вторичны.

Зеленая шпинель — плеонаст встречена во всех вышеперечисленных ультрамафит-габбровых массивах Урала и Северного Прибалхашья, известна она и в других массивах как платиноносной (Урал, зональные массивы Аляски), так и альпинотипной (Корякия) ассоциаций [3, 4, 7, 12, 15 и др.]. Во всех случаях плеонаст приурочен к оливиновым и плагиоклазовым разностям клинопироксенитов и вебстеритов, плагиоклазовым верлитам, оливин-пироксеновым габбро, редко — к апогаббровым

амфиболитам. Особенности состава и локализации плеонаста описываются на примере дунит-клинопироксенит-габбрового массива Тесиктас (аналога платиноносных массивов Урала), где шпинельсодержащие (до 10 % плеонаста) породы развиты вдоль контакта дунитов и габброидов и образуют контактово-реакционную серию с постепенными переходами от плагиоклазовых верлитов к оливиновым габбро. В них, в отличие от нормальных габброидов, отсутствуют кумулятивные структуры и ориентировка зерен, преобладают неравномерно-зернистые атакситовые, часто катакластические структуры.

Породообразующие минералы представлены диопсидом (30—80 %), анортитом (0—40 %), оливинном (от редких зерен до 20 %). Присутствует магнетит, количественно подчиненный плеонасту. Крупные зерна диопсида ( $En$ —40—46 мол. %,  $Fs$ —11 мол. %) несут следы деформации и дробления. Анортит № 93—100, в отличие от лабрадор-битовнита № 60—80 в нормальных габбро, заполняет промежутки между зернами диопсида, иногда образует сростания с оливинном, скопления, жилки. Железистый оливин ( $Fa$ —20—35 %) наблюдается в отдельных зернах неправильных очертаний или в скоплениях удлиненных зерен. Встречаются реликты пород, сложенных магнезиальным оливинном ( $Fa$ —13—14 %), приближающимся по составу к оливину дунитового ядра (4,5—7,1 %). В плагиоклазовых верлитах обнаружено несколько зерен реликтового хромшпинелида ( $Cr_2O_3$ —37,2 %). Находки вещества дунитов свидетельствуют об участии их в образовании шпинельсодержащих пород. Мелкие округлые выделения плеонаста ( $Al_2O_3$ —57—63 %,  $FeO$ —6—20 %,  $MgO$ —12—17 %) равномерно распределены в породе или образуют скопления различных очертаний в ассоциации с магнетитом. Они трассируют границы мелко раздробленного материала с кристаллами диопсида, участками амфибола, оливин-анортитовыми агрегатами, присутствуют в раздробленной массе. Более крупные зерна шпинели в сростании с магнетитом развиваются на контакте оливина и анортита и по трещинам в оливине. Мелкие кристаллики плеонаста, магнетита и оливина образуют реакционную кайму вокруг тонких жилок плагиоклаза.

Приведенные факты позволяют рассматривать шпинельсодержащие оливин-клинопироксеновые породы как продукт переработки дунитов застывающим габбровым расплавом в условиях постоянных тектонических подвижек, приводящих к дроблению и перемешиванию вещества дунитов и габброидов. Шпинель возникла в результате реакции плагиоклаза с магнезиальными минералами—оливинном и, возможно, клинопироксеном. При этом происходило обогащение оливина железом, а плагиоклаза—кальцием.

В ультрамафит-габбровых массивах Урала (Платиноносный пояс, Сyum-Кеу, Войкар-Сыньинский, Хабарнинский), где плео-

## Химический состав титаномагнетита и ильменита по данным микронзондового анализа

Номер пробы	Место отбора пробы	Рудоносная порода	Содержание, вес. %								
			Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	MnO	SiO <sub>2</sub>
9945/1	Массив Вересовый Увал, северная оконечность, район контакта с габброидами	Вебстерит оливниновый, зерно на границе оливин—пироксен	1,07	1,15	3,82	33,76	58,74	0,52	0	0,49	0,36
9945/2	Там же	Вебстерит оливниновый, изолированное включение в клинопироксене	2,35	1,94	3,84	32,07	57,08	0,93	0,16	0,93	0,46
9951	Массив Вересовый Увал, зона разломов северо-восточного простирания	Вебстерит оливниновый	4,63	3,56	3,48	31,07	54,44	1,50	0,20	1,00	0
9986	Там же	Габбро-пегматит	0	1,14	2,32	31,53	63,55	0,73	0	0,73	0
9994	"	Клинопироксенит оливниновый, интенсивно амфиболитизированный	0	1,20	2,85	32,37	62,26	0,95	0	0,23	0,13
10001	Вересовый Увал, северо-восточный склон горы Соколки	Вебстерит оливинсодержащий	3,23	0,90	0,31	31,53	64,04	0	0	0,15	0,14
10015	Качканар, северный склон горы Шумиха	Пироксенит амфиболитизированный со шпирами титаномагнетита	0	4,74	4,42	34,36	52,27	2,29	0	0,48	2,10
10017а	Там же, вблизи водораздела	Габбро оливин-пироксеновое	0	1,09	1,37	31,70	65,20	0,36	0,08	0,19	0,18
10028	Качканар, гора Мохнатка, скалы на вершине	Вебстерит	0,14	1,14	2,57	31,30	63,36	1,36	0	0,37	0,12
10050а	Качканар, Западный карьер	Плагиоклазит сосюртитизированный	0	0,37	0,16	31,16	68,31	0	0,06	0	0
10052	Там же, лежащий бок плагиоклазитовой жилы, 10 см от контакта	Вебстерит плагиоклазовый, интенсивно амфиболитизированный	0,21	1,00	1,96	32,84	63,85	0	0	0,24	0,13
10053	Качканар, Западный карьер, 1,5 м от контакта той же жилы	Вебстерит плагиоклазовый, интенсивно амфиболитизированный, цоизитизированный	0,21	1,86	2,63	33,01	61,78	0,46	0	0,20	0,12
10054	Там же, 4,0 м от контакта той же жилы	Габбро-пегматит с сосюртитизированным и скаполитизированным плагиоклазом	0,18	2,02	2,85	33,04	61,37	0,44	0	0,36	0,12
10055	Там же, всячий бок той же жилы, 10 см от контакта	Вебстерит плагиоклазовый, интенсивно амфиболитизированный	0,12	1,46	1,68	32,87	63,97	0	0	0	0,11
10056	Там же, 1,0 м от контакта, область крупной сколовой трещины	Вебстерит плагиоклазовый, амфиболитизированный	0	4,27	45,34	46,65	0	1,12	0	3,33	0
10057	Качканар, Западный карьер, из мелкой зонки дробления вблизи плагиоклазовой жилы	Вебстерит оливин-плагиоклазовый	0	1,77	3,40	32,44	61,31	0,88	0	0,61	0

Номер пробы	Место отбора пробы	Рудоносная порода	Содержание, вес. %								
			Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	MnO	SiO <sub>2</sub>
10060	Там же, вблизи плагиоклазитовой жилы	Вебстерит оливниновый, амфиболитизированный	0	4,80	5,56	31,32	56,85	1,55	0,12	0,53	0
10064	Там же, всячий бок плагиоклазитовой жилы с эпидот-хлоритовой метасоматической оторочкой	Вебстерит оливниновый	0	0,86	0,42	30,87	67,49	0,41	0,07	0	0
10065	Качканар, Западный карьер, горизонт 265 м, лежащий бок прожилка габбро-пегматита	Верлит рудный, амфиболитизированный	0	1,03	1,76	31,68	64,92	0,49	0,12	0,25	0
10066	Там же, плоскость отдельности	Вебстерит оливниновый, интенсивно амфиболитизированный	0	1,54	4,06	32,20	60,72	1,59	0	0,35	0
10067	Там же, прожилок	Габбро-пегматит	0	1,41	3,87	32,92	60,84	0,82	0,11	0,44	0
10068	Там же, всячий бок прожилка	Вебстерит оливниновый, амфиболитизированный	0	1,16	2,48	32,71	63,18	0,98	0	0,13	0,11
10069	Там же, внешняя метасоматическая зона плагиоклазитовой жилы	Цоизитовая масса с линзовидными гнездами хлорита или серпентин-хлорита	0	0,71	0,24	31,35	67,76	0	0	0	0
10070	Там же, средняя метасоматическая зона плагиоклазитовой жилы	Горнблендит эпидотитизированный и хлоритизированный с реликтами клинопироксена	0	0,15	0,28	31,30	68,30	0	0	0	0
10073	Там же, всячий бок плагиоклазитовой жилы, 0,3 м от контакта	Вебстерит оливниновый, амфиболитизированный	0	9,66	12,51	40,28	35,43	1,35	0	1,65	0
10075a	Там же, участок разветвления той же жилы	То же	0	0,37	0,34	31,64	67,52	0	0	0	0,20
10079	Качканар, Западный карьер, лежащий бок зоны дробления, 0,5 м от контакта	Клинопироксенит плагиоклазовый	0,20	1,32	4,23	33,15	59,63	0,87	0,06	0,49	0
10080	Там же, всячий бок той же зоны дробления, 0,2 м от контакта	Верлит амфиболитизированный	0	1,56	3,66	31,51	61,0	1,69	0,09	0,49	0
10081	Там же, 1,2 м от контакта	Вебстерит амфиболитизированный	0,21	1,49	4,04	33,11	59,76	0,99	0,09	0,31	0
10082	Там же, жила, секущая зону дробления	Габбро пироксен-амфиболовое, пегматоидное	0,32	1,10	0,95	31,63	65,75	0	0,13	0	0
10083	Там же, всячий бок жилы пегматоидного габбро	Габбро оливин-пироксен-амфиболовое, мелкозернистое	0	30,51	0,39	36,75	32,35	0	0	0	0
7634/1	Массив Сьум-Кеу, район горы Малая Хадата	Вебстерит, включения титаномagnetита разной степени замкнутости в плееонасте	0,65	0,72	0,43	29,58	67,02	0,47	0	0,35	0,44
7634/2	Там же	То же	0,58	1,42	0,19	28,20	67,68	0,58	0,16	0,27	0,35

Примечания. 1. Титаномagnetит в пробах 9945/1, 9945/2, 7634/1, 7634/2 анализировался в прозрачно-полированных шлифах, в остальных пробах — в зернах, запрессованных в кассеты.

2. Содержание K<sub>2</sub>O (вес. %): проба 9951 — 0,11; 10015 — 0,08; 10017a — 0,05; 10079 — 0,05; 10082 — 0,11.

наст присутствует в рудных клинопироксенитах и вебстеритах в сростании с титаномагнетитом (магнетитом) и подчинен ему количественно, возможна другая модель его образования. В этом случае плеонаст предположительно выделяется как самостоятельная минеральная фаза при полном замещении высокоглиноземистого хромшпинелида титаномагнетитом (магнетитом) при дальнейшей пироксенизации рудовмещающих пород от верлитов или лерцолитов до оливниновых клинопироксенитов или вебстеритов (тренд Al—Cr, рис. 2).

Плеонаст, присутствующий в виде отдельных зерен без магнетита в амфиболитах Кемпирсайского массива, образовался, вероятно, при региональном метаморфизме амфиболитовой фации. На такую возможность указывает экспериментальное получение шпинели при спекании чистых окислов, входящих в ее состав [Дир У. А. и др., 1967 г.].

Титаномагнетит появляется в контактовых ультрамафитах одновременно с развитием моноклинного пироксена в них. В верлитах он уже определяет высокую магнитную восприимчивость пород и частично повышенную плотность их. В пироксенитах его количество достигает максимума. На уровне минеральных ассоциаций титаномагнетит тяготеет к реликтовым зернам оливина как в дву-, так и в монопироксеновых разностях пироксенитов и сопровождается, как правило, плеонастом. Линзовидные выделения иногда полностью повторяют контур границы останца оливина с пироксеновым агрегатом или зерном клинопироксена. Количество реликтового оливина (чаще уже серпентина) убывает в рудоносной породе с увеличением содержания титаномагнетита, но в виде единичных зерен он сохраняется в породе до тех пор, пока рудная часть не достигнет 40—45 %.

На микрозонде анализировались титаномагнетиты в основном из метасоматических пород Платиноносного пояса, отобранных в районе горы Качканар (из карьера и из коренных выходов), в меньшем количестве — из массива Вересовый Увал, единичные определения сделаны по титаномагнетиту из Сyum-Кеу. Выясняя влияние петрографических или геологических факторов на состав титаномагнетита, пробы привязывали к конкретным геологическим ситуациям: опробовали контакты с жилами плагиоклазитов, габбро-пегматитов, зоны локальных разрывных нарушений, а также все минералогические разновидности самих пироксенитов. При анализе составов титаномагнетита (таблица) выяснилось, что  $Cr_2O_3$  в аномальных количествах сохраняется только в оливниновых вебстеритах, достигая содержания 2,35—4,63 %, в десятых долях процента — 0,12—0,21 % присутствует в плагиоклазовых вебстеритах (исключая попадающие в разрывные нарушения) и выборочно сохраняется в титаномагнетите из габбро-пегматитов, отвечающих по составу пироксен-амфиболовым и амфиболовым разностям.

Глинозем сохраняется в титаномагнетите практически во всех типах пород, кроме верлитов с незамещенным оливином. Максимальные его содержания, так же как и  $MgO$ , приходится на пробы, приуроченные к разрывным нарушениям или локализованные вблизи них (пробы 9951, 10056, 10060, 10073). Наконец, ураганное содержание  $Al_2O_3$  обнаруживает титаномагнетит из крутопадающей жилы мелкозернистого оливин-пироксен-амфиболового габбро.

Следует отметить, что в случае максимальных содержаний титана он коррелирует с алюминием. Это относится к пробам, попадающим в зоны разрывных нарушений разных порядков. В других случаях такой корреляции не отмечается (пробы 10066, 10079). Титаномагнетит не гомогенен, он представлен магнетитом с вростками ильменита, количество которого по данным рентгеноструктурного анализа различно в титаномагнетите из вебстеритов (15—20 %) и клинопироксенитов (10—15 %) \*. Параметр элементарной ячейки отклоняется от магнетитового то в меньшую сторону, то в большую — сторону титанистости, изменяясь от 8,386 до 8,42 Å. В отдельных пробах рентгеновским анализом фиксируется по две минеральные фазы титаномагнетита (например, с параметрами 8,38 и 8,393 Å или 8,391 и 8,42 Å), в других — следы гематита. Ильменит, анализированный в пробе 10056, характеризуется необычно высоким содержанием  $Al_2O_3$  и довольно существенным —  $Mn$ .

Агрегаты титаномагнетита из оливиновых вебстеритов Вересового Увала, проанализированные в прозрачно-полированных шлифах, выявили еще одну закономерность: зерна, заключенные «наглухо» в едином зерне клинопироксена, содержат больше  $Cr$  и  $Al$ , чем зерно, расположенное на границе оливин — пироксен. В другом случае в магнетите из вебстеритов Сум-Кеу выявилась зависимость его состава от площади соприкосновения контактирующих зерен: при большей поверхности соприкосновения с плеонастом в составе титаномагнетита содержание  $Al_2O_3$  возрастает в два раза (пробы 7634/1, 7634/2).

Таким образом, крайняя изменчивость состава титаномагнетита, а также спорадическая сохранность  $Cr_2O_3$  и постоянная —  $Al_2O_3$  в его составе доказывают вторичность образования титаномагнетита качканарского типа, а общность состава клинопироксенитовых зон массивов обеих ассоциаций позволяет ставить вопрос об оценке на титаномагнетит и сопутствующее оруденение и метасоматических пироксенитов альпинотипных массивов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Велинский В. В. Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. М., Наука, 1979. 263 с.
2. Велинский В. В., Банников О. Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск, Наука, 1986. 102 с.

\* Весовые проценты от суммы ильменита и магнетита.

3. Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.
4. Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М., Наука, 1984. 232 с.
5. Кашинцев Г. Л. Петрогенезис ультраосновного массива Рай-Из на Полярном Урале. Автореф. канд. дис. М., МГУ, 1972. 24 с.
6. Колбанцев Р. В. Метаморфизм, асбестоносность и тальконосность гипербазитов Южно-Тувинского пояса.— В кн.: Минерагеня гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Л., Недра, 1976, с. 56—91 (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 201).
7. Лаврова Л. Д. Условия образования ультрабазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья.— ДАН СССР, 1980, т. 253, № 5, с. 1197—1200.
8. Лазько Е. Е. Два типа высокотемпературных ультрамафитовых метасоматитов в офиолитах Урала.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1984, с. 45—56.
9. Леснов Ф. П. Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск, Наука, 1986. 136 с.
10. Леснов Ф. П., Симонов В. А., Поспелова Л. Н. Об условиях кристаллизации габброидов Куюльского базит-гипербазитового плутона.— В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, Наука, 1980, с. 174—189.
11. Магматические формации СССР. Т. 1/В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979, с. 51—64.
12. Москалева В. Н. Дунито-габбровый массив Тесиктас в Северном Прибалхашье.— Изв. АН КазССР, 1958, вып. 2, с. 56—66.
13. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л., Недра, 1974. 279 с.
14. Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск, Наука, 1980. 192 с.
15. Пироксениты Качканара/В. Г. Фоминных, П. И. Самойлов, Г. С. Максимов, В. А. Макаров. Свердловск, 1967. 84 с.
16. Рудашевский Н. С., Мочалов А. Г. Состав включений хромшпинелидов в зернах платиноидов из пород ультрамафических формаций.— Геол. и геофиз., 1985, № 8, с. 56—70.

УДК 549.6.01 : 552.4(47+57)

И. Я. Дядькина

### ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ СТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ АЛДАНСКОГО ШИТА)

Согласно существующим представлениям [5], причиной развития процессов ультраметаморфизма и гранитизации послужили вертикальные движения земной коры, обусловленные перемещением теплового фронта, сопровождавшиеся пликативными деформациями и привнесом в систему эндогенными флюидными потоками щелочных и летучих компонентов. Происходившая при этом дифференциация флюидов приводила к возникновению опережающей волны, обогащенной водородом, отстающей углеродородной и замыкающей щелочной. Появление последней инициировало развитие гранитизации и сопряженных с нею явле-

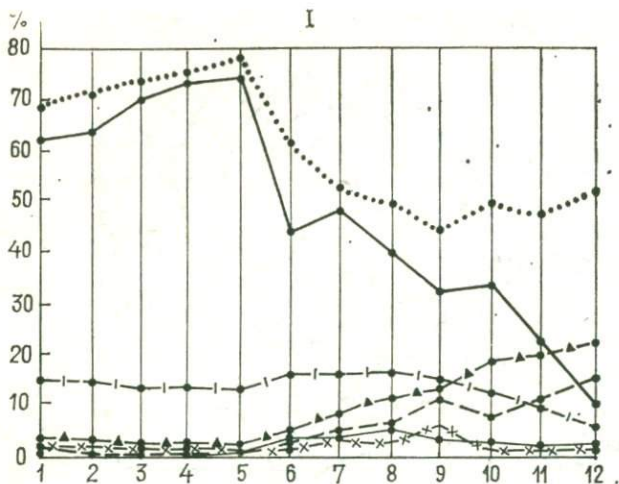


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Алданского щита (составлена с использованием материалов Т. В. Билибиной [1976 г.], Ю. Ф. Малышева [1977 г.], В. А. Глебовицкого [1970 г.]).

1 — докембрийские и фанерозойские отложения платформенного чехла; 2—5 — алданский структурно-формационный комплекс: 2, 3 — неингская серия (2 — федоровская свита, 3 — верхнеалданская свита), 4 — желтулинская серия, 5 — тимптонская серия; 6, 7 — докембрийские ультраметагенные гранитоиды: 6 — гонамский комплекс, 7 — нимырский комплекс; 8 — геологические границы; 9 — тектонические нарушения; 10 — площади преимущественного развития рудных формаций: А — флогопит-скаполит-диопсидовой, В — флогопит-скаполит-диопсидовой и магнетит-диопсидовой, В — апатит-карбонатно-диопсидовой; 11 — гранито-гнейсовые структуры: 1 — Бллымахская, 11 — Хатыминская.

ний кислотного выщелачивания и базификации. В ходе этих процессов в пределах термальных куполов могла возникнуть достаточно отчетливо выраженная метаморфо-метасоматическая зональность. Для завершающих этапов эволюции структур типично проявление регрессивно направленного щелочного метасоматизма, связанного с зонами глубинных разломов, располагающихся обычно по периферии структур.

Анализ геологического строения одного из центральных блоков Алданского щита показал, что в условиях базитового субстрата (основные гранулиты) развитие термальных куполов имело свои особенности.



## II

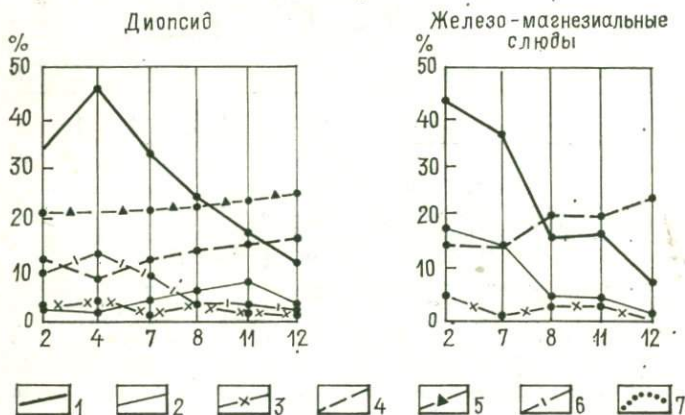


Рис. 2. Вариационные диаграммы химического состава пород (I) и минералов (II) метаморфических комплексов центральной части Алданского щита (анализы выполнены во ВСЕГЕИ по пробам И. Я. Дядькиной, И. П. Лапотникова, В. А. Рудника).

I — коэффициент железистости; 2—7 — содержание окислов: 2 — FeO, 3 — Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4 — MgO, 5 — CaO, 6 — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7 — SiO<sub>2</sub>.

По горизонтальной оси указаны породы: 1 — чарнокит, 2 — Пл-КПШ-гранит, 3 — КПШ-гранит, 4 — КПШ-метасоматит, 5 — Пл-КПШ-метасоматит, 6 — Гип-Би-гнейс, 7 — Пи-Ро кристаллический сланец, 8 — Ди-сланец, 9—11 — Фл-Ск-Ди метасоматическая порода (9 — Ск-Ди, 10 — Ди, 11 — Ди-Фл), 12 — Фл-Ка-жила (гнездо) заполнения.

Как известно [2], на территории Алданского щита установлено наличие двух циклов ультраметаморфизма, протекавших в интервалах времени 2,8—2,6 и 2,2—1,9 млрд. лет. В пределах

центральной части щита проявление первого цикла определило становление крупного (диаметром 180 км) Нижнетимптонского гнейсового овала [6], сопровождавшееся развитием пластовых тел плагиомигматитов, чарнокитов, ортоклаз-плагиоклазовых гранитов и сопряженных с ними зон грубозернистых, нередко полосчатых пород основного состава — энстатитолитов, гиперстенитов, сапфиринитов. Образование последних весьма характерно для областей выхода основных гранулитов и логично увязывается с выносом слабых оснований ( $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ ) из зон гранитизации раннего цикла, проявлявшейся среди пород базитового состава.

Последующий цикл ультраметаморфизма привел к формированию гранито-гнейсовых структур второго порядка диаметром 40—50 км (Бллымахская, Хатыминская), тяготеющих к периферии Нижнетимптонского гнейсового овала (рис. 1). Процесс гранитизации был направлен в сторону усиления его щелочности: плагиогранит → плагиокалишпатовый гранит → калишпатовый гранит и смены автохтонных тел аллохтонными. Данные химических анализов свидетельствуют, что при этом в зонах гранитизации коэффициенты железистости пород и темноцветных породообразующих минералов закономерно возрастали, а содержание  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  в них закономерно снижалось (рис. 2).

Для изучения минеральных превращений, происходивших при развитии процессов базификации, были произведены расчеты средних минеральных составов гнейсов и кристаллических сланцев из полей, разноудаленных от центра гранито-гнейсовых структур (Каталахское, Федоровское). Они показали, что в пределах всех полей суммарное содержание темноцветных минералов в породах субстрата колеблется от 12 до 46 %. При этом количество последних в ряду гиперстеновый → двупироксеновый → диопсидовый кристаллосланец (гнейс) увеличивалось в основном за счет развития диопсида по плагиоклазу и лишь частично по кварцу. Повышение количества амфибола и биотита в породах приводило к соответствующему уменьшению в них других темноцветных минералов при сохранении их суммарного объема. Таким образом, диопсидизация пород в указанных комплексах может рассматриваться как процесс базификации [5].

По данным химических анализов (рис. 2), в представленном ряду пород происходило закономерное снижение коэффициентов железистости и увеличение содержания  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  как в целом в породах, так и в слагающих их отдельных темноцветных минералах. Одновременно имела место тенденция падения суммарного содержания окислов железа при возрастании количества  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  относительно  $\text{FeO}$ . При этом в составе диопсидовых кристаллосланцев вблизи от центра гранито-гнейсового купола Каталахского поля содержание  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$  несколько выше, чем в более удаленном Федоровском поле. В то же время в пределах

Каталахского поля устанавливается более высокое содержание аксессуарного магнетита.

По-видимому, в условиях базитового состава субстрата, определяющего повышенную щелочность среды минералообразования, железо на этапе гранитизации было малоподвижным и осаждалось на месте с образованием мелкокристаллических агрегатов магнетита, получивших здесь широкое развитие. Таким образом, исследование минерального и химического составов пород из разноудаленных от центра гранито-гнейсовых куполов полей показало, что в процессе ультраметаморфизма в них наиболее отчетливо фиксируется развитие двух пространственно со вмещенных и протекавших послонно процессов — гранитизации и базификации.

Ведущими минеральными превращениями в зонах гранитизации были:  $\text{Гип}_{35-45} + \text{Пл}_{\text{ср}} \rightarrow \text{Бт}_{45-50} + \text{Гр} \pm \text{Гип}_{50-60} \rightarrow \text{Бт}_{50-60} + \text{Гр} + \text{Пл}_{\text{кисл}} + \text{КПШ} + \text{Мт} + \text{Кв}^*$ .

Зоны базификации характеризовались сменой парагенезисов:  $\text{Гип}_{35-45} + \text{Кпи}_{35-45} + \text{Пл}_{\text{ср}} \rightarrow \text{Кпи}_{30-40} + \text{Гип}_{30-40} + \text{Пл}_{\text{осн}} \rightarrow \text{Ди}_{30-35} + \text{Пл}_{\text{осн}} \pm \text{Ро}_{30-35} \pm \text{Бт}_{35-40} (\text{Фл}_{35})$ .

Главное различие полей, разноудаленных от центра структур, заключается в неравнозначной интенсивности переработки супракристалльных пород. При этом по мере приближения к площади сплошного развития гранитизации в прослоях базитового состава устанавливается более широкое проявление поздних минеральных парагенезисов, в составе которых преобладают темноцветные минералы с наиболее низкими (в условиях данной структуры) значениями коэффициента железистости.

С завершающими стадиями ультраметаморфизма связано формирование пород, принадлежащих к формации среднетемпературных щелочных метасоматитов зон региональных разломов [1, 5]. Щелочной метасоматизм проявлялся на регрессивной стадии ультраметаморфизма в температурном интервале от эпидотамфиболитовой до зеленосланцевой фации метаморфизма. Зоны щелочных метасоматитов, достигающие протяженности первые километры при мощности сотни метров, тяготеют к периферическим частям гранито-гнейсовых структур, нередко находясь на участках сочленения последних. Характерна также их приуроченность к крыльям межкупольных синклиналей (Эмельджакская, Каталахская), осложненных изоклинальной складчатостью. Особенностью щелочных метасоматитов является их крупнокристаллическая структура, обогащенность летучими компонентами (F, Cl, B, P и др.), редкими и рассеянными элементами.

В общем случае в пределах гранито-гнейсовых куполов устанавливается пространственно-временная зональность в размещении метасоматитов от их центра к периферии: калишпатовые →

\* Цифры в нижней части знака минерала указывают значение его коэффициента железистости.

→ кварц-альбитовые → кварцевые. Высокая основность субстрата в рассматриваемых нами структурах оказывала корректирующее влияние на ход процесса. Поступление в растворы значительных объемов  $\text{Ca}^{2+}$  повышало активность щелочей и приводило к редуцированности кислотных парагенезисов. В результате вместо кварц-альбитовых метасоматитов в пределах Ыллымахской и Хатыминской гранито-гнейсовых структур получили широкое развитие зоны олигоклазовых метасоматитов (Федоровское и Селигдарское поля). Окварцевание же проявилось лишь на участках развития пород среднего или кислого состава (восточная часть Оюмраского поля, Таежное поле).

Формирование метасоматитов калиевого ряда среди основных пироксенсодержащих кристаллосланцев сопровождалось сменой парагенезисов:  $\text{Пл}_{\text{осн}} + \text{Пи} \rightarrow \text{Пл}_{\text{ср}} + \text{Кпи} + \text{Ро} \rightarrow \text{Пл}_{\text{кисл}} + \text{Кпи} + \text{Би} \rightarrow \text{КПШ} \pm \text{Кв}$ . В маломощных прожилках устанавливается зональность, соответствующая последовательности образования рассмотренных парагенетических ассоциаций. Метасоматиты более позднего Са-На-ряда отличаются присутствием олигоклаза, актинолита, хлорита.

При развитии щелочного метасоматизма (как и при процессах гранитизации) осуществлялся вынос слабых оснований. Это приводило к формированию приразломных зон метасоматитов базификатного типа, содержащих промышленное флогопитовое, магнетитовое и апатитовое оруденение.

