

Литература



по геологии

---

«Наука»

---

# Петрохимическая эволюция магматических формаций



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ГЕОХИМИИ И ГОРНЫХ НАУК

Межведомственный петрографический комитет

# Петрохимическая эволюция магматических формаций

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук В.А. РУДНИК

5244



МОСКВА  
"НАУКА"  
1990



УДК 551.1+551.2+551.3+552.2+552.3

Петрохимическая эволюция магматических формаций - М.: Наука, 1990. - 236 с. - ISBN 5-02-003206-9

В книге рассмотрены закономерности петрохимической эволюции разнотипных магматических формаций в истории развития различных геологических структур Кузнецкого Алатау, Памира, Тянь-Шаня, вулканических формаций в докембрии Алдан-Станового и Балтийского щитов и Байкальской складчатой области, а также в мезо-кайнозойе Карпат и Приморья. Выявлены главнейшие закономерности в петрохимической эволюции гранитоидных формаций Алданского щита, Приладожья, Центрального Казахстана и Кузнецкого Алатау, а также основного магматизма Джугджуро-Становой области и расслоенного комплекса офиолитов Южного Тянь-Шаня. Проведено петрохимическое моделирование эволюции мантийного вещества по результатам изучения ультрамафитовых вулканитов, а также закономерностей формирования магм повышенной щелочности. Для геологов, петрографов, геохимиков.

Редколлегия: В.А.Баскина, Р.И.Милькевич, Ю.Л.Руденко,  
В.А.Рудник (ответственный редактор), А.К.Симон.

Рецензенты: Ю.М.Соколов и Н.Ф.Шинкарев.

Редактор К.В.Ильин.

Petrochemical evolution of the magmatic formations in the Earth's history. M.: Nauka, 1990. 236 p. - ISBN 5-02-003206-9

The present work is devoted to consideration of petrochemical evolution of the various magmatic formations in development of the geological structures in Kuznetsky Alatau, Pamirs, Tien-Shan, the volcanic formations within the Precambrian Aldan-Stanovoy and Baltic Shields and the Baikal folded area, in Mezo-Cainozoic of Carpathians and Primorye (See Country). The main regularities for petrochemical evolution of the granitoid formations in Aldan Shield, Ladoga area, Central Kazakhstan, Kuznetsky Alatau, and for basic magmatism of Dzhugdzhur-Stanovoy area, layered ophiolitic suite in the Southern Tien-Shan have been revealed. The petrochemical patterns of evolution for mantle material as result of study of ultramafic volcanites and regularities for high alkaline magma formation have been also devised. The work is counted on the wide circle of geologists, petrographers and geochemists.

Editorial board: V.A.Baskina, R.I.Milkevich, Yu.L.Rudenko, V.A.Rudnik, A.K.Simon.

Reviewers: Yu.M.Sokolov, N.F.Shinkarev.

П 1804020000-076 364-90 I полугодие  
042(02)-90

ISBN 5-02-003206-9

© Междуведомственный петрографический комитет, 1990

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

Аб	- альбит
Ап	- апатит
Анд	- андезин
Амф	- амфибол
Би	- биотит
Во	- волластонит
Гем	- гематит
Гип	- гиперстен
Гр	- гранат
Ди	- диопсид
Ил	- ильменит
Кв	- кварц
кПи	- клинопироксен
Кш	- калий-натриевый полевой шпат
Кор	- кордиерит
Лб	- лабрадор
Мт	- магнетит
Неф	- нефелин
Ол	- оливин
Олг	- олигоклаз
оПи	- ортопироксен
Орт	- ортоклаз
Пи	- пироксен
Пл	- плагиоклаз
Ск	- скаполит
Сил	- силлиманит
Фл	- флогопит
Фо	- форстерит
Фс	- ферросилит
Шп	- шпинель
Эн	- энстатит
Кис.	- кислый
Осн.	- основной
Ср.	- средний

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема эволюции вещественного состава магматических формаций в истории Земли имеет основополагающее значение для понимания закономерностей формирования земной коры и главнейших ее тектонических структур, что, в свою очередь, предопределяет практическую, а не только общетеоретическую направленность эволюционных исследований в изучении магматических горных пород и их формаций, поскольку вопросы металлогенического районирования, локального прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых не могут быть правильно и успешно решены без выявления как самых общих, так и конкретных региональных тенденций в изменчивости магматических формаций, ибо последние в значительной степени определяют и закономерности рудообразования. Решающая роль при этом принадлежит результатам петрохимического анализа магматических горных пород и их формаций, которым и посвящен данный сборник, восполнивший пробел в нашей литературе об эволюционно-вещественном направлении изучения магматических формаций.

Вопросам петрохимической эволюции вулканических и плутонических формаций в пределах конкретных геологических структур посвящены статьи А.А.Кустарниковой и В.Л.Хомичева с соавторами, первая из которых рассматривает эти закономерности на примере продуктов мафит-ультрамафитового вулканизма нормальной и повышенной щелочности в пределах палеорифтов Памира и Тянь-Шаня, а вторая — четырех вулканических и двух плутонических формаций Алтае-Саянской области. В один раздел с указанными статьями включена и работа Д.М. и М.П.Орловых, моделирующая условия образования магм повышенной щелочности.

Шесть статей посвящены выявлению петрохимических закономерностей эволюции вулканических и метавулканических формаций на примере различных регионов Союза, четыре из которых основаны на анализе докембрийских образований Алданского и Балтийского щитов, а две закономерностям островодужного мезо-кайнозойского вулканизма. При этом, в статье Р.И.Милькевич и В.Л.Дука внимание уделено методическим аспектам реконструкции и интерпретации петрохимических данных, касающихся метавулканогенных образований, а в работе В.Е. и Ю.Л.Руденко-реконструкции геодинамических режимов докембрия Байкальской горной страны на основе латеральной изменчивости петрохимических свойств магматических пород различных структурно-формационных комплексов. По своим выводам с последней, но на примере мезо-кайнозойского окраинно-континентального вулканизма смыкается статья И.Н.Голышко с соавторами, в которой, как и в статье С.Е.Холевинского, результаты петрохимического анализа вулканических формаций используются для обоснования концепции тектоники плит.

Пять статей в различных аспектах анализируют закономерности петрохимической эволюции гранитоидных формаций — продуктов гранитообразования в докембрии Алданского щита (Е.В.Толмачева и Т.А.Павлова), гранито-гнейсовых куполов Северного Приладожья (В.В.Гавриленко) и чернокитоидов (В.М.Шемякин), а также

орогенного гранитоидного магматизма Центрального Казахстана (В.И.Серых) и раннепалеозойских гранитоидов Кузнецкого Алатау (И.Ф.Мойсеенко с соавт.). Последняя из этого цикла статей, имея методическую направленность, анализирует возможность использования петрохимической зональности гранитоидов для решения вопроса о применимости концепции тектоники плит к конкретному региону.

Проблемам ультраосновного магматизма в петрохимическом аспекте посвящены последние три статьи сборника, одна из которых (Э.А.Ланда) рассматривает петрохимическую эволюцию мантийного вещества по результатам изучения ультрамафических комплексов, другая — эволюционную модель расслоенного комплекса офиолитов (А.В.Буйдина с соавт.), а третья — (Н.И.Московченко) петрохимические закономерности основного магматизма Джугджуро-Становой складчатой области.

Публикация в одной книге работ, посвященных различным типам горных пород и разного возраста, но объединенных идеей выявления петрохимических закономерностей эволюции вещества на формационном уровне магматических горных пород, поможет решению как общетеоретических проблем эволюции магматизма в истории Земли, так и методических аспектов этой проблемы, связанных с использованием петрохимической информации. Полезен опыт подобного коллективного исследования и в плане планируемого десятилетнего издания работы "Петрография СССР".

Авторы настоящего сборника будут благодарны, как и его редколлегия, за критические замечания и пожелания, которые учтутся в дальнейшей деятельности Петрохимической комиссии Межведомственного петрографического комитета (МПК).

Председатель Петрохимической комиссии МПК  
профессор В.А. Р у д н и к

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

УДК 552.321

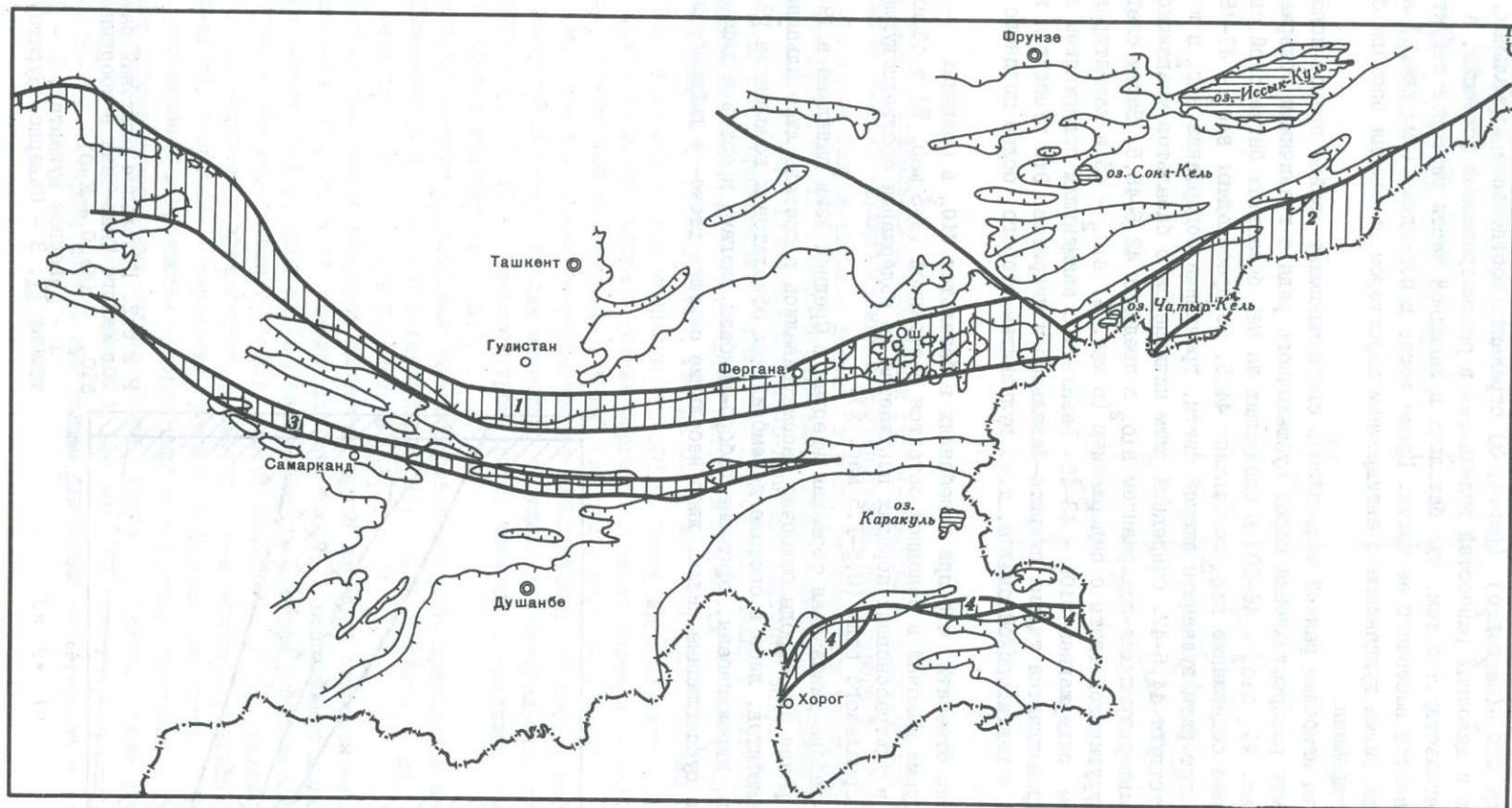
### Петрохимическая эволюция магматических формаций палеорифтов Тянь-Шаня и Памира

А. А. Кустарникова

Анализ магматизма Средней Азии привел [22] к необходимости поддержать идеи о том, что процессы рифтообразования свойственны не только кайнозойской эре, но и более древним эпохам геологической истории. При этом допускается, что древний рифтогенез, как и современный, был вызван одними и теми же глубинными причинами и проявлял себя вне зависимости от типа земной коры [10]. Поэтому к двум группам рифтов – эпирогенной [11] и эпикратонной [13], добавились рифты палеоокеана, а также те, что трассировали границы блоков с корой разной степени консолидированности [5]. Кроме того, выявились рифтоподобные структуры на протоконтинентах и в их обрамлении. Систематизация и строгий анализ магматизма упомянутых структур с позиций рифтогенеза являются задачей будущего.

Настоящая статья посвящена магматизму структур, морфология которых наиболее соответствует современным рифтам. Это узкие (первые километры) протяженные (сотни, тысяча километров и более) зоны, ограниченные системой разломов и представленные продуктами мафит-ультрамафитового вулканизма нормальной или чаще повышенной щелочности. На территории Средней Азии выделены четыре подобные структуры, различающиеся временем зарождения, длительностью функционирования, объемами продуктов магматизма, ассоциациями пород и местоположением в структуре регионов (рис.1).

Первая из структур сформировалась вдоль границы Среднего и Южного Тянь-Шаня (Букантау-Карачатыр-Алайская зона) в тот период, когда континентальная земная кора в Среднем Тянь-Шане была уже образована, а в Южном – еще нет. Рифтовый вулканизм проявился в девоне в границах эвгеосинклинали, в которой к этому времени уже завершился собственно геосинклинальный этап развития, а орогенный не начался. Вулканизм представлен пикрит-щелочно-оливин-базальтовой ассоциацией, объединяющей щелочно-оливин-базальтовую и пикрит-габбро-диабазовую формации. Первую считают более раннего девонского возраста, чем последнюю, и выделяют следующие специфические признаки: 1) приуроченность к относительно узкой (первые километры) зоне долгоживущих региональных глубинных разломов; 2) формирование после геосинклинального вулканизма, но до массового внедрения коровых гранитоидов и горообразования; 3) сугубо базальтовый состав с пироксен-лабрадорным парагенезисом породообразующих минералов; 4) слабую степень зеленокаменного перерождения; 5) пространственную сопряженность с пикритами. Петрографический и химический состав пород ассоциации и их важнейшие петрохимические характеристики уже опубликованы [5, 22].



Р и с. 1. Схема расположения фанерозойских палеорифтов на территории Тянь-Шаня и Памира

Зоны: 1 - Букантау-Карачатыр-Алайская, 2 - Атбаши-Хантэнгрийская, 3 - Каттармай-Ягнобская, 4 - Рушанско-Шартокая

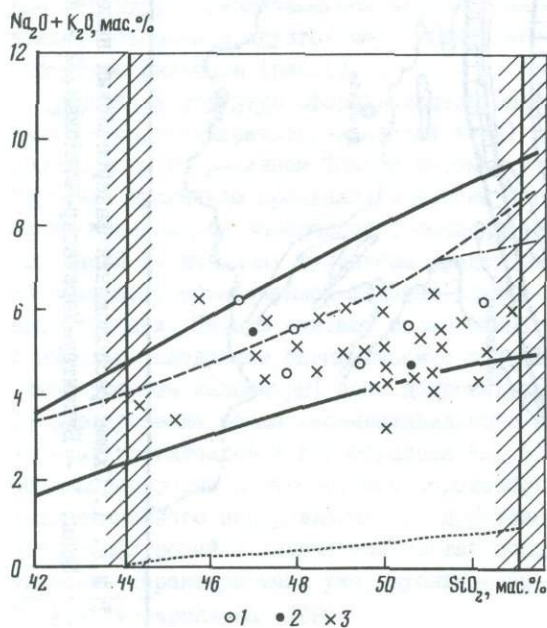
Диаграммы  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (рис.2, 3) отражают соотношение нормальных, субщелочных и щелочных разностей вулканитов в рассматриваемой фoрмации, а также свидетельствуют о том, что базальты в западной части рифтовой структуры кислее базальтов восточной ее части. Кроме того, в последних (см. рис.2) выделяются два ритма вулканизма с антидромным характером изменения состава базальтов во времени.

Вулканиты наиболее ранней чилесайской свиты занимают крайне правое положение в области распространения пород субщелочного ряда с граничными содержаниями (в мас. %)  $\text{SiO}_2$  - 46-50. В следующих за ней базальтах баткенской свиты наименьшее содержание  $\text{SiO}_2$  составляет 44,5, но преобладают  $\text{SiO}_2$  - 47-48. Завершают этот ритм вулканиты яшской свиты, граничные содержания  $\text{SiO}_2$  в которой соответствуют 44,5-47. Очередной ритм начинается с базальтов араванской свиты, характеризующихся содержанием  $\text{SiO}_2$  в пределах 42,5-48,5. Затем следуют базальты куруганской свиты с содержанием (в мас. %)  $\text{SiO}_2$  - 45 и каттаторской с граничным содержанием  $\text{SiO}_2$  - 43-46. Базальты с наименьшим содержанием  $\text{SiO}_2$  обычно сопровождаются телами пикрито-базальтов и пикритов. Это относится к араванской и каттаторской свитам, т.е. вулканитам второго, более позднего ритма.

Интересно отметить, что при колебаниях в базальтах  $\text{SiO}_2$  в пределах 7-8 мас. % сумма щелочей в основном остается постоянной (3-5 мас. %) в обоих ритмах, а в ультраосновных породах понижается до содержания соответствующего пикритам нормального ряда (0,5-1,5 мас. %).

Пикрит-габбро-диабазовая фoрмация впервые в Средней Азии выделена в 1976 г. [12], а ранее эти породы ошибочно рассматривались в составе либо альпидотипных ультрамафитов, либо в составе докембрийских офиолитовых комплексов [9, 16].

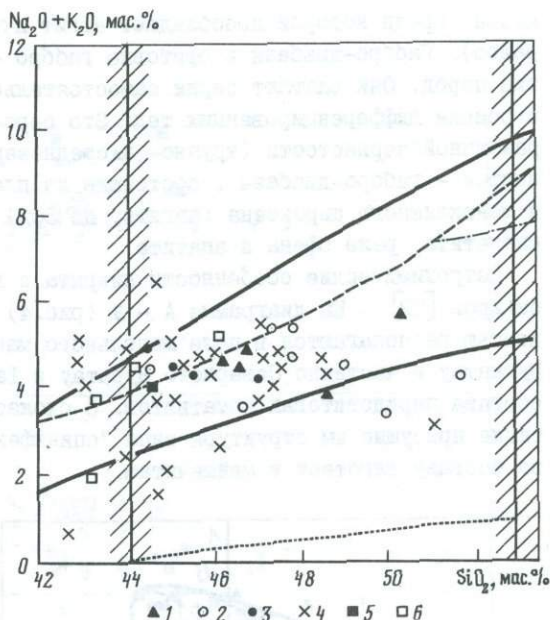
Пикриты, пироксидиазы, офиотные габбро-диабазы слагают простые и дифференцированные субсогласные sillы, либо небольшие секущие штоко- и дайкообразные



Р и с.2. Положение рифтовых базальтов Южного Тянь-Шаня в координатах  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$   
 1 - Северное Букантау; 2 - Джетымтау II; 3 - Северное Нуратау

Р и с. 3. Положение рифтовых базальтов Южной Ферганы в координатах  $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

Свиты: 1 - чилесайская, 2 - баткенская, 3 - яшская, 4 - араванская, 5 - куруганская, 6 - каттаторская



тела (при значительном преобладании габбро-диабазов), приуроченные к площадям развития осадочно-вулканогенных и вулканогенных свит девона и песчано-сланцевых отложений силура-нижнего девона, в зонах региональных глубинных разломов (Северо-Букантауский, Северо-Нуратинский, Южно-Ферганский, Атбаш-Иныльчекский), трансирующих Букантау-Карачатыр-Алайскую рифтовую зону.

Размеры тел сравнительно небольшие. Преобладают силлы и дайки длиной от первых десятков до нескольких сотен метров и мощностью от 1-3 до 30-50 м, реже штоки площадью до 0,05-0,1 км<sup>2</sup>, иногда 0,5-1 км<sup>2</sup>, наиболее крупные силлы протягиваются до 2-3 км при мощности 100-300 м. Самый крупный силл - Набирский - расположен в урочище Сартале (Южная Фергана) и имеет размеры 5-5,5x0,1-0,5 км, площадь обнаженной части около 1,5 км<sup>2</sup> (из них пикриты - 0,8 км<sup>2</sup>). Контакты их с вмещающими породами преимущественно субсогласные, но всегда четкие, резкие (пикритовые тела), иногда отчетливо секущие как интрузивные, так и тектонические [2, 7, 16]. Имеются, кроме того, сведения о наличии в Сартале лавовых потоков коматитов [2, 3, 7].

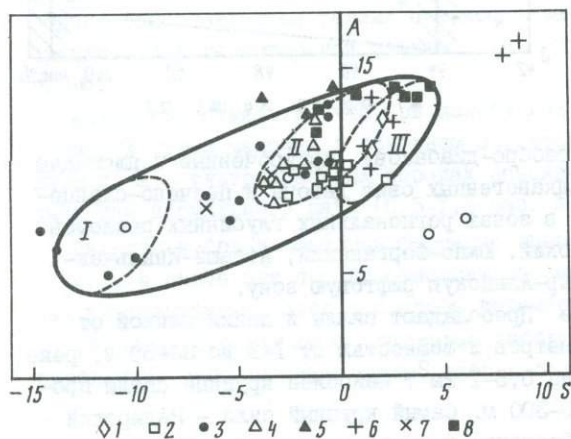
Минералого-петрографическая характеристика пикритов приводится в работах И.Е.Гамалева и др. [3], И.Х.Хамрабаева [21], Н.П.Михайлова и др. [12], В.В.Баранова и др. [2], Ю.Л.Семенова [16].

Минеральный состав пикритов различных групп довольно однообразен, в них установлены (в об. %): оливин-хризолит (70-95), моноклинный пироксен-авгит и титан-авгит (3-15), диопсид (в пикритах Надира), бурая роговая обманка (3-5), плагиоклаз-лабрадор-битовнит (5-12), биотит и флогопит (2-3), титаномagnetит (до 2), акцессорные - хромпикотит, ильменит, сфен, апатит, сульфиды (пирротин, пентландит), вторичные - серпентин, уралит, лейкоксен, магнетит.

Пикрит-диабазы встречаются в переходных зонах между пикритами и габбро-диабазами дифференцированных силлов (Надир, Ташрабат, Каинды), реже образуют отдельные тела (Карачатыр). К ним Ю.Л.Семенов [16] относит разности, состоящие на 50-70% из порфирированных кристаллов оливина и мелкозернистой основной

массы, среди которой преобладают авгит и сосюритизированный плагиоклаз (лабрадор). Габбро-диабазы и офитовые габбро – наиболее широко распространенный тип пород. Они слагают серии самостоятельных силлов и даек, реже участвуют в строении дифференцированных тел. Это серо-зеленые полнокристаллические породы различной зернистости (крупно- и среднезернистые) – офитовые габбро, мелкозернистые – габбро-диабазы, состоящие из плагиоклаза (андезин-лабрадор, 60–70%) и моноклинного пироксена (авгиты, до 30%) и аксессуарных – ильменита, титаномагнетита, реже сфена и апатита.

Петрохимические особенности пикрита и габбро-диабазов исследовал И.К.Абубакиров [22]. На диаграмме А – S (рис.4) пикриты Южного Тянь-Шаня почти полностью располагаются в поле модельного мантийного состава. Пикриты Северного Букантау и частично Северного Нуратау и Ташрабатской группы находятся в поле состава перидотитовых коматитов. О схожести их с последними свидетельствуют также присущие им структуры типа "спинифекс". Часть пикритов Надиурской группы по составу тяготеет к меймечитам.

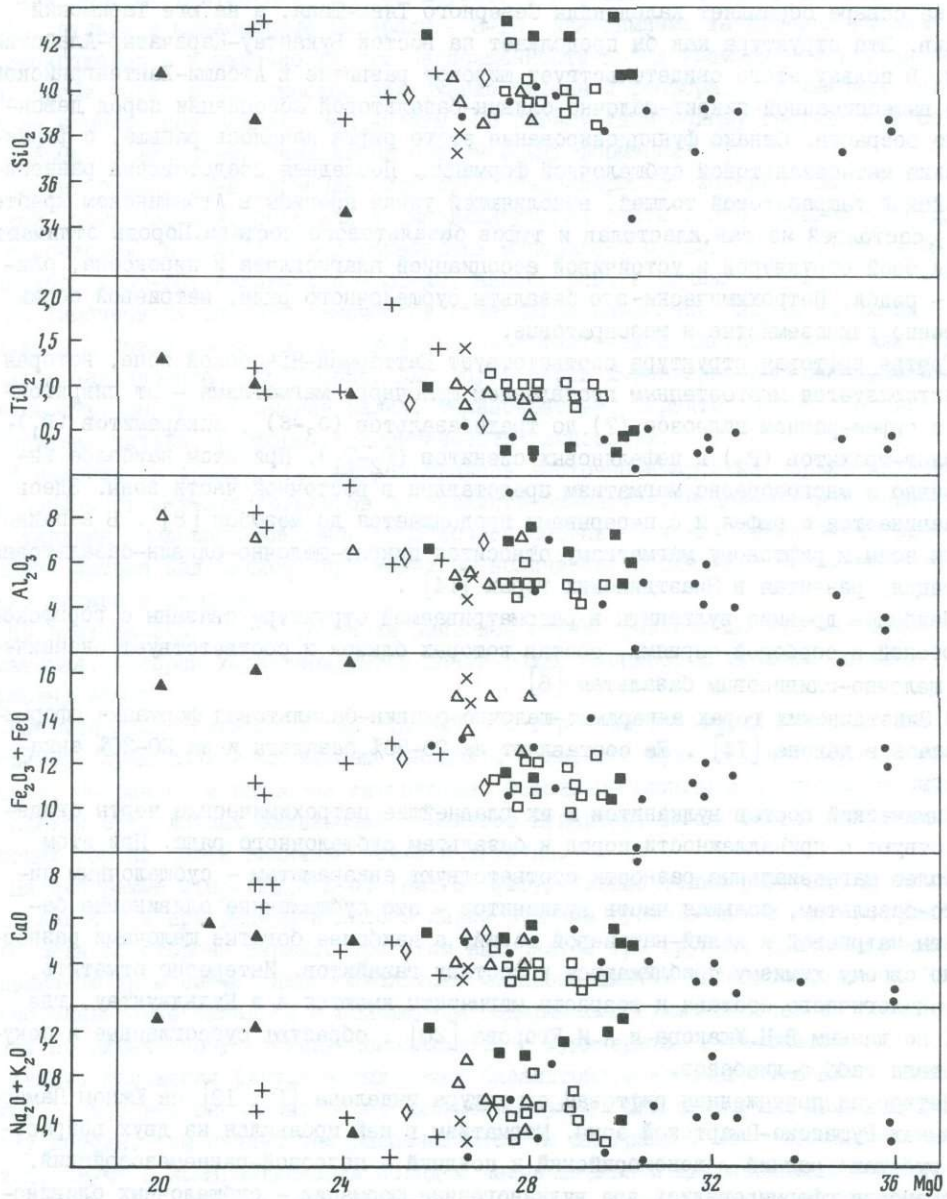


Р и с. 4. Поля модельных составов вулканических и гипабиссальных пород семейства пикритов

Поля: I – меймечитов, II – пикритов, III – перидотитовых коматитов; 1 – Северный Букантау; 2 – Османсай; 3 – НаDIR; 4 – Карачатыр; 5 – Баубашата; 6 – Ташрабат; 7 – Каинды; 8 – Юго-Западный Памир

На вариационной диаграмме MgO-окислы (в мас.%) (рис.5) отчетливо выявляются основные петрохимические особенности пикритов Южного Тянь-Шаня: низкое < 46 мас.% содержание SiO<sub>2</sub> и слабая дифференцированность по кремнезему (в пределах 38–42 мас.%) при значительных колебаниях содержания MgO.

Наиболее магниальными (28–39 мас.%) являются пикриты Надиурской группы, наименее (20–27 мас.%) – Баубашатинской, Ташрабатской и Каиндинской групп, расположенных в восточном секторе Южного Тянь-Шаня. Тренды Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O свидетельствуют об обратной корреляции окислов с MgO. При этом наиболее низкими содержаниями глинозема, двуокиси титана и щелочей характеризуются пикриты Надиурской группы. Очень близкими и почти однородными по химическому составу являются пикриты Северного Букантау, Северного Нуратау и Карачатыра, что свидетельствует о слабой их дифференцированности. Более дифференцированными являются пикриты Надиурской и Ташрабатской групп, среди которых известны переходные разности пород типа пикрит-диабазов (плагиоклазовые пикриты), отвечающие по составу и химизму пикрито-базальтам нормального ряда. Габбро (офитовые) и габбро-диабазы относятся к породам субщелочного ряда и соответствуют субщелочным оливиновым базальтам (Баубашата, Ташрабат, Каинды) и лейкобазальтам (Северный Букантау, НаDIR) натриевой серии, что позволяет



Р и с. 5. Вариационная диаграмма MgO - окислы (в мас. %) для пикритов Южно-Тянь-Шаня и Юго-Западного Памира

Условные обозначения см. на рис. 4

рассматривать их как субвулканические аналоги (гипабиссальные тела) ассоциирующихся с ними базальтоидов.

Вторая рифтовая структура соответствует Атбаши-Хантенгрийской зоне, которая на севере обрамляет каледониды Северного Тянь-Шаня, а на юге Таримский массив. Эта структура как бы продолжает на восток Букантау-Карачатыр-Алайский рифт. В пользу этого свидетельствует широкое развитие в Атбаши-Хантенгрийской зоне вышеописанной пикрит-щелочно-оливин-базальтовой ассоциации пород девонского возраста. Однако функционирование этого рифта началось раньше, с формирования metabазальтовой субщелочной формации. Последняя представлена раннесилурийской ташрабатской толщей, выполняющей узкие прогибы в Атбашином хребте [17], состоящей из лав, кластолав и туфов базальтового состава. Породы отличаются порфировой структурой и устойчивой ассоциацией плагиоклаза и пироксена, оливин — редок. Петрохимически — это базальты субщелочного ряда, натриевой серии, умеренно глиноземистые и мезократовые.

Третья рифтовая структура соответствует Каттармай-Ягнобской зоне, которая характеризуется многоэтапным проявлением щелочного магматизма — от пикритоидов в рифее-раннем палеозое (?) до трахибазальтов ( $O_3-S$ ), анкармитов ( $D_1$ ), фонолит-трахитов ( $P_2$ ) и нефелиновых сиенитов ( $P_2-T_1$ ). При этом наиболее интенсивно и многообразно магматизм представлен в восточной части зоны. Здесь он начинается с рифея и с перерывами продолжается до мезозоя [8]. В западной части зоны к рифтовому магматизму относится пикрит-щелочно-оливин-базальтовая формация, развитая в Зиаэтдинских горах [14].

Наиболее древние вулканы в рассматриваемой структуре связаны с горифской, ягнобской и сорбской сериями, состав которых близок и соответствует океаническим щелочно-оливиновым базальтам [6].

В Зиаэтдинских горах анкармит-щелочно-оливин-базальтовая формация сформировалась в девоне [14]. Ее составляют на 70–80% базальты и на 20–30% анкармиты.

Химический состав вулканических пород и их главные петрохимические черты свидетельствуют о принадлежности пород к базальтам субщелочного ряда. При этом наиболее магнезиальные разновидности соответствуют анкармитам — субщелочным пикрит-базальтам, большая часть вулканических пород — это субщелочные оливиновые базальты натриевой и калий-натриевой серий, а наиболее богатые щелочами разновидности по своему химизму приближаются к составу гавайитов. Интересно отметить, что аналогичного состава и возраста магматиты имеются и в Кульджуктау, где они, по данным В.Н. Ушакова и А.И. Егорова [20], образуют субсогласные и секущие тела габбро-диабазов.

Четвертая протяженная рифтовая структура выделена [18, 19] на Южном Памире в рамках Рушанско-Шартской зоны. Магматизм в ней проявился на двух возрастных рубежах: ранний — докембрийский и поздний — палеозой-раннемезозойский. В докембрии сформировались две вулканогенные формации — субщелочных оливиновых базальтов и оливиновых базальтов. В позднем палеозое — субщелочная базальтовая и пикрит-базальтовая, в триасе — меланобазальтовая субщелочная. Первую формацию представляет отаваутекская серия базальтоидов повышенной щелочности (калиево-натриевой серии), умеренной глиноземистости и мезократовости [1]. Оливин-базальтовая формация представлена мазанчутской свитой, базальты которой характеризуются несколько повышенной количеством щелочей (см. рис. 1) при существенном преобладании натрия над калием. Они умеренно гли-

ноземистые, мезократовые. Объем субщелочной меланобазальтовой формации определяется вулканогенными толщами шибержилгинской ( $P_2$ ), агаджанской ( $T_1$ ) свит, составляющих кенджилгинскую и гумбезкольскую серии. Минеральный состав (в мол.%) пород серий: оливин – 0–10, пироксен, амфибол – 30–70, плагиоклазы – 20–40, рудные и акцессорные минералы – 3–10. Для химизма характерна высокая меланократовость и щелочность при недосыщенности пород кремнеземом и глиноземом. Кроме того, в них высокое содержание титана и фосфора, а в щелоках натрия не намного преобладает над калием. По своему химическому составу они сопоставимы со щелочными базальтами океанических формаций [6].

Пикрит–базальтовая формация складывается позднепермской западно–шартской серией (чоттукойская, бельская и джарджилгинская свиты). Это – лавовые потоки с составом (в мол.%) породообразующих минералов: оливин – 0–10, пироксен и амфибол – 30–50, плагиоклаз – 30–40, акцессорных и рудных – 5–15.

По химическому составу намечается отчетливое разделение пород на пикрит–базальты и базальты как в бельской и в джарджилгинской свитах, так и для вулканитов западно–шартской серии. Для пород серии характерна высокая суммарная щелочность, высокое значение калия, меланократовый характер пород, высокие содержания титана, фосфора, недосыщенность глиноземом.

И наконец, в триасе ( $T_3$ ) сформировалась восточно–шартская серия, включающая породы от пикрито–базальтов до андезито–базальтов. В целом для породы серии типичен субмеланократовый субщелочной состав. Для них свойственно преобладание натрия над калием, при заметном количестве последнего повышено содержание титана и фосфора.

Из всех рассмотренных формаций наиболее широко развита щелочно–оливин–базальтовая, которая характеризуется почти тождественностью химизма во всех рифтовых зонах.

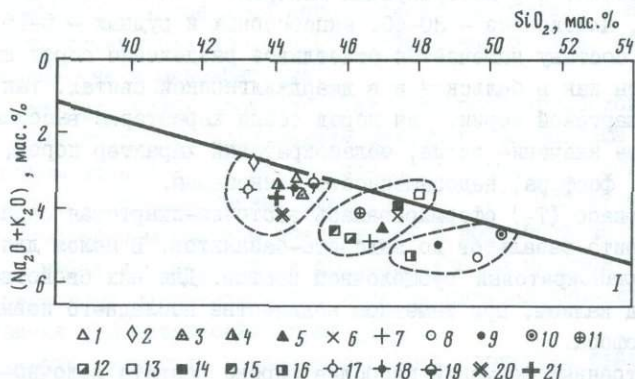
Имеются лишь незначительные отличия в содержании некоторых окислов. Так, например, субщелочные оливиновые базальты Северного Букантау наиболее кремнистые, натриевые и наименее титанистые. Остальные окислы и петрохимические параметры субщелочных оливиновых базальтов Букантау, Южной Ферганы и Зиаатдинских гор по своей величине почти идентичны.

На диаграмме  $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$  (рис.6) фигуративные точки рифтовых вулканитов улеглись в приграничной полосе линии раздела субщелочных и пород нормального ряда со стороны первых. При этом выделяются три группы, различающиеся по содержанию кремнезема: пикробазальтов, меланобазальтов и лейкобазальтов. Щелочно–оливиновые базальты с повышенным содержанием суммы щелочей и особенно калия по химическому составу приближаются к муджиеритам и гавайитам.

Анализ положения фигуративных точек базальтоидов на диаграмме  $\Delta FM$  показал (рис.7), что все они лежат более или менее кучно. При этом, чем ближе по возрасту породы, тем кучнее они располагаются на диаграмме. Эти особенности свидетельствуют о комагматичности пород и незначительной дифференциации магмы при формировании близко–одновременных базальтов. Породы длительно функционировавшего рифтового магматизма образуют поле, свидетельствующее о наличии дифференциации магмы. Последняя частично совпадает с определенной частью тренда дифференциации толеитов скергаардского типа, но в большей степени с трендом щелочных магм Гавайской и Императорских зон в Северной Пацифики [15]. Отмечается возрастание отношения  $FeO/MgO$  с 0,99 до 1,6 от докембрийских базальтов к девонским в Каттармай–Ягнобской зоне и от 1,4 до 2,0 в направлении

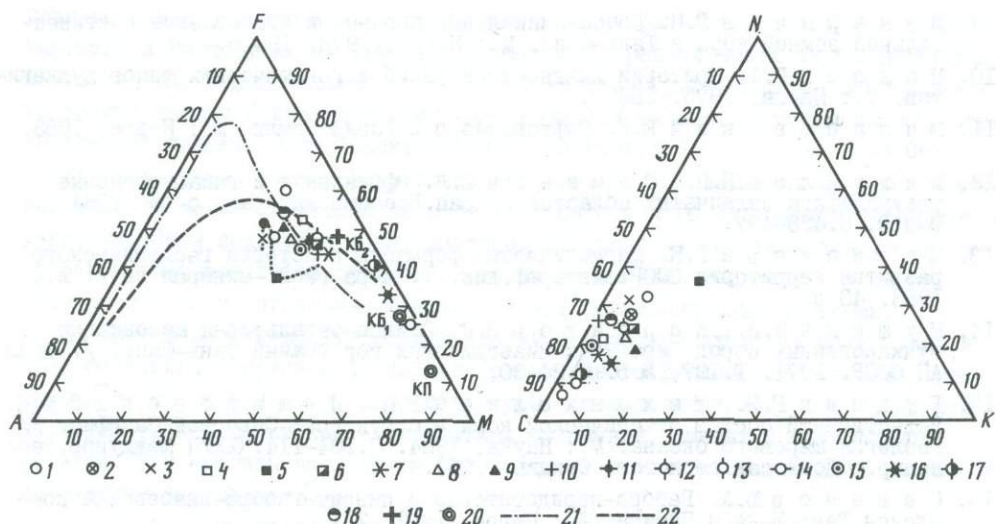
с запада на восток в Букантау-Карачатыр-Алайской, которое также указывает на наличие процессов дифференциации исходных мантийных пикритов с отношением, равным 0,3-0,5.