Наиболее активно процессы основного метасоматизма проявились в пределах разломов, залегающих среди пироксенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев, уже подвергшихся базификации при проявлении гранитизации, и в значительно меньшей мере среди пород гранитоидного состава. Скорее всего, это связано с более благоприятным составом основных пород, требующим наименьших энергозатрат для данного процесса.

Во временном ряду приразломных метасоматитов базитового состава мы условно выделяем три последовательных этапа, развитие которых привело к становлению единого ряда родственных рудных формаций: флогопит-скаполит-диопсидовой, магнетит-диопсидовой, апатит-карбонатно-диопсидовой. Месторождения первых двух формаций имеют пространственно-временную связь с зонами калишпатовых метасоматитов, третьей — с зонами олигоклазовых метасоматитов.

Для первого этапа рудообразования характерно формирование согласно-секущих зон крупно- и гигантокристаллических флогопит-диопсидовых пород, достигающих протяженности до нескольких километров при мощности сотни метров. Ряд минералообразования в метасоматитах, развивавшихся за счет амфибол-диопсидовых кристаллосланцев ( $\text{Ро}_{30-35} + \text{Ди}_{30-35} + \text{Пл}_{\text{осн}}$ ), может быть представлен в следующем виде:  $\text{Мк} \rightarrow \text{Пл}_{\text{кисл}} \rightarrow \text{Ск} \rightarrow \text{Ди}_{15-20} \rightarrow \text{Парг}_{15-18} \rightarrow \text{Фл}_{10-14} \rightarrow \text{Ка}$ . В завершающие стадии формирования метасоматических флогопит-диопсидовых пород воз-

никали пространственно совмещенные с метасоматитами гнезда и секущие жилы заполнения, сложенные поздней минеральной ассоциацией:  $\text{Ф}_{\text{Л}_{10-14}} + \text{Ка}$ . Последние рассматриваются нами как жильная составляющая флогопит-диопсидовых метасоматитов. Их формирование обусловлено присутствием в зонах метасоматизма пустот выщелачивания, а также возникновением на этой стадии процесса трещин растяжения, вступая в которые, растворы производили отложение вещества в свободном пространстве.

На рис. 2 приведены данные химических анализов пород и минералов из различных зон, слагающих флогопит-диопсидовые метасоматические породы. Они свидетельствуют о том, что на этапе флогопитообразования как в породах в целом, так и в отдельных составляющих их пороодообразующих темноцветных минералах во времени происходило закономерное падение коэффициента железистости и возрастание содержаний  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  при сохранении на одном уровне суммы окислов железа. Соответствующая приведенному выше ряду минералообразования смена катионов  $\text{K}^{1+} \rightarrow \text{Na}^{1+} \rightarrow \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$  говорит о направленном изменении в этот этап рН растворов в сторону снижения их щелочности.

Таким образом, флогопит-диопсидовый этап протекал комплексно с развитием среднетемпературного калишпатового метасоматизма в результате поступления из зон развития щелочных метасоматитов  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$  и летучих компонентов. По своей эволюционной направленности он был близок к процессам базификации, развивавшимся при гранитизации пород.

Второй этап рудообразования инициировался развитием постфлогопитовой карбонатизации пород, вызванной выделением значительных объемов  $\text{Ca}^{2+}$  при развитии флогопита по диопсиду [4]. По своему масштабу зоны карбонатизации пород немногим уступают зонам флогопит-диопсидовых метасоматитов.

$\text{Mg}$  и  $\text{Al}$ , высвобождавшиеся в ходе карбонатизации амфибол-пироксеновых кристаллосланцев, отлагались на месте с образованием крупнокристаллических агрегатов форстерита, шпинели, роговой обманки, а иногда и флогопита второй, непромышленной генерации. Растворы за счет поступления  $\text{SiO}_2$  приобретали кислотные свойства и при этом обогащались  $\text{Fe}$ . Росту их кислотности могло способствовать активное развитие в этот этап разрывной тектоники. Взаимодействие кислотных растворов с основным субстратом приводило к последующей нейтрализации растворов и отложению из них магнетита. Наиболее интенсивно данный процесс проявился в зонах контакта  $\text{Mg}$ - $\text{Ca}$ -метасоматитов флогопитового этапа с глиноземистыми гнейсами. Отмеченная закономерность хорошо согласуется с геохимическими исследованиями [8], которые подтверждают обильное осаждение  $\text{Fe}$  в присутствии  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Содействовать массовому выпадению магнетита могло также нарастание содержания в

растворах В, который устанавливается по присутствию среди магнетит-диопсидовых пород лудвигита.

Формирование магнетита на данном этапе процесса могло осуществляться метасоматическим путем за счет диопсида, форстерита, реже плагиоклаза [7]. Однако, как показывают наблюдения, широкий масштаб в этот этап приобрела кристаллизация магнетита в трещинах растяжения, рассекавших различные породы, мономинеральные агрегаты и отдельные кристаллы минералов, в том числе промышленного флогопита. Для магнетитового этапа характерен следующий ряд минералообразования:  $Kв \rightarrow Mt \rightarrow Ф_{л10} \rightarrow Эп \rightarrow Фор \rightarrow Дол \rightarrow Ка$ .

Два взаимосвязанных начальных этапа рудообразования — флогопит-диопсидовый и магнетит-диопсидовый — были обусловлены развитием в зонах глубинных разломов постинверсионного регрессивного щелочного метасоматизма. При этом первый, флогопитовый этап вызывал развитие второго, магнетитового.

Магнетитовые месторождения, как правило, занимают в гранито-гнейсовых куполах более удаленную позицию от центра по сравнению с флогопитовыми. Однако в отдельных случаях имеет место совмещение тех и других месторождений в участках сопряжения двух рудоносных зон (рис. 1).

Размещение промышленной апатитовой минерализации контролируется зонами олигоклазовых метасоматитов во фронтальной части гранито-гнейсовых куполов. Процесс апатитообразования был связан с привнесом из зон щелочного метасоматизма и осаждением среди кальцийсодержащих пород фосфора. Временной ряд минералообразования апатитового этапа может быть представлен в следующем виде:  $Серп \rightarrow Хл \rightarrow Ка \rightarrow Кв \rightarrow Гем \rightarrow Ап \rightarrow Дол \rightarrow Ка$ .

Итак, в пределах термальных куполов среди субстрата базитового состава (основные гранулиты) развивались сопряженные цепи метасоматических реакций (щелочного и базификатного типов), охватывавших системы в целом и протекавших в температурном интервале, соответствовавшем режимам амфиболитовой — зеленосланцевой фаций метаморфизма. Базитовый состав субстрата обусловил редуцированность развития в зонах основного метасоматизма кислотной стадии, следствием чего явилось закономерное снижение в их пределах коэффициента железистости породообразующих минералов во времени и локальное проявление кислотных парагенезисов при широкой карбонатизации пород.

Становление ряда родственных рудных формаций: флогопит-скаполит-диопсидовой  $\rightarrow$  магнетит-диопсидовой  $\rightarrow$  апатит-карбонатно-диопсидовой — протекало в завершающие этапы формирования гранито-гнейсовых структур и было связано с поступлением из зон приразломных щелочных ( $K \rightarrow Na$ ) метасоматитов слабых оснований ( $Ca \rightarrow Mg \rightarrow Fe$ ) при одновременном привносе

в систему летучих компонентов (F, Cl, B, P и др.). Минералообразование имело центробежную направленность (с переходом от экстенсивного развития в центре к интенсивному — на периферии), что определило возникновение в пределах периферических частей гранито-гнейсовых структур пространственно-временной рудной зональности: Фл→Мт→Ап [3].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беляев Г. М., Рудник В. А.* О типах магнезиально-железо-кальциевых метасоматитов в связи с гранитообразованием.— В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М., Наука, 1980, с. 13—19.
2. *Билибина Т. В.* К геологии и металлогении Алданского щита.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерностей размещения эндогенных месторождений. М., 1966, с. 233—256.
3. *Дядькина И. Я.* Роль гранито-гнейсовых структур в образовании месторождений флогопита.— В кн.: Металлогения докембрия. Иркутск, 1981, с. 70—71.
4. *Дядькина И. Я., Орлова М. П.* Флогопит.— В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., Недра, 1978, с. 412—426.
5. *Региональные метаморфо-метасоматические формации*/В. В. Жданов, Г. М. Беляев, Б. А. Блюман и др. Л., Недра, 1983, 280 с.
6. *Салоп Л. И., Травин Л. В.* Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1974, т. 199, с. 5—32.
7. *Шабынин Л. И.* Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М., Недра, 1978, 232 с.
8. *Щербина В. В.* Миграция элементов и процессы минералообразования. М., Недра, 1980, 250 с.

УДК 552.2.001.33

*Е. А. Басков*

#### ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД С УЧЕТОМ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ВОДЫ

Наука, как известно, может успешно развиваться, если она, наряду с соблюдением других условий, имеет четкое представление об объектах своих исследований [8]. В этой связи глубоко справедливыми представляются высказывания Д. Пэджа: «Не смотря на... успехи, все-таки нам полезно время от времени остановиться, чтобы посмотреть, верно ли мы понимаем предмет и границы нашей науки... Немногое столь полезно в науке... как именно эти остановки с целью уяснить себе, куда идешь и где теперь находишься» [14, с. 5].

Прежде всего следует отметить, что одно из основополагающих понятий геологии — «горные породы», употребляемое в отечественной геологической литературе уже около 200 лет, явля-

ется в настоящее время недостаточно определенным. Это, в свою очередь, обусловлено тем, что в современной минералогии имеются весьма существенные расхождения в понятии «минерал», а горные породы рассматриваются (определяются) обычно как закономерные естественные ассоциации минералов, закономерные скопления минералов, элементарные парагенезы минералов и т. п. [5, 6].

Как известно [3, 5, 6], наиболее существенные разногласия в понятии «минерал» касаются положений об агрегатном состоянии вещества. Большинство крупнейших отечественных минералогов, в том числе Н. И. Кокшаров [1876 г.], В. И. Вернадский [1908 г., 1924 г. и др.], А. К. Болдырев [1926 г.], А. Г. Бетехтин [1937 г.], Д. П. Григорьев [1943 г.] и др., к минералам относили индивидуализированные продукты природных процессов в различных фазовых состояниях — твердом, жидком и газообразном.

В. И. Вернадский по этому поводу, в частности, писал: «В моих лекциях я буду придерживаться традиции, которая к тому же никогда не прерывалась, и буду называть минералом всякий продукт природных реакций, достаточно точно физически или химически индивидуализированный в форме молекул, будет ли он твердым, жидким или газообразным» [3, с. 363]. В этой же работе он приводит определение понятия горной породы: «... минералы в различных комбинациях слагают из себя горные породы» [3, с. 377]. Понятия Вернадского о горных породах полностью соответствуют реальным условиям их существования как многофазных систем, содержащих твердые, жидкие и газообразные минералы.

Вместе с тем в минералогии с середины XIX в. развиваются представления о том, что к минералам следует относить только твердые вещества. Эти взгляды, отмечает В. И. Вернадский, проникли «в науку поздно, в конце первой половины XIX в., когда кристаллография стала основным объектом минералогов и кристаллографические свойства выдвинулись на первое место в научных описаниях. К тому же в это время очень быстрый рост имели... минералогические собрания, объектом которых являются почти исключительно твердые природные тела. Постепенно только они одни и стали называться минералами» [3, с. 363]. Эти положения — об исключении из объектов изучения минералогии жидкостей и газов — в 40—70-х годах XX в. в нашей стране наиболее последовательно поддерживались и развивались В. С. Соболевым [1947 г.], А. С. Поваренных [1953 г., 1966 г., 1970 г. и др.], Н. П. Юшкиным [1971 г., 1977 г. и др.] и другими геологами [5, 11, 16].

Исключение из объекта исследований минералогии жидкостей и газов имело несколько отрицательных последствий.

Во-первых, сразу возникла неопределенность сохранившегося понятия горной породы как закономерной естественной ассоциации минералов, как элементарного парагенеза минералов и т. п.

[5, 6]. Очевидно, что нельзя горные породы в естественных условиях рассматривать как ассоциации, парагенезы твердых минералов. Только с учетом жидких и газообразных минералов могут быть правильно оценены их физические свойства: плотностные, механические, тепловые, электромагнитные, акустические и др. В связи с этим в разделах геологии, изучающих физические и механические свойства горных пород (инженерная геология, физика горных пород и др.), сохранилось понятие о минералах, соответствующее взглядам Н. И. Кокшарова [10], В. И. Вернадского [3, 4] и др. Так, например, В. А. Приклонский отмечает, что в инженерной (динамической) геологии «... систему (горная порода — грунт) следует рассматривать во всей сложности и многообразии взаимодействующих и меняющихся во времени признаков как сложную фазовую систему, в общем случае состоящую из твердой, жидкой и газообразной составляющих» [13, с. 32]. Эти положения общепризнаны, в частности, в инженерной геологии [Ломтадзе В. Д., 1970 г.; Сергеев Е. М., Голодковская Г. А., Трофимов В. Т., 1971 г.; Бондарик Г. К., 1981 г., и др.], в физике горных пород (петрофизике) [Ржевский В. В., Новик Г. Я., 1967 г.; Кобранова В. Н., 1986 г., и др.], в мерзлотоведении (криолитологии) [Попов А. И., 1967 г.; Ершов Э. Д., 1982 г., и др.].

Во-вторых, в классификациях горных пород, применяемых в петрологии и литологии, жидкие и газообразные компоненты (минералы) не учитываются, хотя их содержание в породах может быть весьма существенным (например, пористость осадочных пород на глубинах до 2—3 км в чехле платформ, прогибов и других впадин часто достигает 20—30 % и т. п.). Все это сдерживало изучение и мешало правильному пониманию процессов преобразования горных пород на разных стадиях литогенеза и тектогенеза — как системы твердых, жидких и газообразных минералов, находящихся между собой в постоянном сложном взаимодействии [4]. Между тем изучение этих процессов взаимодействия имеет к тому же и важное прикладное значение, так как с ними сопряжено формирование многих месторождений полезных ископаемых.

Среди жидких и газообразных минералов горных пород наиболее широко распространены минералы группы воды. В верхних частях разреза земной коры (обычно до 100—300 м, реже более), в областях многолетней мерзлоты, развиты минералы группы воды также и в твердом состоянии (лед).

Подземные воды являются постоянной составной частью горных пород земной коры. Их общее количество в осадочных и вулканогенно-осадочных породах (до глубин 5—7 км) составляет в среднем до 5—8 вес. %. Первая классификация природных, в том числе и подземных, вод Земли как минералов была произведена В. И. Вернадским в 1931 г. [4].

На основании различий минералов группы воды по их физическому состоянию В. И. Вернадский [4] подразделил их на три подгруппы: газообразные воды — пары, жидкие воды — растворы, твердые воды — льды. В каждой группе выделяются три класса вод, различающихся по степени концентрации (без газообразных компонентов): пресные (до 1 г/л), соленые (1—50 г/л) и рассолы (более 50 г/л). Классы делятся на подклассы по господствующим (по весу) газовым компонентам ( $N_2$ ,  $CO_2$  и др.). Затем водные минералы подразделяются по признакам приуроченности их к определенным геолого-географическим обстановкам: воды озер, подземные пластовые воды и т. п. С учетом указанных положений Вернадским было выделено 485 видов минералов группы воды, общее же их количество, по его мнению, более 1500. Некоторые виды этих минералов показаны в табл. 1.

Особенностью классификации минералов группы воды, предложенной В. И. Вернадским, является сочетание при диагностике видов водных минералов как физико-химических, так и геолого-географических признаков. Обоснованию этих положений ученый уделял большое внимание. В частности, он писал: «Нахождение той или иной воды в разрезе планеты или географическое место ее нахождения на поверхности планеты может считаться основным и принято как основное исходное положение в классификации вод» [4, с. 193]. Определяя принципы классификации природных вод как минералов, он указывал, что «природные воды являются такими системами, все компоненты которых и молекулы самой воды находятся в вечном и непрерывном различном изменении, но основной характер воды остается неподвижным... Точное определение этого неизменного состояния вод, реально существующего в природе, является основной задачей изучения природных вод... В сущности это является логическим выводом из признания природных вод «земными минералами» [4]. Эти положения Вернадского полностью сохраняют свое значение по настоящее время. Вместе с тем предложенная им классификация минералов группы воды нуждается в уточнении и дополнении в соответствии с новым обширным материалом по природным (главным образом подземным) водам, полученным в 30—80-х годах текущего столетия.

К сожалению, начатое В. И. Вернадским изучение природных вод как минералов не только в твердом (лед), но и в жидком и газообразном состоянии не получило должного признания и дальнейшего развития в минералогии. Но эти вопросы продолжали разрабатываться в гидрогеологии при изучении минеральных лечебных и промышленных (жидких руд) подземных вод (А. М. Овчинников, В. В. Иванов, Н. И. Толстихин и др.). Среди них выделялись реально существующие в природе типы минеральных вод с определенными пределами значений ряда важных физико-химических показателей (величина минерализации, особенности ионно-солевого, газового, микрокомпонентного со-

Характеристика некоторых видов минералов группы воды  
по классификации В. И. Вернадского

Номер вида	Концентрация растворенных веществ, г/л	Преобладающие компоненты		Семейства минералов по В. И. Вернадскому
		Газовый состав	Ионно-солевой состав	
155	До 1	O <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	Семейство 57: пластовые воды биосферы
324	1—50	N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub>	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	Семейство 95: пластовые воды
332	1—50	CO <sub>2</sub> —N <sub>2</sub> — CH <sub>4</sub> (?)	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	Семейство 96: радионосные пластовые неф- тяные воды
338	1—50	CO <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> — N <sub>2</sub> —H <sub>2</sub> S	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	Семейство 98: минеральные воды
467	>50	N <sub>2</sub> (?), N <sub>2</sub> — CH <sub>4</sub> (?)	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	Семейство 121: пластовые на- порные воды
468	>50	N <sub>2</sub> (?), N <sub>2</sub> — CH <sub>4</sub> (?)	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na Ca}}$	То же
470	>50	CH <sub>4</sub>	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	Семейство 1225: воды нефтяных месторождений
471	>50	CH <sub>4</sub>	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na Ca}}$	Семейство 122: воды нефтяных месторождений
476	>50	CO <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> , N <sub>2</sub> — CO <sub>2</sub>	$\frac{\text{Cl}}{\text{Na}}$	Семейство 125: минеральные воды

става, температура вод и др.). Выделяемым типам минеральных вод присваивались названия наиболее характерных для них месторождений (например: нарзанский, боржомский, эссентукский, арзнинский и др.). Эти типы минеральных вод могут рассматриваться как виды минералов группы воды в соответствии с принципами Вернадского [4].

Достаточно полные классификации минеральных вод по указанным принципам были созданы уже в середине 60-х годов [7, 9]. Было намечено более 100 видов минеральных вод, охватывающих почти все известные разновидности соленых подземных вод и рассолов. Многие из выделенных типов (нарзанский, боржомский, ижевский, московский, иркутский, осинский и др.) по-

лучили признание и широко применяются в литературе. Характеристика некоторых из этих типов приведена в табл. 2. Новые типы минеральных вод в дальнейшем выделялись многими исследователями при изучении гидрогеологии регионов. Большей частью эти новые типы могут рассматриваться как подтипы ранее установленных типов минеральных вод. Иногда ранее выделенным типам присваивались новые наименования. Все это вызвано отсутствием достаточно четких критериев при установлении типов минеральных вод (часто при выделении их учитываются лечебные свойства, наличие специфических компонентов и т. п.). Наиболее полная характеристика типов минеральных вод приведена в книге Е. В. Посохова и Н. И. Толстихина [12].

Выполненные исследования по выделению типов минеральных вод, несомненно, имеют важное значение (как определенный, уже систематизированный материал по подземным водам) для разработки общей классификации минералов группы воды в соответствии с принципами В. И. Вернадского [4]. Возможно, что при этом многие выделенные типы минеральных вод и сохраняются как виды минералов группы воды.

Для построения общей классификации минералов группы воды необходимо проведение специальных исследований. Разработка классификации таких минералов, находящихся в жидком (и газообразном) состоянии, должна заключаться прежде всего в определении диагностических признаков, позволяющих выделять среди многообразия природных вод отдельные их виды, существенно различающиеся по физическим свойствам и химическому составу, независимо от условий распространения и формирования [1]. При этом для отдельных минералов важно определить пределы допустимых колебаний физических свойств и химического состава — величины их граничных значений. Для жидких минералов группы воды могут быть использованы материалы проведенной типизации минеральных вод [7, 9, 12].

Подземные воды в горных породах земной коры представлены в основном жидкими минералами, которые весьма разнообразны по условиям взаимосвязи с твердыми минералами (свободные и физически связанные воды), по минерализации — степени концентрации растворенных веществ (от 0,01—0,1 до 500—600 г/л), по составу растворенных газов (азотные, углекислые, сероводородные и др.), по химическому составу растворенных веществ (хлориды, сульфаты, карбонаты и др.), по степени упорядоченности структуры и т. д. Важно отметить, что упорядоченность структуры жидких минералов воды возрастает с ростом минерализации воды и уже при концентрациях растворенных веществ более 2 моль/л (около 120—140 г/л для хлоридов натрия) структура ионного водного раствора напоминает структуру расплавленной соли [Блох А. М., 1969 г.]. Таким образом, для сильно концентрированных (200—600 г/л) хлоридных растворов, которые весьма широко распространены в артезианских

Характеристика некоторых типов минеральных вод [7, 12]

Номер типа	Тип минеральной воды	Газовый состав	Формула химического состава	Температура вод, °C	Специфические компоненты
2	Лопухинский	O <sub>2</sub> , N <sub>2</sub>	$M_{03-05} \frac{HCO_3 \ 70-90}{Ca \ 50-70 \ Mg \ 30-40}$	3-10	Rn
8	Старорусский	N <sub>2</sub>	$M_{1-35} \frac{Cl \ 80-90}{Na \ 60-90}$	4-20	Br
10	Усольский	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	$M_{35-140} \frac{Cl \ 80-95}{Na \ 80-95}$	4-20	Br
27	Евпаторийский	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	$M_{1-10} \frac{Cl \ 90-95}{Na \ 80-90}$	40-60	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , I, Br
28	Нальчикский	N <sub>2</sub> , CH <sub>4</sub>	$M_{10-35} \frac{Cl \ 95-98}{Na \ 70-90}$	30-80	H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> , Br, I
32	Парфеновский	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub>	$M_{>270} \frac{Cl \ 99}{Ca \ 20-80 \ Na \ 20-80}$	40-80	Br, I, B
44	Красноусольский	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	$M_{1-10} \frac{Cl \ 90-95}{Na \ 90-95}$	5-20	H <sub>2</sub> S (до 50 мг/л), Rn
48	Иркутский	N <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S	$M_{35-140} \frac{Cl \ 90}{Na \ 80-95}$	10-50	H <sub>2</sub> S (до 50 мг/л), I, Br
52	Осинский	H <sub>2</sub> S, N <sub>2</sub>	$M_{>270} \frac{Cl \ 99}{Ca \ 40-80 \ Na \ 20-50}$	10-80	H <sub>2</sub> S (до 600-2500 мг/л), Br, B
62	Нарзанский	CO <sub>2</sub>	$M_{1-10} \frac{HCO_3 \ 54-75 \ SO_4 \ 20-45 \ Cl \ 13-15}{Ca \ 55-56 \ Mg \ 20-30 \ Na \ 13-24}$	14-17	—
66	Боржомский	CO <sub>2</sub>	$M_{5-10} \frac{HCO_3 \ 84-90 \ Cl \ 10-15}{Na \ 77-99}$	19-42	Br, I
73	Арзинский	CO <sub>2</sub>	$M_{5-20} \frac{Cl \ 65-80 \ HCO_3 \ 17-28}{Na \ 68-88 \ Mg \ 15 \ Ca \ 11}$	10-20	—

бассейнах (во взаимосвязи с галогенными формациями), степень упорядоченности структуры приближается к таковой твердых минералов.

Количество жидких, реже газообразных минералов группы воды в горных породах достигает часто 20—30 об. %, и естественно, что они должны учитываться в этих случаях при классификациях горных пород как реально существующих геологических тел. В частности, очевидно, что кварцевые песчаники (по классификации Л. Б. Рухина) с пористостью 20 %, содержащие в одном случае пресные гидрокарбонатные воды (например, тип 2, лопухинский; табл. 2), а в другом — сильно концентрированные хлоридные рассолы (например, тип 52, осинский; табл. 2), представляют собой разные горные породы. Подобных примеров можно привести множество.

Н. В. Логвиненко в недавно вышедшем «Справочнике по литологии» пишет: «Одним из наиболее важных свойств осадочных пород является пористость» [15, с. 33]. Это, конечно, справедливо. Но весьма важно также, чем эти поры заполнены, какими минеральными образованиями (жидкая вода, пары воды, нефть, метановый газ, углекислый газ и т. п.). Большой частью поры и трещины заполнены жидкими подземными водами разного состава (табл. 1, 2), которые предопределяют многие физические и другие свойства горных пород — плотность, теплопроводность и т. д. По-видимому, если количество минералов группы воды достигает 10—15 об. %, то подземные воды должны учитываться в названии породы, как это принято, например, в классификациях обломочных полимиктовых пород по Н. В. Логвиненко [1967 г.], Н. Н. Верзилу [1971 г.] и др. Если содержание минералов группы воды в горных породах не превышает 1—3 об. %, то они описываются лишь как примеси, аксессуарии. Но во всех случаях необходимо горные породы для реальных геологических условий характеризовать как многофазные системы, состоящие не только из твердых, но и из жидких (и реже газообразных) минералов, в основном группы воды (местами также нефти, газоконденсатов, скоплений углеводородных газов и др.). При этом никак нельзя согласиться с мнением Г. К. Бондарика, что в случае учета жидких и газообразных минералов нужно вводить какой-либо новый термин для понимания горной породы и «что геологам он практически не нужен, ибо они применяют термин горная порода именно для обозначения твердой фазы горных пород» [2, с. 78]. Наоборот, эти особенности горных пород и должны найти отражение в их классификациях как естественных реально существующих геологических тел в соответствии с принципами В. И. Вернадского [3, с. 363, 377]. Построение таких классификаций потребует специальных исследований в различных отраслях геологии (минералогии, петрологии, литологии, гидрогеохимии и др.), но представляется совершенно необходимым.

Решение затронутых вопросов по упорядочению классификаций минералов и горных пород имеет важное значение для познания различных геологических процессов, протекающих в недрах, в том числе для познания условий формирования и локализации месторождений многих полезных ископаемых, связанных с различными эпигенетическими процессами. Кроме того, эти, казалось бы сугубо теоретические, вопросы непосредственно связаны с повышением эффективности намечаемых и проводимых геологосъемочных работ в масштабе 1 : 50 000.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Вопросы геолого-минералогической классификации скопелений подземных вод и их районирования.— В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., 1971, с. 16—19 (Геогр. о-во СССР).
2. Бондарик Г. К. Общая теория инженерной (физической) геологии. М., Недра, 1981. 256 с.
3. Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 1.— Избр. соч., т. 4, кн. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 301—619.
4. Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод.— Избр. соч., т. 4, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—536.
5. Геологические тела (терминологический справочник)/Под ред. Ю. А. Косыгина, В. А. Кулындышева, В. А. Соловьева. М., Недра, 1986. 334 с.
6. Геологический словарь. В 2-х т. М., Недра, 1973. Т. 1, 487 с.; т. 2, 456 с.
7. Гидрохимическая карта СССР (минеральные воды). Масштаб 1 : 5 000 000/Гл. ред. И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин. Л., 1966.
8. Груза В. В. Методологические проблемы геологии. Л., Недра, 1977. 181 с.
9. Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. М., Недра, 1964. 168 с.
10. Кокшаров Н. И. Предмет минералогии, краткая ее история, кристаллы как настоящие индивидуумы неорганической природы.— Зап. Минер. о-ва, 1875, сер. 2, т. 10, с. 133—158.
11. Поваренных А. С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов. Киев, Наукова думка, 1966. 547 с.
12. Посохов Е. В., Толстихин Н. И. Минеральные воды. Л., Недра, 1977. 240 с.
13. Приклонский В. А. О некоторых вопросах динамической геологии в связи с задачами в этой области.— Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. Ф. П. Саваренского, 1951, т. 9, с. 32—40.
14. Пэдж Д. Философия геологии. Спб., 1867. 149 с.
15. Справочник по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. М., Недра, 1983. 509 с.
16. Юшкин Н. П. Теория и методы минералогии. Л., Наука, 1977. 291 с.

УДК 552.42

В. В. Жданов

### ПРОБЛЕМА ГРАНУЛИТОВ В СОВРЕМЕННОЙ ПЕТРОЛОГИИ

Метаморфическими породами сложена большая часть земной коры, и неудивительно, что описанию их посвящены многие сотни публикаций. Однако целый ряд методологических аспектов исследования метаморфических процессов, систематика и терминология метаморфических образований остаются весьма несовершенными, а методические приемы — не всегда корректными. Развитие системы со многими степенями свободы, к которой относится и метаморфическая система, весьма сложно и подчас носит случайный характер. Поэтому крайне необходимо четкое установление граничных условий и опорных признаков системы, сокращающих неопределенность при ее описании. Отклонение от этого правила ведет к дискусионности многих основополагающих вопросов петрологии метаморфических горных пород. Разнообразие гипотез обусловлено нередко тем, что их авторы желаемое принимают за действительное или же ошибочно толкуют отдельные факты, как правило, изъятые из общей системы. Тем не менее подобные гипотезы часто стойко утверждаются в учении о метаморфизме горных пород, внося в него изрядную долю путаницы. Пожалуй, наиболее ярко подобные недоразумения проявляются при анализе гипотез, связанных с формированием глубоко метаморфизованных пород — прежде всего породной ассоциации гранулитового комплекса.

I. Недоразумения, обусловленные некорректным обращением с основополагающим принципом петрологии метаморфических пород — принципом выделения метаморфических фаций.

По определению П. Эскола [13] — автора этого понятия, минеральная фация включает в себя горные породы со сходным химическим составом, возникшие в фиксированном диапазоне температуры и давления, что, независимо от способа кристаллизации, ведет к одинаковому их минеральному составу. Из определения вытекает, что горная порода является функцией состояния, а не функцией процесса. Забвение этого положения привело к тому, что в литературе утвердилось представление о «процессуальных» фациях, в том числе и метаморфических. По-

этому ныне, например при описании региональных метасоматитов, приходится объяснять, почему каждой метасоматической фации соответствует фация регионального метаморфизма, и развеивать недоумения по поводу единообразия минерального состава определенных метаморфических, метасоматических и даже магматических горных пород. Современное понимание метаморфической фации мало отличается от принятого П. Эскола: подобная фация определяется как  $p$ — $T$ -область формирования горных пород, ограниченная линиями наиболее характерных реакций образования критических для данных условий минералов [12].

В гранулитовой комплекс, по определению, включаются горные породы, сформированные в диапазоне  $p$ — $T$ -условий гранулитовой фации метаморфизма: температура от 750—800 до 900—1000 °С, давление от 4—5 до 12—15 кбар [12], линии критических реакций на границе с амфиболитовой фацией — Ки(Сил) + Гр + Би, Гип + Ди + Амф [Эскола П., 1939 г.] или Гип + Ди + КПШ + Кв, Гр + Би + Амф [12]. Таким образом, область гранулитовой фации ограничена устойчивостью гидроксилсодержащих минералов, прежде всего биотита и амфибола, причем П. Эскола подчеркивает, что для этой фации не характерен кордиерит. В соответствии с указанным ограничением к гранулитовой фации отнесен ряд пород с широкой вариацией кислотности-основности — от пироксенолитов, пироксен-плаггиоклазовых кристаллосланцев (основных гранулитов) до силлиманит-гранат-ортоклазовых кристаллосланцев (кислых гранулитов). Однако при изучении конкретных породных комплексов обычно устанавливается тесная пространственная ассоциация основных гранулитов с амфиболсодержащими кристаллосланцами, а кислых — с гранат-кордиерит-биотитовыми гнейсами, часто содержащими силлиманит или кианит. Такая тесная связь побудила выделить [11] в объеме гранулитовой фации субфацию «роговообманковых гранулитов», при этом подчеркивалось ее сходство с амфиболитовой фацией и указывалось на вероятность образования амфибола и биотита как вторичных минералов при регрессивном метаморфизме гранулитов, относимых к пироксен-гранулитовой субфации. В дальнейшем указание на вторичную природу этих минералов было забыто и утвердилось представление о гранулитовой фации как об эклектической субфации, минеральная ассоциация которой аналогична амфиболитовой фации, а критерием их различия стал состав минералов, что привело к нарушению главного принципа выделения фаций — по признаку смены минеральной ассоциации.

Размытость нижней границы гранулитовой фации вызвала ряд нежелательных последствий. Во-первых, тонкие признаки состава отдельных минералов (титанистость биотита, магнизиальность граната и др.) требуют специальных лабораторных исследований и не фиксируются при геологическом картировании.

Порода	Метод	Температура, °С	Литературный источник
Кристаллосланец	Пара Дн—Гр	600—700	[Богданова С. В., 1980 г.]
„	„ Дн—Амф	660	[Прияткина Л. Н., 1979 г.]
Гнейс	„ Дн—Бт	680	[Крылова М. И., 1983 г.]
„	„ Гип—Гр	730	[Hörmann J., 1980 г.]
„	„ Гип—Бт	720	
Амфиболит	„ Гр—Амф	500—640	[Крылова М. И., 1983 г.]
Гнейс	Гр/Бт	550—660	
Гнейс глиноземистый	„	620—710	[Бондаренко Л. П. и др., 1968 г.]
Гнейс биотитовый	„	680—750	
Кристаллосланец	По газовой-жидким включениям	900—950	[Бердников Н. П. и др., 1984 г.]
Гнейс	То же	570	
Гранулитовая фация	„	750—1000	[1]

Во-вторых, состав минералов далеко не всегда определяется только  $p$ — $T$ -условиями (например, железистость гиперстена зависит от общей железистости породы, от ее щелочности и, пожалуй, в последнюю очередь от температуры кристаллизации). В-третьих, при таком подходе исчезает критерий метаморфотоматического преобразования гранулитов, так как весь комплекс априори считается изофациальным и равновесным.

В качестве проверки на изофациальность гранулитового комплекса приведем данные по термобарометрическому исследованию его пород, выполненному различными методами для гранулитов Балтийского щита советскими и финскими геологами (табл. 1). Эти данные указывают, что все биотит- и амфиболсодержащие породы «гранулитового» комплекса образовались в интервале температур от 500 до 730—750 °С, т. е. в условиях амфиболитовой фации, и только для пироксен-плаггиоклазового кристаллосланца температура образования 900—950 °С отвечает условиям гранулитовой фации. Таким образом, в гранулитовый комплекс включены породы двух фаций и он является полиметаморфическим образованием.

II. Недоразумения, основанные на некорректной систематике породных ассоциаций и вольном толковании принципа минеральных фаций.

В последние годы все шире распространяется представление о трех типах гранулитов: алданском, лапландском и ладожском [1]. Что же, по существу, это за типы?

Алданский тип представлен совмещенной в пространстве ассоциацией горных пород гранулитовой фации—пироксен-плагноклазовых гнейсов и кристаллосланцев, кислых гранулитов и др. с амфибол- и биотитсодержащими гнейсами — типичными породами амфиболитовой фации, а также продуктами гранитизации или так называемого ультраметаморфизма и сопряженных с ним метасоматических процессов. Таким образом, это полифациальный и полихронный комплекс докембрийских пород, широко распространенный в пределах щитов, срединных массивов и в фундаменте древних платформ.

Лапландский тип представляет собой ассоциацию эклогитов, гранат-клинопироксен-плагноклазовых кристаллосланцев (эклогитоподобных пород) и анортозитов. Эта ассоциация развивается в узких линейных зонах, контролируемых глубинными разломами (зонах высокого напряжения) и обычно приуроченных к границам древних гранулитовых блоков. По своему геологическому положению, химизму пород и минеральному составу (в части эклогитов) лапландский тип не имеет прямого отношения к гранулитам, а является древним аналогом эклогит-глаукофан-сланцевых поясов фанерозоя. Подобные структуры и породные ассоциации формируются в протерозое — в период деструкции и блокировки архейского кратона.

Ладожский тип объединяет зональные метаморфические структуры с доминирующим развитием пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. В максимуме метаморфизма иногда формируются породы с минеральными ассоциациями субфации роговообманковых гранулитов. Вероятно, их следует относить к ассоциации пород амфиболитовой фации или, в крайнем случае, выделять как промежуточный или переходный член от амфиболитовой к гранулитовой фации [14]. Таким образом, ладожский тип не следует выделять как типовую разновидность гранулитов. Подобные термальные структуры широко развиты в земной коре и формировались на протяжении всей ее истории как в пределах платформ, так и в пределах складчатых областей.

Итак, при подобной классификации в гранулитовый комплекс объединены три породные ассоциации, принципиально различающиеся и по геологической обстановке формирования (в том числе по  $p$ — $T$ -условиям), и по времени своего развития. Следует отметить, что из трех этих ассоциаций только в алданском типе присутствуют породы гранулитовой фации метаморфизма.

III. Недоразумения, связанные с определением возраста гранулитовых комплексов.

В ряде работ (Л. И. Салопа, Б. Я. Хоревой, В. В. Жданова и др.) приводится в той или иной мере аргументированная точ-

Регионы, породы	Возраст, млн. лет	Литературный источник
<b>Балтийский щит</b>		
Центральнокоольский блок:		
граниты, гнейсы, гранулиты	2700	[Тугаринов А. И., 1980 г.]
эндербиты	2730	[Пушкарев Ю. Д., 1984 г.]
Лапландский блок:		
основные гранулиты	1940—1910	} [Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., 1980 г.]
кислые гранулиты	2150, 1940—1895	
глиноземистые гнейсы	2110	
гранат-кордиеритовый гнейс	2040—2000	} [Meriläinen К., 1976 г.]
гранат-биотитовый гнейс	2150	
постгранулитовый диорит	1910	
Северо-Финский блок:		
гранито-гнейс	2865—2730	}
гнейс — диафторит	1900	
Тулосский блок:		
чарнокиты и гнейсы	2700	[Чухонин А. П., 1987 г.]
<b>Мадагаскарский массив</b>		
Основные гранулиты	3162—2934	} Лаборатория университета Клермон-Феран, Франция
Кислые гранулиты	2791—2758	
Чарнокиты	2756	
Амфиболовые гнейсы	2712	
Кислый гранулит — диафторит	2083—2060	
Сланец по гранулиты	1330—1100	

ка зрения, что гранулитовые комплексы представляют собой продукты ранней стадии формирования земной коры и эндемичны для этого периода. «Гранулитовая фация регионального метаморфизма (в отличие от амфиболитовой) является исключительной особенностью катархей. Это утверждение иногда опирается, однако достоверные данные относительно регионально измененных в этой фации пород более молодого возраста отсутствуют» [8, с. 31]. Вместе с тем результаты радиогеохронологических исследований указывают на сложную картину разновозрастных процессов при формировании ассоциации пород гранулитового комплекса. Для примера приведем данные по двум весьма удаленным друг от друга докембрийским структурам — Балтийскому щиту и Мадагаскарскому кристаллическому массиву (табл. 2). На Мадагаскаре основные гранулиты, наименее измененные наложенными процессами, показали возраст около 3000 млн. лет, на Балтийском щите породы такого древнего возраста неизвестны, но там практически не исследовались основ-

ные гранулиты, не претерпевшие регрессивного метаморфизма или гранитизации. По последним данным А. П. Чухонина, в ядрах зерен циркона из чарнокитов Тулосского блока Балтийского щита установлен возраст более 3000 млн. лет. Для обоих регионов гранитизированные и гнейсифицированные породы гранулитового комплекса устойчиво показывают возраст 2800—2700 млн. лет. С ними одновозрастны гранито-гнейсовые комплексы, развитые вне гранулитовых структур. Например, гранито-гнейсы Северо-Финского купола, примыкающего с севера к Лапландскому гранулитовому блоку, и гнейсы беломорского комплекса, обрамляющие этот блок с юга, показывают возраст около 2700 млн. лет. Следующий возрастной рубеж на Балтийском щите — около 1900 млн. лет — четко фиксируется в Лапландском блоке и относится к стадии его становления как индивидуальной блоковой структуры и формирования обрамляющей гранулитовый комплекс зоны развития эклогит-анортозитовой ассоциации. О том, что этот процесс протекал после гранулитового метаморфизма, свидетельствуют многочисленные промежуточные значения возраста — от 2150 до 2000 млн. лет, установленные в гнейсах — диафоритах по гранулитам. Таким образом, выделение на Балтийском щите двух разновозрастных стадий гранулитового метаморфизма [10] в обоих случаях неравномерно, так как 2700 млн. лет — это возраст региональной гнейсификации и гранитизации, а 1900 млн. лет — возраст развития обрамляющих зон эклогитизации и общего диафореза гранулитового комплекса.

IV. Недоразумения, связанные с моделью изохимического метаморфизма гранулитового комплекса.

Согласно постулату об изохимическом метаморфизме, который разделяется большинством геологов, изучающих гранулитовый комплекс, наблюдаемая неоднородность этого комплекса является прямым отражением характера осадконакопления и магматизма. Процесс метаморфизма сопровождается только изменением минерального состава пород при сохранении их первичного химического состава (исключая летучие компоненты), а часто и первичных структурно-текстурных особенностей.

Главный метод реставрации — метод прямой аналогии химического состава метаморфических пород и осадочных, вулканогенных или магматических пород, не претерпевших каких-либо изменений. Для этой цели строятся диаграммы, на которых информация о химическом составе породы тем или иным способом сворачивается в точку. Затем отстраиваются поля таких точек для неметаморфизованных пород. В дальнейшем на эту диаграмму наносятся точки метаморфических пород: в какое поле попала данная точка, такова ее первичная природа. После подобного анализа гранулитовый комплекс иногда описывается следующим образом: «разрез представлен преимущественно вулканогенными андезит-дацитовыми, реже липаритовыми излив-

шимися породами. В других случаях на этих же уровнях формируются туфогенные и ритмично-слоистые флишеидные толщи» [5, с. 22]. Требуется уже обратная реставрация, чтобы понять реальный состав пород и уяснить, что «шамозит-каолинит-гидро-слиудистые пелиты» [6] — на самом деле силлиманит-биотит-гранат-кварц-плагиоклазовые гранулиты или гнейсы.

Неадекватная интерпретация структурно-текстурных признаков, когда кливаж принимается за косую слоистость, плейчатость — за волноприбойные знаки, порфиروبласты — за порфировые вкрапленники, а милонит — за псаммит и т. д., ведет к дезинформации и попытке выдать желаемое за действительное. На этом основании строятся фантастические палеогеологические реконструкции, вплоть до заявлений, что гранулиты отлагались в теплом мелководном море. Печальные результаты подобных упражнений сказываются в том, что игнорируются главные петрогенетические процессы, ведущие к формированию гранулитового комплекса, и прежде всего многостадийные регрессивные процессы метаморфотметасоматического преобразования гранулитового субстрата, определяющие металлогеническую специализацию докембрийских образований.

V. Недоразумения, связанные с трактовкой метасоматических процессов, проявленных в гранулитовом комплексе.

Проявления метасоматоза в гранулитовом комплексе отмечались многими исследователями. В подавляющем большинстве случаев традиционно рассматривались проявления гранитизации — эндербитизация и чарнокитизация; реже приводятся примеры кислотного выщелачивания, обычно в неявном виде, без определения типа процесса, что в еще большей степени относится к процессам базификации. Кратко охарактеризуем эти процессы и их продукты.

Эндербитизация (или плагиогранитизация) относится к наиболее ранним метасоматическим преобразованиям гранулитов. В этом процессе пироксен-лабрадоровая ассоциация основных гранулитов сменяется андезин-биотит-кварцевой ассоциацией плагиогранита, содержащего иногда реликтовый гиперстен. Продуктами этого процесса являются и биотит-амфиболовые плагиогнейсы. По  $p$ — $T$ -условиям плагиогранитизация относится к высокотемпературной стадии амфиболитовой фации, а по химизму — к щелочному метасоматозу натрового профиля. Эта группа пород иногда объединяется в комплекс «серых гнейсов».

Гранитизация калиевого профиля протекает в различных  $p$ — $T$ -условиях. На высокотемпературной стадии амфиболитовой фации (субфации амфиболовых гранулитов) образуются чарнокиты с ассоциацией  $KПШ + Pl_{\text{кисл}} + Kв + Би + Гип$ . В условиях гранулитовой фации формируется плосчатый кислый гранулит с ассоциацией  $Орт + Kв + Сил + Гр + Рт$ . В амфиболитовой фации этот процесс ведет к образованию гранитов (гранито-гнейсов) с ассоциацией  $Мк + Kв + Би$  (Амф).

Кислотное выщелачивание в пределе ведет к формированию кварцитов. К промежуточным членам этого ряда относятся кордиерит- и силлиманитсодержащие породы, обычно объединяемые в комплекс высокоглиноземистых гнейсов. Появление кордиерита «часто связано с начальными стадиями процесса кислотного выщелачивания, приводящего в конечном итоге к развитию силлиманит-кварцевых ассоциаций» [1, с. 36]. Таким образом, снимается проблема «незаконного» появления метаморфического кордиерита в гранулитовом комплексе. В динамических системах, как известно, преобладают продукты промежуточных стадий процесса, поэтому в гранулитовом комплексе обычно широко развиты высокоглиноземистые гнейсы и в меньшей мере исходные породы — пироксен-плаггиоклазовые кристаллосланцы или предельные породы — кварциты. Процесс кислотного выщелачивания протекает чаще всего в условиях амфиболитовой фации.

Базификация по сравнению с другими метасоматическими процессами распространена более ограниченно, и ее продукты локализируются чаще всего в зонах повышенных напряжений [4]. С этим процессом связан гранат-эвлитовый порфиробластез с формированием в пределе эвлизитов, часто содержащих магнетит, а при развитии клинопироксена — диопсидитов. Карбонатизация пород в пределе ведет к образованию кальцифилов. Все эти процессы протекают в условиях амфиболитовой фации. Особым видом базификации в условиях эклогитовой фации является процесс формирования эклогит-анортозитовой ассоциации.

Проблема развития сопряженных метасоматических систем неоднократно рассматривалась ранее (В. В. Жданов, Д. В. Рундквист, Ю. В. Казицын, В. А. Рудник и др.), поэтому нет смысла в данной статье возвращаться к этому вопросу. Для нас важно, что факт развития сопряженных метасоматических систем по метаморфическому гранулитовому субстрату объясняет гетерогенность гранулитового комплекса и снимает противоречия, обусловленные сосуществованием в нем пород различных минеральных фаций и тесной ассоциации разновозрастных образований с вариациями возраста от 3000 до 1900 млн. лет.

VI. Недоразумения, связанные с проблемой «реставрации первичного субстрата» и стратификации гранулитового комплекса.

По мнению большинства геологов, совершенно справедливо для слабо измененных породных комплексов, последовательность смены этих комплексов по вертикали отвечает последовательности их накопления, а по латерали — изменчивости условий осадконакопления. По аналогии в гранулитовом комплексе различных регионов выделяются два или три стратиграфических подразделения: в основании залегает толща, преимущественно сложенная пироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами, выше — толща высокоглиноземистых гнейсов, иногда разрез вен-

чает толща с широким развитием кальцифигов, пироксенолитов и амфиболитов. Сторонники стратификации не учитывают, что для глубоко метаморфизованных докембрийских комплексов характерно их преобразование при глубинном петрогенезисе с последовательным замещением одних породных ассоциаций другими в процессе смены формационных поколений [7], что создает псевдостратификацию, обусловленную полихронной зональностью в поле вариации температуры, давления и концентрации подвижных компонентов. Действительно, три стратиграфические толщи, с учетом гранитового комплекса основания, полностью отвечают трем типам метасоматической зональности: гранитизации, кислотному выщелачиванию и базификации с реликтовым субстратом, представленным пироксен-плаггиоклазовыми кристаллосланцами.

Нами, на основании анализа последовательности образования горных пород гранулитового комплекса Балтийского щита, ранее [2, 3] указывалось, что первичным субстратом этой метаморфо-метасоматической системы служила субгомогенная толща гиперстен-плаггиоклазовых кристаллосланцев или основных гранулитов. Подтверждения этому предположению мы нашли при изучении гранулитов Мадагаскарского кристаллического массива. В настоящее время эта точка зрения, ранее не пользовавшаяся популярностью, приобретает все больше сторонников. Например, для Анабарского щита «петрологический анализ показал, что в качестве протолитов (первопород) могут рассматриваться лишь гиперстен-плаггиоклазовые гранулиты. Другие разновидности пород сформировались преимущественно в результате преобразования гиперстен-плаггиоклазовых гранулитов под действием трехкратного проявления процессов ультраметаморфизма» [Духовский А. А. и др., 1986 г., с. 33].

VII. Недоразумения, связанные со структурным положением гранулитового комплекса.

В геологических структурах древних щитов и кристаллических массивов гранулитовый комплекс обычно слагает региональные синформы при антиформном положении гнейсовых или мигматит-гранитовых комплексов. Формальный подход к рассмотрению подобных структурных взаимоотношений позволяет большинству исследователей сделать вывод о более древнем, по сравнению с гранулитами, возрасте мигматит-гранитов, выделяя последние в «комплекс основания». Однако этот комплекс сложен эндербитами, чарнокитами и гранито-гнейсами, в обилии содержащими ксенолиты или скиалиты в той или иной мере измененных основных гранулитов, т. е. он является продуктом гранитизации указанных основных гранулитов и ни в коем случае не может быть древнее их. Видимость более низкого стратиграфического положения гранитизированных пород объясняется положением поднимающегося фронта гранитизации [9], а приуроченность к антиформам — развитием гранито-гнейсовых ку-

полов и овалов. Гранулитовые комплексы занимают межкупольное пространство при псевдосинформном положении. Поэтому столь активно обсуждаемая в специальной литературе проблема «комплекса основания» гранулитов может быть отнесена к очередному недоразумению.

Столь обильное нагромождение в рассмотренной проблеме недоразумений обусловлено прежде всего отсутствием единого подхода к анализу развития сложной системы — гранулитового комплекса. Оптимальной, с нашей точки зрения, и наименее противоречивой является эволюционная модель рассматриваемой системы. В соответствии с этой моделью намечается закономерная для большинства регионов последовательность событий, приведшая к формированию гранулитового комплекса.

1) Гранулитовый метаморфизм основного (возможно, магматогенного) субстрата, ведущий к формированию субгомогенной толщи гиперстен-плагноклазовых кристаллосланцев или основных гранулитов. Это событие относится к раннему архею (катархею), его возраст более 3000 млн. лет.

2) Метаморфо-метасоматические преобразования основных гранулитов: а) эндербитизация и формирование биотит-амфиболовых плагногнейсов; б) чарнокитизация и гранитизация с сопряженным формированием комплекса высокоглиноземистых гнейсов и базификатов; в) развитие кислых гранулитов. Гнейсификация протекала в условиях амфиболитовой фации, чарнокитизация и эндербитизация — в условиях субфации роговообманковых гранулитов, а кислые гранулиты формировались в условиях гранулитовой фации. Этот главный цикл становления гранулитового комплекса относится к рубежу 2700 млн. лет и является планетарным.

3) Протерозойская история становления гранулитовых комплексов индивидуальна для каждого региона. Так, на Балтийском щите на рубеже 1900 млн. лет по границе формировавшегося в это время Лапландского блока проявился эклогитовый метаморфизм с натрово-известковой метасоматической специализацией. На Мадагаскаре подобная блокировка гранулитового комплекса протекала на рубеже 1100 млн. лет при относительно слабой метасоматической проработке субстрата, но при четко проявленном регрессивном метаморфизме.

Эти три стадии развития гранулитового комплекса демонстрируют стадийность формирования континентальной земной коры. На первой стадии формировался гранулито-базитовый слой с возрастом более 3000 млн. лет, на второй — гранито-гнейсовый слой с максимумом на рубеже 2700 млн. лет, а третья стадия относится к периоду деструкции консолидированной земной коры и может во времени повторяться не один раз, отвечая периодам активизации и другим тектоническим перестройкам.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гранулитовая фация метаморфизма/Ред. Г. М. Другова. Л., Наука, 1971. 256 с.
2. Жданов В. В. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии. М., Наука, 1966. 66 с.
3. Жданов В. В. Гранулиты западной части Кольского полуострова.— Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1978, т. 280, с. 81—98.
4. Жданов В. В., Харченко В. В. Физическая модель региональных метаморфо-метасоматических систем.— Физика Земли, 1982, № 5, с. 18—23.
5. Загородный В. Г., Радченко А. П. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л., Наука, 1983. 96 с.
6. Козлов Н. Е. К реконструкции тектонического режима формирования Лавландского гранулитового пояса. Апатиты, 1984, с. 78—81.
7. Метаморфические формации/В. В. Жданов, Б. В. Петров, Б. А. Блюман и др. Л., Недра, 1986. 246 с.
8. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982. 343 с.
9. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые вопросы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.
10. Тугаринов А. И., Бибилова Е. В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М., Наука, 1980. 130 с.
11. Файф У., Тернер Ф., Ферхусен Д. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 114 с.
12. Фации метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердато, В. С. Соболев и др. М., Наука, 1970. 432 с.
13. Escola P. The mineral facies of rocks.— Norsk. Geol. Tidsskr., 1920, 6, p. 143—194.
14. Hsu K. J. Granulites and mylonites of San Gabriel Mountains, California.— Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., 1955, vol. 30, N 4, p. 223—253.

УДК 552.321.5 : 551.71/.72 + 553.3.078(47+57)

В. Н. Мошкин

### ДОКЕМБРИЙСКИЕ ГАББРО-АНОРТОЗИТ-ГРАНИТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ФОРМАЦИЙ, ИХ ТИПЫ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Устойчивые ассоциации анортозитовых или богатых анортозитами габброидных формаций с формациями специфических высокожелезистых и преимущественно субшелочных гранитоидов (мангерит-гранитовой, рапакиви-гранитовой и т. п.) весьма характерны для докембрия всех континентов Земли [Мошкин В. Н. и др., 1981 г.]. Возраст этих ассоциаций варьирует в разных регионах от раннего архея до начала позднего протерозоя. Последовательность их становления всюду одинакова: вначале образовывались базитовые формации и непосредственно после них — гранитовые. Однако габбро-анортозит-гранитовые ассоциации нельзя понимать только как совокупность членов временных формационных рядов, присущих тем или иным докембрийским структурам. Пространственные, структурные, временные и генетические связи между основными и кислыми чле-

нами габбро-анортозит-гранитовых ассоциаций часто бывают столь тесными и закономерными, что эти ассоциации необходимо рассматривать как парагенезы формаций, возникновение которых фиксировало специфические этапы в развитии земной коры континентов.

По особенностям состава и строения ассоциирующих формаций, тектонической позиции и месту в истории развития земной коры среди габбро-анортозит-гранитовых парагенезов выделяются два главных типа: анортозит-мангерит-гранитовый (АМГ) и габбро-анортозит-рапакиви-гранитовый (ГАРГ).

АМГ-парагенез включает анортозитовую и мангерит-гранитовую формации, краткая характеристика которых приведена в таблице. АМГ-парагенезы широко распространены в пределах Канадского, Алдано-Станового, Анабарского и Индостанского щитов. Они встречаются также среди докембрийских образований некоторых структурно-формационных зон фундамента африканских, Восточно-Европейской и Антарктической платформ и в выходах докембрийского фундамента ряда фанерозойских складчатых областей (Монголо-Охотской, Аппалачской и др.).

Тектоническая позиция АМГ-парагенезов на всех континентах Земли определяется приуроченностью их к наиболее мобильным в докембрии поясам — Джугджуро-Становому, Гренвиллскому, Восточно-Гатскому, Мозамбикскому и др., характеризующимся интенсивными и неоднократными на протяжении докембрия проявлениями метаморфизма, метасоматоза, магматической деятельности и складчато-глыбовых движений. Внутри этих поясов АМГ-парагенезы вместе с вмещающими их гранулит-базитовыми комплексами слагают наиболее глубинные блоки земной коры, являющиеся в большинстве случаев выходами фундамента описываемых региональных мобильных структур. Указанные мобильные пояса и зоны обособились от относительно стабильных блоков — литоплинтов типа Алданского в самом начале архея и сохранили специфику своего развития по крайней мере до конца докембрия. Важно подчеркнуть, что в пределах литоплинтов АМГ-парагенезы не распространены.

АМГ-парагенезы формаций характеризуются отчетливой металлогенической специализацией на Ti, Fe, V, P и некоторые редкие элементы (Zr, Hf, La, Ce). Месторождения и проявления комплексных Fe-Ti-( $\pm$ P+V)-руд в связи с рассматриваемым парагенезом формаций распространены весьма широко. Среди них необходимо отметить такие крупные месторождения, как Лак-Тио и Иври в Канаде, Сэнфорд в США, Стурганген и Телнез в Норвегии, запасы комплексных руд в каждом из которых превышают 100 млн. т, а содержание  $TiO_2$  в рудах 20—30%. В СССР с АМГ-парагенезами также связан ряд месторождений и проявлений комплексных P-Ti-Fe-( $\pm$ V)-руд в пределах Алдано-Станового щита и некоторых других регионов.

ГАРГ-парагенез включает устойчивые ассоциации богатых анортозитами габброидных формаций (габбро-анортозитовая и ортопироксенит-анортозит-норитовая) с рапакиви-гранитовой и близкими к ней формациями [Мошкин В. Н. и др., 1981 г.]. ГАРГ-парагенезы представлены рядом крупных и гигантских (площадью до 50—60 тыс. км<sup>2</sup>) сложнопостроенных полиформационных плутонов и их сателлитов, известных на многих докембрийских платформах: Коростеньский, Выборгский и др. на Восточно-Европейской, Харп-Лейк, Ларами, Шерман, Уолф-Ривер и др. на Северо-Американской, Бушвельд на Калахари, Кунене на Конго, Паргуаза на Бразильской и т. д. Количественные соотношения базитовых и гранитовых членов в ГАРГ-парагенезах различных регионов неодинаковы, но в большинстве случаев резко преобладают граниты. Для базитовых формаций этих парагенезов весьма характерна вертикальная расслоенность тел. Плутоны ГАРГ-парагенезов приурочены к дискордантно наложенным на раннедокембрийский фундамент древних платформ грабен-синклинальным структурам, форма и размещение которых, как правило, контролируются крупными дуговыми и концентрическими разломами. Формирование ГАРГ-парагенезов связано, по-видимому, с древней рифтогенной тектоно-магматической активизацией (протоактивизацией, по В. И. Казанскому) фундамента зарождавшихся протоплатформ, имевшей место в различных регионах Земли в интервале 2,8—1,0 млрд. лет тому назад. В пределах указанных структур плутоны ГАРГ-парагенезов часто тесно ассоциируют с близкими по возрасту терригенно-вулканогенными толщами континентального типа, которые Л. И. Салопом [1977 г.] выделяют в качестве тафrogenных формаций.