Таким образом, все рассмотренные структуры, имея линейно вытянутую конфигурацию, обрамляют блоки с консолидированной земной корой, но состав и особенности химизма вулканитов в них близки тем, которые характерны для блоков с океанической корой. Повторяемость в пространстве и во времени указанных выше однотипных структур позволяет рассматривать их как закономерное следствие определенных этапов поступательного развития земной коры региона.



Р и с. 6. Диаграмма  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  для рифтовых базальтов Южного Тянь-Шаня и Южного Памира

Метапикрито-метабазальтовая формация (Каттармай-Ягнобская зона): 1 - пикрито-базальты намрудского комплекса, 2 - то же гуштурского комплекса, 3 - базальты каттармайской свиты, 4 - анкармиты каттармайской свиты; метабазальтовая субщелочная формация (Каттармай-Ягнобская зона): 5 - базальты дубурсинского комплекса, 6 - базальты анзобского комплекса, 7 - базальты ташрабадской толщи (Атбаша-Хантенгрийская зона); щелочно-оливин-базальтовая формация (Букантау-Карачатыр-Алайская зона): 8 - базальты кулькудукской свиты (Северный Букантау), 9 - базальты Джетымтау II, 10 - базальты шавазской свиты (Северный Нуратау), 11 - среднее из базальтов шести свит Южной Ферганы; Ружанско-Шартская зона развития субщелочной оливин-базальтовой формации: 12 - отаваутекская свита; оливин-базальтовая формация; 13 - мазанчутская свита; субщелочная оливин-лейкобазальтовая формация: 14 - базардаринская серия, 15 - восточно-шартская серия, 16 - шиндйская свита; пикрит-базальтовая формация: 17 - бельская свита, 18 - джарджилгинская свита, 19 - чатыршашская свита; меланобазальтовая субщелочная формация: 20 - шибер-джилгинская свита, 21 - агаджинская свита. I - линейная дискриминантная функция, разделяющая базальты нормального и субщелочного рядов



Р и с. 7. Положение рифтовых магматических пород на диаграммах АФМ и CNK

Щелочно-оливин-базальтовая формация: Букантау-Карачатыр-Алайская зона: 1 - кулкулдукская свита Северный Букантау и анкармиты Зиаэтдина, 2 - Южная Фергана, 3 - шавазская свита Северный Нуратау; Каттармай-Ягнобская зона: 4 - горйская серия, 5 - ягнобская серия, 6 - соробская серия, 7 - каттармайская свита; Рушанско-Шартская зона: 8 - гумбезкольская серия, 9 - кенджилгинская серия, 10 - бельская свита, 11 - джарджилгинская свита, 12 - чатырташская свита. Пикрит-габбро-диабазовая формация: Букантау-Карачатыр-Алайская зона: 13 - пикриты Северной Нуратау, 14 - пикриты Сарталя, Южная Фергана, 15 - габбро-диабаз Сарталя, Южная Фергана, 16 - пикриты Карачатыра, Южная Фергана; Атбаши-Хантенгрийская зона: 17 - пикриты Баубашаты; Рушанско-Шартская зона: 18 - габбро-диабаз чатырташской серии, 19 - пикробазальт чатырташской серии; 20 - средний состав коматитового перидотита (КП) и коматитового базальта (КБ<sub>1</sub>); 21 - тренд дифференциации толеитов скергаардского типа; 22 - тренд дифференциации щелочных магм Гавайской и императорской зон Северной Пацифики

#### Литература

1. Акрамов М.Б., Пейкре Ю.Б., Таджидинов Х.С. Химический состав магматических горных пород Рушанско-Шартской зоны (Южный Памир). Душанбе: Дониш, 1982. 178 с.
2. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минералогия. Ташкент: Фан, 1978. 167 с.
3. Гамалеев И.Е., Хамрабаев И.Х., Муминов Ш.А., Баранов В.В. О пикритовых порфиритах Южной Ферганы и Северного Нуратау // Узб. геол. журн. 1967. № 1. С.3-9.
4. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.
5. Кустарникова А.А. О типах палеовулканизма как индикаторах состояния палеокоры на территории Южного Тянь-Шаня // Магматизм и глубинное строение земной коры Средней Азии. Ташкент: Фан, 1982. С.27-63.
6. Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базитов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
7. Леснов Ф.П. Новые данные по геологии и петрологии Сарталинского полигенного базит-гипербазитового плутона (Южный Тянь-Шань) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1982. Вып. I. С.26-57.
8. Лутков В.С., Магаровский В.В. Состав гранулит-базитового слоя Южного Тянь-Шаня и Памира // Докл. АН СССР. 1975. Т.272, № 2. С.442-445.

9. Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 194 с.
10. Малеев Е.Ф. Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М.: Наука, 1975. 256 с.
11. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
12. Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Эффузивные и гипабиссальные ультрамафиты складчатых областей // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1984. Вып. 3. С. 428-437.
13. Москалева В.Н. Магматические формации в истории геологического развития территории СССР: Автореф. дис.... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1983. 43 с.
14. Мушкин И.В., Корсаков В.С. Оливин-базальтовая ассоциация вулканогенных пород Зирабулак-Зиаэтинских гор (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1971. Т. 197, № 5. С. 24-30.
15. Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Пущаровский Ю.М. Вещественный состав океанической коры в структурах Северной Пацифики // Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. С. 104-114. (XXII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. Секция С.06).
16. Семенов Ю.А. Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. Л.: Недра, 1982. 211 с.
17. Стратифицированные интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 12.
18. Тадждинов Х.С. Вулканизм Центрального Памира // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973. С. 90-92.
19. Тадждинов Х.С. Тектоническое развитие и магматизм Южного Памира // Закономерности тектонической структуры Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1981. С. 130-132.
20. Ушаков В.Н., Егоров А.И. Некоторые особенности палеозойского вулканизма Зеравшано-Алайской зоны (Западный Узбекистан) // Эволюция вулканизма Узбекистана. Ташкент: САИГИМС, 1979. С. 15-27.
21. Хамрабаев И.Х. Пикритовые тела Южного Тянь-Шаня как продукты вещества мантии // Петрология. М.: Наука, 1972. С. 39-47. (XXII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. Пробл. 2).
22. Эволюция магматизма Средней Азии. М.: Наука, 1987. 277 с.
23. Brooks C., Hart S. An extrusive basaltic komatiite from a Canadian Archean metavolcanic belt // Canad. J. Earth Sci. 1971. vol. 9, N 10. p. 134-145.
24. Viljoen M.S., Viljoen R.P. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Overwacht group and a proposed new class of igneous rocks // Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr. 1969. N 2. p. 55-85.

УДК 551.263.038:550.42(571.1)

Петрохимическая эволюция магматических формаций Кузнецкого Алатау

В.Л.Хомичев, О.И.Никонов, Р.М.Гусейнова, Е.С.Хомичева

Кузнецкий Алатау является типовым регионом салаиро-каледонской части Алтае-Саянской области, но в отличие от других гораздо лучше изучен в отношении как расчленения магматических образований, так и их вещественного состава, поэтому он нередко выступает в качестве эталона.

По единодушному мнению исследователей, Кузнецкий Алатау, как и вся Алтае-Саянская область, имеет складчато-глыбовое строение, обусловленное резко неоднородной мозаичной структурой фундамента. Заложение геосинклинали здесь произошло в позднем рифее и, несомненно, связано с активизацией глубинных

© В.Л.Хомичев, О.И.Никонов, Р.М.Гусейнова, Е.С.Хомичева, 1990

разломов. В Кузнецком Алатау глубинный разлом проходит в осевой части от Мартайги к Горному Алтаю (рис.1). Примерно в средней части он расщепляется на две ветви, ограничивающие с запада и востока Томско-Терсинский гранито-гнейсовый выступ байкалид и Мрасский срединный массив, в основании которого залегает фундамент типа Томско-Терсинского выступа.

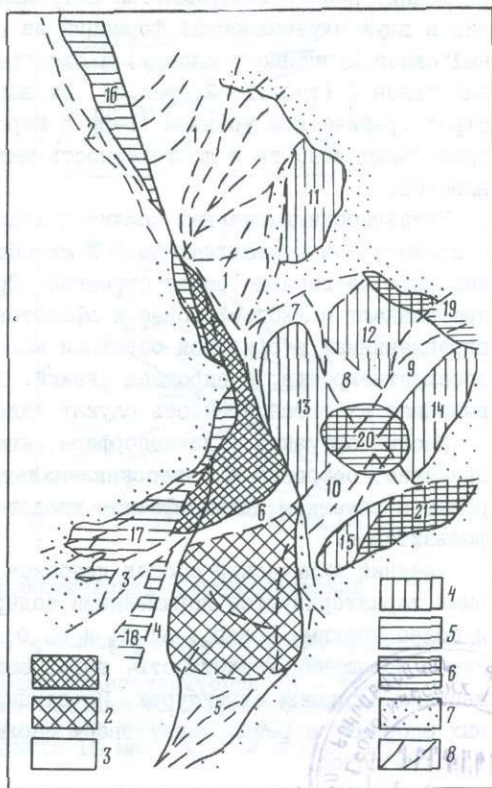
Вдоль Кузнецко-Алатауского глубинного разлома и оперяющих его региональных тектонических нарушений на месте переработанного фундамента формируются узкие линейные подвижные зоны, характеризующиеся карбонатно-сланцево-вулканогенным разрезом рифея-среднего кембрия повышенной мощности ( $> 15$  км). Эти зоны относятся к негативным фемическим эвгеосинклинальным прогибам.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау в промежутках между подвижными зонами сохранились крупные блоки непереработанного фундамента, которые представляли устойчивые позитивные структуры с сокращенной мощностью (8-9 км) преимущественно терригенно-карбонатных отложений, смятых в брахиформные складки. Эти прогибы на жестком основании относятся к сиалическим миогеосинклинальным структурам [3].

На рубеже среднего и позднего кембрия Кузнецкий Алатау вступает в орогенную стадию, которая продолжается до девона. В результате этого к востоку от Кузнецко-Алатауского разлома возникли складчатые сооружения. С ранними орогенными движениями в подвижных зонах ( $\epsilon_{2-3}$ ) связано становление мартайгинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса, проникающего, однако, и в блоковые структуры. С более поздними движениями ( $\epsilon_3-0$ ) связаны консолидация блоковых зон и формирование субгоризонтальных пластовых массивов гранитов тигертышского комплекса.

Р и с. 1. Схема тектонического районирования Кузнецкого Алатау

1 - Томско-Терсинский выступ байкалид; 2 - Мрасский срединный массив; 3 - подвижные эвгеосинклинальные зоны (1 - Мартайгинская, 2 - Пезасская, 3 - Мустагская, 4 - Лебедская, 5 - Верхнемрасская, 6 - Ортонская, 7 - Коммунарская, 8 - Балахчинская, 9 - Сонская, 10 - Шорская); 4 - устойчивые миогеосинклинальные блоковые зоны (11 - Саралинская, 12 - Улень-Туимская, 13 - Тигертышская, 14 - Уйбатская, 15 - Аскизская); 5 - краевой проторогенный прогиб (16 - Золотокитайская, 17 - Тельбесская, 18 - Кондомская зоны); 6 - наложенные проторогенные впадины на восточном склоне Кузнецкого Алатау (19 - Катикшинская, 20 - Кардыганская, 21 - Саксырская); 7 - дейтеророгенные девонские межгорные прогибы и впадины; 8 - глубинные и крупные региональные разломы



В кембрий-ордовикское время к западу от Кузнецко-Алатауского разлома у подножья геосинклинальных сооружений заложился протяженный Тельбес-Золотокитатский периферический протоорогенный прогиб, который тесно ассоциирует с каледоно-герцинской геосинклиналью Горного Алтая. Он выполнен флишеидными осадками, но вблизи разлома широко развиты и вулканогенные породы трахиандезит-трахилапаритовой формации.

В конце ордовика или в силуре протоорогенный прогиб замыкается и причленяется к салаирским структурам осевой части Кузнецкого Алатау. В это время в его пределах образуется тельбесский габбро-монцодиорит-граносиенитовый комплекс, комагматичный эффузивам прогиба. Развитие таких же по составу и возрасту интрузивных пород на восточном склоне Кузнецкого Алатау (карлыганский комплекс) свидетельствует о том, что и здесь существовал наложенный орогенный прогиб, остатками которого являются Тейская, Катошкинская, Кошкуллакская мульды. Сложены они вулканогенными породами, очень близкими к ордовикским вулканитам западного склона [4].

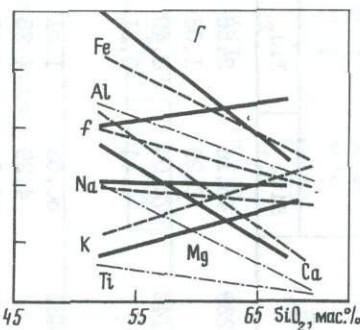
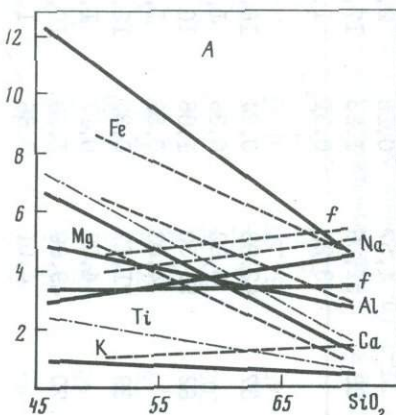
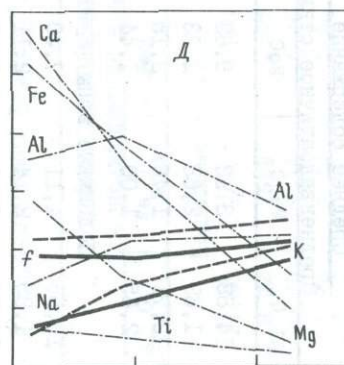
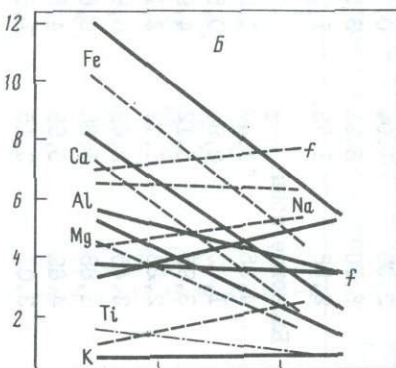
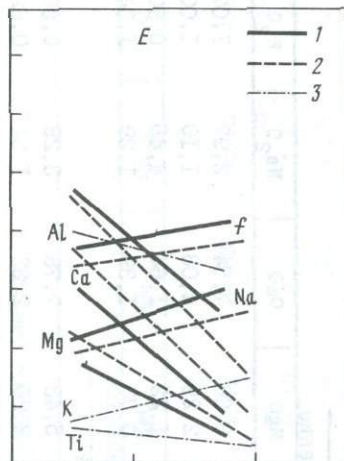
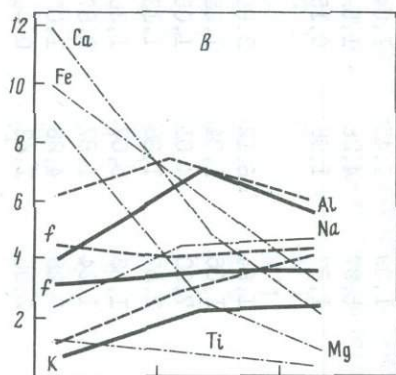
Дальнейшая геологическая история Кузнецкого Алатау связана с заложением девонских межгорных впадин дейтероорогенной стадии, возникающих в результате блоковых движений консолидированного салаиро-каледонского складчатого основания. В межгорных впадинах в лагунно-континентальных условиях сопряжены седиментационные и вулканические процессы, в ходе которых образуется мощная фациально неустойчивая эффузивно-терригенная толща нижнего девона.

Таким образом, Кузнецкий Алатау пережил сложную тектоно-магматическую эволюцию, отраженную в вещественном составе вулканических и плутонических формаций. Ниже сопоставляются петрохимические особенности четырех вулканических и двух плутонических формаций из подвижных эвгеосинклинальных зон (западный склон Кузнецкого Алатау) и блоковых миегеосинклинальных структур (восточный склон) (табл.1, 2; рис.2). Их выбор обусловлен надежно установленным стратиграфическим уровнем [1-3] и широким распространением, обеспечивающими представительность и достоверность материала, а также региональный характер выводов.

Раннегеосинклинальная спилит-диабазовая формация в рифейских отложениях подвижных зон составляет до 50% их общей мощности (5 км). В блоковых зонах значение ее гораздо более скромное. Среди диабазов и диабазовых порфиритов преобладают мелкопорфировые и афанитовые разности, причем плагиоклаз во вкрапленниках и офитовой основной массе обычно нацело альбитизирован или сосюритизирован, а пироксен свежий. Петрографические особенности пород и повышенная их титаносодержательность служат надежными диагностическими признаками.

Кислые эффузивы (плагиопорфиры, кварцевые кератофиры) имеют подчиненное значение, особенно в эвгеосинклинальных зонах. Они также мелко-скуднопорфировые с заметным идиоморфизмом кислого плагиоклаза. Основная масса микрофельзитовая.

Средний химический состав диабазов в подвижных зонах по сравнению с блоковыми характеризуется повышенными содержаниями оснований ( $MgO$ ,  $FeO$ ,  $TiO_2$ ) и более низкими -  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ . Это подтверждает общеизвестное положение о повышении кислотности, глиноземистости и щелочности однотипных пород в жестких блоковых структурах. По данным А.Ф.Белюсова и др. [1], в непрерывных опорных разрезах снизу вверх наблюдается тенденция увеличения меланократовости пород.



Р и с. 2. Петрохимическая эволюция вулканических и плутонических формаций Кузнецкого Алатау

Формации: А - спилит-диабазовая, Б - базальт-андезит-кварц-кератофировая, В - габбро-диорит-гранодиоритовая, Г - трахиандезит-трахилипаритовая, Д - габбро-монциодорит-граносиенитовая, Е - трахибазальт-трахитовая; 1 - тренд эволюции состава формаций подвижных зон; 2 - то же блоковых зон; 3 - то же обоих типов структур (единный тренд). За точку отсчета  $Al_2O_3$  принято 10 мас. %, окисленность железа  $f = 10Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$

Состав (в мас. %) вулканогенных формаций Кузнецкого Алатау

Формация, возраст	Группа пород	n	Среднее содержание								
			Среднеквадратичное отклонение								
			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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
С-Д(R <sub>3</sub> )	о	239	46,16	2,55	14,88	3,93	8,88	6,68	7,54	2,97	1,07
			3,29	1,03	1,89	2,68	2,23	2,29	4,08	1,10	1,00
	к	142	72,04	0,40	12,71	1,46	3,15	1,22	1,64	4,48	0,90
			4,44	0,21	2,65	1,00	1,44	0,73	1,39	1,29	1,04
Подвижные зоны											
Б-А-К(ε <sub>1</sub> )	о	431	50,03	1,51	15,55	4,11	7,40	5,43	7,78	3,29	0,56
			4,29	1,25	1,85	2,14	2,11	2,20	2,62	1,34	0,62
	к	47	70,12	0,41	13,00	1,60	3,63	1,25	2,11	5,06	0,49
ТА-ТЛ(0)	о	151	52,58	1,43	16,55	6,16	4,29	3,70	5,38	4,34	1,61
			4,98	0,61	1,77	2,73	2,06	1,87	2,88	1,27	1,12
	к	92	68,09	0,52	14,69	3,31	4,74	0,85	1,53	3,97	3,34
ТБ-Т(D <sub>1</sub> )	о	88	4,57	0,25	2,08	2,00	1,04	0,71	1,39	1,45	1,54
			51,26	1,28	17,95	6,80	3,26	3,53	5,97	4,28	1,59
	к	37	3,22	0,31	1,10	2,58	1,73	1,59	1,87	1,98	0,15
Блочные зоны											
ТБ-Т(D <sub>1</sub> )	к	37	62,93	0,74	16,93	4,05	1,47	1,02	1,64	6,12	2,85
			3,92	0,36	1,34	1,82	0,94	0,55	1,05	1,04	1,25
С-Д(R <sub>3</sub> )	о	62	50,30	1,98	16,38	3,95	5,12	4,92	7,00	4,01	1,05
			4,03	0,56	1,97	2,23	1,73	2,14	2,57	1,38	1,13
	к	39	71,17	0,37	12,89	2,45	2,49	0,89	1,33	5,07	1,26
Б-А-К(ε <sub>1</sub> )	о	70	4,02	0,17	1,85	1,88	1,35	0,65	1,24	1,87	0,87
			49,99	1,38	16,39	4,69	5,98	4,50	7,28	4,28	1,07
	к	41	4,01	0,86	1,78	3,01	2,15	1,89	2,95	1,42	0,64
ТА-ТЛ(0)	о	48	67,10	0,51	16,11	2,01	2,60	1,35	1,68	5,14	2,34
			5,22	0,28	2,00	1,22	1,38	1,14	1,28	1,93	1,79
	к	19	51,95	1,27	16,99	5,00	4,04	4,40	6,52	3,82	2,26
ТБ-Т(D <sub>1</sub> )	о	102	4,77	0,60	2,26	3,55	2,16	2,10	2,57	1,05	0,98
			70,15	0,45	13,76	1,79	2,23	0,47	1,26	3,33	4,91
	к	49	3,45	0,07	2,94	1,70	1,25	0,19	0,78	1,14	1,85
ТА-ТЛ(0)	о	48	50,32	1,15	17,89	5,15	4,51	4,46	7,65	3,74	1,40
			4,91	0,42	1,68	2,22	1,91	2,33	2,79	1,05	0,75
	к	49	64,97	0,61	16,19	3,29	2,02	0,88	1,86	5,20	2,95
			5,11	0,28	2,10	1,90	0,99	0,64	1,05	1,44	1,42

Примечание. Формации: С-Д(R<sub>3</sub>) - спилит-диабазовая, Б-А-К(ε<sub>1</sub>) - базальт-андезит-кварцкератофировая, ТА-ТЛ(0) - трахиандезит-трахилипаритовая, ТБ-Т(D<sub>1</sub>) - трахибазальт-трахитовая. Породные группы: о - основная, к - кислая, n - число анализов.

Таблица 2

Состав (в мас. %) plutonic формаций Кузнецкого Алатау

Формация	Группа пород	n	Среднее содержание								
			Среднеквадратичное отклонение								
			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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Подвижные зоны											
Габро-диорит-гранодиоритовая	ГБ	222	48,33	1,09	14,66	2,83	6,66	9,41	12,68	2,25	0,64
			2,77	0,53	6,32	1,64	2,08	5,29	4,56	1,35	0,53
	МД	164	59,84	0,74	17,09	2,21	4,26	2,43	5,00	4,47	2,28
Г	174	174	3,96	0,31	1,46	1,12	1,84	1,36	1,69	0,79	1,15
			68,93	0,33	15,44	1,21	2,39	0,88	2,84	4,50	2,22
			2,66	0,14	1,48	0,87	0,96	0,53	0,87	0,83	1,03

Формация	Группа пород	n	Среднее содержание								
			Среднеквадратичное отклонение								
			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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Габбро-монцодиорит-граносиенитовая	ГБ	38	47,86	1,09	17,72	3,75	6,55	5,74	10,64	3,05	1,45
			3,62	0,55	2,10	2,28	1,90	2,30	2,72	1,05	0,83
	МД	81	55,45	0,91	17,60	2,76	4,92	3,32	6,70	3,97	2,28
			3,45	0,40	1,70	1,10	1,30	0,90	2,05	1,00	1,30
	Г	88	68,67	0,43	15,37	1,52	2,15	1,00	2,08	4,24	3,58
			3,20	0,31	1,09	0,90	0,82	0,50	1,20	1,65	1,36
Блочные зоны											
Габбро-диорит-гранодиоритовая	ГБ	102	45,06	1,34	15,13	5,10	6,30	8,55	13,36	1,81	0,84
			3,34	0,51	3,00	1,94	1,66	2,50	3,01	1,04	0,47
	МД	210	56,10	0,94	17,82	3,03	4,11	3,13	6,09	4,34	2,62
			4,40	0,30	1,22	1,18	1,23	1,25	1,79	0,80	0,76
	Г	149	68,06	0,38	16,06	1,33	1,85	0,86	2,55	4,80	2,98
			3,32	0,20	1,11	0,72	0,71	0,61	1,06	0,67	0,69
Гранитовая	Г	95	69,76	0,36	15,31	1,44	1,50	0,76	1,75	4,26	3,89
			3,17	0,20	1,04	0,69	0,67	0,44	1,00	0,63	0,65
			72,29	0,20	15,07	1,14	1,06	0,33	1,17	4,62	4,02
Габбро-монцодиорит-граносиенитовая	ЛГ	59	3,15	0,12	1,53	0,69	0,53	0,19	0,60	0,92	0,68
			45,57	1,46	17,57	5,17	7,33	7,06	11,51	2,51	1,56
	ГБ	38	3,77	0,63	1,78	2,10	2,10	1,99	2,49	0,94	0,65
			54,92	1,01	17,97	2,97	4,57	3,55	6,55	4,09	2,61
	МД	45	4,03	0,34	1,55	1,22	1,20	1,26	2,22	0,76	1,05
			68,93	0,41	15,03	1,55	1,80	0,78	1,81	4,43	3,94
Г	123	3,60	0,22	1,17	0,82	0,61	0,42	0,80	0,77	0,70	

Примечание. Породные группы: ГБ - габброиды, МД - монцодиориты, Г - гранитоиды, ЛГ - лейкограниты.

Кислые эффузивы сопоставляемых структур наследуют различия в диабазах, но менее значимо выраженных: в подвижных зонах они содержат больше  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ , но меньше щелочей и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , а общая железистость в них близкая.

Окисленность железа и в основных, и в кислых эффузивах постоянно выше в блоковых зонах, что подтверждает меньшую глубину морского бассейна на их территории.

Раннекембрийский вулканизм позднегеосинклинальной стадии по сравнению с рифейским в целом более кислый и менее контрастный — базальт—андезит—кварц—кератофировый. В подвижных зонах вулканогенные породы этого уровня составляют до 60% мощности (без учета чисто карбонатных свит), в блоковых — менее 40%. В обоих случаях преобладают основные разности. В пределах вулканогенных паек диабазы и порфириты приурочены к нижним частям, кварцевые кератофиры — к верхним. Все породы сильно зеленокаменно изменены.

И основные, и кислые эффузивы в подвижных зонах по сравнению с блоковыми обогащены основаниями ( $\text{Fe}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ) и меньше содержат глинозема и щелочей. Степень окисленности железа более чем вдвое ниже, т.е. тенденция, которые имели место на раннегеосинклинальном этапе, продолжают и на позднем.

На границе геосинклинальной и орогенной стадий формируется инверсионная габбро—диорит—гранодиоритовая формация. Количественные соотношения между породными группами и в подвижных, и в блоковых зонах практически одинаковы: габброидов около 10%, диоритоидов и гранитоидов примерно поровну. В усредненном химическом составе их также нет значимых различий по большинству компонентов. Только калия в породах блоковых зон явно больше, причем обогащение калием нарастает от габбро к гранитам. Степень окисленности железа устойчиво выше в породах блоковых структур.

Отложениями ордовика начинается в Кузнецком Алатау орогенная стадия. В Тельбес—Золотокитатском прогибе они представлены флишоидными отложениями с переменной ролью вулканических пород, на восточном склоне — это почти исключительно вулканогенные толщи. В том и другом случае вулканические породы составляют последовательно дифференцированную субщелочную трахиандезит—трахилипаритовую серию с подчиненным развитием основных разностей. В отличие от геосинклинальных зеленоцветных пород ордовикские эффузивы имеют бурые, вишневые, лиловые окраски в связи с наземными или мелководными условиями накопления.

В нижних частях разрезов превалируют средне—основные разности, в верхних — щелочно—салические. Тех и других в Тельбес—Золотокитатском прогибе примерно поровну, на восточном склоне явно преобладают трахилипариты и трахиты. По химическому составу между сопоставимыми породами западного и восточного склонов больше сходства, чем различий. В первых чуть больше железа и натрия, но меньше кальция. Явно больше калия в эффузивах восточного склона, в чем, видимо, продолжает сказываться жесткость подстилающего субстрата.

Степень окисленности железа в трахиандезитах Тельбес—Золотокитатского прогиба и восточного склона близкая (6,0 и 5,9), но эволюционирует в направлении кислых пород противоположно: в первом она возрастает, а во втором — падает.

В комагматичной связи с эффузивами ордовика находится габбро—монцодиорит—граносиенитовая формация силурийского возраста. Это также полнодифференцированная серия, в составе которой ведущая роль принадлежит субщелочным гранитоидам (70%), подчиненное значение имеют монцодиориты (25%) и очень небольшое — габброиды (5%).

Химический состав указанных пород в Тельбес-Золотокитатском прогибе и на восточном склоне Кузнецкого Алатау очень близкий. Лишь содержание калия в монцодиоритах и граносиенитах на восточном склоне несколько выше, а также выше окисленность железа во всем ряду пород, т.е. по существу повторяются те же особенности и на том же уровне, что и для эффузивных аналогов.

Последняя, девонская вулканогенная серия широко развита в межгорных прогибах и впадинах. Это наиболее щелочная трахибазальт-трахитовая формация, в составе которой присутствуют и нефелиновые породы. По облику и строению вулканогенных отложений, а также по химическому составу главных породных групп эта формация близка к ордовикской, и во многих случаях разграничить их трудно и даже невозможно.

Различия в химизме соответствующих пород западного склона (окраины Кузбасса) и восточного склона (Минусинские котловины) невелики: в Минусинских котловинах эффузивы содержат больше кальция и магния, но меньше железа и натрия, как и в ордовикских породах. Окисленность железа в девонских вулканитах наибольшая (7, 8%), и она выше в окраинах Кузбасса.

Таким образом, петрохимическая эволюция вулканических пород по латерали (от подвижных эвгеосинклинальных зон к блоковым миегосинклинальным) выражается отчетливо на геосинклинальной стадии, когда различия в тектоническом режиме этих структур значительные. Вулканические формации подвижных зон являются более основными и менее щелочными, окисленность железа в целом умеренная и значительно более низкая, нежели в блоковых.

На орогенной и дейтероорогенной стадиях в связи с консолидацией и подвижных, и блоковых зон тектонические различия между ними в значительной мере стираются и соответственно снижаются различия между вулканогенными породами. Лишь калиевая щелочность и окисленность железа, наоборот, более высокими оказываются в подвижных (точнее, на подвижных) зонах.

Плутонические комплексы не испытывают заметного влияния тектонических структур, поскольку формируются на орогенной стадии, и только наиболее чувствительные петрохимические параметры — калиевая щелочность и степень окисленности железа — повторяют тенденции вулканических формаций.

Временная эволюция магматических формаций отражает режимы тектонической активности вплоть до инверсии петрохимических трендов на границе геосинклинальной и орогенной стадий.

Отмеченные петрохимические различия магматических пород в разных структурных обстановках, несмотря на их, казалось бы, небольшой масштаб, имеют прямое отношение к оценке перспектив рудоносности, поскольку металлогения подвижных и блоковых зон Кузнецкого Алатау принципиально разная и коррелируется с изменчивостью состава рудопродуцирующих формаций [5].

#### Литература

1. Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 210 с.
2. Никонов О.И., Зиновьев В.И. Состав вулканитов рифея и палеозоя западной части Алтае-Саянской складчатой области // Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981.
3. Хомичев В.Л., Солцман А.Е. Состав геосинклинальных отложений в подвижных и блоковых зонах восточного склона Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1980. № 8. С.113-123.

4. Х о м и ч е в В.Л., Х о м и ч е в а Е.С. О возможности ордовикских отложений на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Там же. 1985. № 5. С.124-127.
5. Х о м и ч е в В.Л. Петрометаллогенетические вариации гранитоидных комплексов // Там же. 1985. № 2. С.15-22.

УДК [ 552.11:552.33 ] :551.15

### К проблеме образования магм повышенной щелочности

Д.М.Орлов, М.П.Орлова

Образование магм повышенной щелочности относится к числу наиболее сложных и интересных проблем петрологии. Специфика этих магм заключается в том, что они характеризуются аномально высокими содержаниями несовместимых элементов, количество которых многократно – в десятки, сотни, а иногда и в тысячи раз превышает концентрации, считающиеся допустимыми для мантийного субстрата. Другой особенностью магм повышенной щелочности является ограниченность масштабов их проявления. Продукты кристаллизации этих магм – породы кимберлитовой и щелочно-ультрамафической формаций – слагают сравнительно небольшие тела и массивы, что позволяет связывать их образование с возникновением локальных магматических очагов. Характерной особенностью рассматриваемых образований является присутствие в них глубинных мантийных включений. Наличие их, видимо, следует считать свидетельством быстрого подъема образовавшихся магм к дневной поверхности и кратковременности самого процесса магмообразования [2,6,7, 10,13] .

Существующие гипотезы образования мафит-ультрамафитовых магм повышенной щелочности, основанные на привлечении механизма зонного плавления [10] мантийного диапира [14] или быстрого падения давления, не объясняют главнейших особенностей, присущих этим магмам. Мы полагаем, что в проблеме образования магм повышенной щелочности наименее разработанным является физико-механический аспект возникновения и развития локальных магматических очагов [12] . Именно этому вопросу уделено основное внимание.

#### Источник энергии

В проблеме образования локальных магматических очагов одним из главных является вопрос об источнике энергии. Основное требование к такому источнику заключается в том, что он должен обеспечить высокую концентрацию энергии в ограниченном объеме земных недр и относительно быстрое выделение ее в течение времени, сопоставимого с формированием магматических комплексов.

Наиболее вероятным источником энергии для образования локальных магматических очагов считается тепло глубоких недр. Согласно существующим представлениям в основе такого источника лежат процессы, происходящие на границе земного ядра и нижней мантии [1,14] . Они обеспечивают возникновение узких вертикальных "тепловых струй", "горячих точек", "плюмов", "диапиров", поднимающихся из нижней мантии и обеспечивающих генерацию магм в верхних горизонтах мантии. Предпочтение отдается таким моделям, согласно которым передача энергии глубоких недр осуществляется путем теплопереноса, т.е. перемещением самого аномального разогретого мантийного вещества.

### Мантийный плюм

Мантийный плюм следует рассматривать как механизм, посредством которого осуществляется вывод из глубоких недр тех избытков энергии, которые не могут быть обеспечены механизмами кондуктивного теплопереноса.

Возникновение и продвижение к поверхности мантийного плюма связано с большими энергетическими затратами со стороны питающего его глубинного источника. Эти затраты складываются из энергии, необходимой для подъема вещества плюма в гравитационном поле Земли, энергии, необходимой для преодоления сопротивления вмещающего плюм и обладающего конечной прочностью мантийного субстрата, энергии, необходимой для преодоления внутреннего трения перемещаемого вещества, а также компенсации теплопотерь, связанных с прогревом окружающего плюм мантийного субстрата.

Как известно [4,9,11,14 и др.] , повышение температуры горных пород, в том числе и пород мантийного субстрата, влечет за собой изменение практически всех теплофизических и физико-механических свойств разогреваемого вещества. Установлено в широком интервале значений температур и давлений, что повышение температуры вызывает расширение разогреваемого силикатного субстрата, уменьшение его прочности и вязкости, ведет к возникновению внутри и вокруг области разогрева высоких термоупругих напряжений. В условиях глубоких земных недр мантийный субстрат находится под огромным давлением, обусловленным нагрузкой вышележащей толщи пород. В такой обстановке увеличение объема разогреваемого вещества может быть достигнуто лишь за счет соответствующего сжатия субстрата, окружающего область разогрева и разуплотнения. Исходя из этого мы полагаем, что возникновение и последующий подъем мантийного плюма обеспечивают повышенные термоупругие напряжения, образующиеся в области разогрева.

Возникновение мантийного плюма, по-видимому, следует рассматривать как образование узкого вертикального канала, по которому максимально разогретое и соответственно обладающее минимальной вязкостью мантийное вещество перемещается в направлении от глубинного энергетического источника к земной поверхности. Подъем плюма осуществляется за счет энергии упругих напряжений глубинного источника и происходит путем продавливания и раздвигания головной частью плюма вмещающего его мантийного субстрата. В целом давление в головной части и во всем канале плюма должно быть близким к всестороннему давлению области питающего плюм энергетического источника. Таким образом, мантийный плюм, или диапир, следует рассматривать как протяженное, по вертикали узкое, по-видимому, трубообразное тело, вещество которого находится в условиях температур и давлений, свойственных глубинам питающего его энергетического источника. Плюм при достаточно большой вертикальной протяженности может пересечь почти весь разрез мантии. Вследствие этого возможна такая ситуация, при которой вещество плюма, представленное гранатовым перидотитом, отвечающим глубине зарождения плюма, окажется среди мантийного субстрата, соответствующего зоне устойчивости шпинелевого или даже плагиоклазового перидотита.

### Образование локального магматического очага

Подготовительная стадия. Рассматривая глубинный мантийный плюм в качестве энергетического источника и принимая во внимание вертикальную неоднородность мантии [3,14] , многие исследователи полагают, что наиболее вероятные уровни возникновения магматических очагов должны быть связаны с теми горизонтами земных недр, где наблюдаются фазовые переходы. Зоны таких переходов характе-

ризуются быстрыми и значительными изменениями минерального состава и соответственно практически всех свойств мантийного субстрата: плотности, прочности, теплопроводности, теплоемкости и др. Эти зоны являются также такими областями земных недр, в которых в значительных масштабах происходит трансформация различных видов энергии, связанная с фазовыми повреждениями. И наконец, в этих зонах могут аккумулироваться и высвобождаться значительные количества энергии. Так, согласно А.Е.Рингвуду [14], суммарная скрытая теплота фазовых переходов на глубинах 400 и 650 км составляет примерно 50 кал/г. Если учесть, что для полного плавления мантийного субстрата требуется примерно 100 кал/г, то приведенные эффекты фазовых превращений представляются весьма значительными.

Вследствие этого зоны фазовых переходов могут служить своего рода барьерами, достигнув которых энергия плюма будет накапливаться, формируя область разогрева или локального магматического очага.

Можно предполагать, что наличие в мантии слоя с повышенными или пониженными прочностными и другими физико-механическими и теплофизическими свойствами должно привести прежде всего к изменению формы глубинного плюма или теплового потока. Если ранее, продвигаясь в сравнительно однородной среде, такой плюм имел трубообразную форму, то, встретив барьер в виде слоя с повышенной или пониженной прочностью, вещество плюма начнет распространяться и в горизонтальном направлении (рис.1).