ГАРГ-парагенезы по некоторым особенностям состава, строения и объема входящих в них формаций подразделяются на два наиболее распространенных подтипа: собственно габбро-анортозит-рапакиви-гранитовый, представителями которого являются коростеньский и рижский полиформационные интрузивные комплексы, и ортопироксенит-анортозит-норит-гранитовый, петролитом которого служит полиформационный бушвельдский комплекс. Краткая характеристика этих подтипов дана в таблице.

Для ГАРГ-парагенезов формаций характерен весьма широкий спектр связанных с ними полезных ископаемых и большое разнообразие их морфогенетических типов. Среди магматических месторождений, ассоциирующих с базитовыми формациями, широко известны пластовые месторождения хромитов и Pt, приуроченные к нижним и средним, высокомагнезиальным частям разрезов расслоенных ортопироксенит-анортозит-норитовых тел бушвельдского подтипа, и V-содержащих титаномагнетитов ( $\pm$  апатит), концентрирующихся в верхних, железистых частях тел [Willemse, 1969 г.]. В расслоенных анортозит-габбровых телах, подобных Чинейскому массиву, магматические пластовые

## Сравнительная характеристика габбро-анортозит-гранитовых парагенезов различных типов

Параметр	АМГ-парагенез	ГАРГ-парагенез	
		Коростеньский подтип	Бушвельдский подтип
Состав парагенеза	Анортозитовая (1)+мангерит-гранитовая (2) формации	Габбро-анортозитовая (1)+рапакиви-гранитовая (2) формации	Ортопироксенит-анортозит-норитовая формация (1)+подформация рапакивидных лейкогранитов (2)
Размеры полиформационных плутонов	Площадь до 10—15 тыс. км <sup>2</sup> , мощность до 3—5 км	Площадь до 20—30 тыс. км <sup>2</sup> , мощность до 10 км	Площадь до 50—60 тыс. км <sup>2</sup> , мощность до 10 км
Типичное соотношение объемов формаций	1 > 2	1 < 2	1 ≈ 2
Типичные породы формаций и их объем (%)	1. Анортозиты (70—80), габбро-анортозиты (15—20), нориты и габбро-нориты (~5), пироксениты и рудные породы (~1) 2. Ви- и Ви-Ам-граниты, чарнокиты, гранодиориты (50—75), мангериты, Ци-мангериты (20—50), ютуниты, эндербиты, микроклиниты (~5). Обычны гнейсовидные текстуры и структуры замещения	1. Для верхних частей тел: габбро-анортозиты (40—50), анортозиты (20—25), нориты, габбро-нориты, троктолиты (20—25), перидотиты, оливиниты, пироксениты, ферродиориты (5—10), долериты 2. Порфиroidные, часто овоидные, реже равномерно-зернистые Ви-Ам и Ви, нередко с ОI и Рх субщелочные граниты (75), лейкограниты (~10), монзониты, гранодиориты, сенииты (~10), гранит-порфиры (~5), аплиты, пегматиты. Характерны массивные текстуры, граптофировые структуры	1. Нориты, габбро-нориты (40—55), анортозиты (15—20), ортопироксениты и гарцбургиты (15—20), ферродиориты (15—20), дуниты, хромититы 2. Часто порфиroidные, изредка овоидные Ви-Ам- и Ви-лейкограниты и субщелочные граниты (80—90), граптофировые, аплиты, пегматиты. Характерны массивные текстуры, часты граптофировые структуры

Особенности минерального состава	1. Наличие 2—3 генераций плагиоклаза (Pl <sub>49-60</sub> , Pl <sub>40-47</sub> , изредка Pl <sub>70-95</sub> ), связанных с различными стадиями формирования тел. Интервал колебания железистости: Орх <sub>20-60</sub> , Срх <sub>30-50</sub> 2. Развитие нескольких парагенетических ассоциаций Pl, KFsр (ортоклаз-пертит и микроклин), Ци и цветных. Колебание составов: Pl <sub>12-48</sub> , Срх <sub>35-95</sub> , Pl <sub>50-65</sub> , Ам <sub>45-100</sub> , ОI <sub>80-95</sub> , Ви <sub>28-60</sub> . Акцессорные: циркон+ильменит+апатит	1. Колебания состава минералов: Pl <sub>45-70</sub> , Орх <sub>20-60</sub> , Срх <sub>30-70</sub> , ОI <sub>20-70</sub> — связаны с различным положением пород в вертикальном разрезе тел и их фазовой и фациальной принадлежностью 2. Развитие нескольких генераций Fsp (Pl <sub>30-45</sub> , Pl <sub>12-25</sub> , Pl <sub>10-5</sub> , ортоклаз-пертит и микроклин) и Ци. Очень высокая железистость цветных (f=40—100). Акцессорные: флюорит+ильменит+циркон+апатит	1. Колебания состава минералов: Pl <sub>35-85</sub> , Орх <sub>10-70</sub> , Срх <sub>12-53</sub> , ОI <sub>10-100</sub> — связаны главным образом с различным положением пород в вертикальном разрезе тел. Вверх по разрезу увеличивается железистость Рх и ОI, понижается основность Pl 2. Развитие нескольких генераций Fsp (Pl <sub>30-15</sub> , Pl <sub>10-5</sub> , ортоклаз-пертит и микроклин). Очень высокая железистость цветных. Акцессорные: флюорит+циркон+апатит
Петро- и геохимические особенности формаций	1. Частая пересыщенность Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , его среднее содержание ~25%; f=45—70 (для рудных — f=70—95). Зависимости состава от положения в вертикальном разрезе тел не устанавливаются; K/Rb ≥ ≥ 1000 2. Характерна резкая неоднородность химического состава тел: SiO <sub>2</sub> — 55—72%, K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O — 7—12%, при K/Na=0,25—2,0, f=60—90, K/Rb=2000—600, Rb/Sr < 1	1. Среднее содержание Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ~20%; железистость пород повышается от 45 до 90 вверх по разрезу тел и от ранних фаз к поздним; K/Rb=800—250 2. Характерна относительная неоднородность химического состава тел: SiO <sub>2</sub> — 69—72%, реже до 75%, K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O — 8—9%, при K/Na > 1, f=80—90, K/Rb=250—60, Rb/Sr > 1	1. Среднее содержание Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ~15—18%; железистость пород повышается от 35—40 до 90 вверх по разрезу тел; K/Rb=900—300 2. Характерна относительная однородность химического состава тел: SiO <sub>2</sub> — 72—76%, K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O — 7,5—8,5%, при K/Na > > 1, f=80—90, K/Rb=200—90, Rb/Sr > 1
Характерные черты строения тел	Для обеих формаций характерны неоднородно-зональные пятнисто-полосчатые линзы, пластины, реже купола. Вертикальная расчлененность не характерна	1. Пятнисто-зональные вертикально расчлененные пластины, возможно воронки и лополиты, осложненные блоковыми перемещениями и штокообразными телами поздних фаз	1. Вертикально расчлененный лополит, осложненный блоковыми перемещениями и штокообразными телами поздних фаз

Параметр	АМГ-парагенез	Коростеньский подтип	ГАРГ-парагенез Бушвельский подтип
		2. Пятнисто-зональные пластинки с намечающейся вертикальной расслоенностью, осложненные штоко- и силлообразными интрузиями поздних фаз и блоковыми перемищениями	2. Лополитообразные тела с намечающейся вертикальной расслоенностью, осложненные штокообразными интрузиями поздних фаз

Примечание: во всех графах под цифрой 1 характеризуются базитовые формации, под цифрой 2 — гранитовые. Цифры у индексов цветных минералов означают пределы их железистости, у плагиоклаза — его номер; / — общая железистость пород (ат. %); К/Na — в весовых процентах.

месторождения V-содержащих титаномагнетитов ( $\pm$  апатит) также приурочены к верхним и средним, железистым частям разрезов, тогда как в нижних, более магнезиальных их частях отмечается сульфидное оруденение Cu и Ni. Менее изучена рудоносность габбро-анортозитовых тел коростеньского подтипа. Выявленные в их пределах эндогенные магнетит-ильменитовые ( $\pm$  апатит) месторождения (массивы Чеповичский, Носачевский и Володарск-Волинский в СССР, Сувалки в Польше, Ларамии в США) связаны либо с верхними, железистыми частями габбро-анортозитовых тел, либо с поздними, богатыми Fe, Ti и P мафитовыми фазами этой интрузии, либо с зонами гидротермально-метасоматической переработки всех этих пород. Рудоносность же нижних частей габбро-анортозитовых тел (а их мощность по геофизическим данным оценивается в 2—4 км и более) совершенно неизвестна. Между тем установленная вертикальная расслоенность габбро-анортозитовых тел коростеньского подтипа (данные автора и Г. Д. Лепигова) и намечающаяся коегде тенденция к увеличению на глубину магнезиальности пород и содержания в них Cr и Ni (при уменьшении содержания Ti) позволяют предполагать существование в нижних и средних зонах этих тел хромитового, платинового или сульфидного медно-никелевого оруденения. Проверка этого предположения, особенно в пределах Коростеньского и

Корсунь-Новомиргородского плутонов, представляется нам актуальной задачей.

Весьма велико металлогеническое значение гранитоидных членов ГАРГ-парагенезов формаций. На многих щитах Земли (Балтийский, Трансваальский, Украинский и др.) с рапакиви-гранитовой формацией и близкими к ней гранитовыми комплексами, входящими в ГАРГ-парагенезы, ассоциирует весьма своеобразный комплекс полезных ископаемых (редкие металлы, полиметаллы, Sn, F, в меньшей мере Ag, Au, TR) в скарнах, грейзенах, хлоритовых метасоматитах, альбититах, пегматитах и т. д., образующих в ряде случаев промышленные месторождения (Питкьяранта, Заайплаатц, Буффало и др.). Генетическая связь этого оруденения с указанными гранитами и особенно поздними фазами их интрузии и постмагматическими процессами уверенно доказывается работами Р. А. Хазова, А. М. Ларина, Л. С. Галецкого, Д. Х. Ленталла (Lentall), М. Д. Уотсона (Watson), И. Хаапалы (Haapala) и др. на примерах Салминского, Выборгского, Коростеньского, Бушвельдского и других плутонов.

Кроме месторождений полезных ископаемых, связанных или с базитовыми, или с гранитовыми членами ГАРГ-парагенезов, важное значение имеют некоторые полезные ископаемые, возникновение и размещение которых контролируется взаимодействием различных формаций — членов этого парагенеза. К их числу, несомненно, относятся морионо- и топазоносные камерные пегматиты и некоторые, еще слабо изученные морфогенетические типы ильменитового и апатитового оруденения.

В заключение следует подчеркнуть следующее.

1. Два главных типа габбро-анортозит-гранитовых парагенезов формаций — АМГ- и ГАРГ-парагенезы, сравнительная характеристика которых дана в таблице, связаны с различными этапами становления земной коры континентов. АМГ-парагенезы возникали на «инверсионных» стадиях развития особых мобильных докембрийских поясов в процессе превращения их в складчатые пояса. ГАРГ-парагенезы связаны с этапом рифтогенной тектоно-магматической активизации в той или иной мере уже консолидированного раннедокембрийского фундамента плагформ.

2. По главным чертам состава, строения, тектонического положения и места в истории развития земной коры уникальный по размерам и богатству полезными ископаемыми Бушвельдский полиформационный плутон следует относить к ГАРГ-парагенезам формаций (см. таблицу).

3. Габбро-анортозит-гранитовые парагенезы формаций являются одними из главнейших на Земле источников Ti, Cr, Pt, V и важными рудоносными ассоциациями горных пород в отношении Sn, F, P, пьезооптического и глиноземного сырья. Однако обнаруженные месторождения, на наш взгляд, далеко не исчер-

пывают потенциальных ресурсов, связанных с габбро-анортозит-гранитовыми ассоциациями. Большинство районов развития этих образований в СССР, особенно в Сибири и на закрытых территориях европейской части страны, изучены явно недостаточно. Требуется усилить поисковые работы на Р, Ti, V, редкие (Zr, Hf) и редкоземельные элементы в районах развития анортозит-мангерит-гранитового парагенеза формаций, особенно в зоне БАМ, в пределах Становой складчатой области, и на Р, Ti, F, Sn, Ta, Nb и другие редкие металлы и полиметаллы в плутонах ГАРГ-парагенезов, занимающих в нашей стране столь большие площади. Необходимо обратить самое серьезное внимание на изучение средних и нижний частей габбро-анортозитовых тел коростеньского подтипа с целью возможного обнаружения здесь хромового, платинового или медно-никелевого оруденения.

УДК 552.321 : 553.3.078(571.5)

*И. Н. Дагелайская*

#### **МАНГЕРИТ-ГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ И ЕЕ РУДОНОСНОСТЬ (НА ПРИМЕРЕ АЛДАНО-СТАНОВОГО РЕГИОНА)**

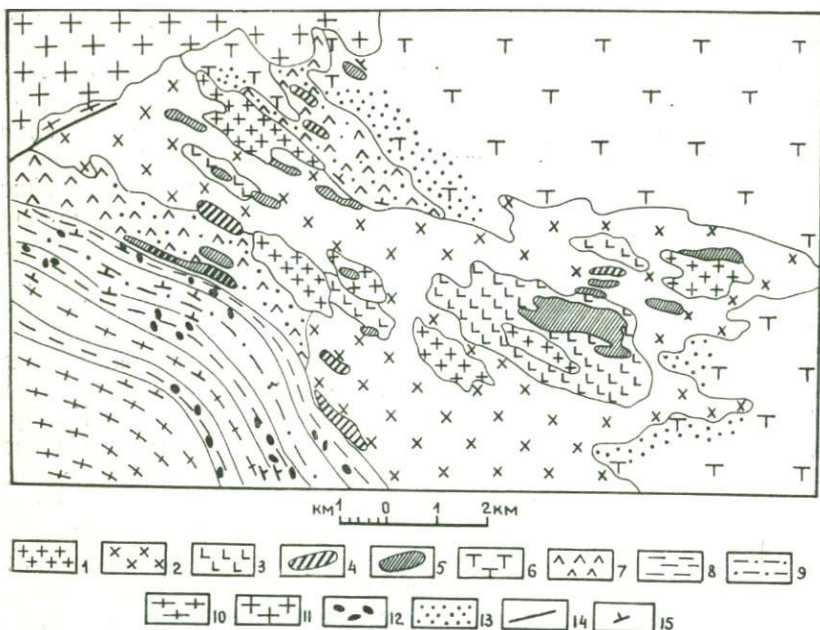
Породы мангерит-гранитовой формации пространственно тесно связаны с катазональной анортозитовой формацией и образуют своеобразную анортозит-мангерит-гранитовую ассоциацию (АМГА). Она установлена в древних складчатых областях Алдано-Станового, Анабарского, Балтийского, Антарктического, Канадского, Индийского, Мадагаскарского щитов, т. е. имеет глобальное распространение в земной коре. Тектоническая позиция АМГА определяется приуроченностью ее к наиболее мобильным в докембрии поясам, характеризующимся интенсивными проявлениями метаморфизма, ультраметаморфизма, магматизма и тектонических движений [5, 7]. Это Джугджуро-Становой пояс, мобильные зоны Анабарского щита, Восточно-Гатский пояс Индостанской платформы и др. Положение АМГА в их пределах определяется приуроченностью к блокам архейских пород (горст-антиклинорным зонам), заключенным среди более молодых образований докембрия. Вмещающими породами для АМГА являются кристаллические сланцы, гнейсы и габброиды, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации повышенных давлений. Массивы АМГА характеризуются согласием внутренней структуры и формы со структурами вмещающих пород рамы. Во вмещающих породах рамы в непосредственной близости от массивов и на значительном расстоянии от них, т. е. в пределах всей мобильной зоны, широко проявлены процессы анортозитизации и чарнокитизации. Тела АМГА приурочены к зонам

разуплотнения земной коры и в гравитационных полях фиксируются отрицательными магнитными аномалиями силы тяжести.

На территории СССР анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация наиболее широко распространена в пределах Алдано-Станового щита [2, 4, 6]. Здесь располагаются наиболее крупные в нашей стране анортозитовые массивы общей площадью около 1000 км<sup>2</sup>. Подробная геолого-петрографическая характеристика и особенности генезиса анортозитов этого региона приводились ранее [2, 3, 5, 8], поэтому в настоящей статье излагаются только результаты изучения мангерит-гранитовых пород.

С анортозитами ассоциируют мангерит-гранитовые породы, близкие им по возрасту, структурному положению, условиям формирования. В ассоциацию включены мангеритовые породы юго-западной части Джугджурского массива, гранит-чарнокитовые породы Олекмо-Каларского массива (бассейн р. Калар), гранитоиды марагейского комплекса, ассоциирующие с Сехтагским и Чогарским анортозитовыми массивами. Количественно они резко подчинены анортозитам и занимают площадь около 1,5 тыс. км<sup>2</sup>. Будучи несколько моложе анортозитов, они замещают породы анортозитового комплекса, архейские кристаллические сланцы и габброиды и прорываются архейскими аляскиновыми гранитами. Для них, так же как и для анортозитов, характерна неоднородность строения тел и широкий диапазон изменения состава пород.

Мангеритовые породы юго-западной части Джугджурского массива были впервые изучены автором в 1963 г. на трех разобнесенных участках общей площадью около 150 км<sup>2</sup>: в верховьях рек Богидэ и Сорога (рисунок), на левобережье р. Левый Ковриг (притоки р. Уян), в верховье р. Сахарбак. Строение этих участков неоднородное и сложное, вследствие наличия разнообразных по составу пород, связанных постепенными переходами. Наиболее широко распространены здесь мезократовые мангериты, в подчиненном количестве наблюдаются меланократовые мангериты, образующие среди мезократовых участки размером до 3,5—4 км в поперечнике, в виде небольших тел среди мангеритов присутствуют лейкократовые и рудные титаномангнетит- и ильменитсодержащие мангериты. Среди лейкократовых мангеритов встречаются жилообразные обособления пегматоидных полевошпатовых метасоматитов (микроклинитов или альбититов). Кроме мангеритов установлены анортозиты, рудные габбро, ультрамафиты и кристаллические сланцы. В этих породах наблюдаются все стадии их преобразования в мангериты: от проявления зеленоватых или розоватых порфиробластов калиевого полевого шпата до образования лейкократовых мангеритов и полевошпатовых метасоматитов. Полосчатость в мангеритах сохраняет ту же ориентировку, что и в исходных породах. На описываемых участках отмечается повышенная концентрация рудных ильменит- и титаномангнетитовых пород, образующих свое-



Схематическая геологическая карта юго-западной части Джугджурского анортозитового массива. Составлена И. Н. Дагелайской и В. Н. Мошкиным.

1—7 — породы анортозит-мангерит-гранитовой ассоциации: 1 — лейкократовые мангериты, 2 — мезократовые мангериты, 3 — меланократовые мангериты, 4 — рудные (апатит-ильменит-титаномангнетитовые) ультрамафиты, 5 — рудные мангериты, габбро, габбро-анортозиты, 6 — пироксеносодержащие и анхимономинеральные анортозиты, 7 — габбро-анортозиты; 8—10 — архейские породы джанинской серии: 8 — дву-пироксен-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, 9 — переслаивание гиперстено-кордиерит-плаггиоклазовых и гиперстен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов, 10 — биотитовые и амфибол-пироксеновые гнейсы и мигматиты; 11 — мезозойские гранитоиды; 12 — участки анортозитизации; 13 — участки кремне-калиевого метасоматоза; 14 — разломы; 15 — элементы залегания пород.

образную рудно-мафическую зону, что очень характерно для контактовых зон анортозитов и мангеритовых пород.

С Чогарским и Сехтагским анортозитовыми массивами ассоциируют гранитоиды, слагающие крупный (площадь до 900 км<sup>2</sup>) Марагайский массив и ряд мелких тел в пределах Майского хребта, в состав которых входят биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, граносиениты, кварцевые диориты, лейкократовые мангериты и микроклиниты. Марагайский массив приурочен к той же зоне разломов северо-восточного простирания, что и Чогарский и Сехтагский анортозитовые массивы, и содержит многочисленные реликтовые включения анортозитов и габброидов, в той или иной степени гранитизированных.

На участке в бассейне р. Калар, по данным Г. Н. Баженовой и нашим, в зоне контакта с анортозитами образуются разнообразные гибридные породы, представленные мангеритами, гипер-

стеновыми, амфиболовыми и диопсидовыми гранитами, объединенными Г. Н. Баженовой в группу чарнокитов.

Возрастное положение мангерит-гранитовых пород определяется тем, что они замещают породы анортозитового комплекса и прорываются, по данным А. Ф. Васькина и Б. Л. Годзевича, жилами аляскитов, связанных с этапом архейского ультраметаморфизма. Мангерит-гранитовые породы подвергаются также процессам регрессивного метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации позднеархейского (или раннепротерозойского) времени. Мангерит-гранитовые породы характеризуются сходным минералогическим составом, различаясь только количественным содержанием тех или иных минералов. В их состав входят: калиевый полевой шпат — пертит, плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин, реже гиперстен, роговая обманка, биотит, кварц, тальк, клиноцоизит, циркон, апатит, титаномагнетит, ильменит, рутил, монацит.

Группу переходных пород составляют в различной степени калишпатизированные анортозиты, габбро-анортозиты, рудные габбро и ультрамафиты, а также пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы. Начальная стадия изменения пород выражается в появлении антипертитовых плагиоклазов без какого-либо изменения структуры пород. При увеличении количества калиевого полевого шпата он замещает не только плагиоклазы, но и цветные минералы. В мангеритах наблюдаются порфиробластические структуры, обусловленные развитием крупных зерен решетчатого микроклина, в которых сохраняются реликтовые плагиоклазовые участки. Широкое развитие структур замещения, постоянное присутствие в породах нескольких минеральных ассоциаций, находящихся в реакционных взаимоотношениях, значительные изменения состава минералов — характерные черты группы переходных пород и собственно мангеритов. Метасоматически развивающиеся минералы представлены калиевым полевым шпатом (ортоклаз и микроклин), кварцем, кислым плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой, первичные — основными и средними плагиоклазами, пироксенами и бурой роговой обманкой.

Типичным минералом описываемых пород является калиевый полевой шпат, содержание которого колеблется от 10 до 90 %. В слабо измененных разновидностях он присутствует в антипертитовых вростках, замещающих плагиоклазы, а в мангеритах — в виде самостоятельных зерен с реликтами измененного плагиоклаза. Калиевые полевые шпаты представлены тремя разновидностями\*: наиболее ранний — ортоклаз-пертит ( $\text{Or}_{54}\text{Ab}_{75}\text{An}_{21}$ ,  $\Delta\rho=0-0,40$ ,  $S=0,33$ )\*\*; промежуточный — триклинный ортоклаз-микрпертит ( $\text{Or}_{58-62}\text{Ab}_{27-47}\text{An}_{7-11}$ ,  $\Delta\rho=0,43-$

\* Данные автора и А. М. Ленникова.

\*\*  $\Delta\rho$  — рентгеновская триклинность;  $S$  — рентгеновская упорядоченность.

0,70,  $S=0,47-0,66$ ) и поздний — решетчатый порфиробластический микроклин, замещающий ортоклазовую разновидность ( $Or_{51-62}Ab_{24-37}An_{11-14}$ ,  $\Delta\rho=0,80-0,90$ ,  $S=0,77$ ). Первые две разновидности характерны для пород юго-западной части Джугджурского массива, микроклин широко развит в Марагайском массиве.

Содержание плагиоклаза колеблется от 10 до 60 %. Его зерна, в той или иной степени замещенные калиевым полевым шпатом, образуют реликты внутри зерен последнего. Замещение плагиоклаза сопровождалось его деанортитизацией. В мангеритах преобладают кислые плагиоклазы ( $An-20-30\%$ ), в подчиненном количестве, в виде реликтов, наблюдаются андезины ( $An-35-45\%$ ), и, наконец, самая поздняя генерация — альбит, замещающий плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. В гранитоидах плагиоклазы обычно представлены двумя генерациями — альбит-олигоклазом ( $An-1-22\%$ ) и реликтовым андезином ( $An-33-38\%$ ).

Моноклинный пироксен представлен ферросалитом или генденбергитом ( $Wo_{40-45}Fs_{38-54}En_{1-19}$ ,  $f-60-95\%$ , содержание эггириновой составляющей 2,5—8 %). Железистость и количество натрия в нем увеличиваются от слабо измененных пород к интенсивно калишпатизированным.

Для бескварцевых мангеритовых пород характерен оливин (содержание 10—15 %), резко ксеноморфный по отношению к пироксену. В слабо измененных породах он представлен гортнолитом ( $Fa-62-64\%$ ), в мангеритах — феррогортнолитом и фаялитом ( $Fa-80-95\%$ ).

Гиперстен почти нацело изменен ( $f-55-70\%$ ).

Роговая обманка ( $f-40-50\%$ ) и биотит ( $f-30-50\%$ ) широко распространены в гранитоидах Чогарской и Олекмо-Каларской зон и часто замещают пироксены и оливин.

Типичным и широко распространенным минералом мангеритовых пород является циркон. В меланократовых мангеритах его содержание 0,6—1 %. В мангеритах выделены две разновидности цирконов: густоокрашенные — фиолетовые короткопризматические кристаллы цирконового типа с удлиненностью 2,3—2,8 и светлоокрашенные — бледно-желтые кристаллы гиаинтового типа с удлиненностью 2—10. Цирконы первой разновидности характеризуются низким отношением  $Zr/Hf$  (32—42), для цирконов второй разновидности оно выше (43—60). В меланократовых разновидностях мангеритов резко преобладают слабоокрашенные длиннопризматические цирконы второго типа, в мезократовых и лейкократовых мангеритах — густоокрашенные короткопризматические первого типа. Густоокрашенные, богатые гафнием цирконы первого типа являются более поздними по времени образования по сравнению с длиннопризматическими, бедными гафнием цирконами.

Апатит также очень характерен для мангеритовых пород, где его содержание достигает 3—5 %. Зерна апатита часто приурочены к антипертитовым вроскам в плагиоклазах, что, по-видимому, свидетельствует об образовании его при замещении плагиоклаза калиевым полевым шпатом и фиксации освобождающегося кальция в апатите. Апатиты представлены цериевыми фторапатитами, причем содержание редких земель в них увеличивается от мало измененных разновидностей пород к измененным — лейкократовым и мезократовым мангеритам.

Рудные минералы — ильменит и титаномагнетит присутствуют примерно в равных количествах, причем в рудных мангеритах их содержание составляет 5—20 %.

Химический состав мангерит-гранитовых пород характеризуется значительными колебаниями породообразующих окислов (таблица). По минералогическому составу породы образуют ряд — от слабо калишпатизированных или окварцованных разновидностей до анхимономинеральных полевошпатитов или кислых лейкократовых гранитов и аляскитов. Для всех пород характерны высокие общая железистость (75—95 %) и сумма щелочей (7—11 %). Мангеритовые породы Джугджурского массива от марагайских гранитоидов бассейна р. Калар отличаются меньшей насыщенностью кремнеземом, большими щелочностью и железистостью.

Проведенные исследования показали, что мангерит-гранитовые породы, ассоциирующие с анортозитами Алдано-Станового щита, образовались при метасоматическом замещении различных пород анортозитового комплекса, пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и габброидов. Состав возникающих пород зависит от состава субстрата и степени его метасоматического преобразования. При метасоматическом замещении собственно анортозитов образуются породы, отвечающие по составу лейкократовым мангеритам. При этом отмечается значительный привнос K, Si, в меньшей степени Na и вынос больших количеств Ca и Al, а также  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ , Mg, Ti. В процессе образования мангеритов при замещении габброидов и пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев наблюдается привнос значительных количеств Si, K, Na, Al и вынос Ca,  $Fe^{2+}$ , Mg, Ti. По химизму рассмотренный процесс сходен с процессом гранитизации. Близкий характер химического преобразования анортозитов и габброидов наблюдался при образовании гранитоидов Марагайского массива и в процессе чарнокитизации и гранитизации анортозитов Олекмо-Каларского массива [4].

Сравнение малых и редких элементов мангерит-гранитовых пород, пород анортозитового комплекса и кристаллических сланцев показывает, что мангерит-гранитовые породы отличаются от исходных значительно большими содержаниями Zr, P, Ba, Y, Yb и меньшими — Cr, Ni, Co, Sr, V, Sn. По сравнению с кларками элементов в группе средних пород [1], мангерит-гра-

Окислы	1		2		3	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
SiO <sub>2</sub>	59,70	2,09	56,72	3,78	51,24	2,73
TiO <sub>2</sub>	0,54	0,42	1,06	0,54	1,60	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,33	1,23	16,78	2,56	13,60	1,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	0,98	2,79	1,26	4,32	2,77
FeO	1,71	1,15	6,98	4,48	12,52	1,23
MnO	0,25	0,26	0,22	0,10	0,75	1,20
MgO	2,38	3,14	0,82	0,43	0,91	0,65
CaO	1,57	1,58	4,30	1,15	6,64	0,93
Na <sub>2</sub> O	5,04	0,32	4,67	1,66	3,15	0,48
K <sub>2</sub> O	5,14	0,66	4,68	1,95	3,66	0,90
П. п. п.	0,69	0,69	0,57	0,37	0,96	0,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,25	0,09	0,33	0,13	0,34	0,20
<i>n</i>	3		11		11	

1 — лейкократовые мангериты, 2 — мезократовые мангериты, 3 — меланократовые мангериты, 4 — гранитоиды Марагайского массива, 5 — гранитоиды бассейна р. Калар; стандартное отклонение, *n* — число анализов.

6 — рудные мангериты, 7 — рудные ультрамафиты.  $\bar{x}$  — среднее содержание окисла, S —

нитовые породы Джугджурского массива характеризуются повышенными содержаниями Zr (12—15 кларков), Y (1,5—2 кларка), Cu и Ga (1,5 кларка), Zn (2—3 кларка), Sc (6—15 кларков), Ba (4—6 кларков) и для группы рудных мангеритов — Ti и P. С мангерит-гранитовыми породами, ассоциирующими с анортозитами, связано редкометалльное (гафний-циркониевое), редкоземельное и фосфор-титановое оруденение. Редкометалльное и редкоземельное оруденение выявлено нами (совместно с В. Н. Мошкиным) на ряде участков в юго-западной части Джугджурского массива. Наиболее перспективными на это оруденение являются меланократовые и рудные ильменит- и титаномангнетитсодержащие мангериты, образующие тела или метасоматические залежи мощностью 0,5—1,5 км и протяженностью 1,5—4 км среди мезократовых мангеритов (см. рисунок), характеризующихся также повышенными содержаниями этих элементов. Основным рудным минералом, несущим гафниевое, циркониевое и редкоземельное (La, Y) оруденение, является циркон, количество которого в отдельных пробах достигает 10—12 кг в 1 т породы. Содержание ZrO<sub>2</sub> в цирконах — 65—67%, HfO<sub>2</sub> — 1—1,8%. Специфические минералы, содержащие основную массу редкоземельных элементов, не обнаружены, часть их — La (до 0,23%) и Ce (0,2—0,78%) присутствует в апатитах. Среди мангеритовых пород (бассейн р. Сорога) наблюдались жильобразные тела полевошпатовых метасоматитов (пегматоидов), обогащенных цирконом, монацитом, ортитом, фергусонитом. Кроме редкометалльного и редкоземельного оруденения, в пределах участков развития мангерит-гранитовых пород выявлены линзо-

	4		5		6		7	
	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S	$\bar{x}$	S
	65,65	5,90	61,05	7,69	44,48	3,98	35,12	4,22
	0,69	0,42	0,97	0,60	2,49	1,43	5,24	1,48
	15,35	2,40	14,89	1,85	12,90	4,70	5,38	4,27
	2,24	0,75	5,53	2,44	6,14	4,53	9,74	4,46
	2,85	1,37	5,53	—	14,66	4,91	16,80	4,16
	0,11	0,06	0,14	0,06	0,30	0,14	0,55	0,11
	1,31	0,62	0,77	0,57	2,24	1,59	4,09	2,66
	3,01	1,01	3,62	1,79	9,18	1,20	8,12	2,87
	4,15	1,39	4,47	1,03	2,90	0,99	1,29	1,13
	3,47	1,79	3,71	1,52	1,43	0,63	0,51	0,42
	—	—	—	—	2,03	0,68	1,92	0,96
	—	—	—	—	1,03	0,75	1,41	0,75
<i>n</i>	7		10		6		7	

мангериты, 4 — гранитоиды Марагайского массива, 5 — гранитоиды бассейна р. Калар; стандартное отклонение, *n* — число анализов.

образные тела мощностью 10—15 м апатит-ильменит-титаномангнетитовых ультрамафитов и мангеритов (рисунок) с содержанием TiO<sub>2</sub> — 5,6—2,8% и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 1,8—1,1%, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,01—0,05% соответственно.

Месторождения и рудопоявления Ti+P(±V)+Fe-руд в связи с анортозит-мангерит-гранитовой ассоциацией распространены довольно широко — в Канаде, США, Норвегии и СССР. Чаще всего они приурочены к анортозитовым массивам (джугджурский, адирондакский и другие комплексы) и значительно реже — к мангерит-гранитовым породам. В последних преобладает согласный пластовый тип P-Ti-оруденения (бассейн рек Сорога и Богидэ, верховья р. Сахарбак).

В геофизических полях участки развития Ti+P(±V)+Fe-оруденения в мангеритах фиксируются резкими положительными магнитными аномалиями ( $\Delta T_a$ ) порядка 1000—4000 гамм. Мангериты, особенно лейкократовые их разновидности, подобно анортозитам и нефелиновым сиенитам могут служить сырьем для получения глинозема. Хотя содержание глинозема в них несколько ниже, чем в анортозитах (до 21—23%), но зато значительно выше содержание щелочей (8—12%) и особенно калия (5—7%).

Генезис P-Ti-оруденения дискуссионен, так же как и генезис мангерит-гранитовых пород и анортозитов. Большинство исследователей считают ассоциацию мангерит-гранитовых пород с анортозитами не случайной, а обусловленной их генетической связью. Одни авторы [10 и др.] полагают, что анортозиты, мангериты и гранитоиды являются комагматами, образовавшимися при кристаллизационной дифференциации единой магмы, дру-

гие [9] объясняют возникновение всей этой серии пород результатом сложной комбинации анатексиса и метасоматоза в глубинных условиях, третьими [3] указывается на существование двух совершенно самостоятельных серий пород, принадлежащих к различным возрастным периодам магматической деятельности.

Проведенное автором изучение мангерит-гранитовых пород, ассоциирующих с анортозитами, позволило установить, что их образование связано с интенсивно проявленными на этих участках процессами кремне-калиевого метасоматоза, обусловленного архейской гранитизацией и наложившегося на различные породы анортозитового комплекса и в меньшей степени на более древние пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы и габброиды. В результате указанных процессов образовалась целая серия неоднородных по составу и структуре пород — от слабо калишпатизированных до интенсивно метасоматически измененных разновидностей, отвечающих по составу мангеритам и гранитоидам. Минералогически это выразилось в метасоматическом развитии калиевого полевого шпата, замещающего плагиоклазы и темноцветные минералы, в общей деанортитизации плагиоклазов, в значительном увеличении в породах содержания циркона и апатита, в несколько возрастающей железистости цветных минералов. На метасоматический генезис мангерит-гранитовых пород указывают также отношения ряда рассеянных элементов (K/Rb, Rb/Sr и др.), которые не характерны для пород, образовавшихся в процессе дифференциации, а скорее свидетельствуют об унаследованности ими этих элементов в породах анортозитового комплекса, по которым они образовались. Так, содержание рубидия в лейкократовых мангеритах ниже  $[(18-24) \cdot 10^{-4}]$ , чем в мезократовых и меланократовых  $[(27-38) \cdot 10^{-4}]$ , а отношения K/Rb (1650—1658), наоборот, более высокие (унаследованные от анортозитов), чем в меланократовых разновидностях (1020—1383), образовавшихся по габброидам, которые по сравнению с анортозитами имеют также более низкие отношения K/Rb. Широкий диапазон изменения состава пород этого комплекса — от мангерит-гранитов с пироксенами и оливином до диорит-гранитов с амфиболом и биотитом — и температуры образования — от 800 до 550—570 °C — свидетельствует о формировании их в меняющихся условиях от гранулитовой до амфиболитовой фации.

Наши исследования показали, что породы, образующие единую анортозит-мангерит-гранитовую ассоциацию, характеризуются близкими условиями формирования: образование как тех, так и других происходило в глубоких зонах земной коры при значительном участии процессов глубинного метасоматоза и ультраметаморфизма. Ti+P(±V)+Fe-оруденение сформировалось, по-видимому, в течение различных стадий образования анортозит-мангерит-гранитовых пород: и в стадию образования собственно анортозитов при метасоматической перецентра-

ции рудных компонентов в зоны базификации, и в стадию образования мангеритов в процессе гранитизации, когда также происходила частичная переконцентрация рудных компонентов и привнос фосфора, циркония, редкоземельных элементов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.
2. *Дагелайская И. Н.* Анортозиты Дальнего Востока СССР. Л., 1975, с. 1—32.
3. *Ленников А. М.* Автономные анортозиты в эволюции докембрийского магматизма. Владивосток, 1985, с. 1—48.
4. *Лутц Б. Г., Баженова Г. Н.* Анортозит-мангеритовые серии докембрия Анабарского и Алданского щитов.— В кн.: *Магматизм докембрия*. М., Наука, 1974.
5. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н.* Анортозитовая формация.— В кн.: *Магматические формации СССР*. Т. 1. Л., Недра, 1979, с. 218—228.
6. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Вишневский А. Н.* Анортозит-мангерит-гранитовая ассоциация фундамента Сибирской платформы и вопросы ее генезиса.— В кн.: *Вопросы корреляции магматических и метаморфических комплексов Восточной Сибири*. Л., 1977, с. 55—62 (*Труды ВСЕГЕИ*, нов. сер., т. 265).
7. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Ларин А. М.* Анортозит-гранитовые парагенезы формаций докембрия континентов и их рудоносность.— В кн.: *Петрология литосферы и рудоносность*. Л., 1981, с. 10—12.
8. *Панских Е. А., Суханов М. К.* Геологическое строение, петрология и рудоносность анортозитовых массивов Дальнего Востока СССР.— В кн.: *Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород*. М., 1982, с. 138—158.
9. *Berrange J. O.* Some critical differences between orogenic plutonic and gravity stratified anorthosites.— *Geol. Rundschau*, 1966, 55, N 3, p. 617—642.
10. *Philpotts A. R.* Origin of the anorthosite-mangerite rocks in southern Quebec.— *J. Petrol.*, Oxford, 1966, vol. 7, N 1.

УДК (552.321.6+552.323.6) : 551.71/.72(470.5)

*Л. И. Лукьянова, А. В. Бельский*

#### ОСОБЕННОСТИ РИФЕЙСКО-ВЕНДСКОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА УРАЛА

В настоящее время существуют и развиваются две теории, которые лежат в основе анализа истории геологического развития Урала — геосинклинальная теория, базирующаяся на принципе цикличности и многостадийности геосинклинального процесса от раннего протерозоя до позднего палеозоя, и теория, опирающаяся на представления новой глобальной тектоники. По мнению сторонников последней, на Урале в докембрийское время не было геосинклинали, о чем свидетельствует, наряду с прочими фактами, наличие платформенного магматизма. Сущест-

вуют и иные, промежуточные точки зрения, где развиваются представления о наличии на Урале океанической коры и в докембри.

Ультрамафитовые образования докембрийского возраста на Урале не рассматривались с позиций их эволюции во времени во всей своей совокупности, так как при изучении таких образований возникает целый ряд трудностей, связанных главным образом с их метаморфизмом, проявленным на регрессивных и прогрессивных этапах. В основном они представляют собой серпентиниты или серпентин-хлоритовые породы, лишь изредка сохранившие реликты первичных структур. Изучение этих пород должно быть комплексным, петрографо-минералогическим, с реконструкцией структур, учетом особенностей состава реликтовых пороодообразующих минералов и геохимических особенностей отдельных акцессорных минералов и пород в целом. Отсутствие таких данных приводит к ложным представлениям о формационной принадлежности ультрабазитов и, следовательно, к неверной интерпретации истории развития региона. Наиболее важными и спорными, на наш взгляд, являются вопросы возраста и формационной принадлежности рифейских ультрабазитов.

Рифейско-вендские ультрабазиты Урала очень разнообразны и представлены реститогенными и магматическими породами двух формационных групп. Первую составляют высокомагнезиальные мантийные реститы дунит-гарцбургитовой формации, относящиеся обычно к офиолитовой ассоциации, вторую — ультраосновные магматиты средне- и низкомагнезиального состава в эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фациях, в том числе кумуляты. Вторая группа представлена породами, входящими в ряд формаций: стратиформных базальтоидных гипербазитов, трапповую, пикрит-трахибазальтовую, пикрит-щелочно-габброидную, кимберлитовую. Эти формации характерны для тектонических режимов (посторогенный, авлакогенный, рифтогенный) этапа стабилизации региона, имеющего жесткий кристаллический фундамент.

Наиболее ранние из рифейских ультрабазитов известны в гнейсово-мигматитовых комплексах Восточно-Уральского поднятия, в зоне Уралтау и в других местах. По данным работы [4], для них характерна ассоциация с глубоко метаморфизованными членами офиолитовой ассоциации — амфиболитизированными, эклогитизированными габброидами и диабазами, а также кварцитами. Часто они полностью перекристаллизованы в оливин-энстатитовые, оливин-тальковые, тальк-антофиллитовые и оливин-антигоритовые породы. Эти породы изучались Г. А. Кейльманом, А. С. Варлаковым, А. И. Белковским, В. И. Петровым, А. А. Алексеевым, В. И. Ленных и другими геологами в Сысертско-Ильменогорском, Уфалейском антиклинориях и в зоне Уралтау.

Большинство мелких линзобразных и часть крупных массивов сложены антигоритовыми серпентинитами, состоящими из антигорита с примесью магнетита, хромшпинелидов, карбоната, талька, биотита, хлорита. Они характеризуются нормальной железистостью и по своим петрохимическим особенностям (низкие титанистость, железистость, щелочность) не отличаются от аналогичных палеозойских пород дунит-гарцбургитовой формации (таблица). В зоне Уралтау антигоритовые серпентиниты участвуют в строении меланжа, содержат включения метародингитов, метагорнблендитов и др.

Несмотря на такие особенности характеризуемых ультрабазитов, как ассоциации с кварцитами и метагабброидами, петрохимический состав, на основании которых их относят к офиолитовой ассоциации, существуют данные, не позволяющие считать эту трактовку единственно возможной. Так, в антиклинории Уралтау форстерит-энстатитовые породы пространственно связаны с рутиловыми эклогитами с высокой железистостью, признаками расслоенности и высоким содержанием щелочей и фосфора [1], что характерно для расслоенных интрузий платформенного типа.

Совмещение двух различных типов ультрабазитов наблюдается и в уфалейском комплексе, в его сланцевом обрамлении. Здесь, наряду с оливин-энстатитовыми регенерированными породами и антигоритовыми серпентинитами в ассоциации с высококальциевыми эклогитами, известны клинопироксениты и пироповые клинопироксениты, имеющие сходство с пироксенитами из ксенолитов в кимберлитах, т. е. не являющиеся реститами или низкотемпературными метасоматитами [3]. Кроме того, в ряде случаев антигоритовые гарцбургиты, находясь в непосредственных контактах с апогабброидными эклогитами, не несут следов метаморфизма высоких ступеней, а кварциты, которые относят к метаморфизованным кремнистым осадкам, содержат гранат и, возможно, являются диафоритами по эклогитам.

В ряде работ в качестве рифейских альпинотипных гипербазитов рассматриваются оливиниты и перидотиты массива Марун-Кеу. Ультрамафиты Слюдяной Горки детально изучены Н. Г. Удовкиной [6]; они сопоставлялись ею с расслоенными базальтоидными ультрамафитами, о чем свидетельствуют составы как минералов, так и пород. Оливиниты, плагиооливиниты, плагиоперидотиты в различной степени эклогитизированы, имеют постепенные переходы к эклогитам через гранатовые перидотиты и друзит-эклогиты. Для перидотитов характерны наличие пойкилитовых, а не гранобластовых структур, повышенные железистость оливина (16—18%), железистость и титанистость породы. В них, кроме хромшпинелида, присутствуют ильменит и сфен, они пространственно тесно связаны с рутиловыми апогаббровыми эклогитами. Есть признаки регенерации перидотитов с новообразованным оливином, выражающейся в присутст-

## Химические составы рифейско-

Породы, комплексы	Возраст	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
<b>Серпентиниты:</b>							
сысертско-ильмено-горский	R <sub>2</sub>	37,33	0,02	1,07	2,89	4,23	0,10
		43,18	0,01	1,97	2,57	3,72	0,05
максютковский	R <sub>2</sub>	41,98	0,04	1,23	4,83	1,92	0,07
вишерский	R <sub>3</sub> -V	38,27	0,07	2,15	6,78	3,06	0,16
сарановский	V	37,34	0,10	2,56	9,34	3,34	0,20
		35,69	0,16	3,23	7,70	3,19	0,10
		37,41	0,24	3,82	6,96	2,39	0,16
<b>Перекристаллизованные ультрабазиты:</b>							
максютковский	R <sub>2</sub>	40,72	0,08	1,54	2,21	5,43	0,05
<b>Энстатитовая порода:</b>							
максютковский	R <sub>2</sub>	54,81	0,08	1,96	0,83	5,69	Сл.
<b>Перидотиты:</b>							
марун-кеуский	R <sub>2</sub>	41,58	0,26	5,48	1,35	9,50	0,15
харбейский	R <sub>2-3</sub>	43,86	0,54	6,57	2,35	9,04	0,24
вишерский	V	46,50	0,14	3,22	2,60	3,02	0,15
<b>Пироксениты:</b>							
уфалейский	R <sub>2</sub>	46,30	0,63	8,08	0,73	13,2	0,22
вишерский	V	48,30	0,16	3,84	2,82	3,54	0,10
		49,81	0,18	1,93	2,17	5,41	0,08
сарановский	V	48,07	0,08	1,59	2,94	2,85	0,02
<b>Пикриты:</b>							
куватальский	R <sub>2</sub>	47,03	2,03	6,23	4,51	10,34	0,19
лысогорский	R <sub>3</sub> -V	45,58	1,74	9,17	2,94	11,64	0,18
антипинский	R <sub>3</sub> -Є	38,63	0,66	5,51	7,04	8,53	0,08
патовский	R <sub>3</sub> -Є	38,92	0,65	7,87	4,39	8,62	0,29
кусьинский	R <sub>3</sub> -Є	38,04	0,69	5,56	6,11	6,79	0,19
благодатский	V	28,55	2,00	6,64	5,50	3,37	0,20
<b>Кимберлиты:</b>							
хартесский	V-Є	36,76	0,45	7,79	7,57	3,91	0,15
		39,65	0,18	4,52	5,67	2,79	0,17

вии в зонах развития петельчатого lizardита I генерации мелких кристаллов магнетита, проходящих стадию, для которой характерна его собирательная перекристаллизация. Еще А. Н. Заварицким было установлено, что при ранней серпентинизации магнетит не выделяется, а его присутствие в свежих кристаллах оливина, слегка затронутых lizardитизацией, может быть лишь следствием его перекристаллизации в условиях

## вендских ультрабазитов Урала

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П. п. п.	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO	CoO
35,68	1,16	0,06	0,02	0,02	16,93	0,65	0,03	0,22	0,01
36,30	0,20	0,24	0,20	0,05	11,12	0,36	0,03	0,20	0,01
38,14	0,30	—	—	—	11,52	—	—	—	—
36,11	0,79	0,08	0,07	Сл.	11,65	0,65	0,02	0,15	0,01
34,45	1,60	0,02	0,02	—	8,75	—	—	—	—
34,30	1,11	0,02	0,07	0,01	12,55	1,01	—	0,20	—
33,54	2,39	0,03	0,02	0,21	11,48	0,79	—	—	—
43,74	Сл.	0,10	0,14	0,04	5,46	—	—	—	—
35,26	—	Сл.	Сл.	0,02	1,22	—	—	—	—
34,13	3,67	0,59	0,08	—	3,28	0,39	0,01	0,09	0,012
19,47	10,24	0,45	0,08	0,05	6,47	0,16	0,02	0,05	0,015
23,52	16,04	0,05	0,60	—	4,48	—	—	—	—
11,8	15,4	0,48	0,14	0,74	1,53	0,04	0,05	0,06	0,01
19,89	18,26	0,10	0,03	—	2,86	—	—	—	—
19,08	17,33	0,12	0,11	0,04	3,07	0,33	0,02	0,02	0,004
23,63	15,85	0,05	—	—	4,65	0,32	0,02	0,05	—
19,43	7,77	1,54	0,63	0,24	—	—	—	—	—
21,44	6,79	0,25	0,13	0,14	—	—	—	—	—
25,90	3,20	0,26	0,08	0,05	9,29	0,06	—	—	—
25,95	2,91	0,08	0,54	0,15	9,62	—	—	—	—
24,66	3,36	0,24	0,69	0,08	11,10	0,08	—	—	—
15,88	14,00	0,21	0,62	0,31	11,90	—	—	—	—
22,76	4,95	0,48	3,97	0,27	7,46	—	—	—	—
32,62	1,62	0,19	1,46	0,12	10,70	—	—	—	—

минимума амфиболитовой фации метаморфизма ( $T=800$  °С,  $p=15$  кбар). Если учесть, что железистость перекристаллизованного оливина равна 20, то естественно, что с учетом выделившегося магнетита первичный оливин был еще более железистым. Таким образом, все вышеперечисленные факты не позволяют согласиться с отнесением ультраосновных пород и ассоциирующих с ними габброидов марун-кеуского комплекса к альпино-

типной формации и, следовательно, к офиолитам. При изучении перидотитов, залегающих в няровейской свите среднерифейского возраста, которая по своим особенностям относится к платформенным (рифтогенным) или постороженным образованиям, нами установлено, что эти ультраосновные породы по петрохимическим особенностям отличаются от альпинотипных (таблица).

Все эти факты заставляют усомниться в достаточной обоснованности отнесения к офиолитам ультраосновных пород глубоко метаморфизованных эклогит-гнейсовых и эклогит-сланцевых комплексов, а других проявлений ультрабазитов в рифее неизвестно.

В Тараташском и Ямантауском антиклинориях широко распространены изученные А. А. Алексеевым пикритовые, диабаз-пикритовые и пироксенитовые комплексы, датировка которых по геологическим и радиологическим методам позволила ему выделить нижне- и среднерифейские образования [2]. Среди них известны как недифференцированные тела пикритов и пироксенитов, так и расслоенные тела от пикритов до диабазов с кумулятивными структурами. Породы, кроме оливина, содержат орто- и клинопироксен, бурую роговую обманку, биотит. Характерны высокие железистость, титанистость и щелочность пород. Петрохимические особенности и признаки внутрикаменной дифференциации свидетельствуют о принадлежности рассматриваемых гипербазитов к базальтоидному генетическому ряду, они могут быть сопоставлены с аналогичными породами трапповой формации древних платформ.

Рифейско-вендский возраст имеют комплексы стратиформных базальтоидных гипербазитов — вишерский, сарановский на Северном и Среднем Урале. Породы комплексов представлены алогарцбургитовыми, аподунитовыми и апопироксенитовыми серпентинитами и пироксенизированными серпентинитами [5]. Формирование тел ультрабазитов происходило на небольших глубинах, в отдельных телах сохраняется реликтовая пойкилитовая структура. Ультрабазиты отличаются от альпинотипных гипербазитов Урала и Сибири повышенными общей железистостью и титанистостью. Они близки по составу к одноименным породам дунит-клинопироксенит-габбровой формации, но отличаются от них отсутствием габброидов, территориально и генетически с ними связанных, что исключает возможность их метасоматической природы.

По всему Уралу в рифейских и вендских осадочных толщах протягивается пояс гипербазитовых тел малой мощности (от 10 до 300 м), которые относятся к пикритам и рассматривают как субвулканические члены вулканических формаций. Эти пространственно разобщенные объекты («пикриты») обнаруживают разительное сходство между собой по всем ведущим признакам и очень схожи с ультрамафитами верлит-габбровой формации. Реставрация составов плагиооливинитов, подтвержденная на-

ходками реликтов плагиоклаза в шлифах, показала, что, видимо, большинство метапикритов западного склона Урала являются полнокристаллическими породами, в ряде случаев они пространственно совмещены со стратиформными базальтоидными ультрабазитами. Для них подтверждаются доказательства нормального первичного магматического становления: коматититоподобные эндоконтактные зоны закладки, ярко выраженные пойкилитовые кумулятивные структуры при постоянном трехкомпонентном минеральном составе пород (оливиновый кумулус+плагиоклаз-пироксенитовый интеркумулус). Типична слоистость гипербазитовых тел с образованием единого петрогенетического ряда пород оливин-троктолитового состава. Постоянно присутствует зональный титан- и хромсодержащий диопсид-авгит (15—25%), характерны керсутит и биотит в переменных количествах, плагиоклаз редок, чаще замещен по схеме плагиоклаз→цоизит→хлорит. Эти комплексы являются высокотемпературными гипабиссальными образованиями глубинных очагов пикритовой или оливин-базальтовой магмы. Аналогичные комплексы проявлены в ряде регионов СССР в областях тектонической активизации докембрийского фундамента (зоны рифтинга, троговые прогибы и т. д.), для них характерно сульфидно-никелевое оруденение (Печенга, Норильск и т. п.). В породах кусьинского комплекса установлены минералы высокобарического парагенезиса: пироп, пикроильменит, хромшпинелид, алмаз. По-видимому, ряд признаков — совмещение диопсидового и авгитового рядов, наличие различных групп гранатов с преобладанием пиропового, гроссулярового или альмандинового компонента, состав пикроильменита и другие особенности, а также наличие алмазов — позволяет сопоставлять эти породы с гранатовыми клинопироксенитами массива Бени-Бушера.

Эффузивными аналогами гипабиссальных ультрабазитов, видимо, являются вулканыты благодатского комплекса, расположенного в западной части Кваркушского антиклинория на Северном Урале, и его аналога на Приполярном Урале — седьюского комплекса. Лавобрекчии, туфобрекчии и туфы пикритов, лимбургитов в тесном переслаивании с трахибазальтами и карбонатитами приурочены к керносской свите верхнего венда. Для пород комплекса характерна высокая степень их флюидизированности, что вызывало глубинное вскипание магмы и эксплозии. Такие петрохимические особенности, как повышенные титанистость и железистость, калиевый характер щелочности, уменьшение отношения  $K/Rb$ , отличают эти ультраосновные базальтоиды от более ранних вулканических образований Урала. В составе обломков ультраосновных брекчий установлены ксенолиты предположительно мантийного уровня (шпинелевые перидотиты, оливиниты, пироксениты) и ксенокристы хромдиоксида, пикроильменита, пироба, циркона, близкого по свойствам к кимберлитовым цирконам, обнаружены обломки кристаллов алмаза. Породы комплекса по совокупности всех признаков наиболее

сходны с верхнедевонскими эффузивами петровской толщи Днепровско-Донецкого авлакогена, вмещающими эруптивные кимберлиты. Ультрабазиты благодатского комплекса являются членом вулканической ассоциации, которая характерна для палеорифтовых континентальных структур щелевого типа и отличается от щелочной оливин-базальтовой формации континентов, в том числе от субплатформенных серий Кузнецкого Алатау, Центрального плато Франции и др., более меланократовым составом, пониженными кремнекислотностью и глиноземистостью, высоким содержанием Ti и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Диатремы и дайки кимберлитовой формации, по-видимому, являются завершающими в рифейско-вендских этапах магматизма и фиксируют длительную стабилизацию региона. Они известны на Тимане, Приполярном Урале, но распространены, видимо, значительно шире, о чем свидетельствуют многочисленные находки высокобарических минералов в терригенно-осадочных толщах. На Приполярном Урале, в Ляпинском антиклинории, среди рифейских осадочно-вулканогенных образований выявлен ряд интрузивных субвулканических тел кимберлитов. Породы имеют порфириковую структуру с микролитовой основной массой. Вкрапленники представлены оливином с fa 9, замещенным серпентином, тальком, карбонатом, ксенокристаллы — оливином, клино- и ортопироксеном, хромитом. В кимберлитах имеются ксенолиты аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов и автолиты кимберлитов.

По химическому составу кимберлиты образуют неоднородную по щелочности группу, но все относятся к ультраосновному низкотитанистому типу. По содержанию и сопоставлению петрогенных, некогерентных и редкоземельных элементов они близки к кимберлитам Русской платформы и ряда других регионов и отличаются от вулканических ультрамафитов.

Изучение минералов кимберлитов показало, что они относятся к двум парагенезисам — ультраосновному и эклогитовому, причем среди них есть ксеногенные минералы, связанные с включениями глубинных пород, и минералы, кристаллизующиеся из кимберлитового расплава. Для последних характерно значительно повышенное содержание Mn в рудных минералах, но низкое — Fe<sup>3+</sup>, что свидетельствует о восстановительном характере среды. Такие минералы, как пикрохромит, содержащий 2 % MnO, и манганоильменит, чрезвычайно редки и известны в лампрофирах, лампроитах, а также кимберлитах Русской платформы и древних кимберлитах Африки.

Таким образом, на основании анализа особенностей ультраосновного магматизма Урала можно предполагать, что уже с раннего рифея в различных районах Урала проявился негеосинклинальный ультраосновной магматизм, и лишь для отдельных зон отмечаются весьма проблематичные альпинотипные ультрамафиты, возрастные датировки для которых отсутствуют. Уль-

траосновной магматизм рассматриваемого периода имеет, как правило, специфический характер и связан с глубинными разломами, возникающими на стадии диасхизиса и континентального рифтинга, а в ряде случаев обусловлен процессами сжатия.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев А. А.* Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М., Наука, 1976. 170 с.
2. *Алексеев А. А.* Разновозрастные пикритовые и диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий). — ДАН СССР, 1979, т. 248, № 4, с. 935—940.
3. *Белковский А. И., Локтина И. Н.* Уфалейская клинопироксенит-эклогит-амфиболит-сланцевая ассоциация. — В кн.: *Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала.* Свердловск, 1979, с. 63—89 (Труды УНЦ АН СССР, вып. 26).
4. *Офиолиты Южного Урала*/В. А. Коротеев, Л. П. Зоненшайн, В. П. Парначев и др. Свердловск, 1985. 80 с. (УНЦ АН СССР).
5. *Старков Н. П.* Рифейско-палеозойские комплексы западного склона Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1980, с. 31—61 (УНЦ АН СССР).
6. *Удовкина Н. Г.* Эклогиты Полярного Урала. М., Наука, 1971. 191 с.