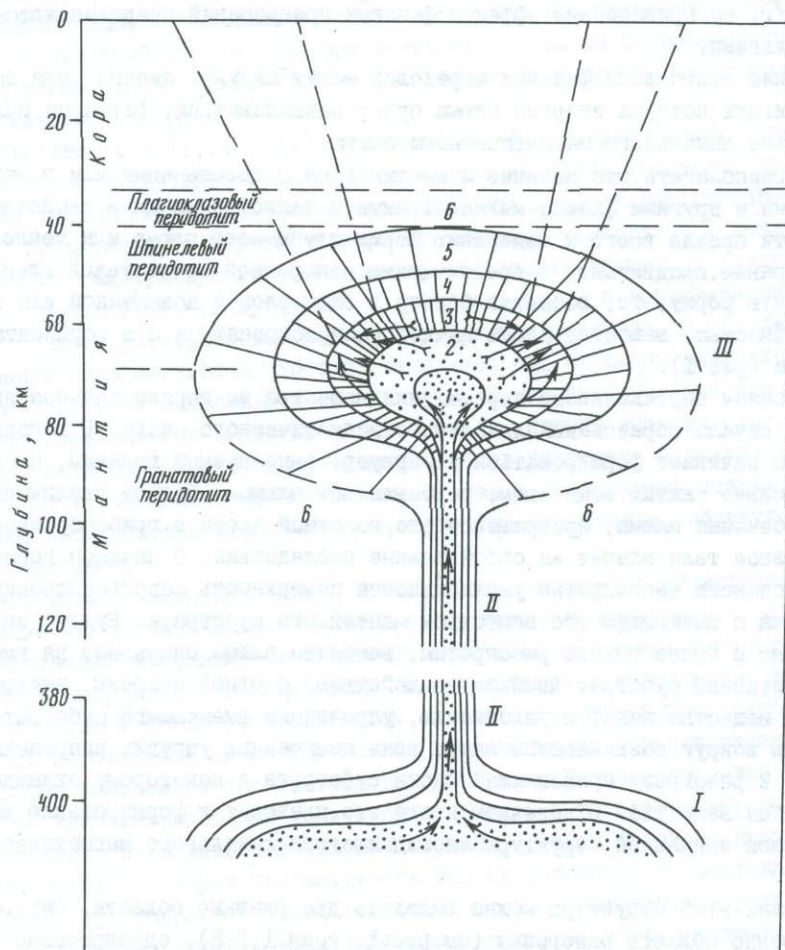
Момент смены вертикального перемещения вещества на горизонтальное знаменует собой начало образования локального магматического очага. В головной части плюма начинает формироваться резервуар, заполняемый горячим, пластичным, интенсивно сжатым веществом, поставляемым плюмом. Резкое увеличение поперечного сечения плюма, превращение его головной части в грибовидное или булавообразное тело влечет за собой важные последствия. С началом горизонтальной экспансии многократно увеличивается поверхность соприкосновения вещества плюма с вмещающим его веществом мантийного субстрата. Будучи интенсивно сжатым и более высоко разогретым, вещество плюма оказывает на вмещающий его мантийный субстрат двойное воздействие. С одной стороны, внедрение глубинного вещества ведет к уплотнению, упрочнению вмещающего субстрата и образованию вокруг возникающего очага зоны повышенных упругих напряжений. С другой — к разогреву прилегающей части субстрата и некоторому охлаждению внедряющегося вещества. В конечном итоге это приводит к формированию достаточно сложной зональной структуры зарождающегося локального магматического очага.

В пределах этой структуры можно выделить две главные области. Внутреннюю, или собственно область разогрева (см.рис.1, зоны 1,2,3), одновременно характеризующуюся и максимальными значениями всестороннего сжатия, и внешнюю оторочку, где окружающее зону разогрева вещество мантийного субстрата подвергается воздействию лишь высоких давлений со стороны внутренних зон (см.рис.1, зона 5). Каждую из зон можно разделить на ряд подзон, отличающихся различными величинами температур и давлений и соответственно разными физико-механическими свойствами слагающих их мантийных пород.

Если энергетический источник, питающий плюм, расположен на глубине около 400 км в зоне перехода оливина в  $\beta$ -фазу, а головная часть плюма находится на глубине, отвечающей устойчивости шпинелевого перидотита, то различия в величине давлений, температур, а также минерального состава вещества и физико-

механических свойств между центральной зоной формирующегося очага и окружающего очаг субстрата могут оказаться весьма значительными.

Так, например, основываясь на оценках А.Е.Рингвуда [14] и Р.Дж.Уилли [3], полагаем, что вещество центральной зоны магматического очага, поставляемое плюмом, возможно представлено смесью граната в виде твердого раствора сложного состава и  $\beta$ -фазы оливина. Температура здесь может составлять 1500–1700°C, а давление порядка 130 кбар. В тоже время вмещающий мантийный субстрат, сложенный шпинелевым перидотитом, имеет  $T=700\text{--}1000^\circ\text{C}$  и вне зоны влияния очага и плюма находится под  $P=10\text{--}15$  кбар.



Р и с. 1. Модель формирования зонального магматического очага

Уровни формирования: I – глубинный энергетический источник, II – плюм, III – локальный магматический очаг. Очаговые зоны: 1, 2 – центральные, выполненные глубинным веществом плюма (круп); 1 – максимально перегретое и сжатое вещество, 2 – частично охлажденное при взаимодействии с субстратом; 3–5 – краевые зоны очага, сложенные породами субстрата (радиальная штриховка); 3 – разогретое и уплотненное вещество, 4 – уплотненное с фазовыми переходами, 5 – зоны повышенных упругих напряжений; 6 – субстрат, не затронутый воздействием очага. Стрелки – направления движения вещества, поставляемого плюмом, и направления движения расплавов, возникающих на второй стадии развития очага

Во внешней и внутренней областях образующегося магматического очага можно выделить ряд зон, отличающихся величинами температур и давлений, различным минеральным составом и соответственно разными физико-механическими свойствами мантийных пород. Так, например, во внутренней области, сложенной веществом, поставляемым плюмом, формируются две зоны. Внутренняя (см. рис. 1, зона 1) — полностью отвечающая по всем параметрам веществу плюма и внешняя (зона 2), где внедрившееся вещество охлаждается при взаимодействии с вмещающим субстратом. Можно ожидать, что во внешней подзоне центральной области очага (зона 2) вещество плюма будет переходить в менее плотную фазу гранатового перидотита.

В оболочке формирующегося очага, сложенной породами мантийного субстрата, можно выделить три зоны. Внутреннюю зону (зона 3) следует рассматривать как область прогрева и уплотнения вмещающего субстрата веществом плюма. Здесь возможны фазовые переходы, в результате которых шпинелевый перидотит перейдет в гранатовый перидотит. В более внешней зоне (зона 4), находящейся за пределами области разогрева, также реален переход шпинелевого перидотита в гранатовый — под воздействием высоких давлений со стороны центральных зон. И наконец, в самой внешней зоне (зона 5), вмещающий мантийный субстрат подвергается лишь повышенным упругим напряжениям, вызванным формированием локального магматического очага.

Таким образом, этот локальный магматический очаг представляет собой такую область земных недр, где поступающая с больших глубин энергия ведет к возникновению зоны повышенных температур и давлений. При этом внешняя зона очага играет роль более жесткой и прочной оболочки, обеспечивающей сравнительно высокий градиент температур и давлений. Следует подчеркнуть, что стадию зарождения и развития магматического очага нужно рассматривать как стадию концентрации энергии, поставляемой более глубинным источником. Тепловая энергия и энергия других напряжений аккумулируется в возникающем магматическом очаге как в форме повышенного разогрева вещества, так и в форме энергии упругих напряжений в теле очага, плюма и окружающем их пространстве, а также в форме образования более плотных модификаций минералов в зоне высоких всесторонних давлений, непосредственно окружающей эту область.

Следует ожидать, что этот этап развития магматического очага не сопровождается образованием расплава, поскольку разогрев мантийного субстрата происходит одновременно с ростом всестороннего давления и соответственно с повышением температуры плавления разогреваемого вещества. Таким образом, образующийся локальный магматический очаг представляет собой ограниченную область земных недр, температура и давление в которой существенно отличаются от свойств данной глубине параметров и достигают величин, характерных для более глубинных горизонтов мантийного субстрата.

Стадия образования расплава. Рано или поздно продолжающийся подток горячего интенсивно сжатого вещества, поставляемого плюмом, приведет к нарушению сплошности внешней оболочки формирующегося локального очага. Этот момент является поворотным в развитии очага. Нарушение сплошности оболочки и связанное с этим падение всестороннего давления приводит к тому, что вещество очага оказывается перегретым. Появление даже незначительного количества расплава в области развивающегося локального магматического очага влечет за собой важные последствия. Возникновение интергранулярной жидкости приводит прежде всего к значительному изменению прочностных свойств вещества. В условиях ано-

мально высоких всесторонних давлений и высокоградиентного поля упругих напряжений образование расплава, обладающего на несколько порядков меньшей вязкостью по сравнению с аналогичным по составу кристаллическим веществом, ведет к его быстрому перемещению в области нарушения сплошности оболочки и созданию здесь магмовыводящих каналов. В свою очередь, возникновение таких каналов обеспечивает отток плавящегося вещества и достаточно быстрое и значительное падение избыточного всестороннего давления во всем объеме развивающегося локального магматического очага.

Учитывая зональное распределение температуры в формирующемся очаге, следует ожидать, что максимально перегретым окажется вещество внутренней зоны. В направлении от центра очага к его периферии степень перегрева должна последовательно уменьшаться, сходя на нет в краевых частях, а степень плавления вещества локального очага изменяться от максимально полной в его центральной части (см. рис. 1, зона 1) до минимально возможной в периферических частях (зона 3). Следовательно, такие расплавы, отвечающие разным степеням плавления и обладающие разными соотношениями легкоплавких и тугоплавких элементов, возникают в разных зонах очага практически одновременно, смешиваясь далее в магмовыводящем канале.

Очевидно, что суммарный состав возникшей таким образом выплавки будет определяться, с одной стороны, составом частных выплавок, а с другой — их объемными соотношениями. В свою очередь, объемные соотношения частных выплавок должны зависеть от степени плавления субстрата в каждой из зон магматического очага, а также от объема таких зон. Если область разогрева имела к моменту спада давления изометрическую форму и характеризовалась зональным распределением температур, то объем зон с относительно слабым прогревом должен значительно превышать объем более разогретых центральных зон. В соответствии с этим суммарный состав выплавки должен характеризоваться, с одной стороны, высокими содержаниями тугоплавких компонентов за счет максимального полного плавления вещества центральной внутренней зоны магматического очага, а с другой — интенсивным обогащением легкоплавкими и летучими компонентами, которые экстрагируются из значительно большего объема области разогрева.

Очевидно, к такому суммарному расплаву, по сути представляющему собой смесь расплавов различной степени плавления исходного субстрата, не применимо понятие о выплавке, отвечающей той или иной конечной степени плавления. Видимо, именно эта особенность генерации магм, связанных с образованием локальных магматических очагов, обуславливает специфику составов магм повышенной щелочности — "аномальную" обогащенность их легкоплавкими и особенно несовместимыми элементами.

Таким образом, в развитии локального магматического очага можно выделить две главные стадии: 1) характеризуется концентрацией энергии, поставляемой плюмом, и образованием концентрически-зональной структуры локального очага с экстремально высокими значениями температур и давлений; 2) накопленная энергия расходуется на образование расплава и выведение его на дневную поверхность или в верхние горизонты земной коры. Можно полагать, что вторая стадия является более быстротечной по сравнению с первой.

В условиях высокого всестороннего избыточного давления, свойственного локальным областям разогрева, образование значительных скоплений расплава в формирующемся магматическом очаге представляется маловероятным. Возникающий

в разных зонах очага маловязкий легкоподвижный расплав будет быстро выдавливаться, перемещаясь в сторону пониженных давлений, т.е. в район магмовыводящего канала и, смешиваясь в нем, выводиться к поверхности. Отделение расплава от плавящегося субстрата могло происходить с помощью механизма фильтр-прессинга или, точнее, механизма гидравлического разрыва. Сущность его заключается в том, что находящаяся под высоким давлением, превышающем давление нагрузки плюс давление, необходимое для разрушения и раздвижения веществ субстрата, газовая флюидная (или расплавная) фаза создает в субстрате выполненные ею микротрещины, которые, объединяясь, ведут к образованию зон проницаемости для этой подвижной фазы. В свою очередь, объединение таких зон создает своего рода дренажную систему в зоне магматического очага, по которой возникающий расплав вместе с флюидной и газовой фазами перемещается к магмовыводящему каналу.

Функционирование магматического очага будет продолжаться до тех пор, пока не будет израсходован на плавление весь запас энергии, созданный на первой стадии развития очага, или пока всестороннее давление в очаге и окружающем его мантийном субстрате не упадет до уровня, отвечающего давлению нагрузки вышележащих толщ. В дальнейшем при непрекращающемся подтоке вещества и энергии из глубинных недр в область очага его деятельность, возможно, восстановится. Однако состав генерируемых им магм должен быть иным, поскольку очаговая зона будет в значительной мере обеднена легкоплавкими компонентами.

#### Несовместимные элементы в локальном магматическом очаге

В условиях сравнительно однородного состава мантийного субстрата и зонального распределения температур в области формирующегося магматического очага концентрации петрогенных и примесных элементов в валовом генерируемом расплаве должны определяться их концентрациями в исходном мантийном субстрате, степенью их экстрагируемости, т.е. коэффициентами распределения элементов между кристаллической и жидкой фазами и, наконец, объемом субстрата, из которого извлекаются эти элементы. Очевидно, летучие и наиболее легкоплавкие компоненты мантийного субстрата будут экстрагироваться из всего объема магматического очага, включая самые внешние его зоны, где степень разогрева субстрата достаточна для их перехода в газовую или жидкую фазы, а давление возникающей подвижной фазы обеспечивает создание дренажной системы. Менее легкоплавкие элементы будут извлечены из меньшего объема очага, а тугоплавкие элементы могут экстрагироваться лишь из центральных, наиболее перегретых зон очага, причем извлечение наиболее тугоплавких из них может быть частичным даже в области максимального разогрева.

Если длительность первой подготовительной стадии формирования локального магматического очага достаточно велика, а форма его близка к изометрической, то отношение объемов внешних зон (см. рис.1, зоны 2,3) области разогрева к объему внутренней зоны (зона 1), характеризующиеся максимальной температурой, может быть очень большим. Следовательно, на второй стадии развития области очага (стадии магмообразования) объем с относительно небольшой степенью перегрева мантийного субстрата, т.е. объем из которого извлекаются летучие и легкоплавкие компоненты, может многократно превышать объем центральной зоны очага, генерирующей расплавы, богатые тугоплавкими компонентами. В этом случае суммарная выплавка должна обладать значительной обогащенностью летучими и легкоплавкими несовместимыми элементами.

Таким образом, из рассмотренной модели следует, что наблюдающаяся в магматических образованиях повышенной щелочности "аномальная" обогащенность несовместимыми элементами связана не только и, видимо, не столько с неоднородностью мантийного субстрата в отношении этих элементов [5], сколько с особыми условиями плавления субстрата, возникающими при формировании локальных магматических очагов и, в частности, со свойственной им тепловой зональностью.

В зависимости от ряда факторов-размеров и формы локального очага, температуры поставляемого плюмом и вмещающего очага вещества, интенсивности подтока горячего глубинного материала, а также состава теплофизических и физико-механических свойств вещества очага и окружающего его субстрата - соотношение зон очага, генерирующих выплавки различного состава, может значительно варьировать. Учитывая широту таких вариаций, можно полагать, что соотношения концентраций породообразующих и примесных элементов, поступающих в суммарную выплавку, должны заключать в себе информацию об объемных соотношениях зон магматического очага, характеризующихся ранней степенью плавления мантийного субстрата и в известной мере отражать пространственное положение изотерм в магматическом очаге на стадии магмообразования.

Исходя из изложенного, представляется интересным рассмотреть концентрации породообразующих элементов и элементов-примесей в некоторых массивах и комплексах повышенной щелочности и отношение их к соответствующим концентрациям этих элементов в мантийном субстрате (см. таблицу). Значения последних заимствованы из работы Е.Ягуца и др. (1979 г.), данные по африканда-ковдорскому комплексу, Хибинскому массиву и кимберлитам Якутии из работ [2, 5, 6, 8, 12].

Таблица

Средние содержания редких элементов и породообразующих окислов в некоторых щелочных комплексах и примитивной мантии

Компонент	Состав примитивной мантии	Кимберлиты Якутии		Африканда-ковдорский комплекс		Хибинский массив	
		Состав	$C_D/C_M$	Состав	$C_D/C_M$	Состав	$C_D/C_M$
Br*	10	-	-	-	-	15500	1550
Ge	0,69	-	-	750	1087	210	304
Pr	0,11	-	-	77	700	20	182
W*	8,9	2300	258	-	-	9700	1090
Ta	0,03	9,5	317	34	1333	14	467
Au*	0,67	-	-	-	-	370	552
Th*	94	14700	156	90000	957	15500	165
As	0,18	-	-	-	-	70	389
La	0,7	131	187	360	514	120	171
Cl	1,1	-	-	200	182	440	400
U*	26	3400	131	15000	577	4200	161
Cs*	6,4	-	-	400	63	3100	484
Eu	0,17	-	-	88	518	3,3	19
Nb	0,9	180	200	310	344	170	189
Rb	0,73	53,5	73	81	111	220	301
Ba	6,9	1337	194	850	123	1150	167
K <sub>2</sub> O	0,03	1,23	41	1,52	52	6,59	220

Компонент	Состав примитивной мантии	Кимберлиты Якутии		Африканда-ковдорский комплекс		Хибинский массив	
		Состав	$C_p/C_m$	Состав	$C_p/C_m$	Состав	$C_p/C_m$
F	13,5	-	-	900	67	I330	98
Sm	0,42	-	-	3I	74	II	26
Sr	25	808	32	I300	52	I450	58
Gd	0,38	-	-	I6	46	8,3	22
Hf	0,34	5,3	I6	5,I	I5	I0	29
Zr	II	II2	I0	340	3I	560	5I
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0I7	0,87	5I	0,37	22	0,28	I6
Na <sub>2</sub> O	0,33	0,2I	0,64	3,I7	I0	9,95	30
Tb	0,075	-	-	0,94	I3	I,6	2I
TiO <sub>2</sub>	0,20	3,0	I5	3,22	I6	I,04	562
Ga	3,9	-	-	26	6,7	3I	7,9
Gy	0,54	-	-	3,9	7,2	3,4	6,3
Y	4,6	-	-	2I	4,6	27	5,9
Li	2,38	-	-	2,I	0,88	2I	8,8
Yb	0,46	-	-	I,2	2,6	2,5	5,4
Lu	0,069	-	-	0,3	4,3	0,4	5,8
CaO	3,52	I7,52	5,0	I4,46	4,2	I,79	0,5I
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,99	4,26	I,I	7,49	2,0	2I,54	5,4
Ho	0,I2	-	-	0,3	2,5	I,I	9,2
Cu	6,4	64	I0	34	5,3	I0	I,6
Er	0,37	-	-	0,63	I,7	2,4	6,5
V	83	I29	I,3	440	5,3	57	0,69
FeO	7,88	7,54	I,5	I5,25	2,0	4,02	0,5I
MnO	0,I3	0,2	I,5	0,I2	0,92	0,I8	I,4
Ge	I,I	-	-	I,3	I,2	0,92	0,84
SiO <sub>2</sub>	45,47	33,43	0,73	36,38	0,82	53,94	I,2
Sc	I6,9	I3	0,78	24	I,4	I,3	0,077
Zn	59	25	0,42	5I	0,86	43	0,73
MgO	38,58	27,54	0,7I	I4,95	0,40	0,65	0,0I7
Co	I00	75	0,75	I5	0,I5	5,3	0,053
Ni	I950	805	0,4I	36	0,0I8	7,4	0,004
Cr	3465	804	0,23	3I	0,003	I3	0,004

Примечание. Элементы, помеченные звездочкой, приведены в мг/т, остальные элементы - в г/т; окислы - в мас. %.  $C_p$  - содержание в расплаве,  $C_m$  - содержание в мантии.

Если исходить из предположения о сравнительной однородности неистощенного мантийного субстрата и упрощающего предположение о том, что легкоплавкие элементы в процессе образования расплава экстрагируются из субстрата почти полностью, то такие отношения должны быть пропорциональны отношениям объемов субстрата, из которых извлекается данный элемент, к объему возникающей выплавки. Так, например, в массивах африканда-ковдорского комплекса содержание окиси титана составляет 3,22 мас. %. Если содержание TiO<sub>2</sub> в мантийном

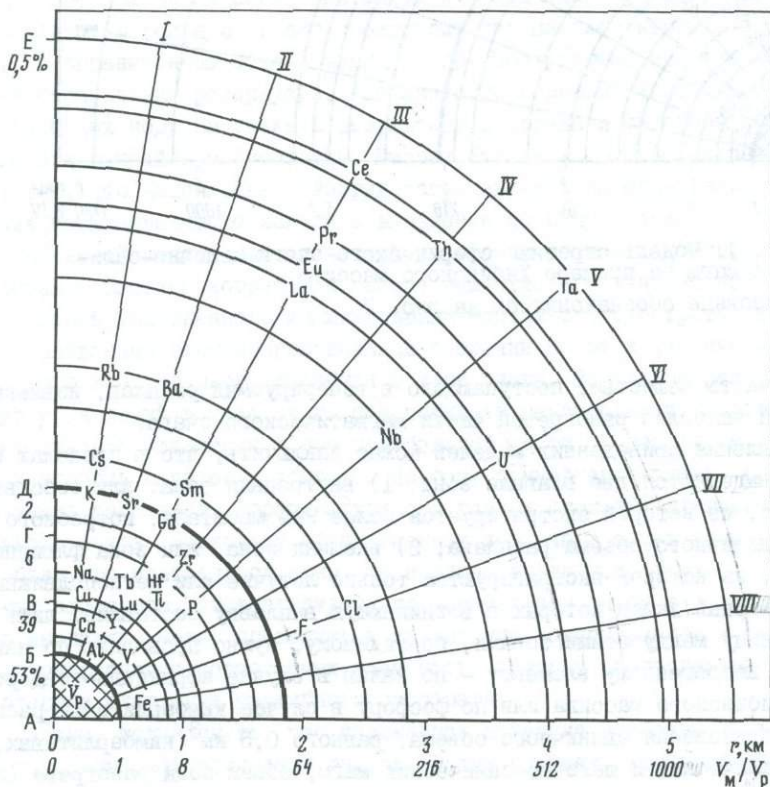
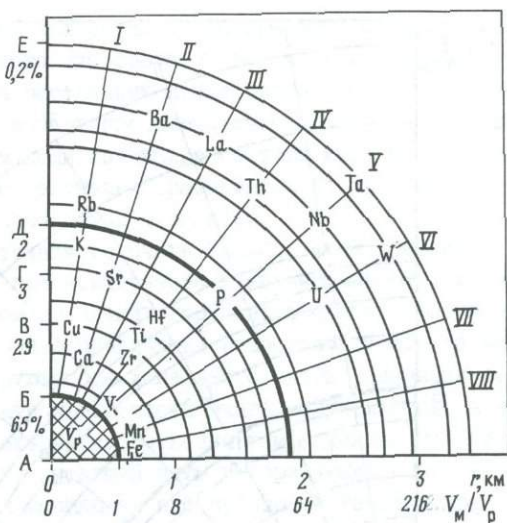
субстрате равно 0,2 мас. %, то для образования единицы объема расплава, скажем, в  $1 \text{ км}^3$  потребуется извлечь  $\text{TiO}_2$  примерно из  $16 \text{ км}^3$  мантийного субстрата. Поскольку извлечение  $\text{TiO}_2$  определено было не 100%-ным, то этот объем, видимо, нужно считать минимальным. Соответственно для  $\text{FeO}$  такой минимальный объем составит примерно  $2 \text{ км}^3$ , для циркония —  $31 \text{ км}^3$ , для  $\text{K}_2\text{O}$  —  $52 \text{ км}^3$  и т.д.

В таблице приведенные элементы и их окислы расположены в порядке убывания отношений их концентраций к концентрациям в мантийном субстрате. Таким образом, она отражает степень их подвижности (извлекаемости) при генерации кимберлитовых, щелочно-ультрамафических и щелочно-салических магм. Анализ этих данных позволяет заключить следующее: в пределах групп элементов, соответствующих периодической системе Д.И. Менделеева, величина отношений их концентраций к мантийным кларкам закономерно убывает в соответствии с их принадлежностью к разным периодам. Так, среди галогенов максимальная величина отношений наблюдается у  $\text{Br}$ , меньшая у  $\text{Cl}$  и минимальная у  $\text{F}$ . Соответственно ведут себя и элементы других групп:  $\text{Cs-Rb-K-Na-Li-Ba-Sr-Ca-Mg}$  и др. Анализируя данные таблицы с учетом принадлежности элементов к группам по валентности, можно видеть, что максимальная величина отношений свойственна галогенам седьмой группы и особенно бром и хлору. В число элементов, отношения которых в исследуемых массивах и комплексах превышают мантийные кларки в 100 раз и более, входят  $\text{Cs, Rb}$  и  $\text{K}$ , из второй группы только  $\text{Ba}$ , из третьей группы легкие лантаноиды, из четвертой —  $\text{Th}$ , из пятой —  $\text{Ta, Nb}$  и  $\text{As}$  и из шестой —  $\text{W}$  и  $\text{U}$ . Таким образом, наибольшим накоплением и подвижностью при образовании рассматриваемых типов магм обладают элементы, характеризующиеся максимальными размерами атомных и ионных радиусов в каждой из групп.

Аппроксимируя форму магматического очага досферической и используя данные таблицы, можно представить материал графически, чтобы более наглядно выявить объемные соотношения зон в формирующемся очаге, из которых экстрагируются те или иные петрогенные и примесные элементы (рис. 2-4). При построении моделей за единицу объема генерируемого в магматическом очаге расплава принят объем шара с диаметром в  $1 \text{ км}$ , т.е. объем, равный  $0,523 \text{ км}^3$ . На приведенных моделях показаны объемы мантийного субстрата, из которых должны быть извлечены те или иные элементы, чтобы обеспечить их наблюдающиеся концентрации в единичном объеме рассматриваемых типов магм. Так, например, для образования единичного объема расплава, равного  $0,5 \text{ км}^3$  и отвечающего составу среднего кимберлита Якутии, необходимо извлечь кальций из сферы с радиусом  $0,9 \text{ км}$ , титан и гафний из сферы с радиусом  $1,3 \text{ км}$ , уран из сферы с радиусом  $2,5 \text{ км}$ . Для упрощения построения диаграмм допускаем, что каждый элемент извлекается из соответствующего объема полностью и, таким образом, каждая сфера характеризует минимальный объем субстрата, из которого извлекается данный элемент. У вертикального радиуса диаграмм в процентах по массе показано суммарное количество вещества разных групп элементов, которое экстрагируется из сферы данного радиуса и поступает в возникающий расплав. Так, на модели строения очага кимберлитовых магм величина 0,2% означает, что суммарное количество  $\text{Ta, W, Ba, La, Nb, Th, U, Rb}$ , извлекаемое из сферического объема мантийного субстрата с радиусом, равным  $\text{AE}$  и входящее в состав образующегося расплава, составляет 0,2% массы последнего. Соответственно из сферы с радиусом  $\text{AD}$  суммарное количество  $\text{P, K}$  и  $\text{Sr}$ , поступающее в расплав, равно 2%, из сферы  $\text{AG}$  — примерно 3%  $\text{Ti}$  и  $\text{Hf}$ , из сферы  $\text{AB}$  — 29% вещества, представленного  $\text{Cu, Zr, Ca, V, Mn, Fe}$  и др. Как видно из моде-

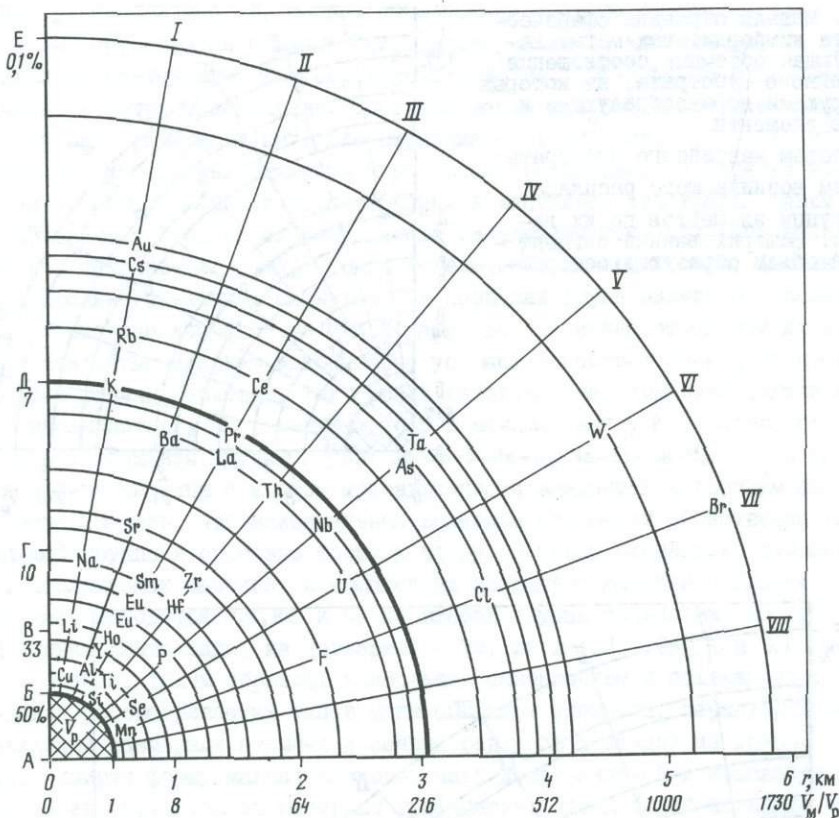
Р и с. 2. Модель строения сферического очага кимберлитовых магм, характеризующая объемные соотношения зон мантийного субстрата, из которых экстрагируются породообразующие и примесные элементы

$V_M$  - объем мантийного субстрата;  
 $V_P$  - объем возникающего расплава;  
 I-VIII - группы элементов по их валентности. Заштрихованный сегмент - единичный объем образующегося расплава



Р и с. 3. Модель строения сферического очага щелочно-ультрамафических магм на примере африканда-ковдорского комплекса

Условные обозначения см. на рис. 2



Р и с. 4. Модель строения сферического очага щелочно-салических магм на примере Хибинского массива

Условные обозначения см. на рис. 2

лей, главная часть вещества, поступающего в генерируемый расплав, извлекается из центральной наиболее разогретой части магматического очага.

Из сопоставления приведенных моделей можно заключить, что в пределах каждого из очагов выделяются две главные зоны: 1) внутренняя зона, или собственно зона плавления, из которой экстрагируется более 99% масштаба, потребного для образования единичного объема расплава; 2) внешняя зона, или зона флюидного выщелачивания, из которой экстрагируются только летучие или легкоподвижные элементы, суммарный вклад которых в возникающую выплавку составляет лишь доли процента. Границу между этими зонами, по-видимому, нужно проводить по наиболее легкоплавкому петрогенному элементу – по калию в случае африканца-ковдорского комплекса и Хибинского массива или по фосфору в случае кимберлитовых расплавов. В целом для образования единичного объема, равного  $0,5 \text{ км}^3$  кимберлитовых, щелочно-ультрамафических и щелочно-салических магм, объем зоны разогрева (магматического очага) должен отвечать сфере с радиусом примерно от 3,5 до 6 км.

#### Выводы

1. Специфика состава магм повышенной щелочности, выражающаяся в их аномальной обогащенности легкоплавкими и особенно несовместимыми элементами, привела

к разработке гипотез, согласно которым своеобразие состава этих образований связывается с неоднородностью мантийного субстрата, с наличием в нем областей с резко повышенными содержаниями ряда рассеянных примесных элементов.

Предлагаемая модель возникновения локального магматического очага — альтернатива таких гипотез. Согласно этой модели специфика состава магм повышенной щелочности может быть объяснена и при допущении сравнительной однородности мантийного субстрата в отношении несовместимых элементов.

2. Возникновение локального магматического очага связано с внедрением в верхние горизонты мантии пластичного высоконагретого и интенсивно сжатого вещества, поставляемого мантийным плюмом из нижних горизонтов мантии. Взаимодействие последнего с более холодным и менее пластичным веществом субстрата ведет к созданию зональной структуры формирующегося локального очага. Значения температур и всесторонних давлений в центральной части очага могут достигать величины равных или близких таковым, которые свойственны тем глубинам мантии, где находится энергетический источник, питающий плюм и образующий очаг. В крайних периферических частях очага и вмещающем его субстрате температуры и давления отвечают той глубине, на которой формируется локальный магматический очаг.

3. В своем развитии локальный магматический очаг проходит две стадии. В первую подготовительную стадию происходит накопление энергии, поставляемой плюмом, в ограниченном объеме земных недр. Поступающая энергия концентрируется за счет образования резервуара, выполненного горячим, интенсивно сжатым веществом глубоких недр, а также в результате прогрева и уплотнения последним вмещающего его мантийного субстрата. Вторая стадия — магмообразования — характеризуется тем, что накопленная энергия затрачивается на образование расплава, создание магмовыводящего канала и выведение по нему возникающего расплава.

4. На первой стадии магматический очаг развивается как относительно замкнутая система. Высокоразогретое и сжатое вещество его центральной части окружено внешней зоной уплотненного и упроченного мантийного субстрата. Разрастание очага и вызванный этим прорыв внешней оболочки ведет к частичному снижению избыточного всестороннего давления в теле очага. Зональное распределение температур и давлений в теле очага обеспечивает максимальный перегрев и максимальную степень плавления в его центральной части. К периферии степень перегрева и степень плавления убывают. Поэтому суммарная выплавка представляет собой смесь расплавов, образующихся при разных степенях плавления вещества локального очага. Поскольку объем внешних зон очага может значительно превышать объем его центральной зоны, то количество легкоплавких и, особенно несовместимых элементов, экстрагируемых из внешних зон очага и поступающих в суммарную выплавку, может приводить к их высоким концентрациям и таким соотношениям с содержаниями совместимых элементов, которые не достижимы при той или иной степени плавления мантийного субстрата.

5. Следует подчеркнуть, что изложенная ситуация возможна лишь при формировании локальных магматических очагов. В тех случаях, когда образование магматических очагов связано с широким площадным тепловым потоком или когда глубинное вещество плюма имеет возможность широкой латеральной экспансии, приращение объема вещества магматического очага достигается главным образом путем подъема вышележащего субстрата. Вследствие этого и начальный разогрев, и последующее плавление осуществляются в условиях всесторонних давлений, немного

превышающих давление нагрузки в областях формирующегося магматического очага. Соответственно резко снижается возможность образования значительных градиентов всестороннего давления в теле очага. В результате этого становится маловероятным экстративирование расплавленного вещества при низких степенях плавления субстрата и возникновение расплавов аномально обогащенных несовместимыми элементами.

#### Литература

1. Артюшков Е.В., Соболев Е.В. Механизм подъема с глубины кимберлитовых магм // Докл. АН СССР. 1977. Т.236, № 3. С.692-695.
2. Илупин И.П., Каминский Ф.В., Францессон Е.В. Геохимия кимберлитов. М.: Наука, 1978. 351 с.
3. Эволюция изверженных пород / Ред.Х.Йодер. М.: Мир, 1983. 523 с.
4. Кларк С. Справочник физических компонент горных пород. М.: Мир, 1969. 544 с.
5. Котарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в магматических процессах // Геохимия. 1978. № 9. С.1293-1321.
6. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
7. Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А. и др. Металлогенетические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1971. 276 с.
8. Кухаренко А.А., Ильинский Г.А. Уточненные данные о кларках Хибинского щелочного массива // Зап. Всесоюз.минерал.о-ва.1984. Т.113, вып.4. С.393-397.
9. Любимова Е.А. Тектоника Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
10. Милашев В.А. Физико-химические условия образования кимберлитов. Л.: Недра, 1972. 176 с.
11. Могги К. Разрывы и течения в горных породах // Верхняя мантия. М.: Мир, 1975. С.234-256.
12. Орлов Д.М. К проблеме образования магмы // Материалы к совещанию "Общие закономерности геологических явлений". Л., 1965. Вып.1. С.299-304.
13. Орлова М.П. Особенности формирования щелочных магматических комплексов // Зап. Всесоюз.минерал.о-ва.1983. Т.112, вып.3. С.288-299.
14. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

УДК 552.313:551.71/571.5/

### Принципы выделения вулканических пород в архее Алданского щита и их эволюция<sup>1</sup>

Р.И.Милькевич, В.Л.Дук

Установление петрохимической эволюции магматических пород для высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия – задача далеко не простая и решается неоднозначно, так как выводы во многом зависят от схемы расчленения и определения первичной природы метаморфических пород.

Тектонический характер границ и отсутствие стратиграфических несогласий для подавляющего большинства комплексов раннего архея Алданского щита потребовали использования структурно-геологических и структурно-метаморфических критериев для анализа последовательности геологических событий. Многолетний опыт исследований метаморфических толщ [6–10, 16, 18, 19] позволил установить взаимосвязь тектонических режимов с термодинамическими условиями метаморфизма, вещественным составом, уровнями генерации магм. Отсюда появилась возможность решения обратной задачи – выполнение тектонических реконструкций на основе структурно-петрологического анализа метаморфических комплексов и определение возрастного положения метаморфических толщ по отношению к эпохам эндогенной активности, запечатлившимся в толщах деформационными, метаморфическими событиями и внедрением интрузивных тел.

В результате этих исследований в алданском мегакомплексе выявлена латеральная и вертикальная неоднородность, отражающая первичную структурно-формационную зональность области формирования [15]. Она отмечалась многими геологами [10, 17], но по сравнению с ними изменены объем и возрастное положение некоторых толщ, а также выделен нестратифицированный инфракrustальный комплекс тоналитового и гранитного состава (эндербито- и чарнокито-гнейсы, плагио- и гранито-гнейсы), занимающий ~50% площади и ранее включавшийся в состав различных свит и серий Алданского щита.

Для раннеархейского этапа выделены структурно-формационные зоны двух возрастных уровней (табл. I).

Вопросы реконструкции первичного состава метаморфических пород Алданского щита также не решаются однозначно. При этом основные кристаллические сланцы большинством исследователей с разной степенью аргументации интерпретируются как метаморфические производные вулканитов основного состава [11], петрогеохимические характеристики которых используются для решения проблем геодинамики. Причем одни авторы делают выводы на основе анализа только основных пород [3, 11], другие идут по пути установления магматических серий от основных до кислых пород [2, 4]. Одновременно существуют публикации с противоположной точкой зрения [1], где все основные сланцы определяются, как парапороды.

© Р.И.Милькевич, В.Л.Дук, 1990

<sup>1</sup>Подготовлена в рамках Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли".

Алданская гранулито-гнейсовая область  
(корреляционная схема)

Возраст	Западно-Алданская зона	Центрально-Алданская зона	Иджеко-Сутамская зона	Восточно-Алданская зона
		Федоровская свита Амф+Би+Амф, Ди+Амф, 2Пи+Амф плагиогнейсы, ре- же сланцы с прослоями и линзами Ди, Флог+Ди пород, кальцифиров, Гип+Амф пла- гиогнейсов Субщелочная андезит-ба- зальт-карбонатная форма- ция	Иджекская свита Гип(±Ди+Амф) плагиогней- сы, прослой и линзы Ди- Пл(±Ск), Ди известково- силикатных пород, Гр-Би, Гр+Гип+Би гнейсов и пла- гиогнейсов; 10-20% 2Пи+Амф, Гип+Амф сланцев Субщелочная (андезит) базальтовая, карбонатно- граувакковая (высокона- триевая) формация	Кюрикская свита Гр+Би, Гип+Би плагиогнейсы, Гип±Ди+Амф плагиосланцы, известково-силикатные поро- ды, мраморы в более частом ритмичном чередовании, чем в холболохской толще, 5-7% 2Пи+Амф плагиосланцев Субщелочная андезит-(ба- зальтовая) карбонатно-туфо- граувакковая (высоконатрие- вая) формация
AR <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Чугинская свита Гр-Би(±Сил), Амф (±Ди) плагиогнейсы, кварциты с Ди, Амф, Пл, Мт, каль- цифиры, 2Пи+Амф сланцы Вулканогенно (толеиты, субщелочные базальты)- кварцит-граувакковая формация		Сейсмская толща Би+Гр, Гип+Би+Гр, Гр+ +Гип+Кор, Кор±Сил+Гр+Би, Би+Гип(±Ди) плагиогней- сы, 2Пи (±Амф+Гр) плагио- сланцы Толеит-туфит-граувак- ковая формация	Холболохская толща (желтулинская серия) Сутамская Ампардахская свита свита Гр+Би(преоб- Гип+Би, Гип+ ладаит), Гр+ Би+Б, редко Гип, Ди+Гип Гр-Би плагио- плагиогнейсы гнейсы, 2Пи-Пл и пачки их сланцы, каль- ритмичного цифиры переслаива- ния, 5-7% 2Пи плагио- сланцы Толеит-карбонатно-терри- генная (граувакковая) фор- мация

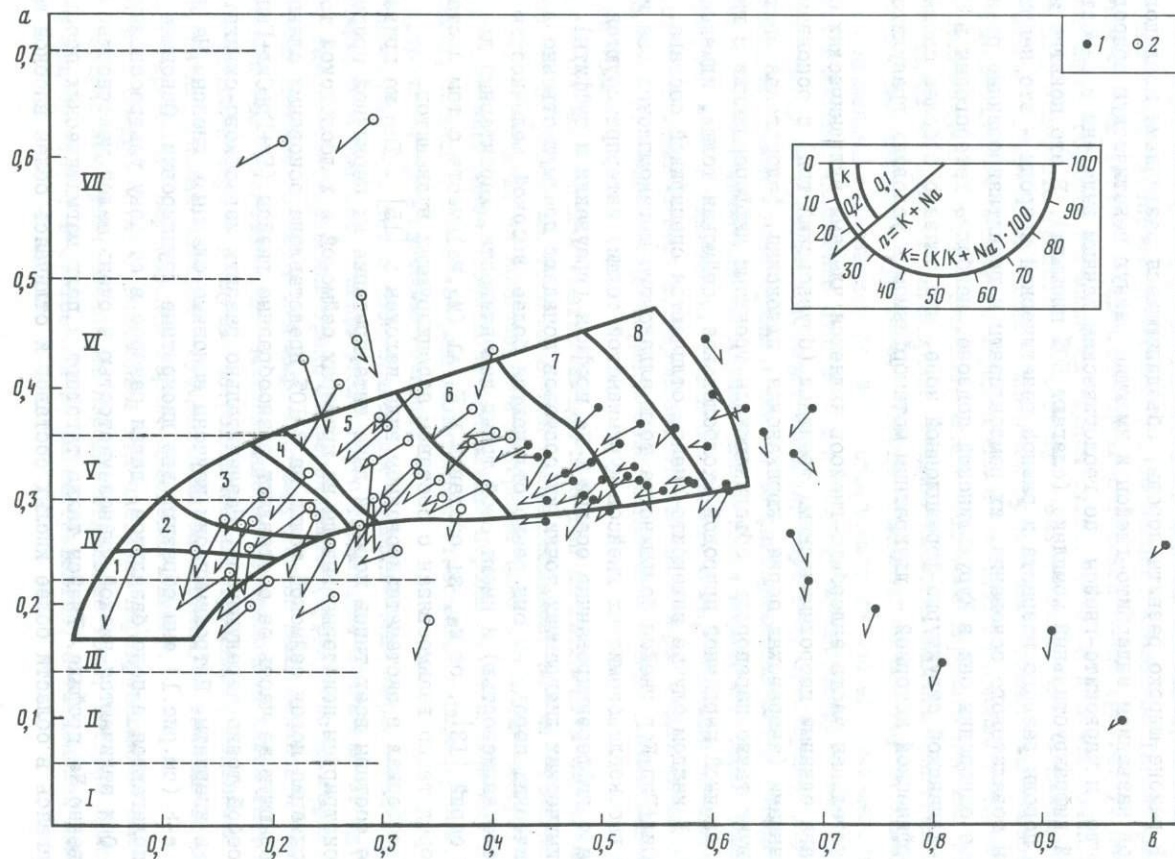
	Южно-Алданская зона			Центрально-Алданская зона		
	Курультинская подзона	Зверевская подзона	Тантракская подзона	Юго-западная подзона	Центральная подзона	Северовосточная подзона
AR <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Курультинская серия Гр-Би(+Сил) плагиогнейсы, 2Пи (±Амф+Гр) плагиосланцы, подчиненные кварциты с Гр, Мт, эвлизиты, известково-силикатные, ультраосновные породы Толеит-граувакковая формация (U-Рb по Zr 3300 млн лет) Эндербиты	Зверевская серия 2Пи+Амф+Гр плагиогнейсы и плагиосланцы, подчиненные известково-силикатные породы, кальцифиры, кварциты с Ди и Пл Субщелочная натриевая андезит-базальтовая формация Мафическое основание?	Аналог курультинской серии	Мелемкенский блок, амедичинская свита Кварциты (50%), высокоглиноземистые гнейсы, известково-силикатные породы, кальцифиры, железистые и Ди кварциты 5-10% 2Пи (±Би+Амф), Ди-Амф сланцы кремнистые породы? (кварцевые песчаники?), калиевые высокожелезистые (Fe <sup>3+</sup> ) пелиты, толеиты (трапы); в юго-западной подзоне + субщелочные базальты, карбонатные породы, железистые кварциты	Курумканская толща Верхнеалданская свита (стратотип) Кварциты и высокоглиноземистые гнейсы с Гр, Би, Кор, Сил	Нимырская свита Высокоглиноземистые гнейсы
					Эндербиты, гранито-гнейсы (U-Рb по Zr 3650 млн лет)	

Примечание. Федоровская свита залегает в аллохтоне, положение остальных свит и толщ дается предположительно.

С принципиальными позициями каждого из авторов нельзя не согласиться. Петроприрода метаморфических пород устанавливается или с помощью петрохимических и геохимических диаграмм с учетом геологической ситуации, или на основании исследования корреляционных связей, отражающих химическую дифференциацию при эндогенных и экзогенных процессах. Но поскольку в каждом случае изучается определенный тип пород изолированно от всех остальных, невозможно проверить их генетическую природу путем выявления типа связей с другими членами ассоциации. Таким образом, первичная природа постулируется, а не выявляется. В исследованиях вещественного состава мы опираемся на формационный метод — изучение структурно-вещественных характеристик естественных ассоциаций пород (набор и количественное соотношение пород, пространственная организация — характер переслаивания, строение ритмов), которое проводится на количественной статистически представительной петрохимической основе. Для интерпретации петрохимических данных используются классификации осадочных и вулканогенно-осадочных пород по петрохимическим параметрам [I2, I4 и др.], а также факторный анализ как мощный аппарат обработки петрохимических данных. Мы отдаем предпочтение классификационной диаграмме *ab* А.Н.Неелова (рис.1), так как в ее координатах можем представить всю ассоциацию пород, имея ее основные характеристики:  $a = Al/Si$  — глиноземистый модуль отражает интенсивность химического выветривания и механической дифференциации осадочных пород; *b* — общая меланократовость, в этом направлении происходит дифференциация осадочных пород по степени карбонатности, железистости. В тех же координатах строится классификация вулканогенных пород, группы пород выделяются по "*b*", границы полей соответствуют традиционным границам известково-щелочной серии. Тренды осадочных и вулканических пород в целом принципиально не совпадают, хотя имеют области перекрытия. Совершенно независимо, что очень важно для метаморфических пород, вектором обозначается щелочность пород.

Факторный анализ — не только способ статистической обработки информации, но и метод многомерного анализа, с помощью которого можно решать классификационные задачи. Применяя этот анализ ко всей ассоциации пород в совокупности с кластерным анализом по факторным значениям мы решаем задачу разделения совокупности на однородные объекты. При анализе однородных объектов факторный анализ приобретает классификационное значение. Он дает структуру признаков в *n*-мерном пространстве. Исходные признаки — химические анализы пород закономерно группируются в пространстве, благодаря корреляционным связям между элементами, в зависимости от процессов, формирующих данную совокупность пород. Каждый фактор — тренд дифференциации вещества, и наша задача интерпретировать его на основе всей имеющейся геологической и петрохимической информации, а также учитывая прошлые опыты применения факторного анализа к однородным геологическим объектам [5, I3]. Использую эту классификационную функцию факторного анализа в совокупности с классификационной диаграммой А.Н.Неелова, мы восстанавливаем первичную природу метаморфических пород на основании рядов дифференциации вещества, специфичных для магматических, осадочных пород и пород, измененных в процессе метаморфизма. Нам представляется, что только полученные таким образом генетические группы пород можно анализировать на частных диаграммах по отдельным параметрам.

На основе корреляционной схемы (см. табл.1) и метода восстановления первичной природы метаморфических пород по рядам дифференциации вещества была сделана первая попытка систематизации петрохимических данных для раннедокембрий-



Р и с. 1. Диаграмма а-в для пород сейсмической толщи

$$a = \frac{Al}{Si}, b = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg + Ca}{1000}$$

вектором обозначены параметры  $K = K/(K+Na)$  - направление вектора,  $n = K+Na$  - длина вектора. Петрохимические характеристики выражены в атомных количествах и их отношениях. Поля осадочных пород: I - кварцевые песчаники, ультрасилициты, II - олигомиктовые песчаники, силициты, III - песчаники, аркозовые, грауваквовые, IV - алевролиты, V - алевропелиты, VI - пелиты, VII - суб-силициты; поля вулканитов: 1 - липариты, 2 - липарито-дациты, 3 - дациты, 4 - андезито-дациты, 5 - андезиты, 6 - андезито-базальты, 7 - базальты, 8 - базанито-базальты [12].

1 - основные сланцы, 2 - гнейсы

ских толщ алданского мегакомплекса [15], что позволило получить некоторые принципиально новые результаты, а также воспроизвести некоторые эволюционные выводы других исследователей [2-4]. Исходя из основной задачи - получение формационной характеристики толщ, химическому анализу подвергались породы, наименее гранитизированные и метаволканически измененные, а если такие породы все-таки попадались в выработку, они улавливались при факторном анализе и получали свою интерпретацию.

#### Основные выводы

1. Подавляющее большинство основных кристаллосланцев представляют собой ортопороды. Вместе с тем выявлено существование парапород, обычных для толщ, содержащих известково-силикатные и карбонатные породы, с которыми они участвуют в строении осадочных ритмов.

2. В районе широко развиты породы, объединяющиеся различными исследователями под названием эндербито-гнейсы и имеющие разную генетическую природу. Эндербито- и чарнокито-гнейсы по геологическим данным выделены в самостоятельный инфракрупный комплекс (слагают 50% площади). В это понятие включаются породы разного возраста и разной генетической природы - это например, реликты тоналитового основания, их ремобилизаты и гранитизированные разности. Наиболее однородны они в Курультинской подзоне, наиболее гетерогенны в Центрально-Алданской структурно-формационной зоне, что связано с более сложной метаморфической историей - двукратным метаморфизмом в условиях гранулитовой фации.

Значительная часть эндербито-гнейсов является членами вулканических серий и связана единими петрохимическими трендами (боуэновский тип) с основными ортосланцами (зверевская серия, юриканская, иджеская, федоровская свиты). Существуют также парапороды, объединяющиеся трендами дифференциации с гнейсами с осадочной первичной природой (холболохская, сеймская толщ, иджеская свита). В каждом случае эндербито-гнейсы отличаются спецификой состава.  $Gr+Bi+Sil+Gip+Kor$  гнейсы большинства толщ алданского мегакомплекса (за исключением высокоглиноземистых гнейсов курумканской толщ) интерпретируются нами как слабо дифференцированные осадки  $K-Na$  профиля (граувакки и туффиты). На петрохимических диаграммах точки их составов попадают преимущественно в поля магматических пород, но они резко отличаются более высокой щелочностью (в том числе калиевостью) и имеют свой тренд изменчивости, характерный для осадочных серий [13], от  $Na, Si$  составов к  $K, Al (Mg, Fe)$ . Вместе с тем состав этих пород тесно взаимосвязан с составом ассоциирующих вулканитов.

Наш материал в систематизированном виде изложен в [15]. Там же приведены средние составы всех типов пород и дана интерпретация их первичной природы. Продемонстрируем некоторые выводы на примерах сеймской и холболохской толщ.

Ассоциация пород сеймской толщ на 7-10% представлена основными сланцами. Преобладающую же часть ее составляют разнообразные гнейсы ( $Bi+Gr+Sil+Gip+Kor$ ), между собой тонко чередующиеся. Незначительно развиты известково-силикатные породы и кварциты. Петрохимически изучены основные сланцы и гнейсы. На диаграмме  $a-b$  (см. рис. 1) они образуют две дискретные группировки. Основные сланцы располагаются в поле базальтов, давая разброс в сторону ультраосновных пород. Они отличаются низкой глиноземистостью и очень малой щелочностью при существенно  $Na$  профиле. Гнейсы также тяготеют к полю магматических пород, располагаясь в области более кислых составов и отличаясь более высокой щелоч-

ностью, с дифференциацией составов по глиноземистости, сопряженной с меланократовостью.

На компонентной диаграмме (рис.2,а) те же группы пород. Поле основных пород с одной стороны вытянуто в сторону магнизиальных составов. Кроме того, видна дифференциация их с увеличением Fe, Ti, P; выделяется группа пород, обогащенная этими элементами. Налицо магматический феннеровский тренд дифференциации, что видно и на диаграмме  $\Delta FM$  (рис.3).

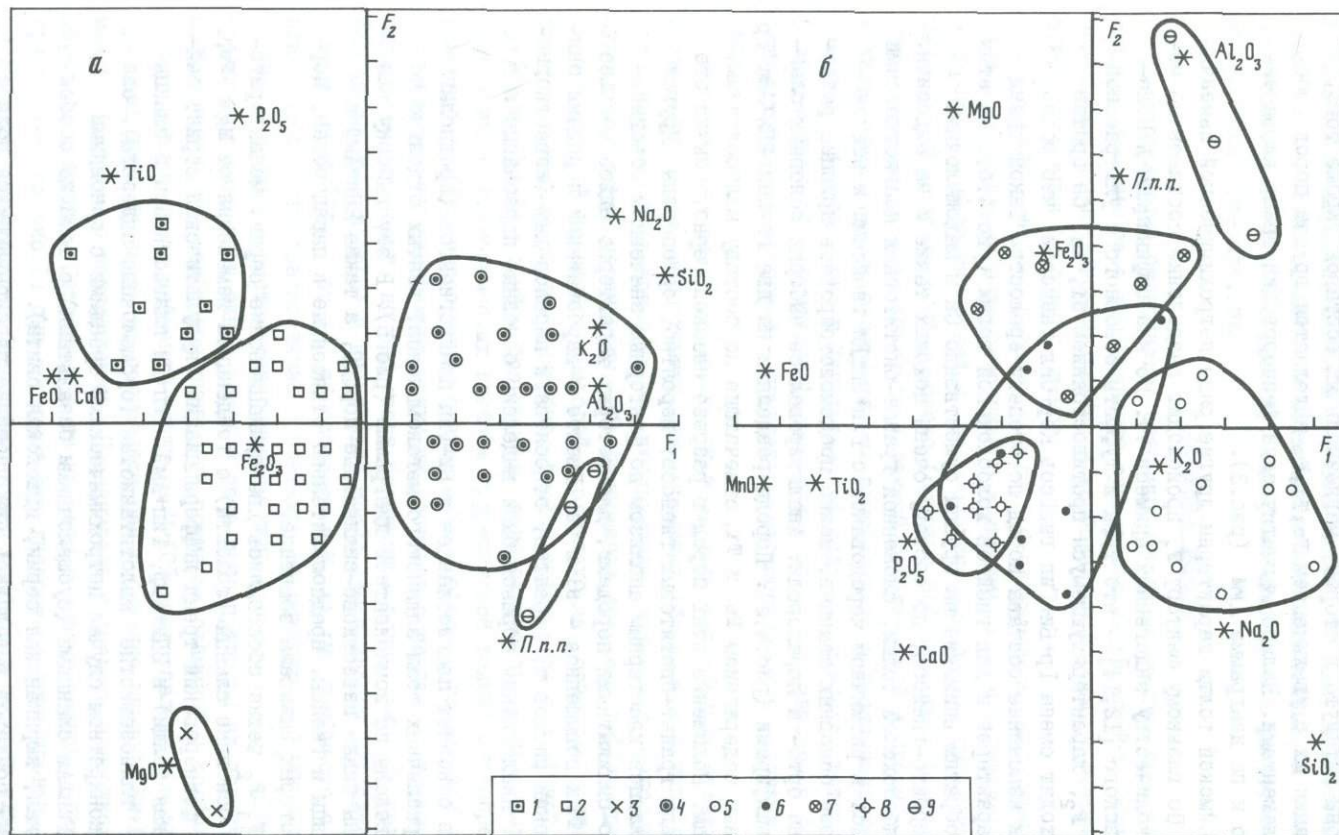
Для гнейсов сеймской толщи характерны другие ряды петрохимической изменчивости (рис.2,б). По главному фактору  $F_1$  происходит разделение составов по меланократовости (количеству эндогенной примеси?). По классификациям А.Н.Нелова, А.А.Предовского [I2, I4] — это туфы и туффиты основного и ультраосновного состава. По  $F_2$ , характеризующемуся противостоянием Si, Na, Ca против  $\Delta 1.Mg$  (K), происходит смена Гр+Би+Гип гнейсов Кор+Сил гнейсами, что можно рассматривать как изменение состава пород по степени зрелости. Такой тренд дифференциации характерен и для гнейсов холболахской толщи (рис.4,б). На этих двух диаграммах обратим внимание на группы существенно Са и малощелочных Би+Гип+Ди+Гр андербито-гнейсов, по составу очень похожих также и на андезиты.

На примере холболахской толщи, сложенной гранат-биотитовыми плагиогнейсами (70%), находящимися в ритмичном чередовании с Гип+Би+Ди гнейсами и незначительным количеством основных сланцев, можно продемонстрировать принцип разделения последних на орто- и парапороды. Анализировались выборки основных сланцев вместе с кальцифирами (рис.4,а). Породы разделяли на две группы:  $2\Pi\pm Amf\pm Gr$  сланцы с повышенным содержанием Fe и Ti, отвечающие по составу малощелочным, натриевым толеитам. Положение этих пород в разрезе закономерно, обычно это тела и будины среди гранат-биотитовых гнейсов, вероятно, ортопороды. Другая часть основных сланцев кластерным анализом по факторным значениям объединилась с известково-силикатными породами, для которых характерно вдвое меньшее содержание Fe и Ti и повышенное — Si и Ca. Вместе с карбонатными породами они участвуют в строении ритмов и, вероятно, относятся к парапородам (известковистым алевролитам). Аналогичным образом были выделены основные парасланцы и в иджекской толще.

Средний состав основных плагиосланцев и Би-Гип плагиогнейсов (предполагаемых вулканитов) различных толщ алданского мегакомплекса, взятых отдельно по каждому блоку, сведены на компонентной диаграмме (рис.5). В эту выборку для сравнения включены также известково-силикатные породы, а также  $2\Pi\pm Amf$  и Би+Гип+Ди+Гр сланцы и гнейсы, предположительно отнесенные к парапородам, первичная природа которых вызвала сомнение.

На диаграмме  $F_1-F_2$  четко обособились две вулканические серии: меланократовые малощелочные основные сланцы (толеиты) с тенденцией изменения от Mg к Fe, Ti, P составом — феннеровский тренд дифференциации (курультинская серия, сеймская, холболахская толщи) и  $2\Pi\pm Amf$ , Гип+Amf, Гип+Би плагиогнейсы и сланцы высоко натриевые глиноземистые малотитанистые (субщелочные андезиты), связанные в каждом конкретном случае петрохимическими трендами с основными  $2\Pi\pm Amf$ , Ди+Am, Гип+Am сланцами (субщелочными базальтами) с теми же особенностями (зверевская, кириканская серии, иджекская свита).

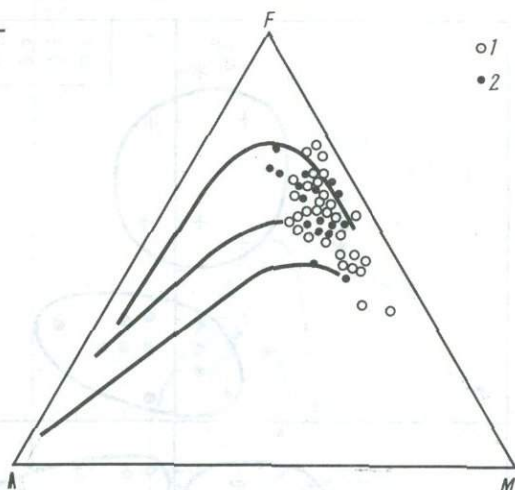
В области Са-Mg составов выделились два частично перекрывающихся поля с разными тенденциями: ультраосновные породы (отдельные тела, которые присутствуют в каждой толще; в статье они не рассматриваются) с тенденцией измене-



Р и с. 2. Компонентные диаграммы  $F_1$ -  $F_2$  для пород сеймской толщи

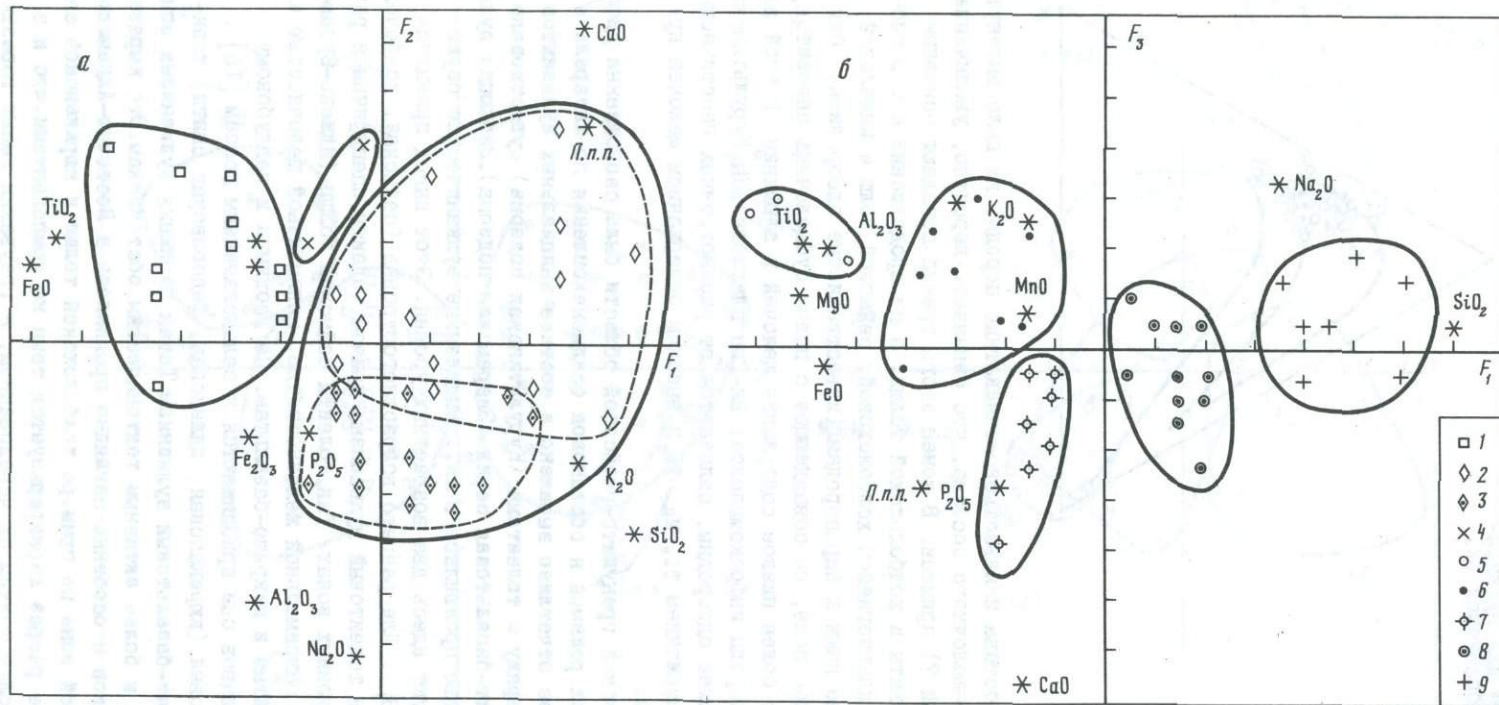
а - объединенная выборка, б - гнейсы. 1 - 2Пл сланцы с повышенным содержанием Fe, Ti, P (базальты малощелочные, Na); 2 - 2Пл ± Амф сланцы (толеиты с дифференциацией в сторону пикрито-базальтов); 3 - Ол-Гип-Амф сланцы (ультраосновные породы); 4 - различные гнейсы; 5 - Би + Гр ± Кор гнейсы (Граувакковые алевролиты); 6 - Гип + Гр + Би гнейсы (граувакковые алевролиты, туффиты); 7 - Кор + Гр + Би ± Гип ± Сил гнейсы (алевропелиты); 8 - Би + Гип ± Ди гнейсы (карбонатно-железистые алевролиты); 9 - Гр + Ги + Кор + Гип гнейсы (субсиалиты). Звездочки - факторные нагрузки; прочие знаки - факторные значения. Отношение масштабов факторных нагрузок и факторных значений 6,0.

Р и с. 3. Диаграмма  $\Delta FM$  для вулканитов сеймской (1) и холболохской (2) толщ



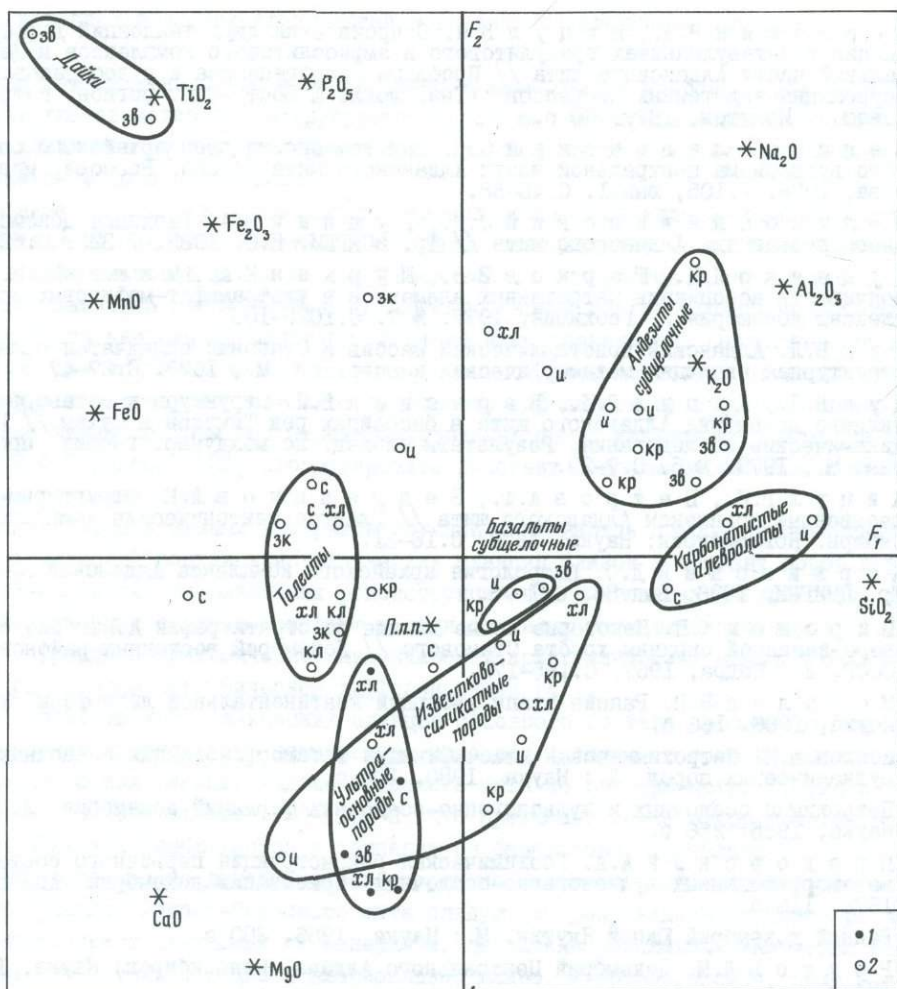
ния в сторону Fe, Ti состава и известково-силикатные породы, их поле вытянуто в сторону глиноземисто-щелочного состава, что означает, вероятно, увеличение терригенной (эндогенной?) примеси. В конец этого тренда попадают основные парасланцы иджекской свиты и холболохской толщи, а на продолжении его располагаются Би+Гип+Дил+Гр плагиогнейсы холболохской, сеймской толщ и иджекской свиты, также отнесенные нами к парапородам (известковистые алевролиты). Они образуют самостоятельное поле, не совпадающее с полем субщелочных андезитов, от которых их отличает более низкое содержание щелочей и алюминия. В этой выборке не рассмотрены породы инфракмплекса: Би-Гип плагиогнейсы Курультинской подзоны, где они наиболее однородны, отличаются от рассмотренных генетических групп очень низким содержанием Ti, Mg, Fe и высоким содержанием щелочей при резком преобладании Na.

Раннему архею Адданской гранулитогнейсовой области была свойственна дифференциация тектонических режимов и обстановок осадконакопления по латерали и вертикали, что наиболее отчетливо выражено в составе инициальных вулканитов (см. табл. 1). Для  $AR_1$  наряду с толеитами (Курультинская подзона) существовала субщелочная Na-андезит-базальтовая серия (Зверевская подзона). Эволюция вулканизма наиболее отчетливо проявилась в  $AR_1^2$ . Выделенные вулканические серии (см. рис. 5) характеризуют здесь два возрастных уровня. Этот вывод принципиально совпадает с [2,3]. Для раннего возрастного уровня (сеймская, холболохская толщ) характерен толеитовый вулканизм, причем толеиты специфичны в разных структурно-формационных зонах. Так, толеиты сеймской толщ (Иджeko-Сутамская зона) отличаются максимальной железистостью, минимальной щелочностью и имеют переходы к пикритам и пикрито-базальтам. По геохимии и неглубокому уровню генерации расплавов они приближаются к зеленокаменным поясам [15]. Для более позднего уровня (кюриканская, иджекская, федоровская свиты) типичен субщелочной андезит-базальтовый вулканизм. Такая эволюция вулканизма означает, вероятно, переход к более активным тектоническим обстановкам. Это выразилось и в составе осадков и особенно наглядно проявилось в Восточно-Адданской структурно-формационной зоне на примере холболохской толщ и кюриканской свиты. В кюриканской свите разрез характеризуется теми же компонентами, что и в холболохской толще, но более тонким их чередованием, а граувакки имеют гораздо



Р и с. 4. Компонентные диаграммы  $F_1 - F_2$  для пород холболохской толщи (р. Холболох)

а - основные сланцы, б - гнейсы. 1 - Гип+Амф, 2 - Пи+Амф сланцы (толеитовые базальты); 2 - известково-силикатные породы; 3 - 2Пи+Амф+Гр сланцы (карбонатные алевролиты); 4 - 2Пи-Амф сланцы с повышенным содержанием Mg (меланократовая полоса - результат метаморфической дифференциации); 5 - Сил+Гр+Би гнейсы с метасоматическим силлиманитом; 6 - Гр-Би+Сил+Кор гнейсы (алевропелиты); 7 - Гр+Гип+Би гнейсы (карбонатистые алевролиты); 8 - Гр+Би гнейсы (алевролиты); 9 - Гр+Би+Кор гнейсы, гранитизированные. Остальные условные обозначения см. на рис. 2



Р и с. 5. Компонентная диаграмма  $F_1$ - $F_2$  объединенной выборки среднего состава основных сланцев, Би-Гип плагиогнейсов, известково-силикатных пород

кл - курультинская толща в Курультинской подзоне; зк - курультинская толща в Зверевской подзоне; зв - зверевская толща; с - сеймская толща; кл - холболожская толща; чг - чугинская толща; кр - кюрканская толща; и - иджекская толща. 1 - ультраосновные породы, 2 - все остальные породы. Остальные условные обозначения см. на рис.2

более натриевый состав, это сопряжено с более натриевым составом ассоциирующих вулканитов. Следует заметить, во всех толщах состав осадков тесно взаимосвязан с составом вулканитов, возможно, такой факт свидетельствует о том, что они являются туффитами или продуктами разложения формирующихся здесь же инициальных вулканитов.

#### Литература

1. Белоножко Л.Б., Гиммельфарб Г.Б., Горбачев О.В. Геология Алданского докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979. Вып. 5. С.113-139.

2. Березкин В.И., Кицул В.И. О проявлении двух тенденций дифференциации в метавулканитах гранулитового и амфиболитового комплексов в Центральной части Алданского щита // Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов: (Тез. докл. Ш Вост.-Сиб. регион. петрогр. совещ.). Иркутск, 1979. 40 с.
3. Великославинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1976. Т.105, вып.1. С.48-58.
4. Великославинский С.Д., Рудник В.А. Геохимия докембрийского вулканизма Алданского щита // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1983. Т.323. С.62-83.
5. Дуденко Л.Н., Шарков Е.В., Шуркин К.А., Мишин В.И. Изменчивость ассоциации петрогенных элементов в ультрамафит-мафитовых комплексах докембрия // Геохимия. 1977. № 7. С.1025-1037.
6. Дук В.Л. Алданский кристаллический массив и Становая складчатая область // Структурная эволюция метаморфических комплексов. М., 1977. С.27-47.
7. Дук В.Л., Кицул В.И., Березкин В.И. Структура и метаморфизм нижнего докембрия Алданского щита в бассейнах рек Тимптон и Сутам // Геодинамические исследования. Результаты исслед. по междунар. геофиз. проектам. М., 1979. № 5. С.7-29.
8. Кицул В.И., Петров А.Ф., Зедгенизов А.Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита // Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1979. С.16-31.
9. Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты // Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып.86. С.1-76.
10. Миронюк К.П. Некоторые новые данные по стратиграфии докембрия северо-западной окраины хребта Станового // Докембрий восточных районов СССР. Л.: Недра, 1967. С.165-172.
11. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 166 с.
12. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
13. Петрохимия осадочных и вулканогенно-осадочных формаций докембрия. Л.: Наука, 1985. 256 с.
14. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 116 с.
15. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.
16. Реутов Л.М. Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
17. Фрумкин И.М. Стратиграфия: Архейская группа // Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. С.5-30.
18. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 159 с.
19. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1986.

УДК 552.323.6:551.71/72(571.56)

Первично-вулканогенная природа эндробит-кристаллосланцевых ассоциаций Алдано-Станового щита и закономерности эволюции основного вулканизма<sup>1</sup>

С.Д.Великославинский, В.А.Рудник, Е.В.Толмачева

В статье рассматриваются закономерности эволюции метавулканитов, в первую очередь метабазальтов, сформировавшихся во временном интервале - от раннего архея до раннего протерозоя включительно в двух типах структур: высокомета-

<sup>1</sup>Подготовлена в рамках Проекта МПГК №260 "Древнейшие породы Земли".

морфизованных областях Алдано—Станового щита и зеленокаменных троговых комплексах.

Следует отметить, что если первично—вулканогенная природа пород зеленокаменных трогов легко реконструируется простыми петрографическими методами, то принадлежность высокометаморфизованных пород к вулканическим ассоциациям нуждается в доказательствах.

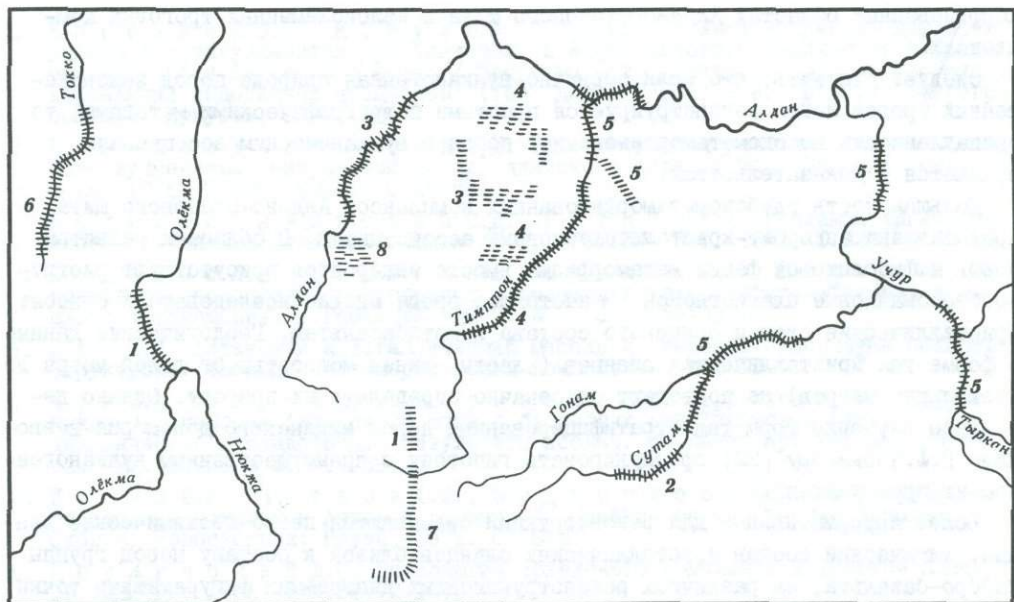
Большая часть глубокометаморфизованных комплексов Алдано—Станового щита представлена эндробит—кристаллосланцевыми ассоциациями. В областях развития пород амфиболитовой фации метаморфизма вместо эндробитов присутствуют биотит—роговообманковые плагиогнейсы. В настоящее время многие исследователи относят кристаллические сланцы основного состава к metabазальтам. Геологические данные о форме тел кристаллических сланцев (пласты, линзы мощностью от долей метра до нескольких метров) не позволяют однозначно определить их природу. Однако детальное изучение форм тел стратифицированных пород алданского докембрия позволило Р.Ф.Черкасову [22] сформулировать гипотезу о преимущественном вулканогенном их происхождении.