УДК 552.333.7(571.65)

*А. С. Синдеев*

#### ШОШОНИТ-ЛАТИТОВАЯ СЕРИЯ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) — планетарная окраинно-материковая структура, возникшая в результате исключительно интенсивного субаэрального вулканизма в период от поздней юры до палеогена. ОЧВП сложен толщей вулканогенных пород мощностью 2000—3500 м, в нижней части которой преобладают средние—основные вулканы, верхняя же имеет кислый состав и представлена преимущественно игнибридами. Разрез вулканогенного покрова ОЧВП повсеместно венчается толщей субщелочных базальтов мощностью 300—650 м, образующих обширные субгоризонтально залегающие платоподобные поля. Большая часть их приурочена к протяженным глубинным разломам продольной относительно простирания пояса ориентировки. Возраст названных базальтовых образований определяется как сенон—даний. По комплексу петрографических и петрохимических признаков они были классифицированы как субщелочные лейкобазальты и совместно с относительно мало проявленными кислыми дифференциатами выделены в липарит-лейкобазальтовую формацию. Большинство исследователей [2] считают, что излиянию этих базальтов предшествовал перерыв в вулканизме, сопровождавшийся тектонической перестройкой, и выделяют их в формацию посторогенных

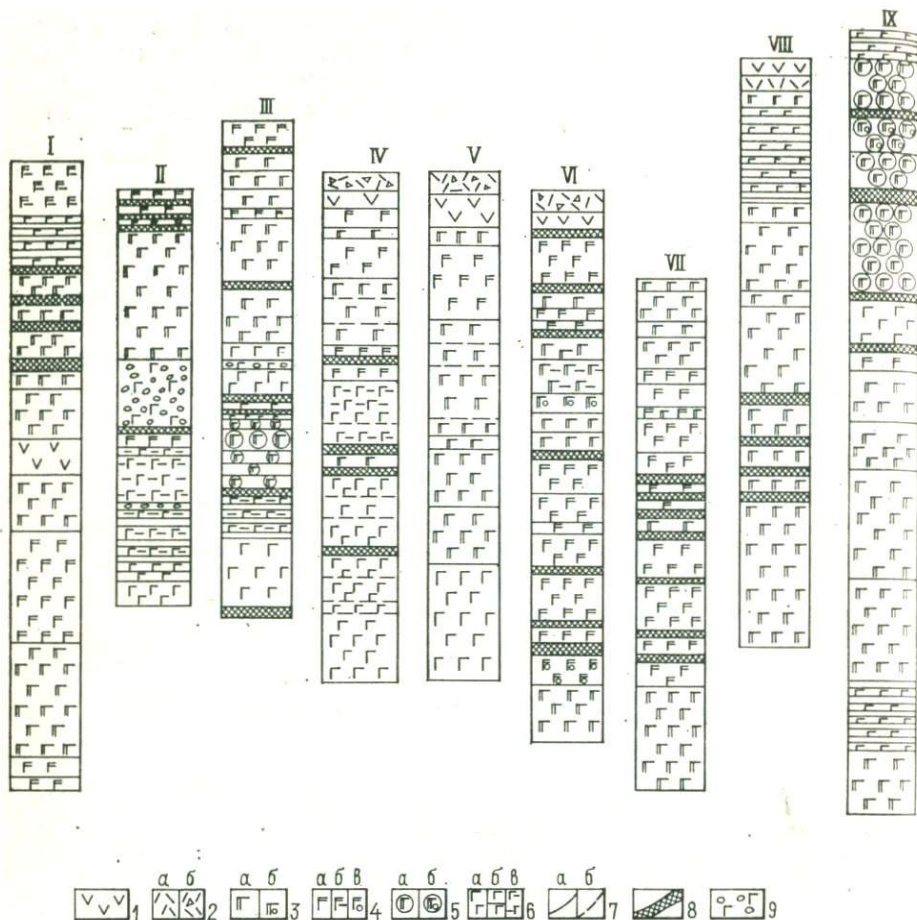


Рис. 1. Разрезы шошонитового покрова Уралского лавового поля.

1 — латиты; 2 — кварцевые латиты (а) и их кластолавы (б); 3 — авгитофировые шошониты: а — массивные, б — флюидалные и тонкоплитчатые, в — пористые и миндалекаменные; 4 — авгитофировые шошониты с шаровой отдельностью: а — массивные, б — миндалекаменные; 5 — афировые шошониты: а — массивные, б — плитчатые, в — флюидалные; 6 — границы потоков: а — установленные, б — отшифрованные по аэрофотоснимкам; 7 — шлаки, пористые лавы; 8 — потоки пузыристых и миндалекаменных шошонитов.

платобазальтов. Существует также точка зрения [4], согласно которой возникновение упомянутых субщелочных базальтов связывается с эпохой посторогенного рифтогенного растяжения осевых частей сформированного уже вулканогенного пояса.

Наши исследования, проведенные в юго-западной фланговой зоне ОЧВП, в пределах Ульяновского прогиба, позволили внести коррективы в существующие представления о составе, структурном положении и условиях формирования рассматриваемых образований для данной части вулканогенного пояса. Изучение

химизма базальтоидов, выявившее высокие калиевую щелочность и глиноземистость указанных пород при низких железистости и содержании  $TiO_2$ , дает основание для отнесения их к ранее неизвестной здесь шошонит-латитовой серии. В разрезах шошонитовой толщи (рис. 1), изученных в пределах наиболее крупного (600 км<sup>2</sup>) лавового поля, описанного в литературе как «Уракское плато», нижние две трети сложены преимущественно авгитофировыми разностями, в верхней же части преобладают плагиофировые. Спорадически отмечаются отдельные потоки и целые пачки макроскопически афировых массивных и флюидальных тонкоплитчатых оливнивых шошонитов. В кровле большинства потоков наблюдаются зоны шлаков, пористых и миндалекаменных лав, слагающих иногда даже самостоятельные горизонты мощностью первые метры. Венчают разрез покрова два потока мощностью 15—25 м, нижний из которых сложен латитами, а верхний — кварцевыми латитами. Петрографически шошониты представляют собой порфиоровые породы с интерсертальной, призматически-зернистой или трахитовой структурой основной массы. Текстура обычно флюидальная. Фенокристаллы, составляющие 15—35 % объема породы, в плагиофировой разности представлены практически исключительно лейстами и зональными таблицами лабрадора и битовнита (№ 61—83); в авгитофировых же шошонитах во вкрапленниках, помимо резко преобладающего салита, отмечаются оливин (Fa — 28 %), битовнит и магнетит. Большую часть основной массы описываемых пород составляют лейстовидные микролиты и изометричные зерна K-Na полевого шпата с содержанием  $K_2O$  от 4 до 9 %, что, по-видимому, обуславливает общую высокую калиевую щелочность пород. Помимо K-Na полевого шпата, в основной массе шошонитов отмечаются авгит, лабрадор, рудный минерал и небольшое количество вулканического стекла. Рудный минерал (8—12 %) не совсем обычен. Это титаномагнетит с относительно высокими (2—7 %) содержаниями  $MgO$  и  $Al_2O_3$ .

Латиты, имеющие микролитовую и гиалопилитовую структуру основной массы, содержат в виде порфиоровых вкрапленников биотит, керсутит, андезин и авгит. Кварцевые латиты макроскопически отчетливо флюидальны. Основу их составляет свежее яркоокрашенное кислое вулканическое стекло, обтекающее фенокристаллы биотита, олигоклаз-андезина и авгита. Порода изобилует угловатыми обломками шошонитов разного размера.

Особенностью химического состава рассматриваемых пород является высокое содержание в них  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  и низкое —  $TiO_2$ ,  $MgO$ , Fe (табл. 1). Отношение  $K_2O/Na_2O$  у пород серии близко к единице и возрастает от основных членов к более кислым. Характерна значительная окисленность Fe, также увеличивающаяся по мере роста кремнекислотности, и довольно высокое содержание летучих. Так, например, F и Cl шошониты обогащены в 3—4 раза по сравнению с кларком для основных пород

Химический состав пород шошонит-

Порода	Количество образцов	С о д е р ж а					
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Шошонит авгитофировый	48	49,69	0,85	17,81	6,40	3,46	0,16
Шошонит плагиофировый	17	50,52	0,78	20,01	6,29	2,51	0,16
Латит	4	54,83	0,80	19,49	5,45	1,08	0,15
Латит кварцевый	8	59,91	0,60	18,80	4,23	0,71	0,13

Содержания малых элементов в породах шошонит-латитовой

Показатель	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Yb	Sr
Содержание, г/т	3,0	333,8	42,5	27,5	37,4	307,7	68,8	20,3	1,2	900,9
Кларк концентрации	-8	-1,5	-4,7	-1,7	-9	+3	-2	+1,1	-1,7	+2,1

[1]. При соотношении содержаний малых элементов с кларками для основных пород (табл. 2) обращает на себя внимание заметное обеднение пород серии элементами группы железа, Sc, Li, Y и обогащение некоторыми элементами, некогерентными для основных лав, — Cu, Sn, Pb, U, B.

Вышеперечисленные особенности химизма шошонитов резко отличают их от пород щелочно-известковой серии и субщелочных оливиновых базальтов, широко распространенных в пределах ОЧВП.

Расшифровка положения шошонитовых полей в общей структуре региона проводилась с использованием разномасштабных космических снимков. Структурное дешифрирование, а также анализ тектонически обусловленных форм рельефа бассейнов рек Уля, Урак и Мая позволили выявить две кольцевые мегаструктуры. Первая из них, Ульинская, охватывает большую часть Ульинского прогиба, частично Южно-Верхоянский синклиний и Юдомо-Майский прогиб. Южная часть рассматриваемой мегаструктуры представляет собой, по-видимому, чашеобразную компенсационную впадину, заполненную вулканитами ОЧВП. Вторая, Кухтуйская, мегаструктура является фрагментом куполовидного поднятия. В ее ядерной части, срезанной западным бортом Охото-Кухтуйской депрессии, обнажаются мас-

латитовой серии Уракского лавового поля

н и с, в е с. %						K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	$\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+}+Fe^{3+}}$
MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П. п. п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		
5,15	8,40	3,06	3,06	2,32	0,54	1,0	0,38
3,91	7,55	3,28	3,16	2,27	0,64	0,96	0,31
2,12	4,64	3,73	4,38	2,25	0,71	1,17	0,18
1,66	3,28	3,96	4,90	1,80	0,39	1,24	0,16

Таблица 2

серии Уракского лавового поля

Y	Zr	Mo	Sn	Ba	Pb	Th	U	Li	Rb	B	Cl	F
3,1	65,2	2,4	6,4	513,8	20,4	4,7	2,6	4,2	81,6	22	160	880
-6,4	-1,5	+1,7	+4,3	+1,7	+2,5	+1,6	+5,1	-3,6	+1,8	+4	+3,5	+2,4

сивы меловых гранитоидов, к ней приурочены выходы докембрийских метаморфических пород Юровского блока.

Наряду с кольцевыми структурами по мелкомасштабным космическим снимкам устанавливается система трансрегиональных линейментов, отвечающих зонам долгоживущих разломов глубокого заложения. Наиболее уверенно трассируются Менджельский разлом северо-западного простирания, а также Кетандинский — близмеридионального.

В месте сочленения упомянутых кольцевых мегаструктур, к которому приурочен и узел пересечения трансрегиональных линейментов, на космических снимках достаточно уверенно выделяется вытянутая в восток-северо-восточном направлении Уракская кольцевая структура диаметром около 100 км. Она является отрицательной морфоструктурой, которую можно рассматривать как вулcano-тектоническую депрессию (ВТД), ограниченную по периферии дуговыми разломами, трассируемыми многочисленными экструзивными телами и субвулканическими интрузиями. Происхождение этой компенсационной структуры связано с исключительно интенсивным кислым вулканизмом альб-сеноманского времени. В пределах Уракской ВТД сосредоточена большая часть выходов вулканитов шошонит-латитовой серии, относимых нами к хакаринской свите. Анализ космических сним-

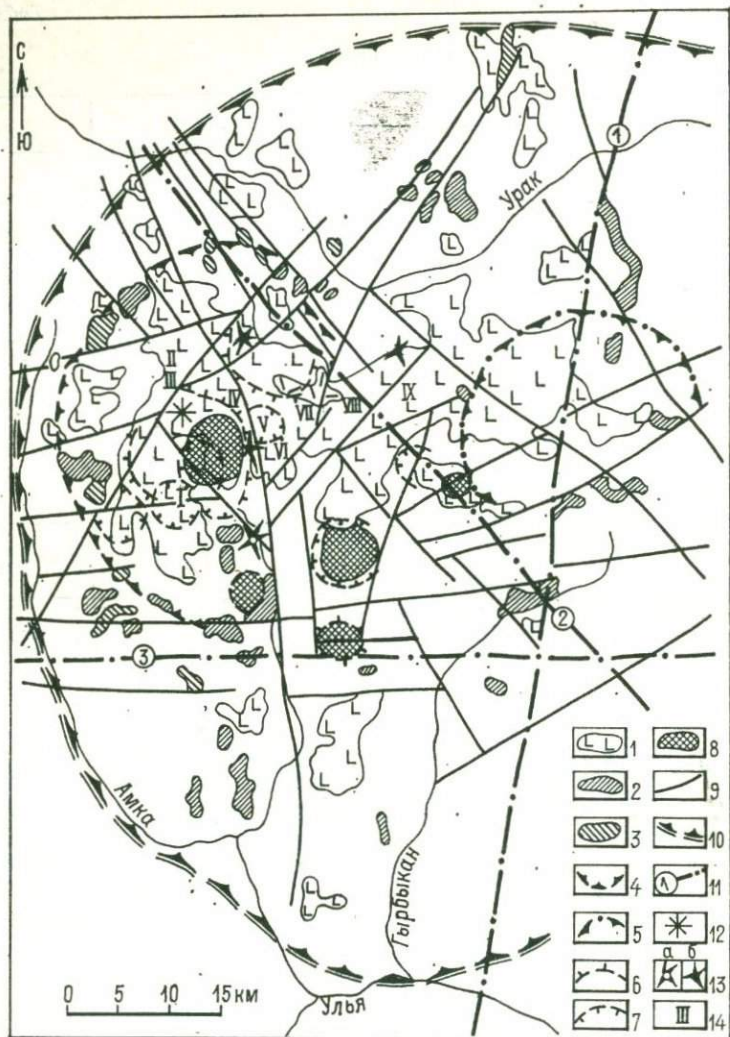


Рис. 2. Структурное положение и основные детали строения Уракского шошонитового поля.

1 — поля развития шошонитов хакаринской свиты; 2, 3 — субвулканические интрузии кислого (2) и среднего (3) состава; 4 — контур Хакаринской вулканотектонической депрессии; 5 — контур предполагаемой структуры; 6, 7 — локальные кольцевые структуры: 6 — положительные, 7 — отрицательные; 8 — участки развития отложений лахаровых, пирокластических потоков, лавоагломератов и жерловых брекчий; 9 — основные разрывные нарушения; 10 — контур Уракской вулканотектонической депрессии; 11 — положение трансрегиональных разломов: 1 — Гырбыканского, 2 — Междельского, 3 — Нижнеюдомского; 12 — положительная гравитационная аномалия, соответствующая подводящему каналу Хакаринского вулкана; 13 — эруптивные центры, продуцировавшие кислые (а) и основные (б) продукты; 14 — номера разрезов на рис. 1.

ков позволил также выделить в пределах поля развития хакаринской свиты, рассматриваемого ранее как единое «Уракское плато», две кольцевые структуры более низкого порядка. Одна из них — мультископная Хакаринская структура — вложена в западную часть Уракской ВТД. Она хорошо выражена в современном рельефе и достаточно уверенно прослеживается на космических снимках. При этом удалось расшифровать и ее внутреннее строение. Так, в междуречье Улья—Урак отмечается большое количество кольцевых структур диаметром от 2—3 до 10—15 км (рис. 2). По своей морфологии они делятся на положительные — типа куполов и конусов и отрицательные — кальдерообразные. Вторая кольцевая морфоструктура диаметром около 30 км, выделяемая по космическим снимкам (правда, не столь отчетливо) в восточной части Уракской ВТД, имеет аналогичное строение. Очевидно, шошониты «единого плато» являются производными по крайней мере двух вулканических центров — крупных шитовых палеовулканов. Один из них располагается в верховьях р. Хакарин, где на водоразделе рек Буралкит—Дялгаран—Хакарин под толщей шошонитов гравиметрической съемкой выявлен обширный изометричный максимум, по-видимому, отвечающий подводящему каналу. Полевыми наблюдениями в пределах лавового поля выявлены две жерловины. Одна из них, вблизи северной кромки в верховьях руч. Дялгаран, правого притока р. Урак, представляет собой овальный в плане неск. плотных олигофировых авгитовых шошонитов размером 1×0,4 км. Вторая жерловина, в верховьях р. Хакарин, заполнена крупноглыбовой эруптивной брекчией. Остроугольные глыбы до 10—15 м в поперечнике сложены агломератовыми кислыми туфами, туффитами, грауваккой, аргиллитами, пузыристыми и миндалекаменными сиренево-бурыми латит-шошонитовыми агломератовыми брекчиями. Все это погружено в неплотную пузыристую и миндалекаменную шошонитовую массу, часто с шаровой отдельностью. «Шары» размером 5—35 см сложены плотными черными авгитофировыми шошонитами. Периферическая часть жерловины выполнена шаровыми миндалекаменными и пузыристыми шошонитами и шошонитовыми лавоагломератами. Эруптивный центр, который, по всей видимости, продуцировал кислые лавы, располагался вблизи юго-западной кромки вулкана, в устье руч. Поднебесного. В плане он имеет изометричную форму. Периферические части его сложены тонкофлюидальными кварцевыми латитами с варьирующими от 20° (вблизи края) до 55° (ближе к центру) углами наклона флюидальности. Центральную часть жерловины слагают грубообломочные и агломератовые эруптивные брекчии с обломками и глыбами кислых, основных лав и реже — пород субстрата.

Анализ приведенного выше материала дает основание предполагать, что шошонитовый вулканизм происходил в два этапа. Для начала его характерно обилие пористых шаровых лав, об-

разований пирокластических и лахаровых потоков, агломератовых и глыбовых туфов основного состава. Они заполнили все неровности палеорельефа, сnivelировав их. Фрагменты этих образований, связанных с начальными этапами шошонитового вулканизма, сохранились в небольших, хорошо дешифрируемых на снимках кальдерах и западинах палеорельефа вблизи кромки лавового поля. Более того, полевыми наблюдениями в ряде отрицательных структур установлено присутствие кальдерных осадков мощностью 50—80 м с лигнитами, изобилующими отпечатками растений позднеэоценового возраста. Во второй этап возник 350—450-метровый покров шошонитов, состоящий из 15—20 отдельных потоков мощностью от 4—5 до 25—30 м с четко выраженными в рельефе краевыми уступами.

Таким образом, время конца раннего—начала позднего мела в юго-западной части ОЧВП характеризовалось осадконакоплением, особенностью которого является чередование в разрезе эффузивных и пирокластических пород с вулканогенными отложениями межгорных впадин и мелких бассейнов. Данные предыдущих исследователей и наши собственные наблюдения показывают, что шошониты хакаринской свиты согласно перекрывают вышеупомянутые образования, отмечены даже факты переслаивания основных и кислых пород в маломощной (десятки метров) зоне подошвы шошонитового покрова. Абсолютные отметки, на которых залегают базальтоиды хакаринской свиты, близки к отметкам окружающих горных хребтов, сложенных кислыми вулканитами конца раннего—начала позднего мела. Это может свидетельствовать в пользу того, что образования хакаринской свиты заполнили уже сформированную к началу их излияния депрессию палеорельефа, дешифрируемую на снимках как Уракская ВТД.

Появление шошонит-латитовой серии пород в описанной выше обстановке нам представляется неслучайным. Верхнехакаринские щитовые вулканы возникли на месте сочленения двух крупных кольцевых мегаструктур, рассеяном пучком пересекающихся глубинных разломов. Использование обобщенных многокомпонентных физико-химических систем при петрогенетических исследованиях [3] позволяет предположить заметно более глубокое, чем для субщелочных базальтов остальных полей, расположение промежуточного магматического очага при  $p_{H_2O} > 20$  кбар, что соответствует глубинам 70—80 км. На мантийное происхождение рассматриваемых базитов указывает и первичное отношение изотопов Sr, колеблющееся от 0,7046 до 0,7051. Как нам кажется, именно с повышенными глубинами генерации шошонитовых магм и связано высокое содержание в них K и  $Al_2O_3$ . Если ориентироваться на отношение изотопов Sr, которое составляет 0,7027—0,7034, то кислые члены серии связаны с мобилизацией базальтами нижних горизонтов новообразованной коры или с процессами контаминации.

Все вышесказанное позволяет сделать вывод, что в пределах Ульяновского прогиба ОЧВП субщелочной базальтовый вулканизм, представленный впервые установленной в составе липарит-лейкобазальтовой формации шошонит-латитовой серией, без перерыва и тектонической перестройки территории продолжает вулканизм предшествующих этапов, не образуя при этом самостоятельных структур, а наследуя уже сформированные. При этом лавы часто продуцируются аппаратами центрального типа и формируют обширные щитовые вулканы. Возникновение и начальные этапы деятельности этих вулканических аппаратов проходят на фоне продолжающегося формирования депрессионных структур (частично в субаквальных условиях), осадки которых содержат продукты дезинтеграции основных лав и пирокластических потоков. Шошонитовый поздне меловой вулканизм является финальным этапом единого и непрерывного тектономагматического процесса в пределах активной окраины Азиатского палеоконтинента.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.— *Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.
2. *Геология СССР*. Т. 30. М., Недра, 1970. Кн. 1, 548 с.; кн. 2, 536 с.
3. *Синдеев А. С., Шарков Е. В.* Условия глубинной дифференциации высокоглиноземистой кварц-толеитовой серии Северного Приохотья (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).— *ДАН СССР*, 1976, т. 229, № 4, с. 967—970.
4. *Филатова Н. И.* Меловой—палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей.— *Геотектоника*, 1979, № 5, с. 21—34.

УДК [552.1 : 53] : 551.263.038

*Д. М. Орлов, Г. Н. Липнер,  
М. П. Орлова, Л. В. Смелова*

#### ПЕТРОХИМИЯ И ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИЗАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Осуществляемый в стране переход к крупномасштабному геологическому картированию ставит перед формационным анализом новые крупные задачи. Они связаны с повышением надежности определения формационной принадлежности магматических образований, с выявлением взаимосвязи процессов петрогенеза и рудообразования, с разработкой действенных критериев рудоносности изучаемых объектов для каждого формационного типа и повышением на этой основе надежности оценки их металлогенического потенциала. Один из путей развития этого направления, имеющий своей целью повышение надежности

формационного анализа как инструмента познания закономерностей проявления ассоциаций горных пород, заключается в использовании количественных признаков формационной принадлежности магматических образований и разработке способов и методов, позволяющих сопоставлять на единой количественной основе большое число объектов, представляющих главные типы магматических формаций. Выбор именно петрохимических данных для создания систематики интрузивных магматических формаций на количественной основе обусловлен тем, что они являются наиболее количественными и «сквозными», т. е. свойственными всем исследуемым объектам любого состава и любой степени общности: горным породам, массивам, комплексам, формационным типам.

При вещественно-структурном подходе к выделению магматических формаций [1—4] главными признаками, определяющими формационную принадлежность магматических образований, будут их внутренние свойства — состав и строение. Расчет среднего состава с использованием петрохимических и геохимических данных известен всем. Для этого используется метод средневзвешенного. Составы, участвующие в сложении массива горных пород, суммируются с учетом их распространенности в исследуемом объекте. Таким образом, средневзвешенный состав содержит в себе и определенные чисто геологические сведения о массиве и соотношениях слагающих его горных пород.

Под строением массива, магматического комплекса и формационного вида обычно понимается овеществленное выражение физико-химической направленности процессов магматической дифференциации, приводящих к закономерной смене количеств и составов горных пород в ходе становления интрузивных тел и их ассоциаций. Следовательно, признак строения является вещественно-временным понятием, включающим сведения о составе пород, их количественных соотношениях и временной последовательности формирования. Такой признак можно рассчитать с помощью метода последовательного вычитания. Для этого из средневзвешенного состава массива последовательно вычитаются составы слагающих его дифференциатов в порядке их формирования от ранних к более поздним и с учетом их распространенности. Полученная таким способом серия составов характеризует тренд магматической дифференциации, свойственный исследуемому массиву, и может быть использована как признак его строения.

Таким образом, с помощью петрохимических данных можно выразить в достаточно компактном виде признаки массивов — их состав и строение, учитывающие главные свойства исследуемых объектов: состав слагающих пород, их количественные соотношения и последовательность формирования в ходе становления интрузий.

Полученные данные систематизированы с помощью факторного анализа — методом главных компонент (МГК). Выбор именно этого метода обусловлен тем, что он в наибольшей степени отвечает поставленной задаче: сопоставить в единой системе координат большое число объектов по многим параметрам. Известные трудности при использовании МГК связаны с расшифровкой содержательной нагрузки диаграмм, с выявлением процесса или процессов, определяющих взаимосвязь значений первичных признаков, входящих в структуру главных компонент.

Применение тренд-анализа в системе координат факторных (компонентных) диаграмм существенно увеличивает извлечение заложенной в них информации и помогает более полно понять содержащуюся в них смысловую нагрузку. Используя возможность МГК как способа систематизации исследуемых объектов и применяя тренд-анализ, можно вернуться к исходным признакам — генерализованным значениям (содержаниям) петрогенных элементов и их вариациям в конкретных объектах и группах объектов. Это также дает возможность оценивать информативность исходных признаков для отдельных групп исследуемых объектов, сопоставлять группы объектов по различным петрохимическим коэффициентам и параметрам, не вводя их в число исходных признаков при факторном анализе.

В соответствии с изложенным были рассчитаны средневзвешенные составы и составы, отражающие тренды дифференциации, для 232 массивов и комплексов. В это число вошли представители 23 формаций — от ультраосновных до ультракислых и от интрузий нормального ряда до щелочных и кимберлитов. Учтено более 30 тысяч первичных силикатных анализов, заимствованных из многочисленных литературных источников.

Результаты систематизации этих данных с помощью МГК в координатах  $F_1$ — $F_2$  приведены на рис. 1. На рис. 2 и 3 помещены накладки к факторной диаграмме по петрогенным и рудным элементам и некоторым их соотношениям. Для построения диаграммы использована номенклатура магматических формаций, приведенная в работе [3]. Фигуративные поля составов интрузий разной формационной принадлежности оконтурены по фигуративным точкам средних составов массивов, представляющих данный формационный тип. Вариационными линиями показан преобладающий тренд магматической дифференциации, присущей каждому формационному типу.

Как видно на рис. 1, фигуративные поля интрузий разной формационной принадлежности закономерно локализованы в координатах  $F_1$ — $F_2$ . В целом систематика интрузивных магматических формаций, полученная на основе использования петрохимических данных, подобна той, которая принята в работе [3]. Магматические образования разделились в соответствии с их принадлежностью к семействам — по степени мафичности и в группам — по степени щелочности. В левой части диаграммы

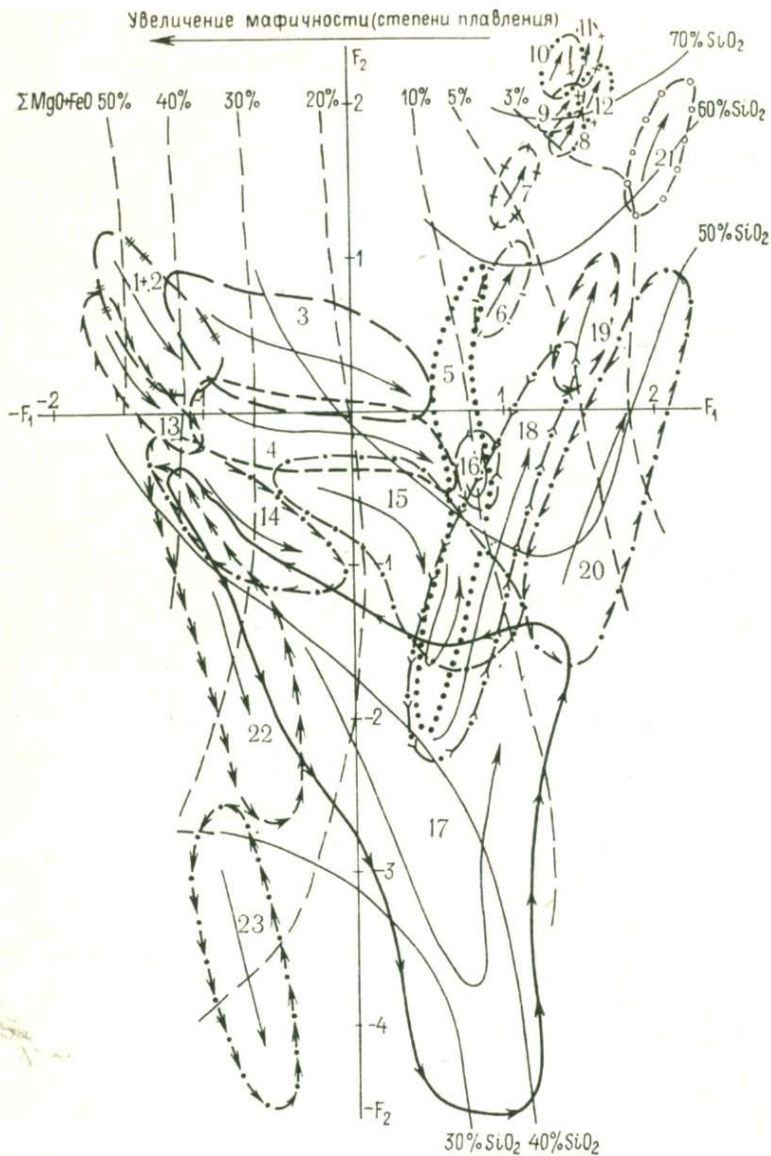


Рис. 1. Систематизационная диаграмма интрузивных магматических формаций в координатах  $F_1$ — $F_2$ . Вес факторов:  $WF_1=39,5\%$ ,  $WF_2=23,7\%$ .