Более информативными для реконструкции оказываются петро—геохимические данные. Химический состав кристаллических сланцев близок к составу пород группы габбро—базальта; на различных реконструкционных диаграммах фигуративные точки кристаллических сланцев попадают в поля основных магматических пород [4, 14 и др.]. Тренды петрохимической изменчивости кристаллических сланцев сопоставимы с направлениями магматической дифференциации [4].

Ортоприрода кристаллических сланцев основного состава прослеживается и на минеральном уровне. Так, температуры равновесия клино— и ортопироксенов из кристаллических сланцев Алдано—Станового щита по геотермометру Б.Вуда и С.Баино [28] составляют 1050—1150°C, что превышает температуру гранулитового метаморфизма и приближается к температуре базальтового расплава.

Непосредственные доказательства первично магматической природы кристаллических сланцев Алдано—Станового щита следуют из результатов изучения расплавленных включений в слагающих их минералах. Первичные расплавленные включения встречаются относительно редко в плагиоклазе, клино— и ортопироксене, реже — в роговой обманке. По фазовому составу (частично раскристаллизованная, значительно реже — стекловатая силикатная фаза, отжатая к периферии включения, деформированная газовая или жидкая фаза, как правило, наблюдаемая при нагревании включений, и плохо диагностируемые минеральные агрегаты, вероятно, пироксенов и плагиоклаза) эти включения, согласно классификации Н.П.Ермакова [11], относятся к виду аморфных затвердевших включений вулканического происхождения, подвергшихся некоторой раскристаллизации при метаморфизме. Температуры гомогенезации этих включений равны 1255—1285°C и близки к температурам кристаллизации базальтового расплава (рис.1,2).

Метабазальтовая, а не интрузивно—магматическая природа кристаллических сланцев Алдано—Станового щита, помимо данных по морфологии расплавленных включений, определяется следующими факторами. Химический состав кристаллических сланцев разных стратиграфических подразделений докембрия Алдано—Станового щита значимо различается [5] (рис.3), в то время как вариации химического состава кристаллических сланцев внутри одного и того же стратиграфического подразделения относительно невелики (табл.1). Наблюдающийся стратиграфический контроль петрохимических типов кристаллических сланцев возможен только в слу—

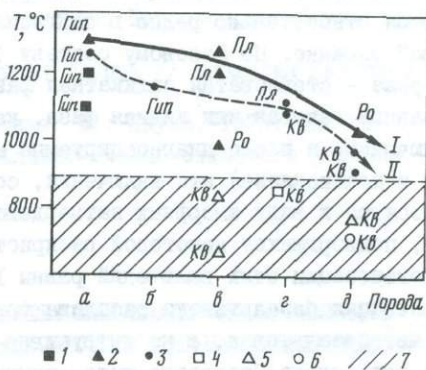


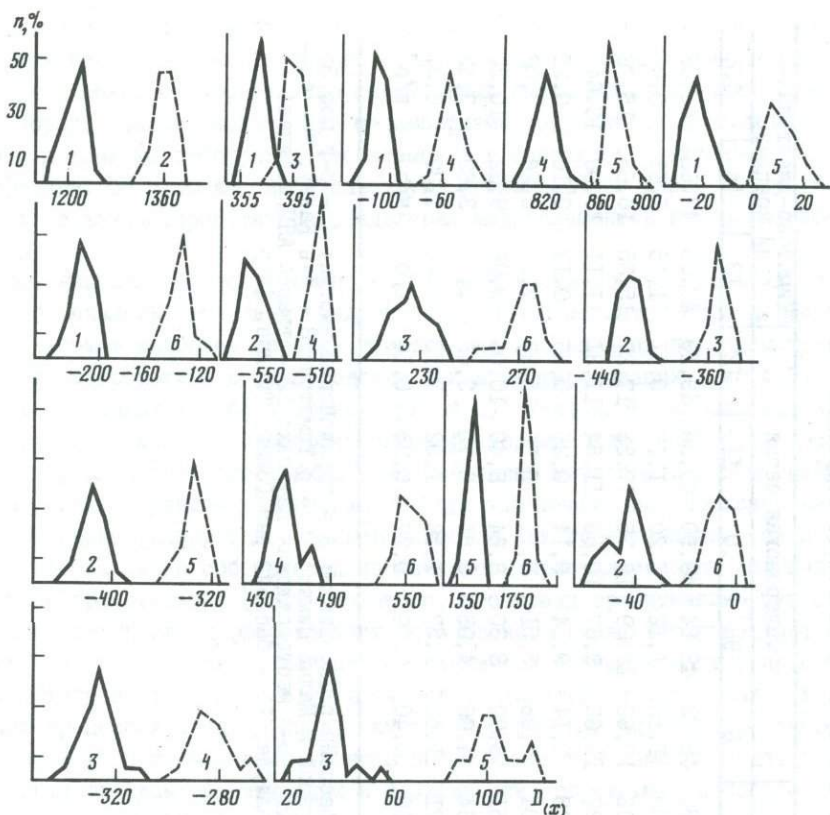
Р и с. 1. Схема петро- и геохимического опробования метавулканитов высокометаморфизованных комплексов Алдано-Станового щита

1 - курульгинской серии, 2 - сутамского комплекса, 3 - верхнеалданской серии, 4 - федоровской серии, 5 - тимтоно-джелтулинского комплекса, 6 - олекминской серии, 7 - станового комплекса, 8 - унгринского комплекса

Р и с. 2. Результаты экспериментального определения температур гомогенизации расплавленных включений в метавулканитах верхнеалданской и федоровской серий Алдано-Станового щита

1-3 - температуры гомогенизации первично-магматических расплавленных включений в метавулканитах верхнеалданской (1, 2) и федоровской (3) серий; 2 - по данным Л.Н.Хетчикова (1981 г.); 4-6 - температуры гомогенизации метаморфических кристаллофидных включений в метавулканитах верхнеалданской (4,5) и федоровской (6) серий, 4 - по данным Л.Н.Хетчикова (1981 г.); 7 - температурная область гранулитового метаморфизма. Индексы у точек - минералы содержащие изученные включения. I, II - кривые изменения температур гомогенизации расплавленных включений метавулканитов верхнеалданской и федоровской серий в зависимости от основности породы. а-д - типы пород: а - метабазалты (кристаллические сланцы основного состава), б-д - эндербиты андезито-базальтового, андезитового, дацитового и риолитового состава соответственно





Р и с. 3. Распределение значений дискриминантных функций, иллюстрирующее значимые различия метатолитов верхнеалданской (1), щелочных метабазальтов федоровской (2) серий, известково-щелочных (3) и щелочных (4) метабазальтов тимшоно-желтулинского комплекса, метатолитов сутаевского комплекса (5) и метагаббро унгринского комплекса (6). Дискриминантные функции приведены в работе [5].  $n, \%$  - частота встречаемости,  $D(x)$  - значения дискриминантных функций

чае эффузивной, а не интрузивной природы рассматриваемых образований. Кроме того, детальное геохимическое изучение разреза пласта кристаллического сланца позволило В.М. Моралеву [14] выявить закономерности распределения микроэлементов, сходные с распределением элементов в современных базальтовых покровах, обусловленные дифференциацией на месте кристаллизации.

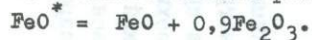
Для корректного использования петро- и геохимических данных по кристаллическим сланцам в качестве характеристик химического состава древнейших базальтов требуется обоснование близких к изохимическим их метаморфических преобразований.

Вывод о близком изохимическом характере метаморфизма следует из сопоставления результатов реконструкции первичной природы независимыми методами. Так, метабазальтовая природа кристаллических сланцев достаточно уверенно устанавливается по термобарогеохимическим исследованиям. В случае существенных аллохимических преобразований химический состав кристаллических сланцев может сколько угодно отличаться от состава основных пород, в то время как петрохимические результаты, напротив, свидетельствуют об их сходстве.

Вариации химического состава (в мас.%) кристаллических сланцев (метабазальтов) Алдано-Станового щита в пределах одного и того же стратиграфического подразделения

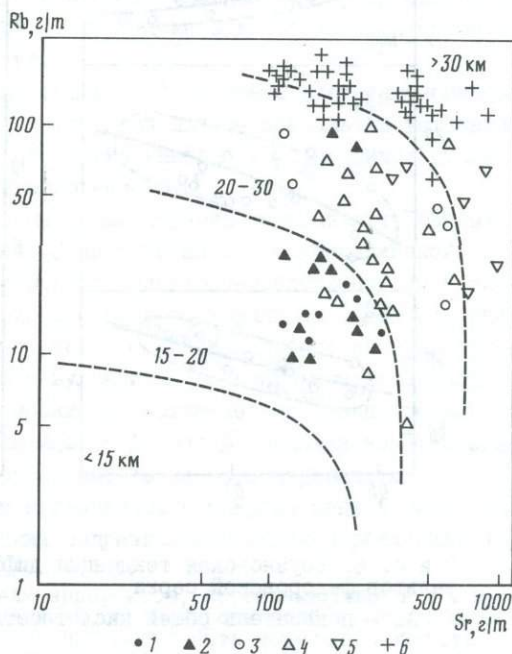
Оксид	Курультинская серия			Верхнеалданская серия				Федоровская серия					Тимптоно-желтулинский комплекс		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	48,41	48,39	48,89	48,29	48,61	49,53	48,80	48,72	49,84	49,90	49,38	49,19	47,96	49,63	48,39
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,92	1,01	1,59	1,40	1,19	1,03	1,18	1,12	1,20	1,16	0,91	1,15	1,13	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	14,69	14,52	14,70	14,00	14,18	14,05	13,96	17,66	17,29	16,75	17,53	17,27	15,35	16,68	15,76
FeO*	11,55	12,79	11,27	12,44	13,10	12,34	12,22	10,60	9,67	10,88	11,54	11,31	11,11	10,08	10,64
MnO	0,21	0,26	0,21	0,21	0,22	0,23	0,23	0,14	0,14	0,14	0,20	0,16	0,17	0,16	0,21
MgO	7,74	7,72	7,92	7,46	6,77	7,00	7,04	5,08	5,51	5,71	5,16	5,93	7,08	6,26	7,08
CaO	11,84	11,34	11,46	10,12	10,87	9,94	10,51	8,70	8,60	8,64	8,40	10,00	9,96	9,32	10,22
Na <sub>2</sub> O	2,80	1,86	2,60	2,74	2,49	2,64	2,64	4,06	4,08	3,81	3,75	3,46	3,72	3,62	3,43
K <sub>2</sub> O	0,42	0,53	0,44	0,56	0,60	0,50	0,71	1,53	1,57	1,58	1,03	1,19	1,40	1,30	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,10	0,07	0,10	0,12	0,10	0,40	0,40	0,27	0,25	0,14	н/о	н/о	н/о

Примечание. 1 - бассейн р.Олекма в р-не пос.Курульта; 2 - бассейн р.Тас-Мизла; 3 - пуриканский выступ; 4 - р-н пос.Золотинка; 5 - р.Алдан; 6 - участок трассы АЯМ, междуречье Большой и Малый Нимныр; 7 - р.Тимптон; 8 - р-н Канку; 9 - бассейн р.Большой Ылымак; 10 - р-н месторождения Эмельджак; 11 - р-н месторождения Каталах; 12 - трасса АЯМ, р.Алдан; 13 - нижнее течение р.Тимптон; 14 - бассейн рек Иджек и Желтула; 15 - бассейн рек Гонам, Тыркэн, Учур.



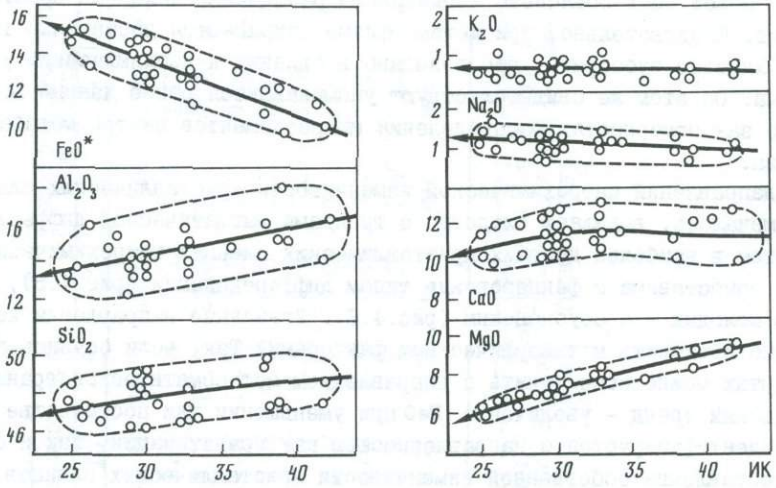
Химический состав metabазальтов разных стратиграфических подразделений, метаморфизованных в одних и тех же (или близких) условиях значительно различается, что может быть объяснено химическими различиями исходных дометаморфических пород. Следовательно, при метаморфизме сохраняются достаточно тонкие различия в химизме субстрата, что возможно в близких к изохимическим условиям метаморфизма. Об этом же свидетельствуют упоминавшиеся ранее данные В.М. Моралева [14] о закономерностях распределения микроэлементов внутри metabазальтового покрова.

Анализ направлений петрохимической изменчивости кристаллических сланцев, как уже отмечалось, выявляет сходство с трендами магматической дифференциации. При этом в наиболее древних кристаллических сланцах петрохимическая изменчивость сопоставима с феннеровским типом дифференциации (рис.4,5), а в относительно молодых – с боуэновским (рис.4,6). Указанные направления изменчивости трудно объяснить метаморфическими факторами. Так, если боуэновский тренд в общих чертах можно сопоставить с направлением метасоматической гранитизации, то феннеровский тренд – увеличение  $FeO$  при уменьшении или постоянстве кремнезема – не идентифицируется с направленностью как гранитизации, так и базификации. Сопоставление собственной изменчивости кристаллических сланцев с направлением гранитизации [4,17] показало, что тренд гранитизации существенно отличается от тренда дифференциации боуэновского типа, что указывает на сохранение в кристаллических сланцах петрохимической изменчивости, присущей исходным metabазальтам. Это, в свою очередь, свидетельствует о близких к изохимическим процессах метаморфизма, так как привнос или вынос петрогенных компонентов привел бы к нарушению трендов петрохимической изменчивости, приблизив последние к трендам гранитизации и базификации, отражающим наиболее широко развитые аллохимические процессы.



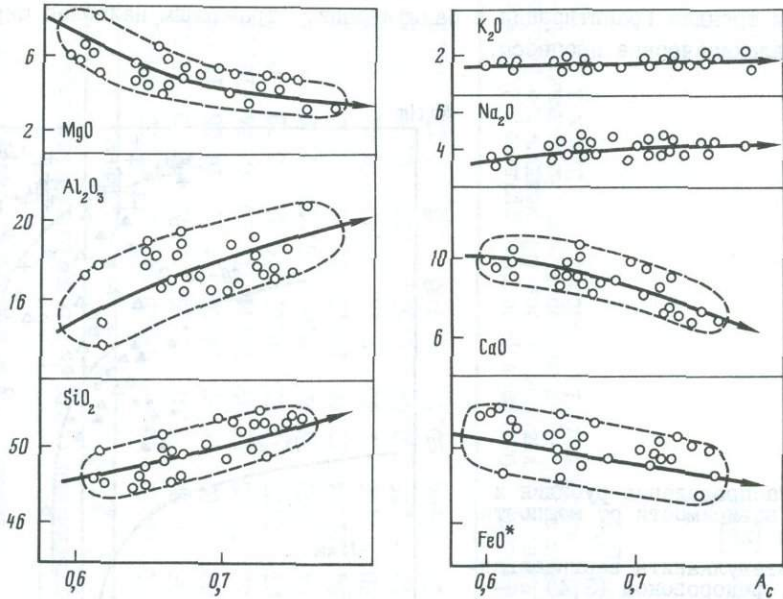
Р и с. 4. Распределение рубидия и стронция в зависимости от мощности земной коры [26]

1-5 - метавулканыты верхнеалданской (1,2), федоровской (3,4) серий, тимпотоно-желтулинского комплекса (5); 1,3,5 - metabазальты, 2,4 - метавулканыты андезито-дацитового состава; 6 - архейские и раннепротерозойские граниты центральной части Алданского щита (нерасчлененные)



Р и с. 5. Феннеровская тенденция дифференциации метатолитов сутамского комплекса

ИК - индекс Куно



Р и с. 6. Бузновская тенденция дифференциации щелочных метабазальтов федоровской серии

$A_c$  - показатель общей кислотности [3]

Аналогичные рассуждения приводят к выводу о первично вулканогенной природе гиперстеновых плаггиогнейсов (эндербитов)<sup>1</sup>. Однако наиболее весомым аргументом в пользу их метавулканогенной природы являются термобарогеохимические данные. В гиперстеновых плаггиогнейсах обнаружены расплавленные включения, температуры гомогенизации которых превышают температуру гранулитового метаморфизма (см. рис.2) и соответствуют температурам плавления диорит-гранодиоритовых расплавов. Следует отметить, что расплавленные включения обнаружены не только в плаггиоклазе и темноцветных минералах, но и в отдельных зернах кварца, что исключает происхождение рассматриваемых гиперстеновых гнейсов за счет метасоматической гранитизации кристаллических сланцев, так как, согласно этой модели, кварц является вторичным, связанным с гранитизацией и может содержать лишь метаморфогенные флюидные включения, характеризующие гранитизацию. В случае же последующего плавления, имеющего отношение к ультраметаморфизму, температуры гомогенизации расплавленных включений в кварце должны были бы соответствовать температуре метаморфизма, в то время как на самом деле они на 100–200°C выше. Обращает на себя внимание намечающаяся зависимость между температурой гомогенизации расплавленных включений и основностью породы: для наиболее кислых разновидностей гранитного состава отмечаются наиболее низкие 900–1000°C температуры гомогенизации, в то время как температуры гомогенизации расплавленных включений для пород андезит-дацитового состава составляют 1150–1250°C (см.рис.2). Это, с одной стороны, подтверждает первично-магматический генезис рассматриваемых гиперстеновых плаггиогнейсов, а с другой – указывает на сохранность по крайней мере наиболее общих особенностей химического состава исходных пород при метаморфизме.

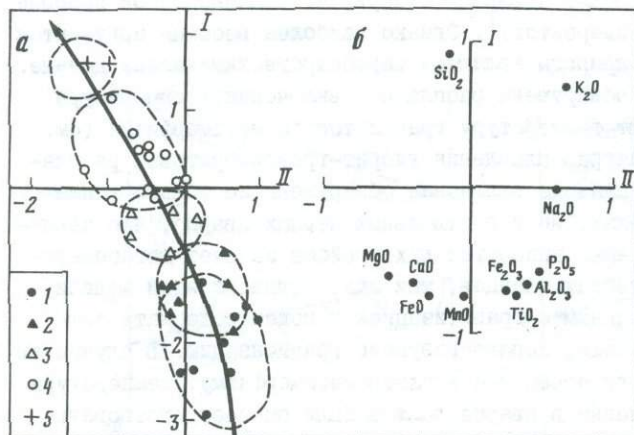
В некоторых стратиграфических подразделениях, например в федоровской серии, кристаллические сланцы и гиперстеновые плаггиогнейсы образуют единый петрохимический тренд, который может интерпретироваться как тренд единой коматматической вулканической серии (рис.7), что также будет доказательством первично-вулканогенной природы эндербитов.

Распределение Rb и Sr в эндербитах (см.рис.4) соответствует закономерности изменения глубинности магмообразования, которая для metabазальтов устанавливается и по петрохимическим данным, что также указывает на первично-вулканогенное происхождение гиперстеновых плаггиогнейсов.

Петрохимическими и геохимическими методами изучены metabазальты разных стратиграфических подразделений Алдано-Станового щита: верхнеалданской, курьютинской и федоровской серий, сутамского, тимптоно-джелтулинского и унгринского комплексов, олекминской серии и станового комплекса (табл.2). Районы опробования обобщены и показаны на рис.1. Имеющиеся данные позволяют наметить закономерности эволюции основного вулканизма во временном интервале > 3,7 млрд лет–2 млрд лет. Петрохимические и геохимические данные по ультраосновным метавулканикам с содержанием MgO > 10 мас.%, включая коматиитовые серии зеленокаменных трогов, в настоящей работе не рассматриваются.

Несмотря на то что по содержаниям петрогенных и микроэлементов metabазальты всех перечисленных стратиграфических подразделений значительно различаются [5],

<sup>1</sup>Имеются в виду лишь послонные тела эндербитов, переслаивающиеся с кристаллическими сланцами основного состава. В целом породы этой группы обладают, по-видимому, полигенной природой. Среди них могут быть выделены разности ультраметаморфического, интрузивно-магматического и метасоматического происхождения.



Р и с. 7. Компонентная диаграмма состава кристаллических сланцев метабазальтов и гиперстеновых плагиогнейсов Федоровской серии (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б)

1 - метабазальты; 2-5 - гиперстеновые плагиогнейсы андезито-базальтового (2), андезитового (3), дацитового (4) и риолитового (5) состава

по ряду наиболее общих петрохимических параметров они объединяются в три группы, в целом соответствующие стратиграфии алданского докембрия<sup>1</sup>.

Так метабазальты наиболее древнего раннеархейского этапа с возрастом более 3,7 млрд лет [12,15] (курультинская серия, сутамский комплекс, верхнеалданская серия) представлены весьма близкими по химизму низкощелочными, низкоглиноземистыми разностями толеитового состава (содержат нормативные кварц, гиперстен). Они имеют отчетливый феннеровский тип дифференциации (см.рис.5). Исходя из модели кристаллизационной дифференциации подобная петрохимическая направленность может быть объяснена фракционированием в первую очередь основного плагиоклаза и в меньшей степени пироксенов и оливина, что согласно экспериментальным данным возможно на небольших глубинах  $P < 9$  кбар [6,7].

Вывод о малоглубинном характере раннеархейского вулканизма подтверждается и термобарогеохимическими данными. Так, по соотношениям фаз и температурам гомогенизации весьма немногочисленных углекислых включений, сингенетичных расплавам, в метавулканитах кислого состава верхнеалданской серии магмообразование оценивается  $P = 3$  кбар. Выводом о наименьшей глубинности вулканизма раннеархейского этапа не противоречат и данные по распределению  $Rb$  и  $Sr$  (см.рис.4), которые, согласно К.Конди [24], могут быть связаны с мощностью земной коры.

Следующий по времени условно среднеархейский этап вулканизма с возрастом 3,5-3,0 млрд лет [12] представлен существенно более щелочными и глиноземистыми метабазальтами Федоровской серии, приближающимися по своему составу к щелочным базальтам (содержат нормативные оливин и нефелин). В среднеархейских метабазальтах отчетливо проявлена боуэновская тенденция дифференциации (см.рис.6). С метабазальтами петрохимически и, вероятно, генетически связаны метавулканиты среднего и кислого состава [5]. Тренд дифференциации метабазальтов может быть обусловлен фракционированием пироксенов и оливина, что, согласно экспериментальным данным, возможно при  $P \approx 9$  кбар [6,7]. Давление магмообразования по углекислым включениям, сингенетичным расплавам в метавулканитах кислого состава Федоровской серии оценивается в 6-7 кбар. Вывод

<sup>1</sup>Использована схема стратиграфического расчленения [17].

Средний химический состав (в мас.%) metabазальтов Алдано-Станового щита

Окисел, выборка	Высокометаморфизованные комплексы												Зеленокаменные трюги		
	I			II		III							IV		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	48,48	48,21	48,89	45,36	49,36	49,30	48,37	49,27	48,66	48,77	48,48	48,86	49,14	49,01	50,64
TiO <sub>2</sub>	1,11	1,16	1,35	1,58	1,14	0,90	1,07	1,14	1,00	1,24	1,25	0,83	0,79	1,31	1,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,51	14,67	13,96	16,30	16,92	15,72	15,70	14,32	15,18	14,44	16,75	18,15	15,39	16,36	14,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,71	3,38	4,26	4,09	5,54	2,46	3,16	4,08	4,81	4,25	3,99	4,38	2,28	2,05	3,10
FeO	8,58	10,04	9,31	8,15	5,78	8,95	7,94	9,07	7,19	8,59	7,04	6,04	9,17	9,42	8,61
MnO	0,22	0,26	0,23	0,08	0,16	0,18	0,18	0,19	0,21	0,21	0,17	0,15	0,20	0,17	0,20
MgO	7,72	7,34	6,81	7,88	5,59	7,10	6,95	6,70	7,03	7,23	6,64	5,77	8,50	7,21	6,78
CaO	11,30	10,88	10,79	9,35	8,80	10,50	9,94	10,21	9,33	10,00	8,92	9,59	11,69	9,37	9,54
Na <sub>2</sub> O	2,58	2,28	2,52	3,18	3,82	2,53	3,60	2,47	3,53	2,29	3,53	3,21	1,70	2,63	2,85
K <sub>2</sub> O	0,47	0,50	0,57	1,78	1,45	0,70	1,24	0,95	1,26	0,84	1,29	1,09	0,24	0,60	0,81
n	50	40	53	11	115	68	69	34	18	54	26	86	13	37	14

Примечание. 1 - метатолиты курультинской серии (по данным С.Д.Великославинского, А.А.Ельянова и др., А.С.Княжева и др., Е.П.Миронюка и др., Е.В.Толмачевой); 2 - метатолиты сутамского комплекса (по данным Ш.Л.Абрамовича и др., С.Д.Великославинского, В.Н.Верхало-Узкого, М.З.Глуховского, В.М.Кастрыкиной, В.И.Колесникова и др., В.М.Шемякина); 3 - метатолиты верхнеалданской серии (по данным Г.М.Беляева, С.Д.Великославинского, В.И.Кишула, Т.А.Павловой, Л.М.Резцова); 4 - щелочные метабазальты курультинской серии (по данным В.И.Шульдинера и др. [23]); 5 - щелочные метабазальты Федоровской серии (по данным С.Д.Великославинского, Т.А.Павловой, В.А.Рудника, Д.В.Травина и др.); 6,7,8 - известково-щелочные и щелочные метабазальты тимптоно-желтулинского комплекса соответственно (по данным С.Д.Великославинского, Т.А.Павловой, Л.В.Травина); 8,9 - известково-щелочные и щелочные метабазальты олекминской серии (по данным С.Д.Великославинского, А.С.Княжева и др., Е.П.Миронюка и др., А.Ф.Петрова, Е.В.Толмачевой); 10,11 - известково-щелочные и щелочные метабазальты станового комплекса соответственно (по данным С.Д.Великославинского, И.Н.Козыревой, Т.А.Павловой, Е.В.Толмачевой); 12 - метагаббро унгринского комплекса (по данным С.Д.Великославинского, Т.А.Павловой, Л.М.Резцова, Е.В.Толмачевой); 13 - метатолиты Олондинского трюга (по данным Г.М.Друговой и др. [9], Н.Л.Добрецова и др. [8]); 14 - известково-щелочные метабазальты Субганского грабена (по данным В.И.Березкина, С.Д.Великославинского, Е.В.Толмачевой); 15 - известково-щелочные метабазальты Сагарского грабена (по данным А.В.Ващенко, Т.А.Павловой). Этапы вулканизма: I - раннеархейский, II - среднеархейский, III, IV - позднеархейский-раннепротерозойский. Использованы анализы основных пород с содержаниями SiO<sub>2</sub> < 52 и MgO < 10 мас.%. n - объем выборки.

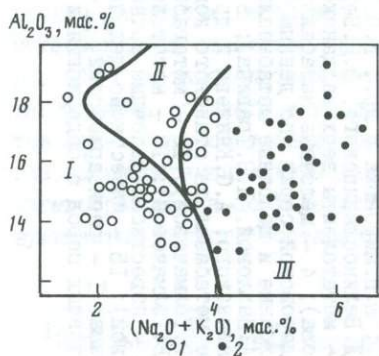
о более глубинном характере среднеархейского вулканизма подтверждается и результатами исследований по распределению Rb и Sr (см.рис.4).

Позднеархейский-раннепротерозойский этап вулканизма представлен метавулканитами тимптоно-джелтулинского комплекса, станового комплекса и олекминской серии. Завершается этот этап основным интрузивным магматизмом унгринского комплекса [5,10], метагаббро которого по ведущим петрохимическим характеристикам весьма близки к metabазальтам тимптоно-джелтулинского комплекса. Нижняя возрастная граница этого этапа по радиологическим датировкам пород тимптоно-джелтулинского и станового комплексов и олекминской серии [12,15] оценивается примерно в 3 млрд лет, а верхняя - в 2 млрд лет по датировкам метагаббро унгринского комплекса [2].

Позднеархейские-раннепротерозойские metabазальты по химическому составу разделяются на щелочные (содержат нормативные оливин и нефелин) и толеитовые (содержат нормативные кварц и гиперстен) (рис.8). Metабазальты толеитового состава в отличие от раннеархейских метатолеитов характеризуются боуэновским трендом дифференциации (рис.9), на основании чего их следует относить к известково-щелочной петрохимической серии. Щелочные metabазальты синхронны известково-щелочным и также дифференцированы по боуэновскому типу. Расчеты показывают, что изменения химического состава щелочных metabазальтов в зависимости от степени дифференциации могут быть связаны с фракционной кристаллизацией роговой обманки, граната, клинопироксена и оливина, а metabазальтов известково-щелочной серии - с фракционированием граната, клинопироксена, оливина и флогопита. Это, согласно данным [6,7], может происходить на существенно больших глубинах, чем генерация базальтового расплава среднеархейского этапа, при  $P > 20$  кбар. Этот вывод согласуется и с данными по распределению Rb и Sr (см.рис.4).

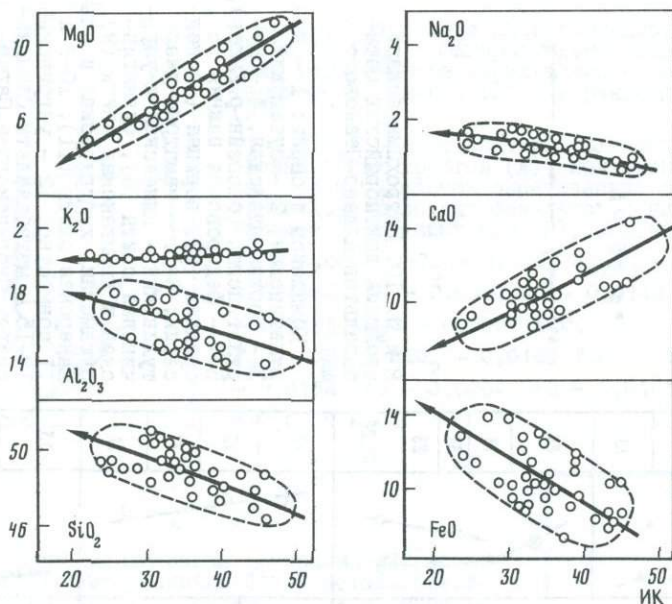
Таким образом, в разрезе алданского докембрия отмечается смена толеитовых metabазальтов щелочными, а затем - синхронно формировавшимися щелочными и известково-щелочными metabазальтами, проявившаяся в результате увеличения глубинности магмообразования, которая, в свою очередь, может быть объяснена наращиванием мощности земной коры за счет вулканической деятельности.

Несмотря на то, что каждый из рассмотренных этапов вулканизма, по-видимому, соответствующих тектоно-магматическим циклам, характеризуется формированием весьма устойчивых в петрохимическом отношении типов metabазальтов, большая длительность этапов (0,5-1 млрд лет) позволяет предполагать существование эволюционных трендов и внутри этапов.



Р и с. 8. Диаграмма  $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)[25]$  с фигуративными точками известково-щелочных (I) и щелочных (2) metabазальтов тимптоно-джелтулинского комплекса

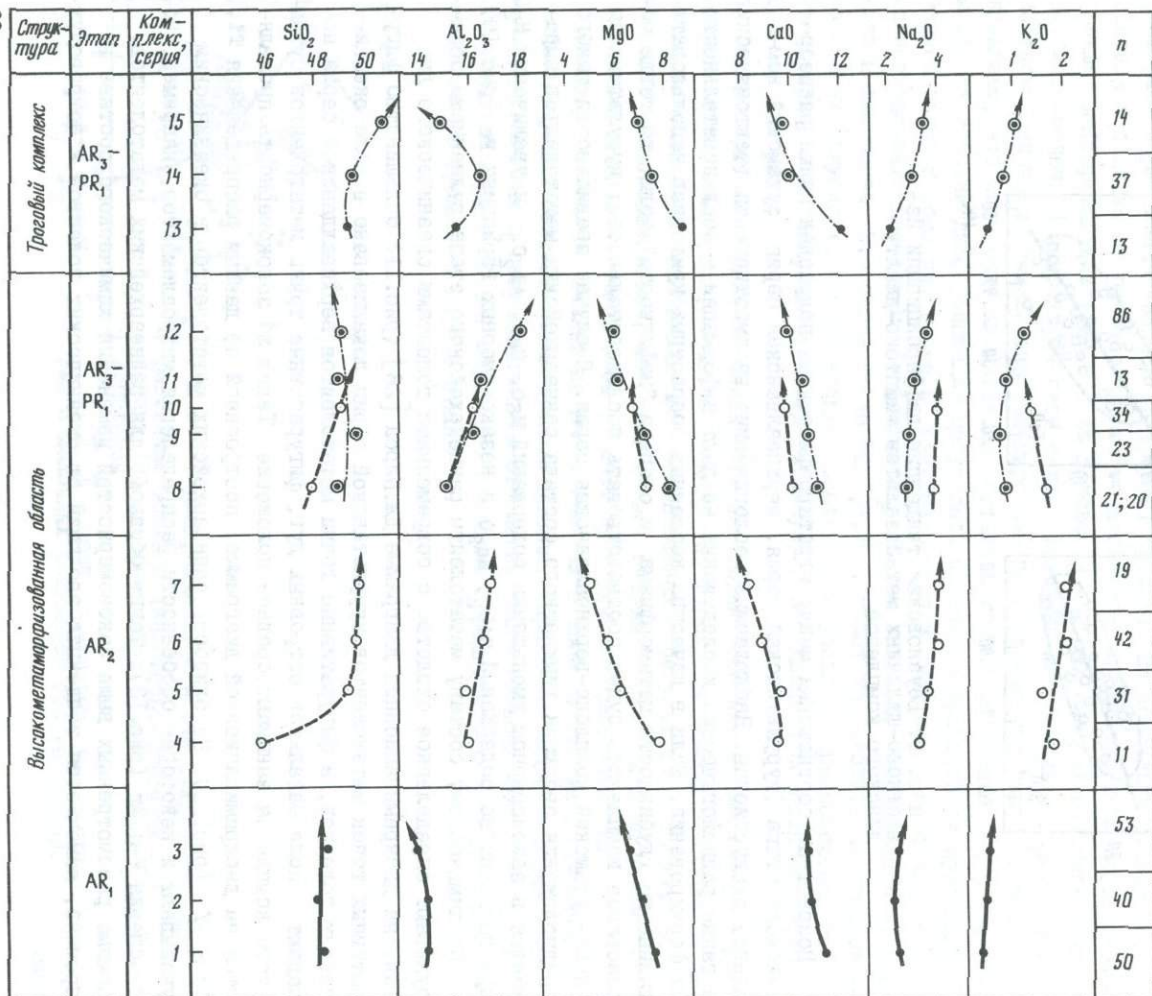
I, II, III - поля толеитовых, высокоглиноземистых и щелочных базальтов соответственно



Р и с. 9. Боуэнская тенденция дифференциации известково-щелочных метабазальтов тимптоно-желтулинского комплекса

Возрастные соотношения между стратиграфическими подразделениями раннеархейского этапа (курультинская серия, верхнеалданская серия, сутамский комплекс) дискуссионны. Наблюдаемые геологические взаимоотношения (тектонические), а также радиологические исследования не дают информации о последовательности их формирования. Если в качестве косвенных возрастных критериев использовать данные по глубинности метаморфизма и степени "мафичности" толщ, то тогда образование комплексов будет соответствовать последовательности: курультинская серия—сутамский комплекс—верхнеалданская серия. В случае правильности такого предположения эволюция химического состава раннеархейских метатолейтов выражается в закономерном уменьшении содержаний  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  и увеличении  $K_2O$  при постоянстве содержаний  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  и незакономерных вариациях  $Fe$  (рис.10).

По химическому составу метатолейты раннеархейского этапа вулканизма обнаруживают определенное сходство с современными толейтами океанического дна. Так, на дискриминационной диаграмме Дж.Пирса [26] (рис.11) большинство фигуративных точек метатолейтов курультинской серии локализовано в поле океанических толейтов, а фигуративные точки метатолейтов верхнеалданской серии попадают в поле базальтов островных дуг, фигуративные точки метатолейтов сутамского комплекса занимают среднее положение. Такая же закономерность проявляется на дискриминационной диаграмме, построенной по данным распределения  $Ti$ ,  $Zr$  и  $Y$  (рис.12). На близость раннеархейских метатолейтов к океаническим указывают и некоторые особенности распределения микроэлементов, например, соотношения  $V$  и  $Sr$  (рис.13). Таким образом, для раннеархейских метатолейтов, помимо рассмотренных выше закономерностей изменения химического состава во времени, намечается тенденция эволюции от океанических толейтов к островодужным.

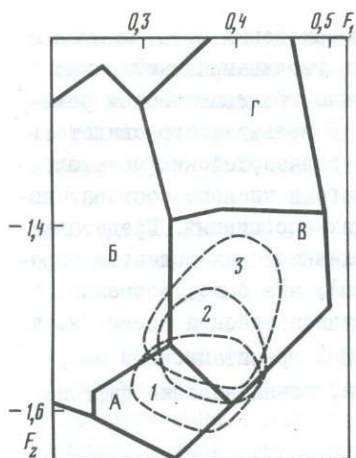


● а ○ б ○ в

→ а → б → в

Р и с. 10. Петрохимическая эволюция докембрийских метабазальтов Алдан-Станового щита

Комплексы и серии: 1 - курультинская, 2 - сугамский, 3 - верхнеалданская, 4 - курультинская (бассейн р.Калар); 5-7 - Федоровская нижняя (5), средняя (6), верхняя (7) подсерии; 8-11 - тимтоно-желтулинский - иджекская и улунчинская свиты (8), суннагинская и юрикская свиты (9), сугамская, хударканская и альванарская свиты (11); 10-9 и II совместно; 12 - унгринский; 13-15 - метабазальты Олондинского, Субганского и Сагарского грабенов соответственно. а, б, в - метабазальты толеитовой, известково-щелочной и щелочной серий соответственно; г, д, е - эволюционные тренды вышеуказанных серий



Р и с. II. Фрагмент дискриминационной диаграммы Дж.Пирса [26] с фигуративными полями раннеархейских метатолитов курультинской серии (1), сута́мского комплекса (2) и верхнеалданской серии (3)

А, Б, В, Г – поля состава толеитов срединно-океанических хребтов (А), континентальных базальтов и базальтов океанических островов (Б), известково-щелочных базальтов и низкокальциевых толеитов островных дуг (В), шононитов (Г).

$$F_1 = 0,0088 \text{ SiO}_2 + 0,0102 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0789 \text{ TiO}_2 + 0,0066 \text{ FeO} - 0,0017 \text{ MgO} - 0,0143 \text{ CaO} - 0,0155 \text{ Na}_2\text{O} - 0,0007 \text{ K}_2\text{O}.$$

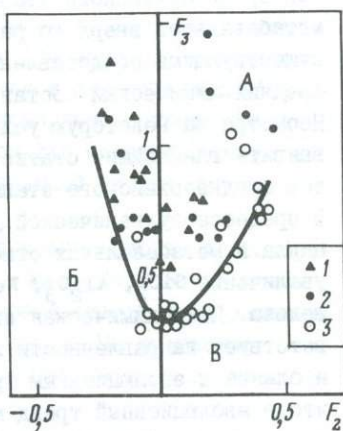
$$F_2 = -0,013 \text{ SiO}_2 - 0,0189 \text{ TiO}_2 - 0,0129 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,0134 \text{ FeO} - 0,0204 \text{ CaO} - 0,0481 \text{ Na}_2\text{O} + 0,0715 \text{ K}_2\text{O}.$$

Р и с. I2. Дискриминационная диаграмма [27] с фигуративными точками раннеархейских метатолитов курультинской серии (1), сута́мского комплекса (2) и верхнеалданской серии (3)

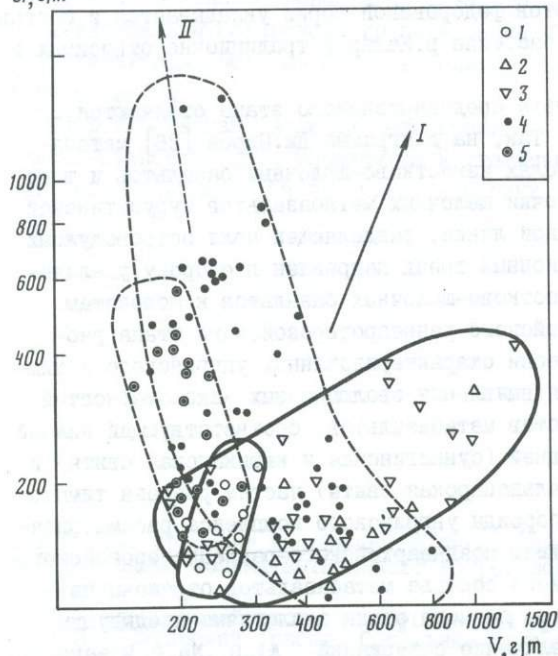
А, Б, В – поля состава толеитов срединно-океанических хребтов, известково-щелочных базальтов и андезитов-базальтов островных дуг, толеитов островных дуг соответственно.

$$F_2 = 0,000057 \text{ Ti} + 0,0032 \text{ Y} - 0,0055 \text{ Z};$$

$$F_3 = -0,000012 \text{ Ti} + 0,0005 \text{ Zr} + 0,0224 \text{ Y}$$



Sr, z/m



Р и с. I3. Распределение стронция и ванадия (в г/т) в metabазальтах курультинской серии (1), сута́мского комплекса (2), верхнеалданской серии (3), тимптоно-желтулинского комплекса (4) и олекминской серии (5)

I, II – тренды океанических и геосинклинальных базальтов по [13]

Несмотря на петро- и геохимическое сходство раннеархейских метатолеритов с современными океаническими базальтами, отождествлять геодинамический режим формирования раннеархейских метатолеритов с современным геодинамическим режимом океанического дна представляется неправомерным. В пользу этого свидетельствует в первую очередь парагенетическая ассоциация раннеархейских метатолеритов с весьма большими объемами метавулканитов среднего и кислого состава, которые характерны для островодужных, а не океанических ассоциаций. Представляется, что сходство раннеархейских и современных океанических толеритов определяется малыми глубинами магмообразования (10–12 км), что было, возможно, связано не только с повышенным тепловым потоком в раннеархейское время, но и являлось следствием метеоритной бомбардировки (добавка гравитационной энергии, декомпрессионные эффекты при кратерообразовании, возникновение рифтоподобных структур в первичной коре).

Для выявления закономерностей петрохимической эволюции щелочных метабазальтов среднеархейского этапа изучалось изменение среднего химического состава метабазальтов вверх по разрезу федоровской серии. Для этого в соответствии с существующими представлениями о стратиграфии федоровской серии был рассчитан средний химический состав метабазальтов нижней, средней и верхней подсерий. Несмотря на некоторую условность такого подхода, представляется возможным выявить главные статистические закономерности эволюции химизма метабазальтов среднеархейского этапа. Графически результаты расчета показаны на рис. 10. В процессе вулканической деятельности среднеархейского тектоно-магматического цикла в метабазальтах отмечается закономерное уменьшение содержаний  $MgO$ ,  $CaO$ , увеличение  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$  при незакономерных вариациях содержаний железа. Петрохимическая эволюция среднеархейских метабазальтов в целом соответствует направленности их кристаллизационной дифференциации (см. рис. 6, 10) и близка к эволюционным трендам раннеархейских метатолеритов. Следует отметить, что в эволюционный тренд метабазальтов федоровской серии укладывается и состав щелочных метабазальтов, развитых в бассейне р. Калар и традиционно относимых к курультинской серии [23].

По химическому составу метабазальты среднеархейского этапа отличаются от современных океанических базальтов. Так, на диаграмме Дж. Пирса [26] метабазальты этого этапа локализованы в полях известково-щелочных базальтов и шшонитов островных дуг. Фигуративные точки щелочных метабазальтов курультинской серии располагаются вблизи пограничной линии, разделяющей поля островодужных и континентальных базальтов. Эволюционный тренд направлен в сторону увеличения щелочности от островодужных известково-щелочных базальтов к шшонитам.

Эволюция метабазальтов позднеархейского-раннепротерозойского этапа рассмотрена на примере хорошо аналитически охарактеризованных унгринского и тимптоно-желтулинского комплексов. Для выявления эволюционных закономерностей был рассчитан средний химический состав метабазальтов, соответствующий нижней (улунчинская, иджекская свиты), средней (суннагинская и юриканская свиты) и верхней (сутамская, худурканская и альванарская свиты) частям разреза тимптоно-желтулинского комплекса. Метагабброиды унгринского комплекса рассматривались как завершающие основной магматизм позднеархейского-раннепротерозойского этапа. Графически изменение химического состава метабазальтов отражены на рис. 10. В целом эволюция метабазальтов данного этапа аналогична предыдущим (уменьшение содержаний  $Mg$ ,  $CaO$ , увеличение содержаний  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ , незако-

номерные вариации железа). По петрохимическим и геохимическим признакам эти породы позднеархейского–раннепротерозойского этапа близки к современным базальтам островных дуг.

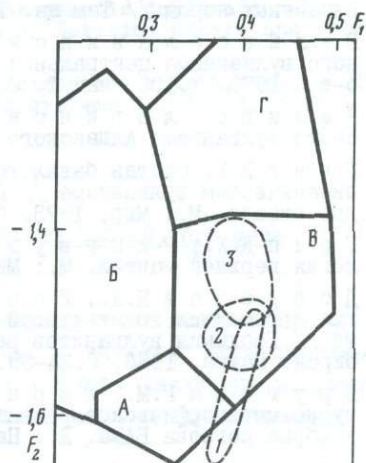
Эволюция базальтового вулканизма трогового комплекса рассматривается на примере трех грабенов: Олондинского, Субганского и Сагарского. Возраст Олондинского трога оценивается в 2,9 млрд лет [9,15]. Возраст пород Субганского грабена, по данным  $K-Ar$  метода составляет 1,8–2,0 млрд лет [1], а по предварительным  $U-Pb$ , определениям по цирконам – около 2,5 млрд лет (устное сообщение В.Л. Дука). Сагарский грабен, по данным Л.М. Реутова [16], моложе унгринского комплекса. Таким образом, рассматриваемый временной интервал эволюции вулканизма (2,9–<2,0 млрд лет) в значительной степени совпадает с уже описанным ранее позднеархейским–раннепротерозойским этапом вулканизма высокометаморфизованных областей. В связи с тем что вулканизм трогового комплекса проявлен в иной структурной обстановке, его эволюцию следует рассматривать отдельно.

По данным результатов анализов metabазальтов наиболее древнего из известных на Алдано–Становом щите Олондинского трога [8,9] (см. табл.2), они относятся к метатолейтам с отчетливо выраженной феннеровской тенденцией дифференциации. По химическому составу часть метатолейтов Олондинского трога близка к современным океаническим толейтам (рис.14). В целом для метатолейтов Олондинского трога отмечается тренд изменчивости, направленный от океанических толейтов в сторону островодужных.

Метабазальты Субганского грабена отличаются от базальтов Олондинского трога более высокими содержаниями щелочей, пониженными –  $Mg$  и  $Ca$  и боуэнским трендом дифференциации. По содержаниям щелочей и направленности дифференциации они соответствуют базальтам известково–щелочной серии. На диаграмме Дж.Пирса (см. рис.14) фигуративные точки metabазальтов Субганского грабена локализованы в поле островодужных базальтов.

Метабазальты Сагарского грабена также относятся к известково–щелочной серии, характеризуясь еще более высокими содержаниями щелочей и низкими содержаниями  $Mg$  и  $Ca$ .

Петрохимическая эволюция metabазальтов докембрийских троговых комплексов Алдано–Станового щита выражается в увеличении содержаний щелочей и уменьшении содержаний  $Mg$  и  $Ca$  при незакономерных вариациях содержаний  $SiO_2$ ,  $Fe$  и  $Al$ .



Р и с. 14. Фрагмент диаграммы Дж.Пирса [26] о фигуративных полях metabазальтов трогового комплекса

1 – Олондинский трог; 2 – Субганский грабен; 3 – Сагарский грабен. Остальные условные обозначения см. на рис.10

На диаграмме Дж.Пирса эволюционный тренд соответствует изменению состава базальтов от океанических к островодужным. Эволюция metabазальтов трогового комплекса по главным закономерностям более всего напоминает тенденции эволюции раннеархейских метатолитов высокометаморфизованных областей, хотя и отличается в деталях.

Следует отметить, что петрохимическая эволюция основного вулканизма в докембрийских высокометаморфизованных и троговых комплексах Алдано-Станового щита имеет ритмично-необратимый характер [18-21]. Необратимость эволюции определяется и выражается в индивидуальности химического состава разновозрастных metabазальтов и неповторяемости слагаемых ими вулканических серий. Ритмичность проявляется в однонаправленности петрохимической изменчивости дискретных вулканических серий, характеризующих разновозрастные этапы вулканизма. При этом следует отметить, что эволюционные тренды всех рассмотренных этапов вулканизма по своей направленности соответствуют эволюции фанерозойских базальтов складчатых областей и противоположны направленности эволюции континентальных (платформенных) базальтов [21]. Значительное отличие metabазальтов разных этапов высокометаморфизованных областей Алдано-Станового щита по химическому составу, а также различия в глубинности магмообразования позволяют рассматривать выделенные этапы вулканизма в качестве стадий самостоятельных тектоно-магматических циклов, с одной стороны, а с другой - объединить указанные этапы (циклы) в один тектоно-магматический мегацикл, эволюция магматизма которого проходила в условиях увеличения глубинности магмообразования. В таком случае вулканизм трогового комплекса, несмотря на перекрытие возрастного интервала его проявления с одним из этапов вулканизма высокометаморфизованных областей, может представлять собой следующий мегацикл (или его часть), в течение которого отмечаются тенденции эволюции, близкие к закономерностям для metabазальтов высокометаморфизованных областей и обусловленные, по-видимому, увеличением глубинности магмообразования.

#### Литература

1. Березкин В.И. Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск: Наука, 1977. 119 с.
2. Библикова Е.В., Грачева Т.В., Дук В.Л. и др. Изотопный возраст унгринского магматического комплекса // Докл. АН СССР. Т.276, № 1. С.206-209.
3. Бородин Л.С. О кислотности-основности магматических расплавов и изверженных пород // Там же. 1978. Т.240. № 5. С.1210-1213.
4. Великoslavинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита // Зап.Всесоюз. минерал. о-ва. 1976. Т.105, вып.1. С.48-58.
5. Великoslavинский С.Д., Рудник В.А. Геохимия докембрийского вулканизма Алданского щита // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1983. Т.323. С.62-83.
6. Грин Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С.242-258.
7. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С.132-227.
8. Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В. и др. Минералогия и геохимия коматитовой серии из олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С.34-39.
9. Другова Г.М., Харитонов А.Д., Бушмин С.А. и др. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса // Метаморфизм докембрия региона БАМа. Л.: Наука, 1983. С.49-65.

10. Дук В.Л., Павлов С.Н., Великославинский С.Д. и др. Геология и петрология унгринского метагаббро-плагиигранитного комплекса. Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С.20-34.
11. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Наука, 1972. 375 с.
12. Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Рудник В.А. Результаты датирования раннедокембрийских комплексов Восточной Сибири свинцово-изохронным методом // Геологические формации региона БАМА. Новосибирск: Наука, 1980. С.123-138.
13. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
14. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 164 с.
15. Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. 312 с.
16. Реутов Л.М. Докембрий центрального Алдана. Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1981. 184 с.
17. Рудник В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 118 с.
18. Рудник В.А. Ритмично-необратимая направленность - главнейшая тенденция в эволюции магматизма // Геология и геофизика. 1986. № 7. С.105-117.
19. Рудник В.А., Соботович Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 350 с.
20. Рудник В.А., Великославинский С.Д., Беляев Г.М. и др. Результаты среднемасштабного геохимического картирования докембрия Центрально-Алданского района // Принципы и методы составления геохимических карт. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. С.83-95.
21. Рудник В.А., Великославинский С.Д., Гапошина Е.В. и др. О ритмично-необратимой эволюции базальтоидного вулканизма в развитии земной коры // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1986. С.37-65.
22. Черкасов Р.Ф. Вулканогенное происхождение алданского докембрия // Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973. С.37-39.
23. Шулдинер В.И., Шулдинер И.С., Панченко И.В. О распределении древних метаморфических комплексов на западе Становой складчатой области // Докембрийские комплексы зоны Бам. Новосибирск: Наука, 1979. С.34-54.
24. Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickening // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol.84. P.1181-1192.
25. Kuno H. High-alumina basalt // J.Petrol. 1960. Vol.1, N2. P.121-145.
26. Pearce J.A. Major element patterns in basalts // I bid. 1976. Vol. 17, N1. P.15-43.
27. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti Zr Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 69, N1. P.33-47.
28. Wood B.J., Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // I bid. 1973. Vol. 42, N2. P.109-124.

УДК 552.42(470.21)

Петрохимическая эволюция эпирхейского вулканизма Балтийского щита

Т.Ф.Негруца

В настоящее время вулканические структуры зон деструкции эпирхейской консолидации Балтийского щита все чаще стали относить к "молодым" зеленокаменным поясам [3], или поясам второго типа в понимании К.Конди. Характеру развития этих структур, особенностям проявления в них вулканизма и осадконакопления

© Т.Ф.Негруца, 1990

посвящен ряд публикаций автора [5-8]. Здесь приводятся результаты изучения петрохимических характеристик вулканических пород в зависимости от их временного и палеотектонического положения относительно главных структур Балтийского щита: Карельского ( $K_1$ ), Кольского ( $K_2$ ), Беломорского (Б) мегаблоков и поясов сочленения. Впервые прослеживается петрохимическая зональность вулканизма по латерали отдельно для каждого из двух первых (сумийского и сариолийского) циклов эпипарпейского вулканизма. В основу положен оригинальный материал автора, частью полученный при совместных работах с Н.М.Ивановым, Г.Ш.Мурадымовым, А.Г.Леонтьевым и другими, данные, заимствованные из литературных источников [9,11] и любезно предоставленные Ж.А.Федотовым [10].

Многолетними исследованиями установлено, что эпилопийская активизация Б мегаблока и сопряженных с ними  $K_1$  и  $K_2$  мегаблоков проходила в два тектономагматических мегацикла; в первый - были заложены шовные вулкано-тектонические структуры (вулканические пояса), во второй - деструкцией были охвачены прилегающие к ним мегаблоки  $K_1$  и  $K_2$  [5-7]. В пределах юго-западного обрамления беломорид им соответствуют образования сумийского и сариолийского надгоризонтов, северо-восточного - пурначская свита, кукинская и коррелируемая с ней ахмалахтинская свиты. Типы вулканических пород и свойственные им базальтоидные серии отмечены в таблице.

Вулканические формации и петрохимические серии базальтоидов

Структура, фация метаморфизма	Поздний цикл		Ранний цикл	
	Формация	серия	Формация	серия
$K_1$ мегаблок, зеленосланцевая	АБ эффуз., эксплоз.	СЩ, ШБ, ИЩ, Щ $K_{Щ} = 0,08$	АД	СЩ, ИЩ
КВ пояс, зеленосланцевая- амфиболитовая	ДА эффуз., эксплоз.	СЩ, ИЩ, И $K_{Щ} = 0,08$	Р, ДАБ эффуз., эксплоз.	ИЩ, СЩ, И $K_{Щ} = 0,07$
ИВ пояс, амфиболитовая	ДБ эффуз.	И, ИЩ $K_{Щ} = 0,05$	ДБ эффуз.	ИЩ, И, СЩ $K_{Щ} = 0,07$

Примечание. Формации: АБ - андезит-базальтовая, АД - андезит-дацитовая, ДАБ - дацит-андезит-базальтовая, Р - риолитовая, ДБ - долерит-базальтовая; магматические серии: И - известковая, ИЩ - известково-щелочная, Щ - щелочная, ШБ - щелочно-базальтовая, СЩ - субщелочная (см. рис.1).  $K_{Щ}$  - коэффициент щелочности; эффуз. - эффузивная; эксплоз. - эксплозивная.

Обработка петрохимических данных осуществлена автором с использованием многих известных петрологических диаграмм. Их интерпретация часто приводит к противоречивым выводам. Наиболее согласованную картину представляет диаграмма Л.С.Бородина [2]. На ней особенно четко отметились главные тренды дифференциации базальтоидных серий, "представляющих совокупность типовых в геотектоническом отношении петрографических провинций" [2, с.89], что позволило

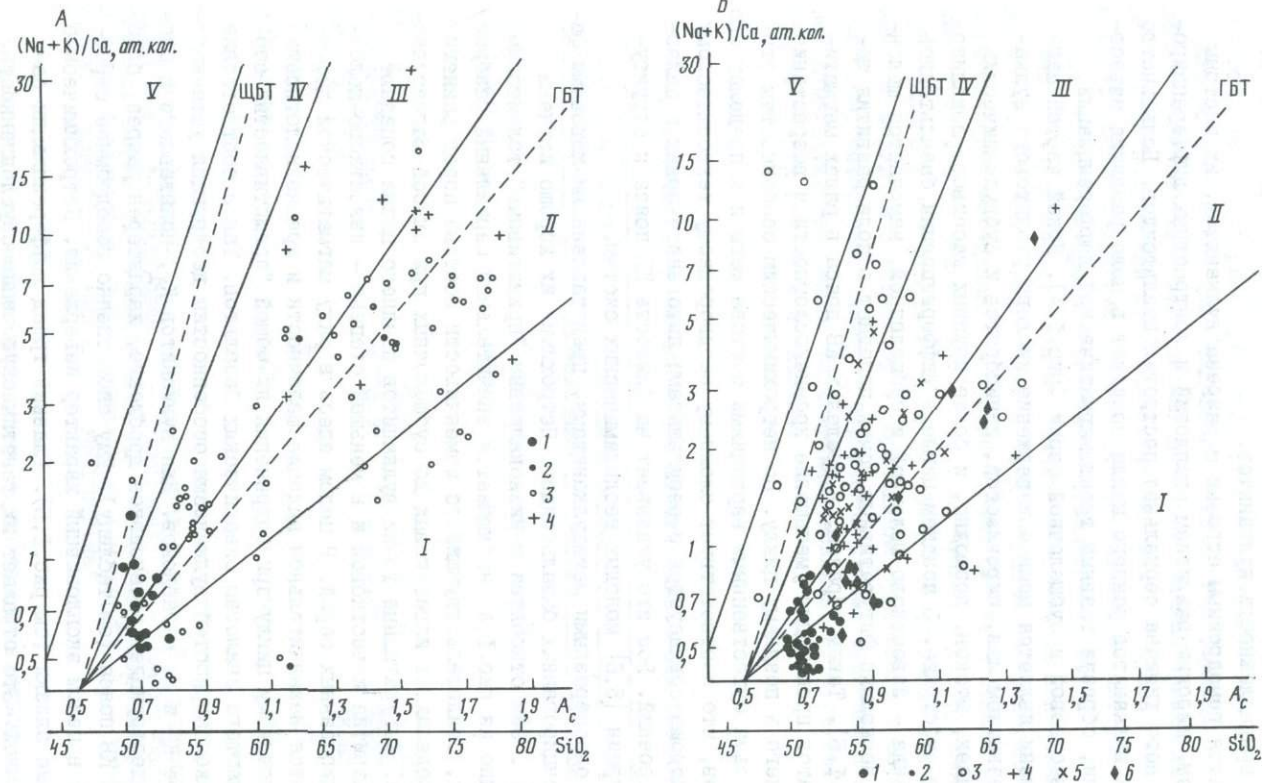
дать генетическую характеристику вулканитов каждой из рассматриваемых областей активного вулканизма.

Вулканические пояса, обрамляющие  $K_1$  (Кеми-Выгозерский) КВ и  $K_2$  (Имаन्द्रа-Варзугский) ИВ, резко отличаются друг от друга по типам разрезов, вулканизму и петрохимической принадлежности вулканитов.

КВ характеризуется гомодровным строением разреза вулканитов, их пестрым фаціальным составом, широким развитием эксплозий и контрастных дифференцированных серий. Для него типична сериальная пестрота базальтоидов. Большинство фигуративных точек вулканитов раннего цикла попадает в поле развития известково-щелочной серии, образуя главный тренд магматической дифференциации, часть — в поля известковой и субщелочной серий (рис.1,А). Яркой чертой магматизма этого времени является мощное извержение кислого риолитового вулканизма с широким развитием лав, пирокластов, игнимбритов и субвулканических тел, интрузивных даек, штоков, возможно, и более крупных массивов, локализованных в архейском субстрате. В позднем цикле в дифференциации базальтоидов выявляются два тренда — известково-щелочной и субщелочной, намечается щелочно-базальтовый, а несколько фигуративных точек попадает в поле развития щелочной серии (рис.1,Б). Таким образом, в пределах КВ пояса в рядах магматических дифференциатов происходит уменьшение кремнекислотности и возрастание щелочности от раннего к позднему циклу. По петрохимическим особенностям этот пояс отличается весьма существенными вариациями состава магм и в пределах его отдельных сегментов, что соответствует сложному неоднородному тектоническому строению пояса и хорошо согласуется с результатами литогенетических и палеовулканических построений. Все это указывает на близость КВ пояса к структурам материковых окраин [5,6] молодых геодинамических систем.

ИВ пояс сложен однообразными метавулканитами, представленными лавовыми фациями слабодифференцированных базальтоидов. Петрохимия их хорошо изучена Ж.А.Федотовым [10]. Они относятся к низкокалиевым "примитивным" толеитовым базальтам. Как видно из рис.1,А, наблюдается значительный сериальный разброс фигуративных точек, свидетельствующий об изменчивости состава пород раннего цикла в широких пределах от известковых до субщелочных при слабой магматической дифференциации. Фигуративные точки вулканитов позднего цикла попадают в основном в поле развития известковой и в меньшей степени — известково-щелочной слабодифференцированных серий. В целом здесь в ряду магматической дифференциации наблюдается незначительное падение щелочности и кремнекислотности лав от раннего к позднему циклу при сохранении их общей "примитивности" состава, вполне отвечающего аналогам океанических базальтов. Такое соответствие петрохимических закономерностей вулканизма особенностям деструкции устанавливается и на примере  $K_1$  и  $K_2$  мегаблоков. Для вулканитов  $K_1$ , испытавшего в связи с эпиархейской деструкцией интенсивное дробление, характерен разрез, близкий позднему циклу КВ пояса (см.таблицу). Ему свойственно гомодромное строение, преобладающий в целом эксплозивный характер извержения. Петрохимические особенности их также близки (см.рис.1,Б). Главный тренд дифференциации базальтоидов субщелочной. Это отражает их генетическую взаимообусловленность. Такая же обусловленность типична и для  $K_2$  и ИВ пояса. Главный тренд дифференциации базальтоидов  $K_2$  имеет известково-щелочное направление.

Таким образом, вулканизм эпохи деструкции эпиархейской континентальной коры региона характеризует пары петрографических провинций с близкой тенденцией магматической дифференциации. Они отражают геодинамические обстановки сопря-



Р и с. 1. Диаграмма  $(Na+K)/Ca-Ac$  по Л.С.Бородину

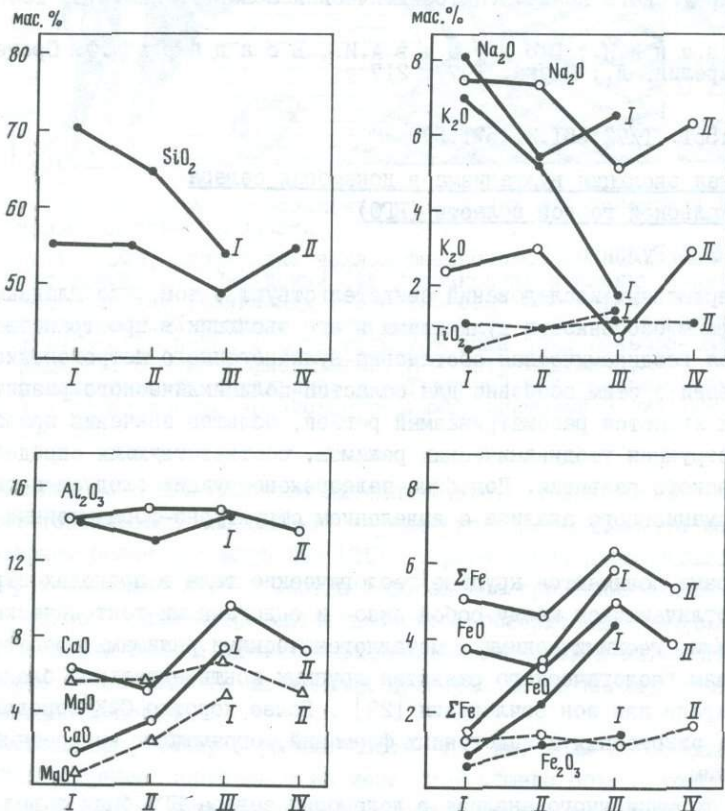
Поля базальтоидных серий: I - известковое, II - известково-щелочное, III - субщелочное, IV - щелочное, Тренды: ГБТ - главный базальтовый известково-щелочной, ЩБТ - щелочно-базальтовый

А - ранний мегацикл: 1-4 - фигуративные точки базальтоидных серий (1 - пурначская свита ИВ пояса, 2 - дациты горы Арваренч ИВ пояса, 3 - КВ пояс, 4 -  $K_1$  мегаблок). Б - поздний мегацикл (1 - кукшинская свита ИВ пояса, 2 - вулканиты горы Арваренч ИВ пояса, 3 - КВ пояс, 4, 5 -  $K_1$  мегаблок, 6 -  $K_2$ , Печенгский сегмент).

женных друг с другом палеоструктур, закономерно изменяющихся во времени и пространстве. Эта закономерность отражается прежде всего в направленном изменении трендов щелочности и известковистости в главных типах базальтоидных серий от  $K_1$  мегаблока к КВ и ИВ поясам и от  $K_2$  в обратном направлении. В таком же порядке происходит закономерное изменение породообразующих окислов, коэффициента щелочности, содержания Rb, Cs, отношения Th/U.

Бросается в глаза полное сходство поведения основных окислов в латеральных и вертикальных рядах вулканогенных пород эпохи эпиархейской деструкции с закономерностью вулканизма на геодинамическом профиле: континент-окраина-океан" (рис.2) [1,4] .

Петрохимическая эволюция магматизма в период эпиархейской деструкции отражает сложную структурно-тектоническую обусловленность его проявления. Заложённые на гетерогенной континентальной коре вулcano-тектонические структуры развивались во времени и на площади по-разному: одни из них как рифтоподобные континентальные структуры внутри мегаблока, другие как окраинно-континентальные (КВ и  $K_2$ ), третьи как "океанические". Наиболее сложное развитие испытал КВ пояс, в ходе становления которого произошло наложение геодинамических режимов друг на друга, вследствие чего возникли сложные геодинамические обстановки со смещенным типом вулканизма.



Р и с. 2. Поведение породообразующих окислов

В латеральном ряду: I -  $K_1$ ; II - КВ, III - ИВ, IV -  $K_2$ ;  
в вертикальном ряду: I - ранний мегацикл, II - поздний мегацикл

#### Литература

1. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Магматизм - индикатор глобальных геодинамических режимов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1985. Т.114, вып.4. С.393-399.
2. Бородин Л.С. Глобальный известково-щелочной тренд эволюции магматических и метаморфических формаций // Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, М.: Наука, 1986. С.89-92.
3. Гапошина Е.В., Дворкина Б.Д., Рудник В.А. Петрохимическая эволюция вулканизма зеленокаменных поясов архая // Роль магматизма в эволюции литосферы. М.: Наука, 1984. С.80-140.
4. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. Т.3. 487 с.
5. Негруца В.З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
6. Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.
7. Негруца Т.Ф. Раннепротерозойская стадия рифтогенеза в восточной части Балтийского щита // Структура земной коры континентов и океанов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. С.16-25.
8. Негруца Т.Ф., Негруца В.З. Особенности строения раннекарельских вулкано-тектонических структур 33 Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976. С.31-38.
9. Предковский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия печенгского комплекса. Л.: Наука, 1974. 139 с.
10. Федотов Ж.А. Эволюция протерозойского вулканизма восточной части Печенгско-Варзугского пояса: (Петрохимический аспект). Апатиты, 1985. 119 с.
11. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 217 с.

УДК [552.1:54] :551.71/72:551.21(571.5)

#### Петрохимическая эволюция вулканизма в докембрии севера Байкальской горной области (БГО)

В.Е.Руденко, Ю.Л.Руденко

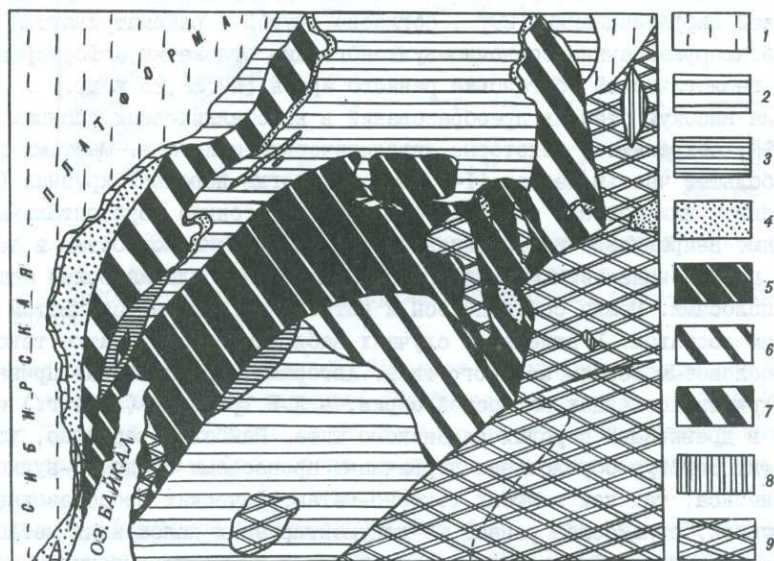
Материалы современных исследований свидетельствуют о том, что главным фактором, определяющим особенности вулканизма и его эволюции в пространстве и времени, является геодинамическая обстановка вулканогенного петрогенезиса [4,8,12]. В связи с этим особенно для областей полициклического развития, примером которых является рассматриваемый регион, большое значение приобретают палеорекострукции геодинамических режимов, соответствующих определенным этапам геологического развития. Подобные палеорекострукции следует производить на базе формационного анализа с выделением структурно-формационных комплексов (СФК).

Под СФК авторами понимаются крупные геологические тела в пределах структурных этажей, отличающиеся между собой экзо- и эндогенными тектоническими, петрогенетическими, геохимическими и металлогенетическими режимами, соответствующими условиям геологического развития крупных континентальных блоков литосферы, их окраин или зон сочленения [22]. Более коротко СФК определяется как совокупность экзогенных и эндогенных формаций, отражающих конкретный геодинамический режим.

На основании формационного анализа в докембрии севера БГО были выделены следующие главные типы СФК: раннеархейский - литоплинттовый, позднеархейские - перилитоплинттовый и троговый, раннепротерозойские - окраинно-континентальный,

© В.Е.Руденко, Ю.Л.Руденко, 1990

офиолитовый, островодужный и более поздние – орогенные, рифейские – троговый и интраконтинентальных подвижных областей (Байкалиды). Пространственное расположение перечисленных СФК отражено на схеме (рис.1), на которой для удобства изображения не показаны более поздние венд-фанерозойские СФК. Далее рассматриваются главные особенности проявления и основные черты палеовулканизма СФК докембрия севера БГО.



Р и с. 1. Схема расположения докембрийских СФК Байкальской горной области

1 - СФК, перекрытые чехлом фанерозойских платформенных отложений; 2 - Рифейский СФК интраконтинентальных подвижных областей (Байкалиды); 3 - Троговый СФК рифея; 4 - Орогенные СФК раннего протерозоя; 5-7 - СФК, фиксирующие нижнепротерозойскую мегаструктуру типа зоны Бенъофа-Заварицкого: 5 - метаофиолитовый, 6 - островодужный, 7 - окраинно-континентальный; 8 - Троговый СФК позднего архея; 9 - нерасчлененные архейские перилитоплинттовый и литоплинттовый СФК

Древнейшим СФК БГО является литоплинттовый. Он представлен образованиями гранулит-тоналитовой ассоциации, характерной для фундамента всех щитов, имеющего возраст более 3,5 млрд лет [25]. Среди пород преобладают двупироксеновые, пироксен-амфиболовые, иногда амфиболовые кристаллические сланцы и плагитогранито-гнейсы, реже встречаются диопсид-форстеритовые кальцифиры. Повсеместно кристаллические сланцы охвачены плагитогранитизацией и мигматизированы. Обычно наибольшая интенсивность наложенных преобразований наблюдается по полосчатости-сланцевости пород.

В разрезе по р.Калар (протяженность 100 км) доля новообразованного гранитоидного материала составляет не менее 50% общего объема толщи. Среди реликтовых неизменных разновидностей преобладают мезократовые или лейкократовые сланцы, главными минералами которых являются плагиоклаз (олигоклаз-андезин, 40-60%) и кварц (5-30%). Постоянно, но в малых количествах (5-20%) присутствует ромбический и моноклинный пироксен или буровато-зеленая роговая об-

манка. Менее распространены бескварцевые пироксен-амфиболовые, амфиболовые и двупироксеновые плагиосланцы, которые в виде линз и маломощных прослоев ( $< 5$  м) составляют не более 10% общего количества негранитизированных пород. Все перечисленные образования слагают брахиформы, определяющие неповторимый структурный облик литоплинтов – палеоструктур первого порядка [5]. Первичная генетическая природа образований литоплинтового СФК остается предметом дискуссии. Согласно одной точке зрения они являются продуктами своеобразной метаматматической дифференциации [29], согласно другой – рассматриваются как интенсивно метаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения, сформированные в уникальной геологической обстановке раннего архея [17, 23, 25 и др.] .

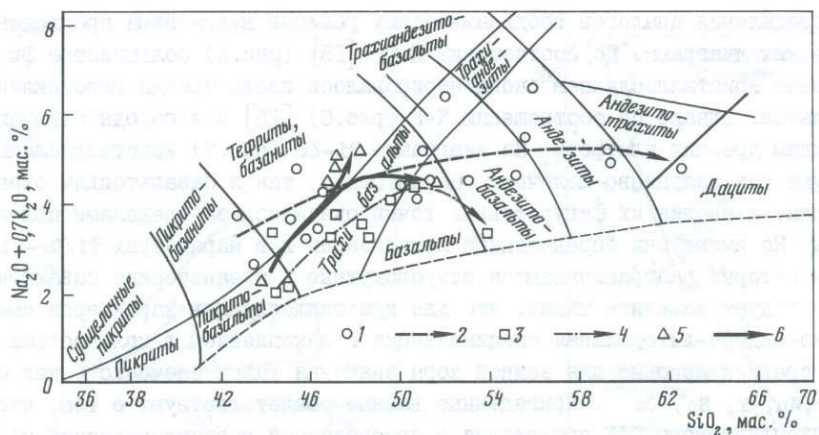
Несмотря на высокую степень преобразований в кристаллических сланцах литоплинтового СФК, сохраняются некоторые литологические признаки. Местами в них наблюдается большей частью мелкая (1–30 мм), а иногда довольно крупная (10–50 см) отчетливая или неясная полосчатость. Нередко тонкие горизонтальные полосы составляют неправильно или правильно ритмичные пачки мощностью в десятки сантиметров, разделенные четкими маркирующими полосками или же более мощными однородными полосами. Между собой полосы и ритмопачки отличаются цветом и минералогическим составом. В отдельных случаях наблюдаются струйчатые текстуры, подобные косослоистым сериям эолового типа. Авторами перечисленные признаки встречены в кристаллосланцах каларской серии, а Л.В.Травиным (1974 г.) они были описаны в древнейших породах Алданского щита. Наиболее вероятно, что происхождение этих текстур обусловлено первичными процессами осадочно-вулканогенного петрогенезиса, так как в любых тектоно-метаморфических преобразованиях они деформируются, а наиболее ранний из документируемых наложенных метасоматических процессов – плагиогранитизация – приводит к их затухиванию и исчезновению.

Для петрохимических исследований были отобраны метасоматически неизменные типичные разновидности кристаллосланцев в количествах примерно пропорциональных их распространенности.

В целом кристаллосланцы представляют собой продукты чрезвычайно широкого спектра дифференциации. Вариации кремнекислотности и общей щелочности их составляют соответственно 37–74% и 3–7,5%. На петрохимической диаграмме АКФ [19], позволяющей различать орто- и параспороды, подавляющее большинство фигуративных точек кристаллосланцев разместились в полях ортопород с почти непрерывным трендом дифференциации от пикритов до образований среднего-кислого состава. Лишь отдельные фигуративные точки соответствуют терригенным осадочным породам – мелановаккам, грауваккам и субграуваккам. Характерно, что пробы этих кристаллосланцев отобраны из обнажений, в которых наблюдалась ясная ритмичная полосчатость или косослоистые текстуры.