1—23 — поля составов интрузивов разной формационной принадлежности. Формации: 1 — дунит-перидотитовая; 2 — коматинитовая; 3 — перидотит-пироксенит-норитовая; 4 — перидотит-пироксенит-габбровая; 5 — габбро-анортзитовая; 6 — тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовая; 7 — диорит-гранодиоритовая; 8 — гранитов рапакиви; 9 — гранитовая; 10 — лейкогранитовая; 11 — аляскитовая; 12 — щелочных гранитов; 13 — дунит-клинопироксенит-габбровая; 14 — габбро-верлитовая; 15 — базальт-долеритовая; 16 — сиенит-габбровая; 17 — щелочно-

разместились фигуративные поля формаций ультраосновного семейства, в центральной — мафического, в правой — салического. Сверху вниз в виде дугообразных зон локализовались фигуративные поля групп магматических формаций, различающихся по степени щелочности: формации нормальной щелочности (1—12), субщелочные (13—16), щелочные (17—21) и слева внизу — кимберлитовая (22) и карбонатитовая (23).

Анализируя приведенные на рис. 1—3 данные, можно видеть, что главная закономерность, выражающаяся в локализации фигуративных полей различных формаций, ориентировке их контуров и направлении вариационных линий, отражающих тренды магматической дифференциации, проявляется в виде системы дугообразной формы, при которой вариационные линии в левой части диаграммы (рис. 1) наклонены вниз и вправо, а в правой части — вверх и вправо. Эта главная закономерность связана с различными количественными соотношениями и соответственно с различным поведением в ходе магматической дифференциации трех групп элементов: наиболее тугоплавких —  $MgO$  и  $FeO$ , свойственных ультрамафическим расплавам, менее тугоплавких —  $TiO_2$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ , присущих мафическим расплавам, и наиболее легкоплавких — салических элементов, характерных для кислых и салических щелочных магм. В зависимости от количественных соотношений этих групп элементов дифференциация интрузивных магматических образований идет или в боуэновском направлении — с преимущественным обогащением остаточных расплавов салическими элементами, или в феннеровском — с обогащением остаточных расплавов  $Fe$ ,  $Ti$  и  $Ca$ .

Проблема разнообразия составов магматических формаций — это в первую очередь проблема образования главных типов магм, и прежде всего возникновения таких крупных подразделений, какими являются семейства и группы формаций. Подходя с этих позиций к анализу данных, приведенных на рис. 1—3, интересно сопоставить их с петрогенетическими схемами Грина, Рингвуда, Уайли, Йодера, Тилли, О'Хары и других исследователей [5, 6]. Эти схемы основаны на анализе и обобщении экспериментальных исследований по плавлению силикатных систем в различных  $p$ — $T$ -условиях. Сопоставляя их с данными диаграммы, можно видеть, что семейства магматических формаций, выделяемые по степени мафичности ( $MgO+FeO$ , рис. 1), это не что иное, как образования, возникающие при разных степенях плавления вещества земных недр. Соответственно

---

ультраосновная; 18 — щелочно-габброидная; 19 — миаскитовая; 20 — нефелин-сиенитовая; 21 — псевдолейцит-сиенитовая; 22 — кимберлитовая; 23 — карбонатитовая.

Нагрузки факторов:  $F_1 - K_{\phi}$  0,93,  $Na_2O$  0,88,  $Al_2O_3$  0,85,  $K_2O$  0,72,  $SiO_2$  0,63,  $P_2O_5$  0,32,  $TiO_2$  0,32,  $Fe_2O_3$  0,13;  $-F_1 - MgO$  0,93,  $FeO$  0,55,  $MnO$  0,26;  $F_2 - SiO_2$  0,63,  $K_2O$  0,23,  $MgO$  0,18;  $-F_2 - TiO_2$  0,73,  $CaO$  0,71,  $Fe_2O_3$  0,68,  $P_2O_5$  0,63,  $MnO$  0,57,  $FeO$  0,36,  $K_{\phi}$  0,13,  $Al_2O_3$  0,05.

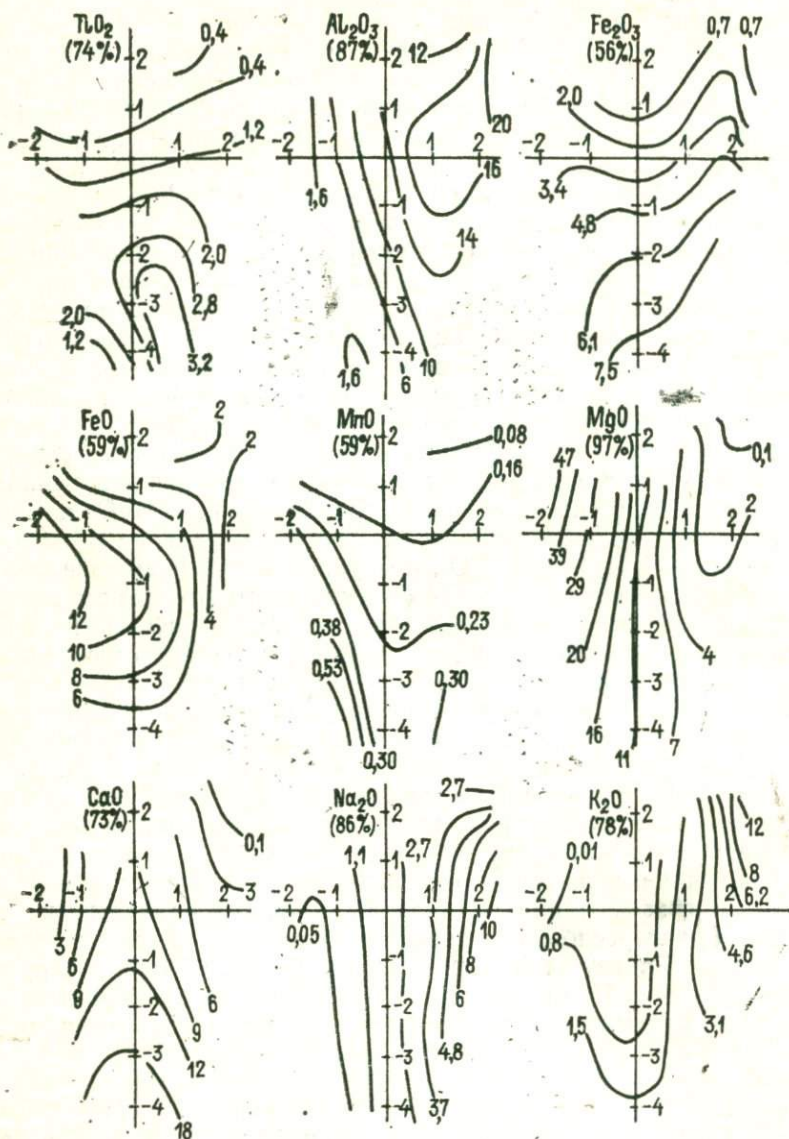


Рис. 2. Поэлементные накладки к систематизационной диаграмме. В скобках под индексами показан процент учтенной изменчивости.

различия в составах групп формаций, выделяемых по степени щелочности, совпадают с различиями, обусловленными генерацией магм в условиях низких, умеренных, высоких и сверхвысоких давлений. Таким образом, причины разнообразия составов магматических формаций, представленных на систематизацион-

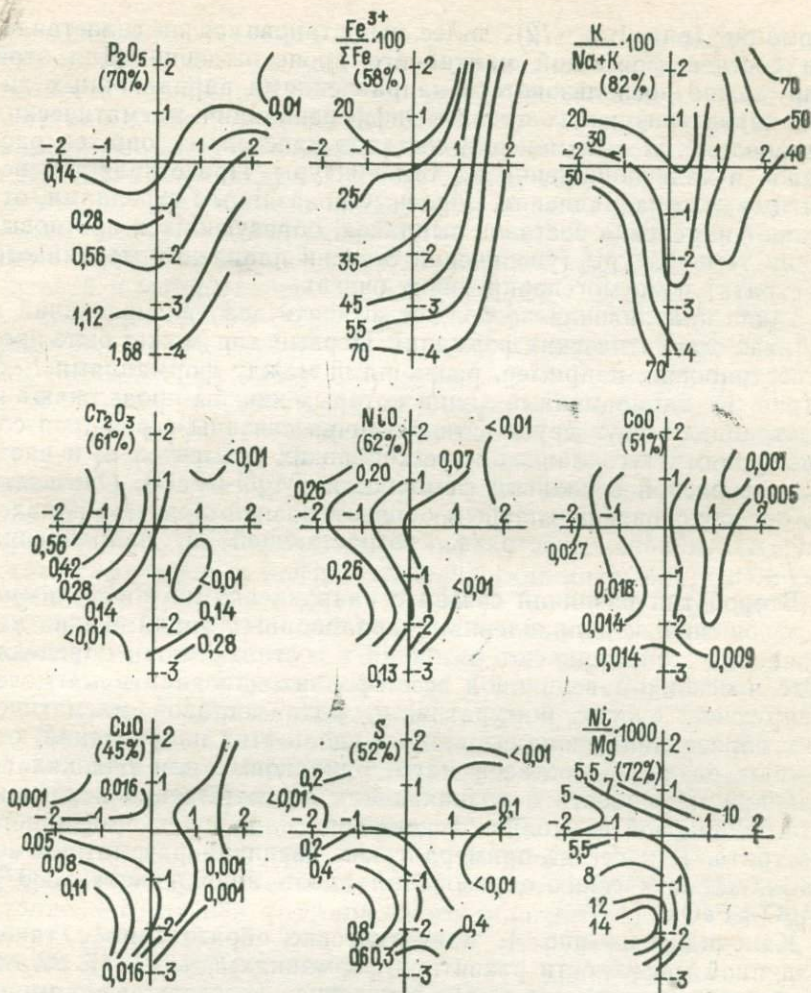


Рис. 3. Накладки к систематизационной диаграмме с содержаниями петрогенных и рудных элементов и некоторыми их соотношениями.

ной диаграмме, связаны в основном с составом плавящегося субстрата земных недр, степенью его плавления и величиной давления в магмогенерирующих очагах.

Использование поэлементных накладок позволяет выявить главные особенности составов магматических формаций, обусловленные как степенью плавления вещества земных недр, так и величиной всестороннего давления в магмогенерирующих очагах. Поскольку подавляющая часть фигуративного поля диаграммы занята формациями мантийного происхождения и только небольшое поле представляет типично коровые гранитоидные

формации (рис. 1, 6—12), далее мы остановимся на сопоставлении состава формаций мантийного происхождения. Для этой цели можно воспользоваться направлениями вариационных линий, характеризующих тренды дифференциации магматических образований, т. е. изменение составов кристаллизующихся расплавов в ходе понижения их температуры. Представляется вероятным, что направления, обратные показанным стрелками, отражают изменения составов выплавов, образующихся при повышении температуры (увеличении степени плавления мантийного субстрата) в магнегенерирующих очагах.

Такие направления позволяют выявить два типа различий в составе магматических формаций. Первый тип может быть проиллюстрирован, например, различиями между формациями 1, 4, 5 (рис. 1), вариационные линии которых как бы продолжают и надстраивают друг друга. Эти различия связаны с разными соотношениями тугоплавких и легкоплавких элементов и, в частности, с разной величиной ферричности ( $MgO+FeO$ ). Очевидно, что они обусловлены главным образом разной степенью плавления мантийного субстрата, возрастающей в направлении  $5 \rightarrow 4 \rightarrow 1$ .

Второй тип различий связан с направлениями, поперечными по отношению к направлениям вариационных линий. Такие направления характеризуют различия в составе магм, определяемые в основном величиной всесторонних давлений в магнегенерирующих очагах. Фигуративные поля составов магматических образований, локализованные вдоль этих направлений, отражают различия составов магм, одинаковых или близких по величине ферричности и возникающих соответственно в результате одинаковой или близкой степени плавления мантийного субстрата. В качестве примера таких различий рассмотрим составы магматических образований вдоль направления с 30 % ( $MgO+FeO$ ).

Как видно на рис. 1, магматические образования с такой величиной ферричности развиты в формациях 3, 4, 14, 17, 22, отвечающих образованию магм, в условиях соответственно минимальных, низких, средних, высоких и очень высоких всесторонних давлений. Применение поэлементных накладок показывает, что в направлении от 3 к 22 закономерно уменьшаются содержания  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $MgO$  при соответствующем возрастании концентраций  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$  и  $P_2O_5$ . По-видимому, такое изменение состава выплавляющихся магм связано с разным минеральным составом плавящегося мантийного субстрата, представленного в условиях низких, средних и высоких давлений соответственно плагиоклазовым, шпинелевым и гранатовым перидотитом.

Разумеется, состав выплавляемых магм обусловлен не только  $p$ — $T$ -условиями, но и степенью деплетированности мантийного субстрата. Так, например, мафит-ультрамафитовые магмы

повышенной щелочности обогащены Ti и P по сравнению с одинаковыми по степени мафичности расплавами нормальной щелочности. Можно полагать, что первые возникали из неистощенного или слабо истощенного этими элементами субстрата, тогда как вторые генерировались из субстрата, существенно обедненного этими элементами. Действительно, обращаясь к систематизационной диаграмме и накладке по титану, можно видеть, что максимальные концентрации  $TiO_2$  в магматических образованиях нормальной щелочности характерны для интрузий анортзитовой и габбро-анортзитовой формаций, магмы которых возникают при слабой степени плавления мантийного субстрата в условиях малых глубин и невысоких давлений. Соответственно более поздние расплавы, образующиеся на тех же глубинах из уже истощенного субстрата, оказываются обедненными Ti.

Общая структура систематизационной диаграммы показывает, что разнообразие составов интрузивных магматических образований подчиняется довольно строгим закономерностям. Анализ этих закономерностей позволяет утверждать, что главными причинами, определяющими специфику составов ультрамафических, мафических и мафическо-салических интрузий разной формационной принадлежности, являются процессы фракционного плавления мантийного субстрата в условиях различных всесторонних давлений, а также эволюция состава мантийного субстрата, связанная с возникновением в нем магматических очагов и выведением образовавшихся выплавов к дневной поверхности.

Помимо выявления общих закономерностей взаимосвязи составов интрузивных магматических формаций, систематизационная диаграмма (рис. 1) с комплектом поэлементных накладок (рис. 2) и накладок с петрохимическими параметрами и геохимическими данными (рис. 3) позволяет дать достаточно полную петрохимическую и геохимическую характеристику любого представленного на ней формационного типа интрузивных магматических образований. Так, например, интрузии перидотит-пироксенит-норитовой формации (рис. 1, 3) характеризуются следующими содержаниями (%):  $MgO+FeO$  — 14—42,  $SiO_2$  — 46—54,  $TiO_2$  — 0,2—0,85,  $Al_2O_3$  — 6—16,  $Fe_2O_3$  — 0,7—2,7,  $FeO$  — 6—9,5 и т. д. Дифференциация интрузий этого формационного типа осуществляется при обогащении расплавов  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ ,  $CuO$  и обеднении их  $MgO$ ,  $Cr_2O_3$ ,  $NiO$ ,  $CoO$  при сравнительно постоянных содержаниях Fe, Mn и S. Подобная характеристика может быть дана для каждого формационного типа и в отношении каждого петрогенного и рудного элемента.

Систематизационная диаграмма с накладками позволяет сопоставлять магматические образования разной формационной принадлежности по их составам и трендам дифференциации и выявлять главные черты их сходства и различия. Диаграмма может быть использована и как диагностическая. Для этой цели

Коэффициенты для расчета значений факторов

Оксиды	$F_1$	$F_2$
SiO <sub>2</sub>	0,016	0,027
TiO <sub>2</sub>	0,071	-0,277
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,032	-0,003
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,015	-0,128
FeO	-0,033	-0,036
MnO	-0,737	-2,721
MgO	-0,015	0,005
CaO	0,004	-0,060
Na <sub>2</sub> O	0,100	-0,001
K <sub>2</sub> O	0,079	0,042
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,207	-0,676
K <sub>ф</sub>	0,009	-0,002
$\bar{F}_1, \bar{F}_2$	-1,556	0,716

средневзвешенные содержания петрогенных окислов в процентах по массе и величину коэффициента фракционирования ( $K_f$ ) для исследуемого объекта умножают на коэффициенты, приведенные в таблице. Произведения суммируют (с учетом знаков), и из полученной суммы вычитают среднее значение соответствующего фактора ( $\bar{F}_1, \bar{F}_2$ ), вычисляя тем самым координаты  $F_1$  и  $F_2$  исследуемого объекта на диагностической диаграмме (рис. 1).

Предложенная систематика, основанная на использовании петрохимических данных и сведений о количественных соотношениях горных пород, — это первая попытка сопоставления

в единой системе координат магматических образований, представляющих все главные типы интрузивных магматических формаций. Полученные результаты подтверждают и иллюстрируют основные положения формационного анализа, согласно которым главными признаками, определяющими формационную принадлежность, являются внутренние, присущие самим магматическим образованиям свойства — их состав и строение [3]. Вместе с тем они показывают, что петро- и геохимические данные представляют собой мощный, но пока еще слабо используемый резерв при формационном исследовании магматических образований.

Особая роль петро- и геохимических данных обусловлена тем, что, будучи количественными и наиболее массовыми, они в то же время являются «сквозными» и позволяют выразить главные признаки магматических образований, определяющие их формационную принадлежность. Это позволяет в едином ключе представить всю совокупность магматических формаций и выявить присущие ей главные закономерности.

Необходимость сопоставления большого числа объектов по многим признакам предопределяет неизбежность применения методов многомерного статистического анализа. Используемый в данной работе комплекс методов, включающий последовательное применение методов средневзвешенного, последовательного вычитания, факторного и тренд-анализа, позволяет в достаточно простой графической форме сопоставить все главные формационные типы магматических образований и в то же время дать

полную количественную петрохимическую характеристику каждого из них.

Полученная систематизационная диаграмма с комплектом элементных накладок к ней подтверждает необходимость и целесообразность выделения при формационном анализе таких крупных подразделений, какими являются семейства формаций по степени мафичности и группы по степени щелочности. Вместе с тем она выявляет количественные закономерности взаимосвязи составов магматических формаций и присущие им тренды магматической дифференциации. Анализ этих закономерностей свидетельствует о том, что они определяются условиями генерации магм, в частности составом плавящегося субстрата, степенью его плавления и величиной всестороннего давления в магмогенерирующих очагах. Проведенное сопоставление полученных результатов с петрогенетическими схемами образования магм, базирующимися на результатах экспериментальных исследований, показывает, что магматические формации обладают специфическими особенностями состава, позволяющими оценить роль и влияние каждого из этих условий.

Использование петро- и геохимических данных и применение предложенного способа их обработки позволяет выявлять наиболее информативные черты и особенности состава, определяющие формационную принадлежность интрузивных магматических образований. Это ведет к повышению надежности отнесения исследуемых образований к тому или иному формационному типу.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Карта магматических формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000.* Краткая объясн. зап./Гл. ред. Д. С. Харкевич. Л., Недра, 1971. 87 с.
2. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 388 с.
3. *Магматические формации СССР.* В 2-х т./В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. Т. 1, 319 с.; т. 2, 279 с.
4. *Орлов Д. М., Орлова М. П.* Петрологические и петрохимические аспекты формационного анализа ультрамафит-мафитовых интрузий нормальной и повышенной щелочности.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1985, № 2, с. 16—27.
5. *Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981. 584 с.
6. *Эволюция изверженных пород/Под ред. Х. Йодера.* М., Мир, 1983. 522 с.

УДК 551.263.037/038

*И. И. Абрамович*

#### СИСТЕМАТИКА РЯДОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ НА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

С достаточной уверенностью можно говорить, что выделение и анализ рядов магматических формаций обособились в новое научное направление исследований только в последнее десятилетие. И тут со всей определенностью можно утверждать, что

ведущую роль в этом сыграли работы петрологов ВСЕГЕИ. В публикациях В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой, Н. А. Румянцевой, А. С. Остроумовой и ряда других специалистов [3—5] указана принципиальная возможность выделения разнообразных рядов магматических формаций, приведены конкретные примеры рядов и даны первые варианты их классификации.

Очевидно, что все мыслимое разнообразие рядов магматических формаций может быть разделено на две категории. Первая категория включает ряды, выделяемые на основе их «внутренних» свойств (химического состава пород, количества формаций в ряду, относительной распространенности формаций и т. п.). Вторая категория объединяет ряды, которые выделяются с учетом взаимоотношения магматических проявлений с «внешним миром». Может приниматься во внимание, например, специфика исходного плавящегося субстрата, механизмы этого плавления, глубина становления магматических тел и т. п. В пределах первой категории особое значение имеют ряды, комплектуемые из формаций, следующих друг за другом в пространстве или во времени. Этим двум типам рядов всегда уделялось повышенное внимание. О них пойдет речь и в этой статье.

В двухтомнике, посвященном магматическим формациям СССР [3], дана систематика латеральных и временных рядов на основе разновидностей эндогенных режимов, выделенных В. В. Белоусовым (геосинклиальный, орогенный, рифтовый, режим магматической активизации и т. п.). Авторы цитируемой работы полностью отдают себе отчет в том, что классификация В. В. Белоусова «является сугубо качественной, во многих случаях признаки отдельных классов режимов не могут быть однозначно определены и строго разграничены» [3, с. 212]. Эти справедливые высказывания смыкаются в настоящее время с общей отрицательной оценкой продолжающихся попыток изучения эндогенных режимов Земли с позиций фиксистой геосинклиальной концепции.

Из последующих публикаций в рассматриваемом плане следует выделить работу Н. А. Румянцевой и А. С. Остроумовой [5], предложивших систематику рядов вулканических формаций с учетом преобладающих петрохимических трендов. В итоге они выделили три типа рядов, наблюдаемых в разных геодинамических обстановках.

Приблизительно в это же время в работе автора [1] рассмотрены наиболее характерные ряды магматических формаций, возникающих в разных тектонических ситуациях. Показана изменчивость рядов в зависимости от скорости движения литосферных плит, степени их сличности и длительности взаимодействия.

В настоящее время имеется возможность предложить более полную систематику рядов магматических формаций, в основу

которой положен перечень всех теоретически возможных направлений изменчивости геодинамического режима. В общем случае приходится иметь в виду сопряженную пространственно-временную изменчивость геодинамического режима и, соответственно, его петрологических следствий. Действительно, региональные геологические исследования показывают, что становление фрагментов латерального формационного ряда почти всегда происходит асинхронно, а временные ряды развиваются, как правило, смещаясь в пространстве. Так, например, тыловые области зон субдукции часто, хотя и не всегда, активизируются позже фронтальных, а отмирают раньше.

Заведомо упрощая ситуацию, будем различать два главных типа формационных рядов — временной, в частном случае эволюционный, и латеральный, иначе горизонтальный. Временной тип рядов, в свою очередь, может быть подразделен на две группы. Одна из них включает ряды, отвечающие эволюционному процессу в строгом смысле этого термина. Смена формаций в рядах указанной группы определяется постепенными изменениями параметров геодинамического режима, что обычно сопровождается изменениями глубины генерации магмы. Подобные ряды можно называть конгруэнтными в том смысле, в каком У. Р. Диккинсон писал о конгруэнтном функционировании зоны субдукции (без смены ее полярности).

Дальнейшую систематизацию рядов рассматриваемой группы — выделение их видов — естественно проводить с учетом особенностей геодинамических обстановок. Таким путем выделяются формационные ряды дивергентных зон (в широком понимании этого термина, т. е. включая не только срединно-океанические хребты и межконтинентальные рифты, но и всяческие проявления «рассеянного рифтогенеза», горячие точки и тому подобные образования «криптодивергентных» границ литосферных плит), а также зон конвергенции плит — субдукции и коллизии.

Примером конгруэнтного ряда дивергентных зон может служить переход от долерит-пикритовой формации к базальт-долеритовой и далее к риолит-лейкобазальтовой и щелочно-базальтоидной при эволюции континентального рифта. Это один из абстрактных вариантов конгруэнтного ряда. В конкретных ситуациях нередко наблюдаются редуцированные ряды за счет выпадения тех или иных формаций. Часто неотчетливо выраженными оказываются конечные члены ряда. Так, например, в эволюции мезозойского траппового магматизма Сибирской платформы выделяются два следующих один за другим цикла, каждый из которых резко обрывается, не завершаясь магматическими образованиями повышенной щелочности [Масайтис В. Л., 1984 г.; Альмухамедов А. И., 1987 г.]. Это может объясняться только контролирующим влиянием горизонтальных тектонических движений, сопровождаемых стрессом и резким снижением проницаемости литосферы.

Совсем иную эволюцию траппового магматизма можно наблюдать в пределах западной части Индостанского полуострова. Наиболее ранние (P—J) траппы представлены толеитовыми базальтами, весьма сходными с синхронными образованиями на других фрагментах Гондванского суперконтинента (в Тасмании, Антарктиде, Южной Африке). Существенно более поздние (K—P) траппы представлены породами субщелочного и щелочного типа [Chose N. C., 1976 г.].

В свое время автор и И. Г. Клушин, анализируя эту эволюционную тенденцию, связали ее непосредственно с мезозойским дрейфом Индийского субконтинента [2]. По мере его удаления от мест раскола Гондваны, т. е. от областей повышенного разогрева мантии, менялся термический режим магмогенеза: возрастала глубина генерации расплава при одновременном сокращении полноты плавления мантийного субстрата. Щелочность магматических пород при этом увеличивалась. Позднее к аналогичным выводам пришли С. У. Дьюн и П. С. Лайтфут [6].

Вторая группа временных рядов магматических формаций включает инконгруэнтные ряды, отвечающие резким, качественным изменениям геодинамического режима. При этом целесообразно различать ряды, соответствующие нормальной последовательности событий в цикле Вильсона (континентальный рифтогенез — океанический спрединг — субдукция — коллизия), — гомодромные ряды и ряды, отвечающие переходу к новому циклу Вильсона, — антидромные ряды.

Примером инконгруэнтного гомодромного ряда может служить наблюдаемый в Исландии переход от плейстоцен-миоценовых щелочно-базальтоидных **излияний к современным толеит-базальтовым**, что, по мнению Дж. Шиллинга и его коллег [1985 г.], означает смену плюмажного геодинамического режима режимом океанического рифтогенеза. Важной, часто встречающейся разновидностью гомодромных рядов являются ряды, возникающие в результате инверсии зоны Бенъофа. При этом нормальная последовательность формаций: габбро-гранодиоритовая — диорит-гранодиоритовая — гранитовая и т. д. — резко обрывается, а затем возобновляется с одного из более ранних ее членов.

Инконгруэнтные антидромные ряды наблюдаются значительно реже гомодромных. Ярким примером антидромного ряда может служить резкая смена типично субдукционных вулканических излияний (андезитовая формация) в Каскадных горах извержениями лав контрастного состава (базальт-риолитовая формация). В данном случае не наблюдается даже пространственного обособления разноформационных образований — продолжают функционировать одни и те же аппараты центрального типа (Ньюберри, Крейтер-Лэйк и др.). Как полагают П. Липман и разделяющие его точку зрения К. Конди, Дж. Ритчи, Р. Христиансен и другие геологи, указанное явление связано с

перекрытием активной континентальной окраинной оси океанического спрединга. Аналогичный процесс предполагается М. И. Кузьминым в пределах Монголо-Забайкальской складчатой системы, где в юрское время полнодифференцированные формации зон субдукции сменились отчетливо контрастными, рифтогенными.

Соотношение выделяемых разновидностей временных (эволюционных) рядов показано на схеме 1.

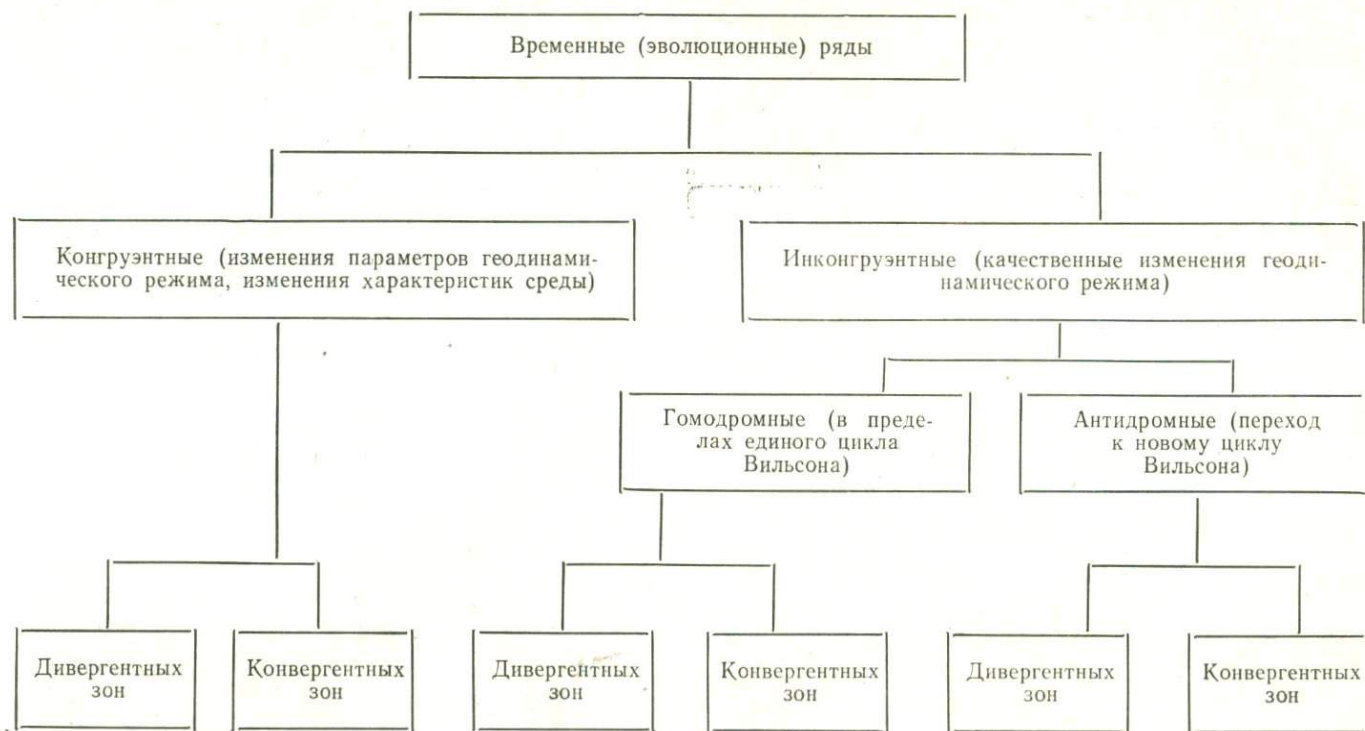
Второй из двух выделяемых типов рядов — латеральный — распадается на две группы: продольные ряды, т. е. ряды вдоль границ литосферных плит, и поперечные, которые ориентированы вкрест их простирания. Продольные ряды, в свою очередь, включают две основные разновидности. Одна из них связана с латеральными вариациями состава или физического состояния среды в пределах единой геодинамической структуры. Их мы будем называть продольными субстратными рядами.