На классификационной диаграмме вулканитов [24] (рис.2) разновидности кристаллосланцев образуют протяженный ряд: пикрито-базальты-трахибазальты-трахиандезиты-базальты-андезиты-дациты-риолиты. По соотношению значений глиноземного модуля  $\alpha = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  и общей меланократовости  $b = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$

[18] большинство рассматриваемых пород относится к высокоглиноземистым вулканикам субщелочного профиля. Эта субщелочная-щелочная тенденция проявляется также в координатах  $\text{Zr}/\text{TlO}_2\text{-SiO}_2$  (рис.3). В нее несколько не укладываются наиболее кислые члены ряда, имеющие дацит-риолитовые составы и значения глиноземистого параметра  $\lambda = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (мол.%) [19], характерные для

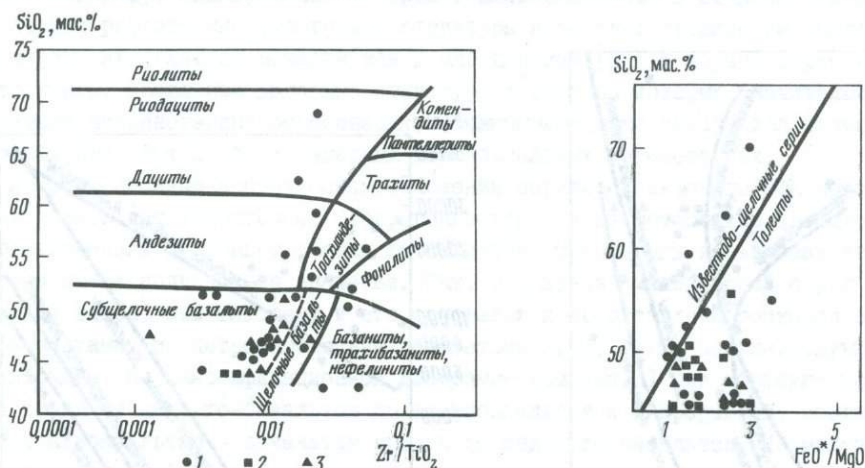


Р и с. 2. Классификационная диаграмма вулканических пород [24]

1-6 - фигуративные точки и тренды состава пород СФК: 1, 2 - литоплинтового, 3, 4 - перилитоплинтового, 5, 6 - верхнеархейского трогового

терригенно-осадочных образований. Для всех пород рассматриваемой группы отмечаются сравнительно узкие вариации общей железистости  $f = 100FeO^*/(FeO^* + MgO)^1$  от 45 до 75. По  $f = 65$  и  $SiO_2 = 37,5$  наиболее меланократовая разновидность пироксеносодержащего амфиболового сланца соответствует кумулятивному перидотиту [10].

На дискриминационной диаграмме  $FeO/MgO-SiO_2$  (рис.4) почти все кристаллосланцы относятся к вулканикам толеитовой серии. Исключение составляют разновидности, имеющие признаки терригенно-осадочного происхождения.



Р и с. 3. Диаграмма Винчестера-Флойда

1-3 - фигуративные точки метавулканитов СФК: 1 - литоплинтового, 2 - перилитоплинтового, 3 - верхнеархейского трогового

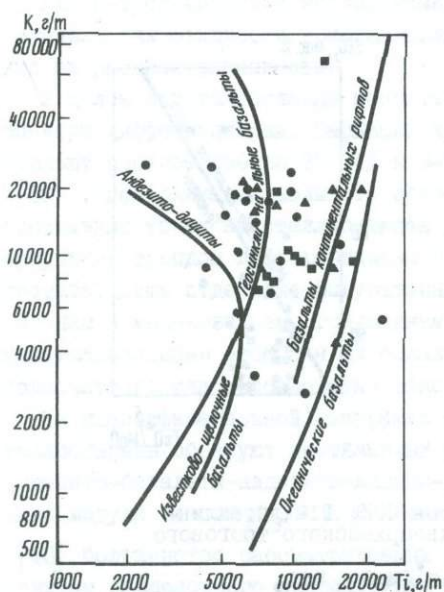
Р и с. 4. Дискриминационная диаграмма  $FeO^*/MgO - SiO_2$

Условные обозначения см. на рис.3

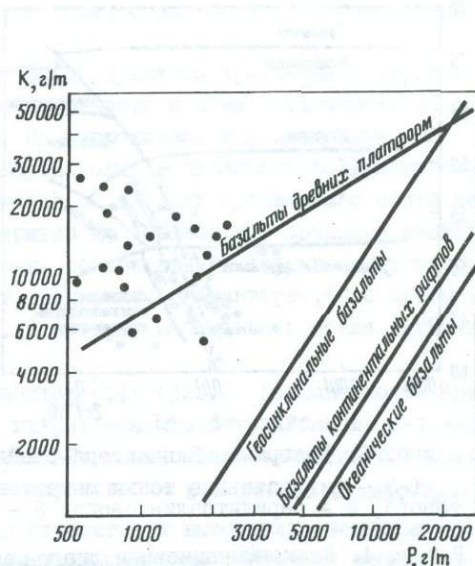
<sup>1</sup>  $FeO^*$  - суммарное железо в форме  $FeO$  (в мас.%).

Для определения аналогов геодинамических режимов вулканизма предложен ряд геохимических диаграмм. По соотношению К-Тн [15] (рис.5) большинство фигуративных точек кристаллосланцев сконцентрировалось вдоль тренда геосинклинальных базальтов. Однако по соотношению К-Р (рис.6) [15] эти породы отвечают базальтоидам древних платформ. На диаграмме Ti-Zr (рис.7) кристаллосланцы соответствуют как кальциево-щелочным базальтоидам, так и базальтоидам океанического дна, а многие их фигуративные точки оказались за пределами полей диаграммы. Не имеют они определенной локализации и в параметрах Ti/Gr-Ni, по значениям которых разграничиваются островодужные и океанические базальты (рис.8). Следует заметить также, что для кристаллосланцев характерна смешанная халько-сидеро-литофильная специализация с накоплением в количествах, превышающих среднекларковые для земной коры значения таких элементов, как Co, Mo, U, Sr, Zn, Y, Sc, Cu. Приведенные данные свидетельствуют о том, что вулканизм литоплинтowego СФК проявлялся в своеобразной геотектонической обстановке раннего архея, не имеющей аналогии в последующие эпохи. По-видимому, в этот период еще не было дифференциации на определенные геодинамические режимы с характерными для них геохимическими признаками.

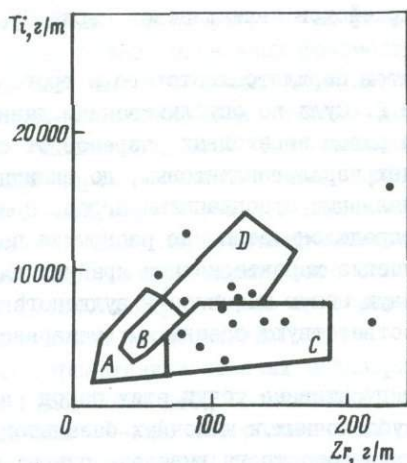
В отличие от литоплинтowych образований породы следующего перилитоплинтowego СФК содержат структурно-текстурные признаки, позволяющие достаточно уверенно определять их как метаморфизованные осадочные, частично - осадочно-вулканогенные отложения с характерными для них чертами, обусловленными тектоно-климатической обстановкой позднеархейского времени. Как правило, в них наблюдается различная по мощности и характеру ритмичности горизонтальная слоистость, которая выражается не только цветом и особенностями минералогического состава, но и чередованием, а также последовательной сменой таких разновидностей пород, как тонкополосчатые амфиболиты - гнейсы - глиноземистые метапе-



Р и с. 5. Диаграмма К-Тн [15]  
Условные обозначения см. на рис.3

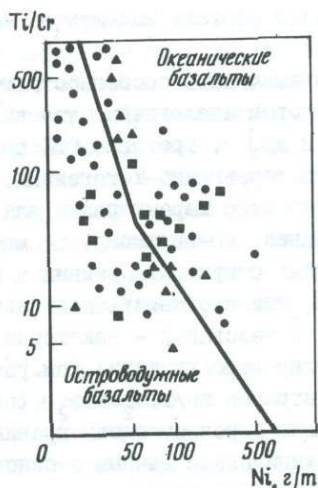


Р и с. 6. Диаграмма К-Р [15] для пород литоплинтowego СФК



Р и с. 7. Диаграмма Пирса и Канна для пород литоплинтового СФК

Поля: А - низкокальциевых толеитов, В - базальтов океанического дна - низкокальциевых толеитов и известково-щелочных, С - известково-щелочных базальтов островных дуг, Д - базальтов океанического дна



Р и с. 8. Дискриминационная диаграмма  $Ti/Cr-Ni$

Условные обозначения см. на рис.3

литы - известково-силикатные, карбонатные сланцы. Эти образования, представленные чуйской, киндиканской, нелиндинской сериями, находятся в обрамлении древнейших литоплинтов или же, наоборот, раннеархейские породы известны среди них в виде эрозийных окон.

По-видимому, одновременно с перилитоплинтовыми СФК в позднем архее возникли первые рифтогенные (троговые) структуры и соответствующие им комплексы. Примерами их являются макаринская и олондинская [9,11] серии, пересекающие литоплинты. Появление подобных структур, в составе которых значительную долю занимают вулканогенные образования, свидетельствует о начавшейся деструкции литосферных плит и об их заметных горизонтальных перемещениях.

По формационным особенностям отложения перилитоплинтового СФК можно интерпретировать как терригенные, терригенно-хемогенные метаосадки автохтонных и переотложенных кор выветривания литоплинтов. Ортопороды в разрезах этого комплекса имеют подчиненное значение. Так, в разрезе киндиканской серии (Южно-Муйская глыба) они тяготеют к его основанию и представлены тонкополосчатыми амфиболитами, по петрохимическим параметрам А, К, F [19] соответствующих базальтоидам. На классификационной диаграмме (см.рис.2) они образуют прерывистый тренд от пикрито-базальтов до трахибазальтов и непрерывный, соответствующий трахибазальтам - базальтам вплоть до андезито-базальтов. По меланократности  $\beta = 0,26-0,65$  и глиноземистому модулю  $\alpha = 0,3-0,4$  большинство их разновидностей относится к умеренно глиноземистым образованиям субщелочного профиля, дифференцированным от базанит-базальтоидов до андезитоидов. По значениям петрохимических параметров  $FeO^*/MgO-SiO_2$  все амфиболиты перилитоплинтового СФК принадлежат толеитовой серии (см.рис.4). Известково-щелочные метавулкани-ты среднего-кислого состава в разрезе Южно-Муйской глыбы не отмечены, подобные образования были изучены А.З.Кониковым, Л.В.Травиним и И.В.Козыревой

(1986 г.) в составе выделенной ими верхнеархейской нелидинской серии Средне-Витимья.

Петрохимические особенности метавулканитов перилитоплинтового и троговых СФК во многом аналогичны, что видно на рис.2. Судя по опубликованным данным [26,28 и др.], троговые СФК представлены рядом переходных разрезов от существенно терригенно-хемогенных, аналогичных перилитоплинтовым, до типичных вулканогенных с характерными для них бимодальными ассоциациями пород, причем эти различия, по-видимому, во многом predeterminedены степенью раскрытия палеорифтогенных структур. Сравнивая петрохимические характеристики крайних членов разрезов, можно отметить несколько повышенную общую щелочность вулканогенных троговых образований – некоторые из них соответствуют базанитам (макаринская серия Каларского выступа) (см.рис.2).

На диаграмме  $Zr/TiO_2-SiO_2$  (см.рис.3) фигуративные точки этих пород разместились в основном вдоль границы полей субщелочных и щелочных базальтоидов. По петрохимическим данным в основании Олондинского трога выделена пикрит-щелочнобазальтовая серия, а в верхах разреза – известково-щелочная островодужная серия, дифференцированная от базальтоидов до кислых метаэффузивов [9,II].

В разрезе Макаринской структуры метавулканиты среднего-кислого состава не установлены. Там они либо эродированы, либо превращены в гранитоиды.

Метабазальтоиды перилитоплинтового и трогового СФК на диаграмме  $K-Ti$  группируются между трендами островодужных базальтов и базальтов континентальных рифтов, лишь некоторые из них попадают на тренд океанических базальтов (см. рис.5). Характерно, что все троговые образования отличаются более высокими содержаниями калия. В координатах  $Ti/Cr-Ni$  и перилитоплинтовые, и особенно троговые метавулканиты тяготеют к линии раздела островодужных и океанических базальтов (см.рис.8). Подобные геохимические соотношения и общий субщелочной, щелочной уклон дифференциации пород обоих комплексов присущи вулканитам, образующимся у коллизионных границ литосферных плит [12].

В раннем протерозое проявились совершенно новые режимы тектонического развития, что нашло отражение в образовании трех крупных СФК, определяющих латеральную неоднородность и своеобразие геологических обстановок этого периода. С севера на юг они представлены: 1) СФК континентальной окраины (иловирская-чуйская, парамская серии); 2) метафилиловым СФК (нюрндуканская серия, фрагменты муйской надсерии); 3) СФК пород островодужного типа (килянская серия за исключением Каралонского участка). Перечисленные комплексы в совокупности фиксируют древнюю систему сочленения литосферных плит, возникновение которой во многом обусловило особенности дальнейшего геологического развития БГО, вплоть до настоящего времени.

Два из рассматриваемых СФК – метафилиловый и островодужный – образуют гигантскую структуру – Великую Байкало-Витимскую дугу габбро-диабазов, гипербазитов и осадочно-вулканогенных пород (протяженность 1500 км, а ширина ~250 км). Указанные параметры уже сами по себе свидетельствуют о глобальном значении структуры. По составу и строению она не имеет себе равных среди известных раннепротерозойских структур, именуемых зеленокаменными поясами. В связи с тем что существует тенденция к сопоставлению этих различных, с нашей точки зрения, тектонотипов, можно отметить следующее.

Для зеленокаменных структур обычна симметричная зональность в распределении формаций по их бортам; Байкало-Витимская дуга в этом отношении, напротив, характеризуется явной асимметрией. Коматииты – типичны для зеленокаменных

поясов породы – в ее разрезе не установлены. На северо-западе в пределах структуры, в виде отдельных фрагментов, присутствуют все компоненты, обычные для офиолитовых ассоциаций (кумулятивные метаультрабазиты, полосчатые амфиболитизированные габброиды, верхняя дайковая ассоциация офилов габбро, подушечные спилитовые лавы). Перечисленные образования вследствие горизонтальных смещений нередко меланжированы, превращены в олистолиты и бластомилониты и в значительной мере перекрыты надвинутыми на них породами островодужного СФК. Наиболее полный разрез **метаофиолитового СФК** наблюдался авторами в междуречье Чая–Огиендо. Петрогеохимические особенности комплексов рассмотрены в ряде работ [7,13,14,21]. Здесь же обратим **внимание** лишь на некоторые признаки **слагающих его образований**.

Для серпентинизированных метаперидотитов Чайского массива характерны невысокие содержания  $SiO_2$  (обычно <40%) и низкая общая железистость  $f$ , варьирующая в пределах 20–40%, что сближает их с мантийными перидотитами. Кумулятивные полосчатые перидотиты, перемежающиеся с амфиболитизированными габброидами и сульфидными сланцами в верховьях р.Огиендо, по высокому значению показателя  $f = 65-70$  заметно отличаются от перидотитов массива. **Эти породы** вместе с ассоциирующими с ними метагаббро образуют единый протяженный тренд дифференциации по  $SiO_2$  (от 40 до 56%) при узких вариациях железистости  $f = 63-73\%$ .

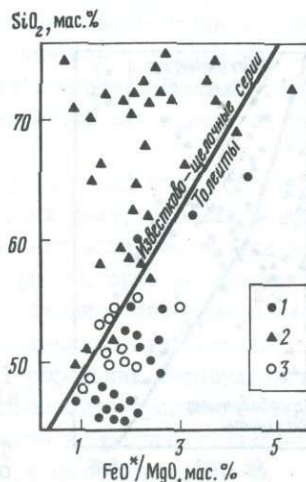
Базальтоиды метаофиолитового СФК представлены, главным образом, толеитами, сходными с составами базальтов дна современных океанов и офиолитовых поясов фанерозоя (рис.9) [10]. На классификационной диаграмме (рис.10) они представлены единой серией: трахибазальты–базальты–андезиты–базальты. На дискриминационной диаграмме  $Ti/Cr-Ni$  в поле океанитов попали базальтоиды нюрундуканской серии и значительная часть базальтоидов участка Каралон (рис.11).

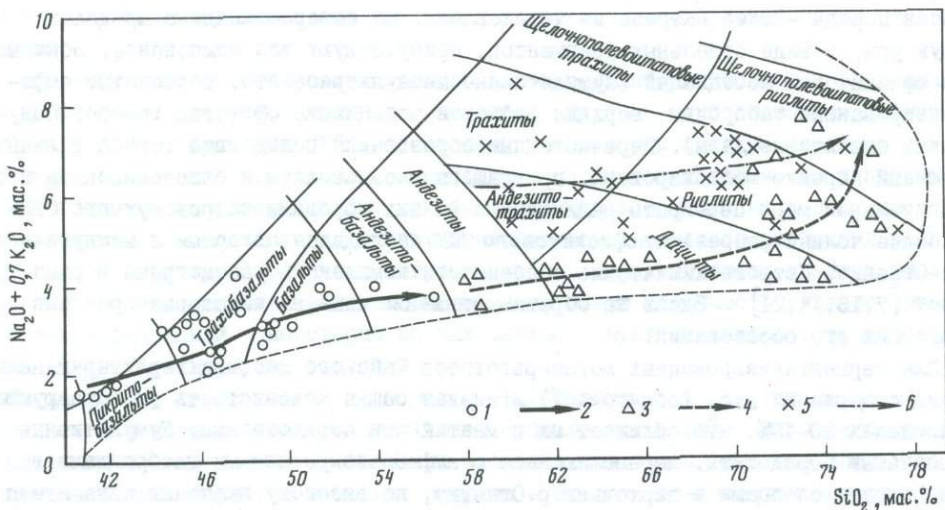
Для всех метаморфизованных основных пород и гипербазитов офиолитового СФК характерна ярко выраженная сидерофильная геохимическая специализация на  $Ni, Cr, Co, Ti, V, Mn$ , причем в метаперидотитах содержания  $Ni, Cr, Co$ , как правило, в 5–10 раз и более превышают среднекларковые содержания этих элементов.

В южном направлении образования метаофиолитового СФК сменяются одновозрастными с ними вулканитами андезиты–дацитового состава с турбидитами (килянская серия на участках Келяна, Тукалакты, Ципа–Бамбуйка). Кроме того, по данным

Р и с. 9. Дискриминационная диаграмма  $SiO_2-FeO/MgO$  [10]

1–3 – фигуративные точки metabазальтоидов: 1 – нюрундуканской и северной части муйской серии (метаофиолитовый СФК), 2 – кильянской серии (островодужный СФК), 3 – чайской серии (окраинно-континентальный СФК)

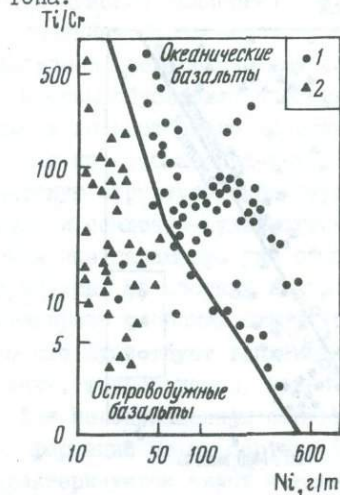




Р и с. 10. Классификационная диаграмма вулканических пород

1-6 - фигуративные точки и тренды составов пород нижнепротерозойских СФК; 1,2 - метафиолитового, 3,4 - островодужного, 5,6 - орогенного

полевых исследований и из анализов геологических карт выяснилось, что вулканогенные образования известково-щелочной серии имеют широкое распространение в полях более молодых гранитоидов, сохраняясь в них в виде реликтовых участков. Оказалось, что еще южнее основные разновидности пород практически полностью исчезают из разрезов и замещаются все более кислыми, тренды которых на различных петрохимических и геохимических диаграммах свидетельствуют об их принадлежности к островодужному типу (см.рис.9,11). Таким образом, по сохранившимся фрагментам был частично реконструирован островодужный СФК. Его пространственные соотношения с метафиолитовым СФК (см.рис.1) свидетельствуют о сходстве Байкало-Витимской дуги не с зеленокаменными поясами, а со структурами типа зон Беньофа-Заварицкого, причем активная континентальная окраина (Амалатская плита?) находится на юге БГО. С этих позиций становится понятной и характерная форма вулканогенного пояса, выпуклая в сторону Сибирского кра-



Р и с.11. Дискриминационная диаграмма  $Ti/Cr-Ni$

Фигуративные точки метабазальтоидов: 1 - нурундуканской и северной части муйской серий (метафиолитовый СФК), 2 - килинской серии (островодужный СФК)

Одновозрастные с метафиолитовым и островодужным СФК преимущественно метатерригенные толщи, обрамляющие Сибирский кратон СФК (СФК континентальной окраины), содержат незначительную долю вулканогенного материала, представленного главным образом метабазальтоидами толеитовой серии (см.рис.9). Эти образования претерпели складчатость и региональный метаморфизм при закрытии древнего океанического бассейна, **после** чего территория БГО перешла к орогенному этапу развития.

Согласно [1], орогенный этап раннего протерозоя был эпохой слияния всех континентальных масс Земли в единый материк Пангею. По данным палеомагнитологов, древняя Пангея просуществовала длительное время – ее распад начинается лишь в венде. Для СФК орогенного этапа характерно чрезвычайное формационное разнообразие в пространстве и времени, однако общая особенность всех формаций СФК заключается в присущих им признаках континентальных условий образования. В породах обычно пестрые, вишневые окраски – результат их формирования в окислительной субаэральной обстановке; в терригенных отложениях в изобилии наблюдаются косослоистые текстуры, сочетающиеся с трещинами усыхания и волноприбойными знаками, подчеркивающими мелководность среды осадконакопления. Уникальны также и петрогеохимические особенности орогенного вулканизма, представленного в БГО породами акитканской серии.

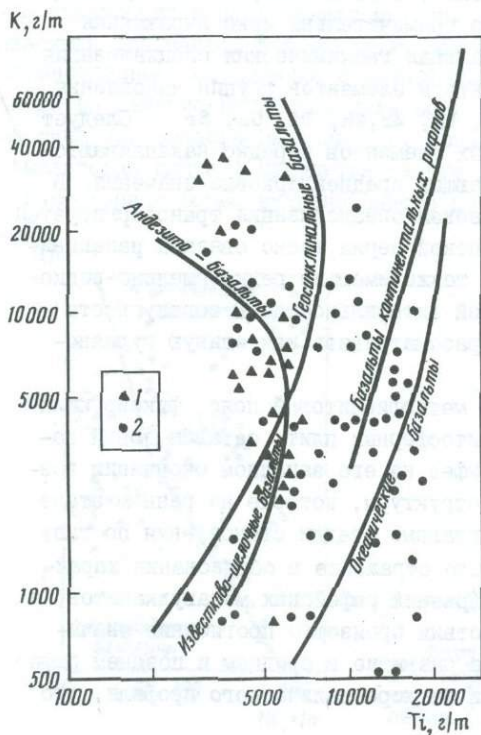
Прежде всего характерна их общая повышенная щелочность. Сумма щелочей составляет 6–10%. Большой частью вулканыты представлены образованиями среднегокислого состава. На классификационной диаграмме (см.рис.10) тренд их дифференциации располагается параллельно тренду пород доорогенного островодужного СФК, но в области щелочных вулканидов – андезитов–трахитов, трахитов, вплоть до щелочно-полевошатовых риолитов. При этом образования акитканской серии отличаются самой высокой общей железистостью (от 65 до 95%) из всех довендских вулканогенных отложений БГО. Особенно примечательна ярко выраженная халько-литофильная редкоземельно-редкометалльная геохимическая специализация этих вулканидов с чрезвычайно широким спектром элементов группы накопления – La, V, Yb, Sn, Mo, Ag, Hf, Nb, Be, Ba, Cu, Pb, Zr, Zn, Ti, Ga, Sr. Следует заметить, что первые шесть из перечисленных элементов нередко накапливаются в концентрациях в 5–10 раз и более превышающих среднекларковые значения. В благоприятных условиях указанная геохимическая специализация трансформируется в металлогеническую. С вулканидами акитканской серии тесно связаны папакиви-подобные гранитоиды ирельского комплекса, также имеющие редкоземельно-редкометалльную специализацию, но с большей долей литофильности. В совокупности все эти образования орогенного СФК можно рассматривать как единую вулканоплутоническую ассоциацию [3].

В дальнейшей геологической истории БГО метафиолитовый пояс, фиксирующий область раннепротерозойского сочленения литосферных плит, остался зоной повышенной проницаемости и мобильности. В рифее на его западном окончании возникли Олокитская и Котерская рифтогенные структуры, которые на раннем этапе развития пережили в сокращенном варианте главные стадии становления по типу архейских зеленокаменных прогибов, что нашло отражение в образовании характерных формационных разновидностей пород (ранних рифейских метавулканидов, а также джеспилитов трогового СФК). Впоследствии произошло прогибание значительной площади Байкальского геоблока и ее развитие в среднем и позднем рифее как интраконтинентальной подвижной области на коре салычского профиля, что

подтверждается наличием разнообразных терригенно-карбонатных формаций флиш-идного типа, разрезы которых хорошо сопоставляются между собой в разных районах БГО.

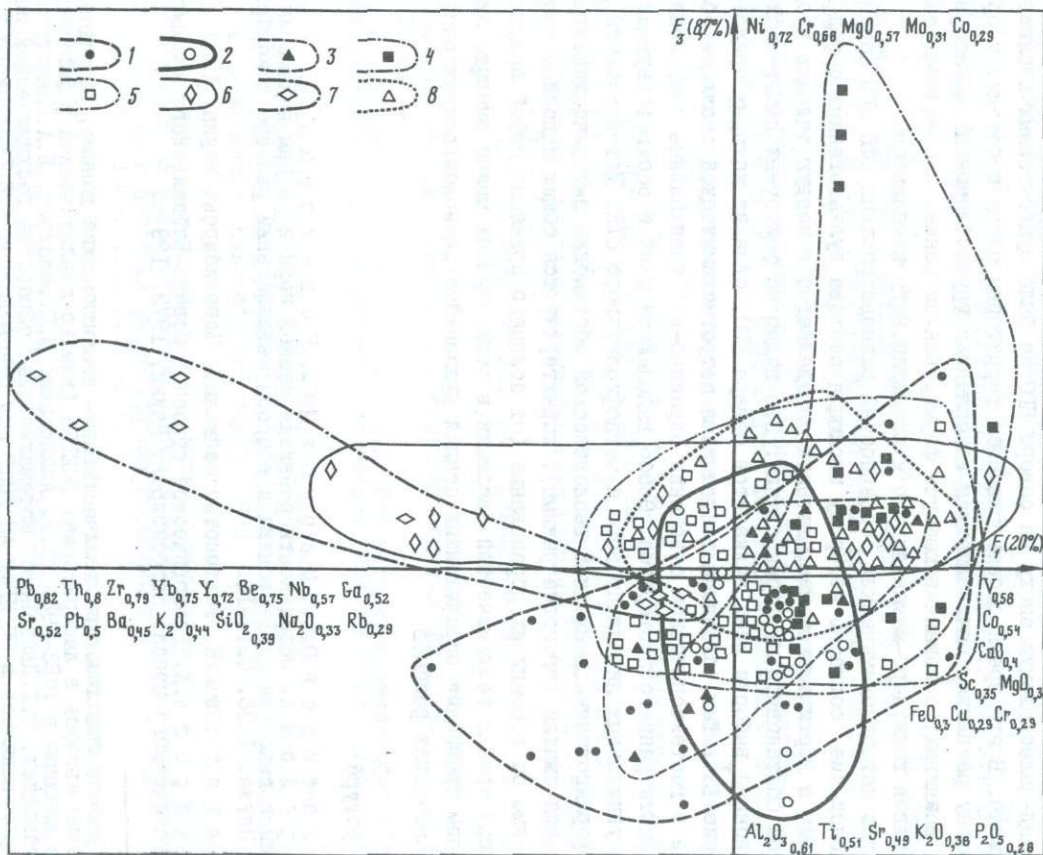
В составе Байкалид вулканогенные отложения имеют незначительное развитие. Исключением из этого правила является Олокитская структура, в пределах которой вулканизм проявлялся в течение всего рифея, а особенно интенсивно – на начальных и заключительных стадиях вулканогенно-осадочного петрогенезиса. Изучению метавулканитов этой структуры посвящен ряд работ [2,20] и специальная монография [16]. Здесь отметим лишь общие особенности рифейского вулканизма.

Метавулканиты различных стадий рифейской вулканогенной деятельности имеют значительное сходство главных петрохимических черт и в формационном плане рассматриваются как представители единой базальтовой формации [16]. Все они дифференцированы, начиная от пикрито-базальтов, однако направленность дифференциации с течением времени изменяется от щелочной (пикрито-базальты-базаниты) в раннем рифее до субщелочной (пикрито-базальты-трахибазальты) в среднем рифее и нормальной – пикрито-базальты-базальты в позднем рифее. В целом эти породы относятся к толеитовой серии и характеризуются сравнительно высокой общей железистостью ( $f = 50-80\%$ ). Отличительной особенностью метавулканитов раннего-среднего рифея (тыйская, ондожская свиты Олокитской структуры) является наличие широких вариаций содержаний титана (от 3000 до 20000 г/т), в связи с чем их фигуративные точки не имеют определенной локализации на дискриминационных диаграммах K-Ti и  $Zr/TiO_2-SiO_2$ . В сравнении с ними метавулканиты позднего рифея (сыннырская свита) отвечают тренду дифференциации известково-щелочных базальтоидов (рис.12).



Р и с.12. Диаграмма K-Ti для рифейских метавулканитов Олокитской структуры

Фигуративные точки метавулканитов:  
1 – позднего рифея (сыннырская свита),  
2 – раннего-среднего рифея



Р и с.13. Факторная диаграмма вулканических пород СФК докембрия север-Байкальской горной области в координатах первая главная компонента ( $F_1$ ) - третья главная компонента ( $F_3$ ) по данным анализов 280 проб

1-6 - поля метавулканитов: 1-3 - архейских СФК: 1 - литоплинтового, 2 - перилитоплинтового, 3 - трогового, 4-7 - нижнепротерозойских СФК: 4 - метафилитового, 5 - островодужного, 6 - окраинно-континентального, 7 - орогенного; 8 - поле метавулканитов рифея

Геохимическая специализация рифейских метавулканитов изменяется от сидерофильной с незначительным халькофильным уклоном (Co, Cr, V, Cu, Mn, Au) в раннем рифее до сидеро-халькофильной (Cu, Cr, Co, V, Mn, Mo, Zn, Pb, Ni, Ag) в среднем рифее и смешанной халько-лито-сидерофильной (Sc, Mo, V, Cr, Cu, Co, Zn) в позднем рифее. В металлогеническом аспекте с базальными метавулканитами Олоkitской структуры связано железное орудение джеспилитового типа (Тыйское месторождение). Намечается также определенная парагенетическая связь колчеданно-полиметаллических руд Холодинского месторождения со среднерифейскими метавулканитами ондожской свиты [6,20].

Эндогенная история Байкалид характеризуется неоднократным складкообразованием, ранним монофаціальным зеленосланцевым метаморфизмом и поздним - зональным, кианит-силлиманитового типа, в ходе которого сформировался ряд метаморфических комплексов, отражающих позднерифейские термальные аномалии, с которыми связано возникновение гранитоидов мамско-оронского и баргузинского комплексов [14,27].

В венд-палеозойскую эпоху на севере БГО не было существенных проявлений вулканизма. В это время рассматриваемая территория снова переходит к орогенному этапу развития, начинающемуся накоплением грубообломочных моласс в межгорных впадинах, а заканчивающемуся формированием ранне- и среднепалеозойских гранитоидов конкудеро-мамаканского и витимканского комплексов.

Анализ петрогеохимических особенностей разновозрастных СФК БГО подтверждает положение, согласно которому эволюция состава вулканогенных пород в латеральном и вертикальном направлениях определяется в первую очередь геодинамической обстановкой их формирования. Это видно на факторных диаграммах для объединенной выборки всех вулканитов севера БГО, одна из которых представлена на рис.13<sup>1</sup>. Так, сходными тенденциями петрогеохимической эволюции обладают близкие в геотектоническом отношении окраинно-континентальные и орогенные метавулканиды раннего протерозоя. Особо выделяются поля и соответствующие им тренды уникальных литоплинитового и метафиолитового СФК. Метавулканиды других СФК, сформированные в сходной геологической обстановке внутриконтинентального растяжения-сжатия (троговые режимы), характеризуются общим подобием составов независимо от времени их образования (от позднего архея по рифей включительно). Временные тренды геохимической эволюции в этих случаях можно выявить лишь при детальном сравнении определенных стадий вулканизма разновозрастных однотипных геодинамических режимов.

#### Литература

1. Богатиков О.А., Марков М.С., Новикова А.С., Штрейс Н.А. Особенности развития земной коры в раннем докембрии - факты и гипотезы // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С.11-16.
2. Булгаков А.Н. Тектонотип байкалид. Новосибирск: Наука, 1983. 193 с.
3. Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.

<sup>1</sup> В работе использованы количественные аналитические данные, полученные по материалам авторов в лабораториях ВСЕГЕИ (химико-аналитической и физических методов анализа в 1982-1986 гг.). Аналитики: М.П.Филатова, Б.А.Цимошенко, В.И.Латикайнен, Т.Б.Дьяконова. Математическая обработка геохимической информации производилась в ОП ИГФМ АН УССР под руководством А.Б.Горлицкого и Л.С.Финкеля.

4. Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. 184 с.
5. Дзевановский Ю.К., Миронюк Е.П. Эволюция древних подвижных областей Востока СССР // Орогенические пояса: (МГК, XXIII сес.: Докл. сов.геологов. Пробл. 3). М.: Изд-во АН СССР, 1968. С.94-100.
6. Дистанов Э.Г., Ковалев К.Р., Тарасова Р.С. Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 208 с.
7. Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С.11-19.
8. Добрецов Н.Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
9. Добрецов Н.Л., Добрецов Н.Н., Попов Н.В. и др. Минералогия и геохимия коматитовой серии из Олондинской структуры Алданского щита // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С.34-49.
10. Добринецкая Л.Ф. Петрохимия и геохимия вулканогенных и плутонических пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя // Геохимия. 1985. № 7. С.930-945.
11. Другова Г.М., Харитонов А.Л., Бушмин С.А. и др. Структурно-метаморфическое развитие олондинского комплекса: (Восточная Сибирь) // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С.49-65.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
13. Конилов Э.Г. Титаноносные габброиды докембрия Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 118 с.
14. Кушев В.Г. Зеленокаменные прогибы и метаморфические пояса в развитии земной коры южного обрамления Сибирской платформы // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С.19-29.
15. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
16. Мануйлова М.М., Зарубин В.В. Вулканогенные породы докембрия Северного Прибайкалья. Л.: Наука, 1981. 88 с.
17. Моралев В.М., Глуховский М.З., Лебедев А.И., Чешихина К.Г. Геохимические особенности основных гранулитов и их значение для структурного анализа метаморфических комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С.51-57.
18. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
19. Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970. 115 с.
20. Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Реконструкция метаморфизованных и метасоматически измененных пород докембрия. Новосибирск: Наука, 1979. 174 с.
21. Руденко В.Е., Кушев В.Г., Руденко Ю.Л. и др. Эволюция процессов регионального метаморфизма в докембрии севера Байкальской горной области // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. С.43-55.
22. Руденко В.Е., Аверкиева Т.Н., Метик В.Н., Руденко Ю.Л. Структурно-формационные комплексы магматических и метаморфических пород докембрия в геологическом развитии Байкальской горной области // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Новосибирск: Наука, 1986. Т.1. С.165-166.
23. Рудник В.А., Собоотович Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
24. Румянцев Н.А. О классификации эффузивных пород // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1977. Т.106, № 1. С.53-61.

25. С а л о п Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
26. Стратиграфия докембрия региона средней Сибири. Л.: Наука, 1983. 166 с.
27. Типы и фации метаморфизма севера Байкальской области. Новосибирск: Наука, 1983. 152 с.
28. Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1977. 131 с.
29. Х о р е в а Б.Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л.: Недра, 1978. 214 с.

УДК 552.323:551.763.3/782(571.63)

Особенности петрохимической эволюции окраинно-континентального вулканизма в геодинамическом аспекте

И.Н.Гольнюк, А.О.Соболев, Э.Д.Голубева

В настоящей работе рассмотрены разнонаправленные тенденции эволюции вулканизма окраинно-континентальных систем на примере Восточного Сихотэ-Алиня и сопредельных структур Японского моря в позднем мезозое-кайнозое. Геодинамический аспект развития зон перехода "океан-континент" приобретает в настоящее время особое значение в связи с пересмотром геосинклинально-орогенной концепции под влиянием идей плитной тектоники. Остро поставлен вопрос о необратимом вкладе вулканизма в формирование континентальной коры, о соотношении процессов наращивания континентальной коры и ее деструкции, широко проявившейся на окраине Восточной Азии, и о геодинамических факторах глубинного массопереноса, предопределивших эти процессы. Противоречивость представлений разных исследователей о происхождении и развитии окраинно-континентальных поясов проявилась в обобщающей монографии [7], в которой часть исследователей трактуют эти структуры как активизационные (Шеглов А.Д. и др., гл.18), другие рассматривают их как стадии геосинклинально-орогенного цикла (Васильковский Н.П.; гл.17), третьи - как специфические структуры растяжения, возникающие на обрамлении континентальных плит за счет сдвиговых дислокаций (Уткин В.П., гл.12, Говоров И.Н. и др., гл.7). Некоторые авторы признают связь окраинно-континентальных вулканических поясов с зонами Бенъофа, хотя, оставаясь на фиксированных позициях, не указывают их роль в магмо- и тектогенезе; другие связывают вулканическую активность с вертикальными расколами до глубин астеносферы, вызывающими декомпрессию и астеносферный диапиризм (процесс, характерный для рифтовых зон).

Крайнюю точку зрения на эволюцию вулканического пояса и Южного Сихотэ-Алиня высказала В.А.Баскина [4,5], усмотревшая в антидромности проявлений вулканизма среднего-основного состава в мезо-кайнозое тенденцию "океанизации" континентальной окраины.