Примером такого ряда может служить смена базальт-долеритовой формации щелочно-ультраосновной или пикритовой при переходе от области максимальной активности континентального рифта к области его затухания, выклинивания. Изменение физического состояния глубин и соответственно формационных типов вдоль зоны субдукции можно проследить на примере Малой Антильской островной дуги. В центральной ее части (вулкан Суфрие, о-в Монсерат, вулкан Мон-Пеле, о-в Мартиника и др.) изливаются почти исключительно андезиты, а в южной оконечности дуги (вулкан Сент-Катерина, о-в Гренада) резко преобладают базанитоиды и щелочные оливиновые базальты. Этот формационный ряд обусловлен существенным увеличением глубины генерации магмы при одновременном уменьшении степени плавления мантийного субстрата из-за снижения его температуры в южном секторе дуги. Последнее отчетливо видно на карте осредненной температуры верхнего 700-километрового слоя мантии [6].

Широкий спектр рядов магматических формаций порождают области сочленения разнотипных геодинамических обстановок. Такого вида ряды целесообразно называть продольными динамическими рядами. Так, например, современные вулканические излияния Соломоновых островов в основной своей массе относятся к базальт-андезитовому, андезитовому и андезит-дацитовому формационным типам. Однако по мере приближения к области тройного сочленения типа дуга—дуга—хребет (о-в Нью-Джорджия) в результате смешения разноглубинных гетерогенных магм в составе вулканических продуктов начинают преобладать базальты, так что в целом их приходится относить к толлит-базальтовой формации.

К продольным динамическим рядам следует относить также ряды, возникающие в пределах единой геодинамической обстановки в связи с резкими или постепенными изменениями пара-

## Систематика временных (эволюционных) рядов магматических формаций на геодинамической основе



метров процесса тепломассопереноса, например изменения скорости сближающихся плит. Тут возможны разные ситуации. Хорошо известно, что относительная скорость литосферных плит меняется по мере удаления от полюса их вращения. Особенно заметно это проявляется при взаимодействии микроплит и шолей. Известно также, что тектоно-магматические эффекты на конвергентных границах литосферных плит зависят не от полной величины вектора относительной скорости, а от нормальной его компоненты. Последняя же меняется из-за криволинейности границ взаимодействующих плит.

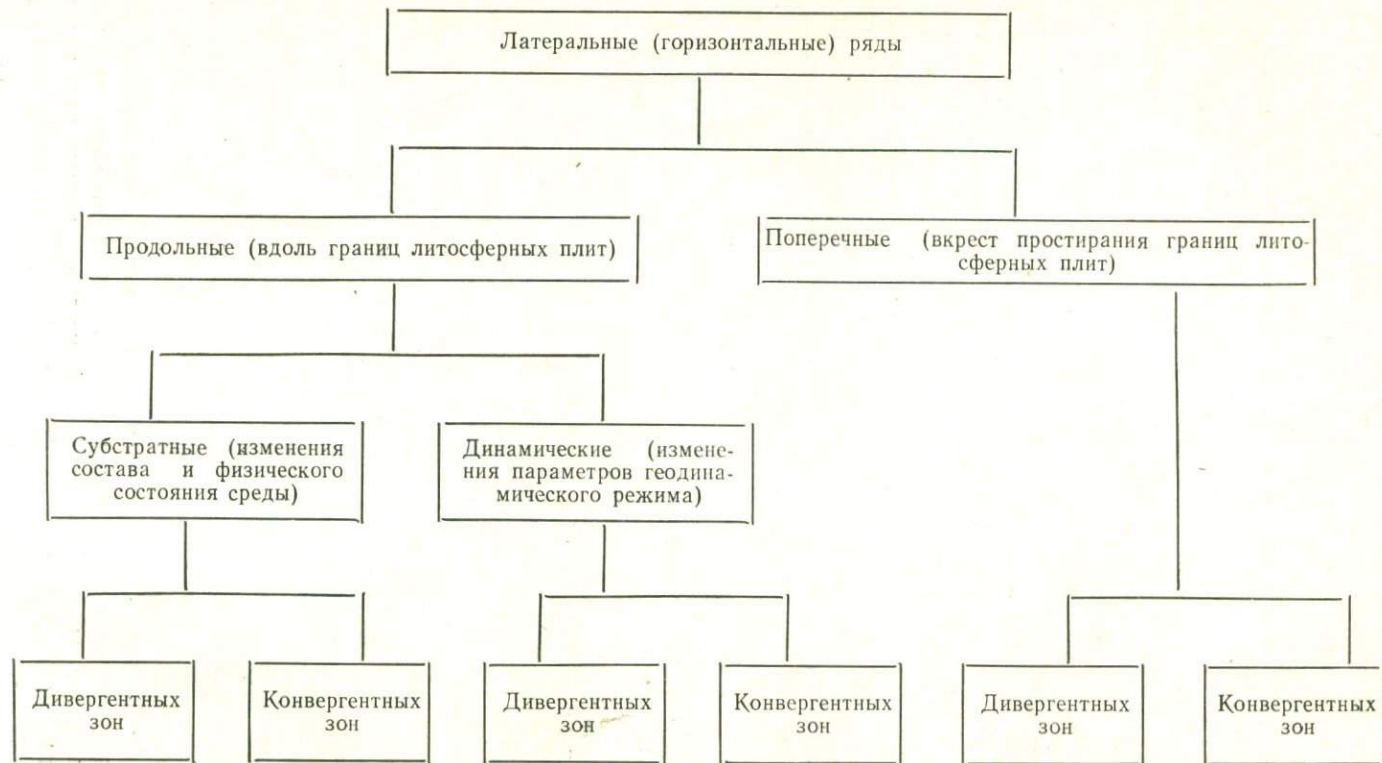
Наконец, следует упомянуть о зависимости тектоно-магматических эффектов и, следовательно, формационной специализации геодинамических обстановок от «абсолютных» скоростей сходящихся плит. Как было показано автором [6], при одной и той же относительной скорости сближения плит тектоно-магматические эффекты существенно зависят от соотношения ее составляющих, т. е. от скоростей субдукцируемой и перекрывающей плит. Влияние скорости субдукцируемой плиты качественно подобно тому, что установлено для относительной скорости. Что же касается влияния скорости перекрывающей плиты (нормальной ее компоненты), то при прочих равных условиях оно оказалось диаметрально противоположным отмеченному. Встречное движение островной дуги или континента в большей или меньшей мере нейтрализует воздействие погружения океанической литосферы. Можно говорить, таким образом, о геодинамической неадекватности векторов абсолютных скоростей конвергирующих плит.

Все отмеченное делает понятным, почему не всегда удается четко разделить субстратные и динамические продольные ряды. Смена геодинамического режима (изменение параметров режима) обычно сопровождается изменениями состава и физического состояния глубин, так что соответствующие ряды формаций могут считаться субстратно-динамическими.

Очень важную группу рядов, заслуживающую самого пристального внимания и тщательного изучения, составляют поперечные ряды магматических формаций. В пределах указанной группы резонно различать ряды дивергентных и конвергентных зон. Среди первых преобладают симметричные, например щелочно-базальтоидная — базальт-долеритовая — щелочно-базальтоидная, среди вторых — асимметричные, например габбро-диорит-гранодиоритовая — гранодиорит-гранитовая — гранитовая формации. Реже при сопряженном функционировании нескольких зон субдукции также могут возникать ряды симметричного строения.

Дальнейшая, более дробная систематизация поперечных рядов должна производиться с учетом конкретных вариантов изменчивости  $p$ — $T$ -условий и флюидного насыщения вкрест границ литосферных плит. В зонах субдукции, в частности, целесо-

## Систематика латеральных (горизонтальных) рядов магматических формаций на геодинамической основе



образно принимать во внимание соотношение глубинных физических условий в пределах тыловых и фронтальных частей магматического ареала. Соответственно можно различать «холодный тыл», «относительно горячий фронт», «холодный и обводненный тыл» и т. д. В зависимости от этого меняются ряды формаций. Так, например, сопоставляя ряды габбро-диоритовая — тоналит-гранодиоритовая формации и габбро-диоритовая — габбро-диорит-гранодиоритовая формации, можно утверждать, что последний формировался в условиях относительно более холодного тыла субдукционной зоны. Подобные заключения в большинстве случаев с достаточной долей надежности контролируются геофизическими измерениями.

Рассмотренный вариант систематики латеральных рядов магматических формаций для удобства обозрения показан в виде схемы 2. В совокупности с временными рядами он включает все важнейшие последовательности магматических проявлений на границах литосферных плит. Здесь требуется одна оговорка. С тех пор как стала очевидной необходимость различения условий образования магматических формаций и условий их последующей консервации в структуре горно-складчатых областей, геолог, изучающий конкретный формационный ряд, должен быть уверен, имеет ли он дело с парагенезом формаций или с их ассоциацией в тектоническом коллаже. Предлагаемая систематика относится исключительно к парагенетическим ассоциациям формаций.

При дальнейших разработках в этом направлении особо следует учесть специфику формационных рядов в зонах коллизии. Эта геодинамическая обстановка порождает весьма широкий и своеобразный набор формационных рядов, что определяется не только типом коллидирующих структур, но и интенсивностью их взаимодействия, длительностью предшествующей субдукции и некоторыми другими факторами. Так, например, при столкновении дуги со спрединговым хребтом петрологические следствия зависят от скорости спрединга и от соотношения простирания дуги и хребта. Особого внимания заслуживают также ряды магматических формаций, возникающие в условиях шоловой тектоники, весьма характерной для зон континентальной коллизии с интенсивной термической подготовкой.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И.* Магматические формации в геодинамических схемах.— Сов. геол., 1985, № 4, с. 84—89.
2. *Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Петрохимия и глубинное строение Земли. Л., Недра, 1978. 375 с.
3. *Магматические формации СССР.* В 2-х т./В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. Л., Недра, 1979. Т. 1, 319 с.; т. 2, 279 с.

4. *Москалева В. Н.* Магматические формации как индикаторы рифтогенных систем.— Сов. геол., 1982, № 10, с. 82—93.

5. *Румянцева Н. А., Остроумова А. С.* Сопоставление вулканических ассоциаций континентов и океанов в целях палеогеодинамических реконструкций.— Геотектоника, 1985, № 5, с. 34—39.

6. *Современные идеи теоретической геологии/И. И. Абрамович, В. В. Груза, И. Г. Клушин и др.* Л., Недра, 1984. 280 с.

7. *Dewey C. W., Lightfoot P. C.* Volcanological and tectonic control of stratigraphy and structure in the western Deccan traps.— Bull. Volcanol., 1986, vol. 48, N 4, p. 195—208.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одной из важнейших задач изучения всего многообразия природных ассоциаций магматических и метаморфических пород является дальнейшее углубление наших знаний о формационном виде (типе) и установление внутрiformационной изменчивости магматического комплекса, что совершенно необходимо учитывать при региональных исследованиях и особенно при детальной геологической съемке. Применение нетрадиционных точных методов изучения вещественного состава горных пород определенных ассоциаций открывает новые возможности для прогнозирования месторождений полезных ископаемых и более обоснованной разработки петрогенетических моделей образования магматических формаций.

Детальное изучение породообразующих (оливины, пироксены, плагиоклазы) и акцессорных (гранаты, хромшпинелиды, платиноиды) минералов базальтовых, ультрамафитовых и гранитоидных ассоциаций способствует расчленению магматических образований, установлению их металлогенической специализации и расширяет возможности обоснованных рудопоисковых прогнозов. Исследование высокобарических полиморфов углерода и высокобарических акцессорных минералов дает широкую информацию о глубинных и импактных процессах минералообразования. Не менее важное значение имеет обсуждение вопросов, касающихся широких проблем генезиса отдельных магматических и метаморфических формаций, и вопросов об особенностях магматизма отдельных регионов.

Все эти сведения представляют интерес для геологов различного профиля, а изложенные в сборнике минералогические аспекты петрологических исследований с примерами использования некоторых новых методических разработок могут найти применение при проведении крупномасштабных геологических съемок.

Предисловие . . . . .	4
<b>Минералогические аспекты петрологических исследований</b>	
<i>Т. В. Билибина, В. Н. Москалева.</i> Развитие идей В. Н. Лодочникова в современной петрологии . . . . .	7
<i>Е. Е. Порошин.</i> Минералогия геосинклинальных базальтоидов и вопросы их происхождения . . . . .	12
<i>В. Л. Масайтис.</i> Гипербарические полиморфы в горных породах и метеоритах . . . . .	21
<i>Р. Л. Бродская, В. А. Высоцкая, И. А. Саминина, Г. К. Шнай.</i> Кристалломорфология аксессуарных минералов как индикатор условий образования магматических пород . . . . .	29
<i>И. Я. Центер, В. Н. Куранова.</i> Клинопироксены вулканических пород. Идеи В. Н. Лодочникова и современные исследования . . . . .	38
<i>Н. С. Рудашевский.</i> Платиноиды ультрамафитовых формаций: минералогия, формационная специализация, генезис . . . . .	46
<i>С. В. Щербакова, А. Б. Лапина, Л. Р. Колбанцев.</i> Метасоматические процессы в ультрамафитовых и ультрамафит-габбровых образованиях . . . . .	58
<i>И. Я. Дядькина.</i> Эволюция процессов минералообразования в базитовых комплексах гранито-гнейсовых структур (на примере Алданского щита) . . . . .	72
<i>Е. А. Басков.</i> Принципы классификации горных пород с учетом минералов группы воды . . . . .	80
<b>Общие вопросы петрологии ассоциаций изверженных и метаморфических пород</b>	
<i>В. В. Жданов.</i> Проблема гранулитов в современной петрологии . . . . .	89
<i>В. Н. Мошкин.</i> Докембрийские габбро-анортозит-гранитовые парагенезы формаций, их типы и минерагеническая специализация . . . . .	99
<i>И. Н. Дагелайская.</i> Мангерит-гранитовая формация и ее рудоносность (на примере Алдано-Станового региона) . . . . .	106
<i>Л. И. Лукьянова, А. В. Бельский.</i> Особенности рифейско-вендского ультраосновного магматизма Урала . . . . .	115
<i>А. С. Синдеев.</i> Шошонит-латитовая серия Охотско-Чукотского вулканогенного пояса . . . . .	123
<i>Д. М. Орлов, Г. Н. Липнер, М. П. Орлова, Л. В. Смелова.</i> Петрохимия и вопросы систематизации магматических формаций . . . . .	131
<i>И. И. Абрамович.</i> Систематика рядов магматических формаций на геодинамической основе . . . . .	141
Заключение . . . . .	151

ПЕТРОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

*Сборник научных трудов*

Редактор *В. А. Митракова*  
Технический редактор *А. А. Иванова*  
Корректор *Е. И. Ефимова*

---

Сдано в набор 07.02.89. Подписано в печать 30.12.88. М-41396. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 9,75.  
Усл. кр.-отт. 9,87. Уч.-изд. л. 8,92. Тираж 500 экз. Заказ 732. Цена 1 р. 40 к.

---

Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт  
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 199026, Ленинград, Средний пр., 74.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.  
199026, Ленинград, Средний пр., 72.

УДК 552(081)

**Развитие идей В. Н. Лодочникова в современной петрологии.** Библиография Т. В., Москалева В. Н.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 7—12.

В статье кратко охарактеризована научная деятельность известного советского петрографа В. Н. Лодочникова и дана современная оценка его основополагающих идей. Учтены главные работы ученого в области петрографии и важнейшие петрологические выводы, показано их значение в развитии современной петрологической науки.

УДК 549 : 552.323.5 : 551.242.3

**Минералогия геосинклинальных базальтоидов и вопросы их происхождения.** Порошин Е. Е.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 12—20.

Разработана методология использования составов последовательно сформированных генераций породообразующих и акцессорных минералов для решения вопросов петрогенезиса геосинклинальных вулканических пород. В качестве примеров рассмотрены следующие вопросы: общность мантийного субстрата для базальтов и ультрабазитов «офиолитового» парагенезиса магматических формаций, ассимиляция вещества силикатной коры базальтовыми расплавами, происхождение вулканических серий с феннеровским типом распределения пород, источники калия и пути его эволюции.

Ил. 3, список лит. 4 назв.

УДК 523.681

**Гипербарические полиморфы в горных породах и метеоритах.** Масайтис В. Л.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 21—29.

Рассмотрена эволюция представлений об условиях образования гипербарических полиморфов ряда веществ (углерод, кремнезем, некоторые силикатные минералы) в горных породах и метеоритах. Эти полиморфы в земных горных породах являются продуктами кристаллизации на больших глубинах или в закрытых магматических камерах, продуктами переходов при локальном повышении давления, в том числе в результате ударного метаморфизма при импактном кратерообразовании. Гипербарические полиморфы в метеоритах также являются продуктами импактных процессов, часть их, возможно, связана с конденсацией из межзвездной среды.

Список лит. 28 назв.

УДК 549.514.81 : 548.5 : 552.321.1

**Кристалломорфология акцессорных минералов как индикатор условий образования магматических пород.** Бродская Р. Л., Высоцкая В. А., Саминина И. А., Шнай Г. К.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 29—38.

Изучение морфологии акцессорного циркона гранитов, проведенное на эталонных образцах из массивов разных формационных видов, позволило получить опорные диаграммы двумерных зависимостей характера ограничения от условий формирования пород: начальной температуры кристаллизации, «условного» химизма, водо- и флюидонасыщенности исходного расплава, магматической дистилляции в процессе кристаллизации. По тренду эволюционной

направленности морфотипов циркона происходит разделение **формационных** видов на дифференцированные и недифференцированные. Полученные результаты позволяют использовать данные кристалломорфологического эволюционного анализа как дополнительный признак при расчленении гранитоидов неясной **формационной** принадлежности, при реставрации термодинамических условий формирования комплексов, а также при локальном прогнозировании.

Ил. 2, список лит. 16 назв.

УДК 549.642 : 552.323

**Клинопироксены вулканических пород. Идеи В. Н. Лодочникова и современные исследования.** Центрер И. Я., Куранова В. Н.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 38—46.

В мезозойских основных вулканических породах (бониниты, базальты толеитовые, известково-щелочные и субщелочные) Малого Кавказа с использованием микроскопического анализа исследовано изменение составов клинопироксенов в зональных вкрапленниках, от фенокристаллов к основной массе и в индивидах афировых пород с микроофитовой структурой. Применение метода главных компонент, реализованного с помощью ЭВМ, позволило определить основные направления изменчивости составов клинопироксенов в изученных типах базальтов и дать их кристаллохимическую интерпретацию. Различные тренды клинопироксенов, установленные в мезозойских базальтах Малого Кавказа, показывают перспективность исследования клинопироксенов разных типов базальтов для петрологических целей.

Ил. 1, табл. 2, список лит. 11 назв.

УДК 549.27 : 552.321.6

**Платиноиды ультрамафитовых формаций: минералогия, формационная специализация, генезис.** Рудашевский Н. С.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 46—58.

Обобщены данные по минералогии и геохимии платиноидов пород ультрамафитовых формаций — дунит-перидотитовой, дунит-клинопироксенит-габбровой и щелочно-ультраосновной. Рассмотрены известные типы платиноидной минерализации, основные парагенезисы ее минералов, особенности химического состава главных минералов платиноидов, их формационная специализация. Обоснована модель газовой-флюидной дифференциации платиноидов в ультрамафитах. Показано, что формирование различных типов платиноидной минерализации ультрамафитов происходило в результате процессов частичного плавления перидотитов верхней мантии при активном участии глубинных флюидов, а также под воздействием на ультрамафиты остаточного восстановительного флюида. Формационная специализация ультрамафитов в отношении платиноидов объясняется различным флюидным режимом петрогенезиса разноформационных ультрамафитовых комплексов.

Ил. 3, список лит. 7 назв.

УДК 553.22 : 552.321.5/6

**Метасоматические процессы в ультрамафитовых и ультрамафит-габбровых образованиях.** Щербакова С. В., Лапшина А. Б., Колбанцев Л. Р.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 58—72.

Метасоматический характер зональности, возникающей на контакте ультрамафитов и габброидов, доказывается односторонностью ее проявления в

контактных зонах массивов альпинотипной и платиноносной ассоциаций, общностью структурного плана и особенностями локализации и состава шпинелидов (хромшпинелидов, плеонаста, титаномагнетитов), возникающих или преобразующихся в ходе кремне-известкового высокотемпературного метасоматоза (пироксенизации) и сопряженного с ним магнезиального метасоматоза ультрамафитов. На основании сопоставимости метасоматических рудоносных пород массивов альпинотипной и платиноносной ассоциаций делаются выводы о вторичной природе дунитов Платиноносного пояса и расширении прогнозируемых типов полезных ископаемых в ультрамафит-габбровых массивах альпинотипной ассоциации.

Ил. 2, табл. 1, список лит. 16 назв.

УДК 549.6.01 : 552.4 (47+57)

**Эволюция процессов минералообразования в базитовых комплексах гранито-гнейсовых структур (на примере Алданского щита).** Дядькина И. Я.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 72—80.

В процессе эволюции гранито-гнейсовых куполов, содержащих субстрат базитового состава, широкое развитие получили спонтанные метасоматические реакции (щелочного и базификатного типов), протекавшие в  $p$ - $T$ -условиях, соответствовавших амфиболитовой — зеленосланцевой фациям метаморфизма. Становление ряда свойственных данным структурам рудных формаций: флогопит-скаполит-диопсидовой → магнетит-диопсидовой → апатит-диопсид-карбонатной — осуществлялось среди пироксеновых кристаллосланцев в завершающие этапы формирования структур и было вызвано поступлением из зон приразломных щелочных метасоматитов слабых оснований при привносе в систему летучих компонентов. Установлено, что минералообразование в зонах базификации этапа гранитизации и зонах постгранитизационного рудообразования было однонаправленным. В обоих случаях оно сопровождалось падением железистости темноцветных минералов при резкой редуцированности кислотных парагенезисов.

Ил. 2, список лит. 8 назв.

УДК 552.2.001.33

**Принципы классификации горных пород с учетом минералов группы воды.** Басков Е. А.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 80—88.

Показана неопределенность в настоящее время в геологии понятий «минерал» и «горная порода». В горных породах в естественных условиях до глубин 5—7 км постоянно содержатся минералы группы воды преимущественно в жидком, реже в твердом и парообразном состоянии. Отмечается необходимость продолжения начатых В. И. Вернадским исследований по созданию классификации минералов группы воды. Эти минералы должны учитываться в классификации горных пород.

Табл. 2, список лит. 16 назв.

УДК 552.42

**Проблема гранулитов в современной петрологии.** Жданов В. В.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 89—99.

Обсуждаются методологические аспекты изучения метаморфических пород, в частности глубоко метаморфизованных образований гранулитового

комплекса. Выделяются три стадии развития этого комплекса, отражающие стадии формирования земной коры. На первой стадии формировался гранулит-базитовый слой с возрастом более 3000 млн. лет, на второй — гранито-гнейсовый слой с максимумом на рубеже 2700 млн. лет, третья стадия относится к периоду деструкции консолидированной земной коры и может во времени неоднократно повторяться.

Табл. 2, список лит. 14 назв.

УДК 552.321.5 : 551.71/72 + 553.3.078(47+57)

**Докембрийские габбро-анортозит-гранитовые парагенезы формаций, их типы и минерагеническая специализация.** Мошкин В. Н.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 99—106.

В статье описаны два главных типа габбро-анортозит-гранитовых ассоциаций, характерных для докембрия всех континентов Земли. Пространственные, временные и генетические взаимоотношения членов этих ассоциаций позволяют рассматривать их как парагенезы формаций. Два типа парагенезов различаются составом и строением формаций, связаны с различными этапами развития Земли. Габбро-анортозит-гранитовые ассоциации формаций являются источниками Ti, Cr, Pt, V и других полезных ископаемых.

Табл. 1.

УДК 552.321 : 553.3.078(571.5)

**Мангерит-гранитовая формация и ее рудоносность (на примере Алдано-Станового региона).** Дагелайская И. Н.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 106—115.

Приведены результаты изучения пород мангерит-гранитовой формации, образующей с катазональной анортозитовой формацией анортозит-мангерит-гранитовую ассоциацию. Подобная ассоциация установлена для Анабарского, Балтийского, Канадского и других щитов, т. е. имеет глобальное распространение в земной коре. На примере Алдано-Станового региона дана геолого-петрографическая и геохимическая характеристика пород и минералов мангерит-гранитовой формации, ассоциирующей с джугджурскими анортозитами. С породами мангерит-гранитовой формации связано редкометалльное, редкоземельное и фосфор-титановое оруденение. Сделан вывод об образовании мангерит-гранитовых пород в результате процессов кремне-щелочного метасоматоза, проходящего по породам анортозитового комплекса и кристаллическим сланцам.

Ил. 1, табл. 1, список лит. 10 назв.

УДК (552.321.6+552.323.6) : 551.71/72(470.5)

**Особенности рифейско-вендского ультраосновного магматизма Урала.** Лукьянова Л. И., Бельский А. В.— В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 115—123.

Приводятся сведения об особенностях ультраосновных пород, среди которых выделяются две группы — реститогенные и магматогенные, причем вторая группа очень разнообразна по составу. Она представлена породами, входящими в ряд формаций, характерных для тектонических режимов стабилизации региона: стратиформных базальтоидных гипербазитов, трапповую, пикрит-трахибазальтовую, кимберлитовую. Породы дунит-гарцбургитовой формации широко распространены, но достоверные данные об их допалеозойском возрасте отсутствуют.

Табл. 1, список лит. 6 назв.

УДК 552.333.7 (571.65)

**Шошонит-латитовая серия Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.** Сйндеев А. С.—В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 123—131.

На основе дешифрирования космических снимков выделяется крупная морфоструктура — Уракская, по своей природе соответствующая вулканотектонической депрессии. Установлено, что обширное «Уракское плато», расположенное в пределах этой депрессии и сложенное основными породами хакаринской свиты, является щитовым палеовулканом. Петрографически, петрохимически, геохимически обосновывается принадлежность пород, слагающих палеовулкан, к шошонит-латитовой серии. Описывается характер вулканизма. Показывается закономерность появления шошонитов в подобной тектонической обстановке. Обосновывается непрерывность процесса тектоно-магматической активизации данного участка активной окраины Азиатского палеоконтинента.

Ил. 2, табл. 2, список лит. 4 назв.

УДК [552.1 : 53] : 551.263.038

**Петрохимия и вопросы систематизации магматических формаций.** Орлов Д. М., Липнер Г. Н., Орлова М. П., Смелова Л. В.—В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 131—141.

Произведено сопоставление интрузивных магматических образований на основе использования петрохимических данных и сведений о количественных соотношениях и временной последовательности формирования слагающих их горных пород. Для этой цели рассчитаны средневзвешенные составы и тренды дифференциации для 232 массивов и комплексов, представляющих 23 типа интрузивных магматических формаций — от ультраосновных до ультракислых и от интрузий нормальной щелочности до высокощелочных. Эти данные систематизированы методами многомерного статистического анализа. Полученная систематизационная диаграмма с комплектом поэлементных накладок к ней позволяет в достаточно простой графической форме сопоставить все главные формационные типы интрузивных магматических образований и вместе с тем дать полную количественную характеристику каждого из них. Приведенные данные могут послужить основой для решения задач, связанных с определением границ между типами формаций.

Ил. 3, табл. 1, список лит. 6 назв.

УДК 551.263.037/038

**Систематика рядов магматических формаций на геодинамической основе.** Абрамович И. И.—В кн.: Петролого-минералогические исследования кристаллических пород. Л., 1989, с. 141—150.

Предложена новая систематика рядов магматических формаций, основанная на учете всех теоретически возможных направлений изменчивости геодинамического режима. Выделены латеральный и временной типы рядов. Латеральный тип включает группы продольных и поперечных рядов, ориентированных соответственно вдоль и вкост простирания границ литосферных плит. Временной тип подразделяется на группы конгруэнтных и инконгруэнтных рядов, в зависимости от характера смены геодинамического режима. Дальнейшая систематика проводится с учетом типа геодинамических обстановок.

Список лит. 7 назв.

1 р. 40 к.

5193