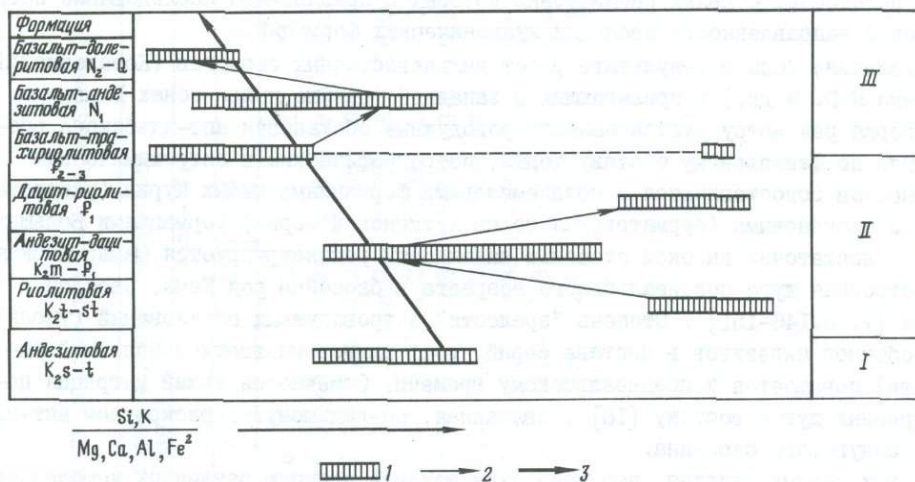
Дискуссионность позиций вызвана действительно сложным сочетанием противоположных тенденций в развитии вулканизма Сихотэ-Алиньского звена вулканического пояса, так что проблема сводится уже не к фиксации "борьбы тенденций", а к вопросу об их балансе и о результирующем вкладе вулканизма в конструктивно-деструктивный процесс.

Здесь показывается непротиворечивость основных характеристик петрохимической эволюции вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня моделям плитной тектоники. Эти

модели, непрерывно усложняющиеся и совершенствующиеся, находятся в лучшем внутреннем согласовании в рамках общей теории, чем указанные взаимнопротиворечивые концепции. Привлекательность идей глобальной тектоники заключается также в возможности увязать события в океане и на окраине континента и показать их причинно-обусловленную зависимость. В частности, взаимообусловленность тектонических процессов, протекавших в позднем мезозое-кайнозое в западной части Тихого океана и на юго-востоке Азиатского континента (включая Южный Сихотэ-Алинь, Японское море, Сахалин и Хоккайдо), показана в работах Е.Н.Меланхолиной [15-17]. Главные черты этих палеореконструкций учитывались нами при интерпретации данных.

Следует отметить, что ответственность за геодинамическую интерпретацию полностью несет только первый автор, а соавторы, придерживаясь других мнений по ряду вопросов, оставляют за собой право "участвовать в эксперименте".

Смена во времени ведущих вулканических формаций Восточного Сихотэ-Алиня в позднем мезозое-кайнозое показана на рис.1, составленном на основе корреляционной схемы Е.В.Быковской, частично видоизмененной авторами. В связи с дискуссионностью представлений о происхождении, времени заложения и этапах развития Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса и континентальной окраины в целом исследователи по-разному производят также периодизацию вулканических явлений. Поэтому на рис.1 этапы I, II, III выделены по максимально независимым признакам: преимущественному развитию мафически-салических (андезитовых) формаций - I этап, салических (риолитовых и дацит-риолитовых) - II этап, мафических - III. Границы между этапами фиксируются сменой режима извержений (скачкообразным изменением эксплозивности и параметров флюидного режима [18]), а также изменением структурно-тектонических условий, контролирующих размещение вулканических центров и вулканических ареалов.



Р и с.1. Схема эволюции вулканических формаций Приморья

1 - диапазон изменчивости состава формаций по сериальному индексу или показателю основности-кислотности:  $F_1 = \frac{Si, K}{Mg, Ca, Al, Fe^2}$  (отвечает

рассчитанному значению I компоненты для объединенной выборки средних анализов); 2 - смена формаций внутри этапов; 3 - доминирующая антипротомность в ряду мафически-салических и салических формаций. I, II, III - этапы развития континентальной окраины, разделяющиеся крупными структурными перестройками

Для эволюции пояса, по мнению большинства исследователей, характерно пульсационно-ритмичное чередование циклов андезитового и кислого вулканизма, причем возрастные интервалы проявления андезитового и кислого вулканизма смещаются и частично перекрываются для различных вулканоплутонических комплексов и в конкретных вулканотектонических структурах [4,7-9]. Во временных рядах мафически-салических и мафических формаций отчетливо прослеживается антидромная тенденция, особенно выраженная в мафических формациях кайнозоя.

Фундамент пояса имеет гетерогенно-блоковое строение, оказывающее влияние на характер вулканических проявлений главным образом в смысле объемов кислого и основного вулканизма и соотношения вулканических и интрузивных фаций в соответствующих вулканоплутонических комплексах [4,7,8]. Вулканические образования Южного сектора (Ольгинский, Дальнегорский блоки, южная часть Тернейского блока) накладываются на палеозойские структуры Прибрежного антиклинория, фундаментом Центрального сектора (Кемский, Самаргино-Ботчинский блоки) служат мезозойды Главного синклинория.

Степень мафичности фундамента, по геофизическим данным [7,8], повышается с юга на север. Прибрежная полоса эффузивов, включая зону шельфа, на всем протяжении пояса сопровождается полем повышенных градиентов силы тяжести (по Беляевскому Н.А., Кулиничу Р.Г. и др.). Мощность коры сокращается в направлении к Татарскому проливу и Японскому морю за счет сокращения гранитного слоя, а у подножия континентального склона в Южном Приморье наблюдается резкий отрыв континентальной коры [6,15-17]. Валобразное меридиональное поднятие поверхности М вдоль западной части Татарского пролива и прилегающей материковой зоны фиксирует здесь крупную рифтогенную структуру, развивающуюся от миоцена по настоящее время [5,7,8,17]. Перечисленные наиболее важные особенности глубинного строения можно рассматривать как суммарный итог сложных длительных геодинамических процессов, с целью расшифровки которых и предпринято исследование петрохимической направленности эволюции вулканических формаций.

В последние годы в результате работ дальневосточных геологов (Коваленко С.П., Симаненко Н.П. и др.) в прилегающих к западной границе пояса зонах Главного синклинория реконструируются палеоостроводужные обстановки апт-альбского времени. Они по фациальному составу толщ, петрографическим и петрохимическим особенностям сопоставляются с позднемиоценовыми формациями Малых Курил (уктурская свита) и миоценовыми (бурматовская толща лужинской серии) формациями Больших Курил. С достаточно высокой степенью надежности реконструируется Самаргинская палеоостровная дуга позднеальбского возраста в бассейне рек Кемы, Светлой, Самарги [7, с.146-151]. Степень "зрелости" островодужных образований (увеличение объемов андезитов в составе серий, рост глиноземистости и калиевой щелочности) повышается к позднеальбскому времени. Отмечается также миграция палеоостровных дуг к востоку [18], связанная, по-видимому, с раскрытием апт-альбского задугового бассейна.

Из этих данных следует, что надо пересмотреть позицию различных комплексов сеноман-туронской андезитовой формации, которая ранее рассматривалась как типичный представитель "континентальных" андезитов [4,7,9]. Действительно, сеноман-туронские андезиты отличаются повышенным содержанием суммы щелочей и  $K_2O$  как типичных островодужных андезитов, так и от известково-щелочной серии Каскадных гор (табл. I, ан.1-3). Наиболее близки они в среднем к андезитам известково-щелочной формации Анд, либо к латитам зрелых островных дуг. Следует отметить, что по уровню щелочности в составе андезитовой формации выделяются

Таблица 1

Средний состав (в мас.%) вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня и типовых геодинамических обстановок

Окси- сел, вы- борка	Андезитовые формации Восточного Сихотэ-Алиня								Средние андезиты островных дуг и Андийской окра- ины			Запад США известково- щелочные андезиты		Базальты базальт-трахириоли- товой формации P <sub>2-3</sub> Восточного Сихотэ-Алиня				
	K <sub>2</sub> s-t			K <sub>2</sub> m - P <sub>1</sub> d					9	10	11	12	13	14(6)	15(7)	16(8)	17(9)	18(10)
	1(1)	2	3	4(2)	5(3)	6(5)	7	8										
n	2	47	8	2	10	30	13	16						16	12	7	30	8
SiO <sub>2</sub>	51,7	56,7	59,8	48,6	51,44	53,5	59,8	58,9	59,3	57,9	55,6	59,4	58,3	49,8	51,1	50,60	51,0	51,3
TiO <sub>2</sub>	0,83	0,4	1,1	1,02	1,31	1,08	0,8	0,8	0,7	0,97	1,3	0,8	1,07	1,63	1,40	1,3	1,1	1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,66	16,9	17,1	17,8	18,74	18,05	16,7	16,5	17,2	17,2	15,5	17,15	16,16	16,9	16,5	17,20	16,7	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,32	6,0	3,0	5,98	4,31	3,52	3,4	2,0	-	-	-	-	-	4,40	4,0	2,95	3,9	2,10
Feo	4,61	4,2	3,4	4,41	5,84	5,23	3,0	5,3	6,2	6,41	7,0	5,42	7,15	6,60	5,70	5,7	6,1	6,2
MgO	4,29	3,0	2,2	5,22	4,24	3,48	2,4	2,9	3,42	3,60	6,38	4,24	3,38	5,70	5,2	6,0	5,8	6,4
CaO	7,75	5,2	4,5	8,19	8,30	6,90	4,6	6,5	7,03	6,20	6,69	6,58	5,50	7,80	6,50	7,8	6,2	7,8
Na <sub>2</sub> O	3,21	2,8	3,9	3,45	3,3	3,14	3,9	2,8	3,68	4,0	3,30	3,78	4,09	3,45	3,40	2,3	2,5	1,7
K <sub>2</sub> O	1,59	2,2	3,3	1,31	1,01	1,83	2,3	2,4	1,60	2,0	2,34	1,5	2,34	1,60	1,3	1,4	2,4	2,2

Окисел, выборка	Базальты бимодальной серии Запада США				Северный Сихотэ-Алинь, породы базальт-андези- товой формации (№1)			Неоген-четвертичные базальты Восточного Сихотэ-Алиня и Южного Приморья базальт- долеритовой формации								
	19	20	21	22	23(11)	24(12)	25(13)	26(14)	27(15)	28(16)	29(17)	30(18)	31(20)	32(21)	33(22)	34(23)
n	131	149	20	173	16	3	14	6	4	5	16	5	180	15	6	3
SiO <sub>2</sub>	48,06	49,0	49,5	51,5	50,40	50,80	52,04	48,2	50,50	48,6	49,8	49,1	53,4	53,4	50,88	50,80
TiO <sub>2</sub>	1,98	1,85	1,8	1,78	1,50	1,3	0,92	2,24	1,97	2,12	2,02	1,76	1,6	1,43	1,26	1,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,0	15,7	17,2	15,63	17,10	18,4	17,52	16,4	17,90	15,46	15,8	15,8	14,6	15,55	15,14	15,70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	5,10	5,3	3,84	6,93	3,20	4,11	3,47	2,88	3,78	5,22	3,17	2,6
FeO	10,88	10,9	9,47	10,08	5,10	3,8	4,93	4,58	5,90	6,46	7,10	7,96	6,65	5,64	8,8	8,6
MgO	9,50	7,50	5,7	6,91	6,70	5,4	5,62	7,03	6,50	7,60	6,90	6,52	6,09	5,76	6,75	7,04
CaO	9,15	9,68	8,3	8,35	8,10	7,2	7,84	7,26	8,70	7,94	8,20	7,76	7,43	7,82	8,15	8,05
Na <sub>2</sub> O	3,26	3,47	3,7	3,40	2,80	3,1	3,22	3,11	3,50	3,44	3,50	3,64	3,18	3,08	2,86	3,50
K <sub>2</sub> O	1,14	1,27	2,0	1,25	1,50	1,2	1,34	1,73	1,20	1,78	1,30	1,56	0,80	0,57	0,84	0,66

Примечание. 1-8 - позднемиоценовые андезитовые формации Сихотэ-Алиня: 1-3 - сеноман-туронская андезитовая формация: 1 - базальт (по Е.В.Быковской), 2 - андезит, синанчинский комплекс южных блоков (по Е.В.Быковской, Э.И.Блумштейну, 1971 г.), 3 - трахиандезит, район рек Грушевая, Медведка (западная зона), (по В.А.Баскиной, 1982 г.); 4-8 - маастрихт-дануй, самаргинская (джигитовская) андезит-дацитовая формация; 4,5 - базальты и андезиты-базальты ареала р.Самарги (4 - по А.В.Олейникову, 5 - по Е.В.Быковской, А.О.Соболеву), 6 - андезиты-базальты по формации в целом (по Е.В.Быковской); 7,8 - андезиты: 7 - Тернейский блок (по В.В.Ветренникову, 1976 г.), 8 - Солонцовский вулкан, Дальнегорский блок (по В.А.Баскиной, 1982 г.); 9 - андезиты островных дуг (по Тейлору, 1972 г.); 10,11 - андезиты Андийской активной окраины: 10 - Западная Кордильера, 11 - Восточная Кордильера; 12,13 - Запад США: 12 - андезиты Каскадных гор, 13 - андезит латитовой серии Запада США; (10-13 - по М.И.Кульмину, 1985 г.); 14-18 - эоценовые базальты базальт-трахириолитовой формации Сихотэ-Алиня (суворовский и кузнецовский комплексы): 14-16 - восточные ареалы; 14 - р.Кузнецова (Кемский блок), 15 - Тернейский блок, 16 - долина р.Зеркальной (Дальнегорский блок); 17, 18 - западные ареалы Дальнегорского блока: 17 - Кавалеровский район, 18 - Журавлевский свод (14-18 - по В.А.Баскиной, 1982); 19-22 - базальтовые члены бимодальной серии, Запад США, кайнозой (по М.И.Кузьмину, 1985 г.); 23-25 - базальты олигоцен-миоценовой базальт-андезитовой формации Сихотэ-Алиня (Кизинский комплекс): 23 - ареал р.Самарги (по В.А.Баскиной, 1982 г.), 24 - максимумский ареал (по В.И.Рыбалко), 25 - Нижне-Амурский блок (по Е.В.Быковской); 26-34 - неоген-четвертичные базальты Восточного Сихотэ-Алиня и Южного Приморья: 26-30 - совгаванский комплекс (плиоцен-четвертичный): 26,27 - Самаргинский блок: 26 - бассейн р.Самарги (по А.В.Олейникову), 27 - р.Светлая (по В.А.Баскиной, 1982 г.); 28-30 - Кемский блок: 28 - вулкан Дагды, 29 - р.Кабанья, 30 - р.Кузнецова (28-30 - по В.А.Баскиной, 1982 г.); 31,33 - толеитовые базальты Южного Приморья (миоцен-плиоцен): 31,32 - кварцевые толеиты: 31 - Шкотовское плато (по Е.Е.Абрамовой, Э.Д.Голубевой), 32 - Борисовское плато (по Э.Д.Голубевой); 33 - оливиновые толеиты, Верхняя Бреевка (по Э.Д.Голубевой); 34 - оливиновый толеит р-н р.Медведка (по В.А.Баскиной) Цифры в скобках - номер на рис.3.

три серии: нормальной (больбинский комплекс), умеренно-повышенной (синанчинский, туньшинский) и повышенной щелочности (куксинский комплекс Самаргинского района, трахиандезитовый-латитовый, по В.А.Баскиной, комплекс р.Медведка, горы Березовой в западной части южных блоков). Можно предположить, что разный уровень щелочности в разных фрагментах пояса связан с ранней **предысторией**: более высокий уровень калиевой щелочности **достигается** либо в поздних эволюционных членах зрелых островодужных систем (Самаргинский пояс), либо в тыловой части островодужной системы (трахиандезиты - р.Медведка, горы Березовой). По геологическим данным для больбинского комплекса на севере пояса отмечаются субаквальные условия накопления вулканогенных толщ, для комплексов центральных и южных блоков - субаэральные. Не противоречат представлению об островодужном режиме и другие признаки андезитовой формации сеноман-турона: умеренный процент explosивности, резкая фациальная изменчивость по разрезу, морфологические типы структур - линейные цепочки одиночных вулканов небольшого диаметра. Андезиты характеризуются высоким уровнем общего объема флюидов, среди которых преобладают  $H_2O$  и  $CO_2$ , и высоким уровнем окисленных газов по отношению к восстановленным [18]. Эти параметры сопоставимы с таковыми для известково-щелочных формаций Большой Курильской дуги, по [18]. Отношения изотопов Sr в этих породах низкие, "мантейные" (0,7053 по Филимоновой и др., 1983 г.).

По состоянию палеореконструкций к настоящему времени трудно сказать с чем связана латеральная изменчивость андезитовой формации - с латеральными вариациями по простиранию дуги, как это наблюдается в системе Хоккайдо-Большая Курильская гряда-Южная Камчатка, либо с отдельными микродугами, либо с неравномерным замыканием задугового бассейна, более ранним на юге. Во всяком случае, все данные говорят о том, что в туроне сформировалась зрелая континентальная кора, а к началу следующего этапа произошло полное замыкание остаточного бассейна, все это согласуется с реконструкциями Е.Н.Меланхолиной [16].

Следующий этап как по набору формаций, так и по их химизму сопоставим с андийской континентальной окраиной [12,13]. Риолитовые формации имеют очень низкие "мантейные" отношения изотопов стронция, сближающие их с игнимбритами зоны Таупо (Новая Зеландия) по (Cole, 1980). Химическая эволюция риолитовых формаций происходит в направлении возрастания вариаций основности (появлении дацитов наряду с риолитами) и особенно в возрастании колебаний уровня щелочности (появлении как высоконатриевых, так и высококалиевых разностей в поздних дацит-риолитовых комплексах).

**Примечательна** эволюция режима извержений и эндогенного флюидного потока. В начальные стадии катастрофических извержений (игнимбриты больших полей приморской серии  $K_2t-st$ ) объемы флюидного потока максимальны, в составе газовой фазы высока доля водорода при малой степени окисленности газов [18]. Это наряду с изотопными характеристиками пород свидетельствует о значительной глубинности генерации мантейных флюидов, под влиянием которых допускается выплавление очагов кислой (андезитовой и более кислой) магмы в низах коры [9,18,21] или даже в метасоматически переработанных участках верхней мантии [21,29,30]. В породах андезит-дацитовой формации  $K_2-F_1$  объем флюидного потока снижается, возрастает доля окисленных газов при высоком соотношении  $H_2O/H_2$ . В поздней дацит-риолитовой формации окисленные флюиды сосредоточены в вулканоструктурах восточной части пояса, восстановленные - в западной, увеличивается отношение С/Н [18].

Для всех формаций пояса имеет место как продольная, так и поперечная зональность. Продольная зональность, по простиранию пояса, выражается в повышении основности пород (в риолитах — глиноземистости и натриевости) с юга на север от Ольгинского к Самаргино-Ботчинскому блоку. Зональность в северном Нижне-Амурском фрагменте авторами не изучалась. Поперечная зональность наиболее хорошо проявлена в южных блоках, в которых с востока на запад повышается  $K/Na$  отношение и растут содержания  $Al$ . В Тернейском блоке калиевая щелочность в глубь континента растет согласованно с возрастанием кремнекислотности пород [22]. Это достаточно типичная субдукционная зональность, причину которой к настоящему времени большинство исследователей связывает с разной степенью ощелачивания глубинных флюидов, влияющих на генерацию магм [1, 13, 19 и др.] .

Андезит-дацитовая формация II этапа (см. табл. I, ан. 4-8), в отличие от андезитовой формации I этапа определяется чрезвычайно монотонным, почти линейным изменением петрохимических, геохимических, минералогических характеристик в ряду дифференциатов, т.е. по всем признакам относится к единой известково-щелочной серии. Принадлежность андезито-базальтов, андезитов, дацитов, разобщенных в разных вулканоструктурах разных блоков, к единой петрохимической серии можно объяснить, по нашему мнению, только существованием единой глубинной области питания вулканических аппаратов на всем протяжении вулканической зоны. Различия составов пород в южных блоках (преимущественно дациты) и северных (андезито-базальты и андезиты) может объясняться далеко зашедшими процессами дифференциации в промежуточных камерах в более "континентальных" структурах южного сектора.

В.А.Баскина, специально занимавшаяся проблемой образования кислых вулканитов Приморья, приводит данные о высокой водонасыщенности кислых расплавов и о значительном давлении воды при кристаллизации большей части кислых пород (5-7 кбар при образовании туфолов риолитов, 2 кбар для гранофилов, связанных с дифференциацией пород андезит-дацитовой формации) [4] .

Синхронно с развитием структур Восточного вулканического пояса на западе территории развиваются структуры орогенного воздымания, оформляющиеся в виде сводов (Журавлевский, Арминский и др. по И.Н.Томсону).

При определенном сходстве этого этапа развития континентальной окраины с магматизмом Анд следует отметить и существенные отличия:

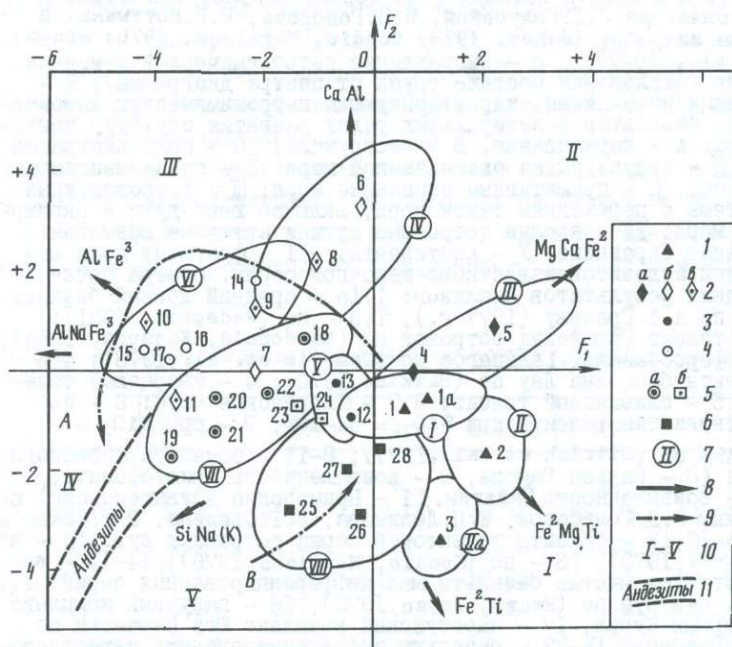
1. В вулканическом поясе Сихоте-Алиня не отмечаются столь грандиозные явления скучивания сиалической коры в подошве вулканического хребта, которое имеет место в Андийской кордильере по данным Д.Е.Джеймса (1971 г.). Напротив, мощность коры под вулканической зоной Сихоте-Алиня уменьшена сравнительно с тыловой областью сводового воздымания от 42 до 30 км (и меньше в зоне шельфа), и в ней увеличена доля базальтового слоя [4, 7, 8] . Этот эффект вряд ли можно связать с процессами послезоценовой деструкции. По-видимому, на восточной окраине Азиатского континента корообразующие процессы, в том числе, возможно, и скучивание коры, сосредоточились преимущественно в тыловой зоне.

2. Для вулканизма Анд не типично кальдерообразование, т.е. здесь, по-видимому, обеспечивались условия более постоянного "питания" вулканических аппаратов [1] .

3. В истории Андийской окраины не отмечался "ранний островодужный этап", свойственный, по данным И.Н.Котляра, В.Ф.Белого и др. (1981 г.), всем вулканическим поясам Востока Азии.

4. В отличие от продолжающей развитие Андийской системы на завершающих стадиях формирования Восточно-Сихотэ-Алинского пояса проявились обстановки растяжения, что знаменовалось базальт-трахириолитовым магматизмом, близким к контрастному магматизму Запада США (см. табл. I, ан. I4-I8).

При анализе эволюции базальтоидных формаций III этапа мы воспользуемся полученной ранее диаграммой, характеризующей вариации состава базальтов в разных геодинамических обстановках рифтогенеза [11]. На рис. 2 нанесены поля и фигуративные точки среднего состава базальтов для типовых геодинамических обстановок, по [11], а также пересчитанные в данной системе координат средние анализы базальтов островных дуг (точки I6-24), Японского моря (точки 8-11), толеитов Южного Приморья (точка 25). Поскольку при пересчете доля калия практически не учитывалась, возможны искаженные представления о близости щелочных базальтов к некоторым нещелочным типам - глиноземистым или магнезиальным в зависимости от характера корреляции калия с основными компонентами. Близость щелочных пород к типовым обстановкам контролировалась с помощью диаграммы составов щелочных базальтов, приведенной в работе [11].



Р и с. 2. Вариации состава базальтов разных геодинамических обстановок (по [11]) и глобальные эволюционные тенденции в наращивании континента и его деструкции

Координаты центра диаграммы:  $SiO_2 - 48,80/29,8II$ ,  $TiO_2 - I,46/0,67$ ;  $Al_2O_3 - I6,58/II,94$ ;  $Fe_2O_3 - 3,84/I,77$ ;  $FeO - 6,07/3,1$ ;  $MnO - 0,14/0,07$ ;  $MgO - 7,14/6,5I$ ;  $CaO - IO,56/6,9$ ;  $Na_2O - 2,88/3,4$ ;  $K_2O - 0,4I/0,32$  (в числителе - окислы, мас.%, в знаменателе - катионы, ат. кол.-ва. Формулы компонент

$$F_1 = \frac{+ Mg(66)Ca(33)Fe^2(33)Ti(02)}{- Al(37)Na(34)Fe^3(29)Si(10)}; \quad F_2 = \frac{+ Al(52)Mg(40)Ca(24)Fe^3(17)}{- Fe^2(56)Si(36)Ti(17)Na(16)}$$

1-6 - средний состав базальтов разных обстановок: I - толеитовые базальты океанических структур, 2 - базальты окраинных морей (а - бассейн Лау в тылу дуги Тонга; б - Тирренское море; в - Японское море), 3 - толеиты толеитовой серии островных дуг, 4 - высокоглиноземистые базальты островных дуг, 5 - базальты, андезит-базальты известково-щелочных серий (а - длиннодифференцированных андезитовых серий зрелых островных дуг; б - коротких базальт-андезит-базальтовых серий поздних стадий развития зрелых островных дуг), 6 - низкокальциевые базальты зон деструкции континентов; 7 - контуры областей состава, рассчитанные по первичным анализам; номера в кружках: I - донные базальты спрединговых зон океанов и срединных хребтов, II - толеиты Гавайских островов, III - толеиты о-ва Самоа и ферробазальты Галапагос, IV - базальты бассейна Лау, V - высокоизвестковистые глиноземистые базальты Тирренского моря, VI - толеиты толеитовой серии островных дуг, VII - высокоглиноземистые базальты, преимущественно "юных" дуг, VIII - базальты известково-щелочных серий островных дуг и активных окраин континентов, IX - базальты зон деструкции континентов. Поля I-IV, VI, VIII - получены на основе результатов первичных анализов, источники анализов см. [11]; поля II, V, VII - пересчетом в данную координат на основе результатов анализов из коллекций Э.Д.Голубевой, И.Н.Говорова, В.К.Ротмана, а также из работ (Jakes, 1973; Condie, Harrison, 1976; Brown et al., 1977); 8 - направление петрохимической изменчивости (отклонения состава групп от центра диаграммы); 9 - эволюционные линии, характеризующие петрохимическую изменчивость базальтов в латеральных рядах развития структур континента: А - наращивания, В - деструкции; 10 - поля диаграммы (I, II - структуры на океанической коре: I - океанические острова, II - примитивные окраинные моря; III - островодучные системы с переходным типом коры, включая юные дуги и окраинные моря; IV - зрелые островные дуги и активные континентальные окраинные; V - континенты); 11 - фрагмент поля вариаций андезитов известково-щелочной серии. Номера точек средних результатов анализов: 1, 1а - средний донный базальт: 1 - по А.Ф.Грачеву (1977 г.), 1а - по (Wedepohl, 1981); 2 - толеит Гавайских островов по (Macdonald, Katsura, 1964); 3 - ферробазальт Галапагос по (Campsie et al., 1973); 4, 5 - толеиты бассейна Лау по (Hawkins, 1976); 4 - кварцевый толеит, 5 - оливиновый толеит; 6, 7 - Тирренское море: 6 - известковистые толеиты при  $SiO_2 = 44-46\%$ , 7 - при  $SiO_2 = 47-49\%$  по (Ditrich et al., 1977); 8-11 - базальты Японского моря (8 - каньон Гамова, 9 - возвышенность Криштофовича, 10 - возвышенность Галаган, 11 - Приморские возвышенности) по данным Э.Д.Голубевой, Е.П.Леликова, В.Т.Сьедина, В.Р.Сахно и др.; 12, 13 - толеиты толеитовой серии островных дуг: 12 - по (Jakes, 1973), 13 - по (Condie, Harrison, 1976); 14-17 - высокоглиноземистые базальты малодифференцированных серий: 14, 15 - о-в Эуа по (Ewart, Bryan, 1972), 16 - парусный комплекс северных Курил, 17 - паратунский комплекс Юга Камчатки по В.К.Ротману; 18-22 - базальты дифференцированных известково-щелочных серий: 18 - Новые Гебриды по (Colley, A.Warden, 1974); 19-22 - базальты Камчатки по данным В.К.Ротмана, представленные комплексами: 19 - березовским юга Камчатки, 20 - алнейским, 21 - тумрокским, 22 - четвертичным Восточно-Камчатской зоны; 23, 24 - базальты коротко дифференцированных серий Центрально-Камчатской депрессии по Н.В.Огородову и др. 1972 г. (23, 24 - вулканы: 23 - Удья, 24 - Ключевской); 25-28 - толеиты континентальных рифтов; 25 - Южно-Приморские толеиты по Е.А.Абрамовой и Э.Д.Голубевой, 26 - Эфиопский рифт по (Mohr, 1971), 27 - Джебель-эт-Таир по (Goss et al., 1973), 28 - Рио-Гранде по (Lipman, 1969)

Линия А на рис.2 показывает изменение химизма базальтов в ряду структур зон перехода "океан-континент" по мере роста мощности континентальной коры (от примитивных толеитов островных дуг к высокоглиноземистым и далее к базальтам андезитовых ассоциаций зрелых островных дуг и континентальных окраин). В этой последовательности снижаются содержания Са, Mg, сначала растут, а затем снижаются содержания Al,  $Fe^3/Fe^2$  и повышаются Si, Na, K.

Линия В ("деструкции континента") характеризует приближение состава базальтов рифтовых зон к донным по мере раскрытия континентального рифта (за счет роста содержания Са, Mg при снижении щелочности, кремнекислотности и отчасти содержания Fe за счет Mg). Линии А и В отражают глобальные тенденции петрохимической эволюции типов базальтоидов в кайнозой.

Резко отличаются от базальтов зон деструкции континентов базальты окраинных морей, сформировавшихся предположительно в условиях задугового рифтогенеза по Д.Каригу (1971 г.). Базальты бассейнов на первично океанической коре близки по составу к океаническим толеитам. Базальты морей, образовавшихся вследствие деструкции континентальной коры (Тирренского, Японского), имеющих сложно расчлененное строение, сближаются с базальтами островных дуг, но в своей массе отличаются от них более низкой кремнекислотностью при высокой глиноземистости и известковистости и, как правило, высокой степенью окисления железа (поле IV и точки 6-10 на рис.2). Высокие содержания Al,  $Fe^3$ , Са при низких Si, Mg типоморфны для всех базальтовых серий, выделяемых в настоящее время в системе подводных возвышенностей и впадин Японского моря [6,25] (табл.2).

Из сопоставления с диаграммой плавкости базальтовой системы, по [24,25], следует, что различие петрохимических типов базальтов разных обстановок, выделенных на рис.2, определяется главным образом условиями генерации исходного расплава. Базальты океана, рифтовых зон континентов, древних и молодых плат-

Таблица 2  
Средний состав (в мас.%) базальтов подводных структур Японского моря

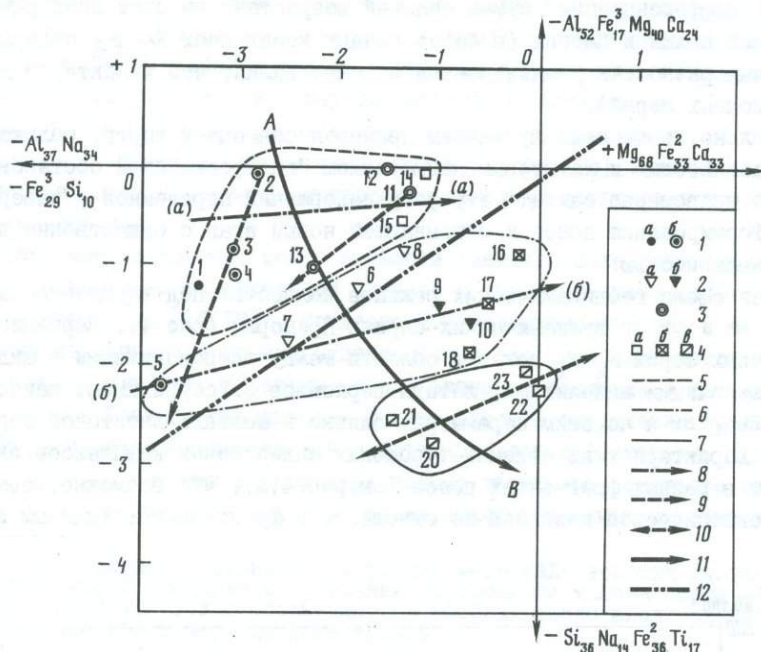
Оксид, выборка	1	2(11)	3(8)	4	5(10)	6(9)	7	8
n	9	7	5	6	4	10	4	6
SiO <sub>2</sub>	51,03	50,42	45,1	50,67	48,45	46,73	44,7	45,07
TiO <sub>2</sub>	1,7	1,8	1,27	1,4	1,52	1,46	3,4	3,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,1	17,5	17,54	19,02	19,91	17,26	18,06	17,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,57	5,93	3,98	7,26	8,54	5,72	4,18	4,08
FeO	4,94	3,18	2,47	2,93	2,43	2,56	7,08	5,55
MgO	3,99	3,75	5,43	3,3	3,16	5,69	5,15	4,84
CaO	8,90	9,60	13,82	8,04	8,43	9,99	8,67	9,64
Na <sub>2</sub> O	3,32	3,16	3,2	3,78	3,40	2,79	3,23	3,24
K <sub>2</sub> O	1,07	1,37	0,34	1,1	1,27	1,26	3,05	2,84

Примечание. 1-8 - базальты Японского моря, из кол.Э.Д.Голубевой, Е.П.Деликова, В.Г.Съедина; 1-6 - северо-западная и западная часть - Приморский и Прикорейский бордерленд, обрамление Центральной котловины; 1 - шельф континентального склона Южного Приморья, 2 - Приморские возвышенности (Первенца, Богорова, Витязя), 3 - глубинные южнее мыса Гамова (П-4), 4 - Ямато, базальты, 5-6 - подводные возвышенности к юго-западу от Центральной котловины; 5 - Галаган, 6 - возвышенность Криштофовича; 7-8 - щелочные базальты, связанные с рифтингом Цусимской котловины; 7 - возвышенность Глебова, 8 - Уллындо и Оки. Цифры в скобках - номер на рис.2.

форм, по [24], тяготеют к "сухим" эвтектикам (поля I, II, III, VII на рис.2), средние нормативные составы базальтов островных дуг и окраинных морей типа Тирренского и Японского располагаются в области "водных" псевдэвтекстик при разных давлениях водного и водно-углекислотного флюида (поля IV, V, VI на рис.2).

Средний состав разновозрастных базальтов Сихотэ-Алиня, пересчитанный в данной системе координат, располагается в IV и V секторах диаграммы, т.е. отвечает составу, формирующемуся в условиях достаточно зрелой континентальной коры (рис.3). На рисунке видно, что изменение химизма базальтов во времени (отмеченная выше "антидромность") раскладывается на две тенденции: повышение содержания двухвалентных оснований Mg, Ca, в меньшей степени Fe<sup>2</sup> при уменьшении кремнекислотности (стрелки (а) и (б) на рис.3); вторая - увеличение содержания Fe<sup>2</sup>, Ti, при одновременном уменьшении Al, Fe<sup>3</sup> (стрелка АВ на рис.3). Заметим, что если первая тенденция - "пикритовая" или увеличение степени "океаничности" - проявлена во всех блоках, различающихся составом фундамента, то вторая соответствует возрастанию степени консолидированности блоков с северо-востока на юго-запад и проявляется как унаследованная латеральная неоднородность [10]. Указанные эволюционные линии пересекают пунктирную линию, разграничивающую на диаграмме области состава "сухих" и "водных" базальтовых выделов. Таким образом, можно сказать, что эволюция мафических формаций сопряжена с изменением условий генерации исходных базальтовых расплавов. Позднемеловые-раннепалеогеновые андезит-базальтовые и базальтовые расплавы генерируются при высоком давлении водного флюида, что подтверждается также экспериментальным исследованием газовой-жидких включений по [18]. Начиная с эоцена условия генерации и обособления расплавов в разных секторах пояса все более резко различаются. В Южном и отчасти Центральном блоках эволюция в кайнозой происходит с последовательным сокращением водных флюидов и повышением роли "сухого" давления, так что состав миоцен-плиоценовых базальтов попадает в поле составов континентальных рифтов. В Самаргинском блоке и в большей части Нижне-Амурского сегмента "обводные" условия магмогенерации сохраняются вплоть до миоцена, хотя и с существенным уменьшением интенсивности флюидного потока. В целом возрастная изменчивость состава базальтов в северных блоках соответствует таковой, описанной ранее для эволюции базальтоидов известково-щелочных серий зрелой островной дуги на примере Камчатки [20]. Проведенное нами сопоставление показало, что миоценовая (кизинская) базальт-андезит-базальтовая формация Северного Сихотэ-Алиня полностью соответствует вариациям состава вулканитов Центрально-Камчатской депрессии, рифтогенный характер которой отмечался многими исследователями [3, 7, с.326; 20 и др.] .

В Южном секторе Сихотэ-Алиня смена геодинамического режима, вызвавшая изменение условий генерации магм, выражена гораздо более отчетливо и в более ранние эпохи (с эоцена). В Южном секторе устанавливается приуроченность эоценовых базальтов к поперечным по отношению к вулканическому поясу структурам растяжения, часть из которых в дальнейшем прорабатывается постмиоценовой деструкцией. Эта система разрывов находится в тыловой части раздвиговой зоны Японского моря, формирующейся с начала эоцена [5,6]. Движения в Северном секторе более ограничены, и здесь эоценовая базальт-трахириолитовая формация проявляется в кольцевых структурах сводовых поднятий (Белогорская, Бухтыанская и др.), т.е. в морфоструктурной обстановке, характерной для более ранних стадий вулканического пояса. Это, как правило, рудоносные структуры, в которых устойчиво сохраняется высокий объем флюидов на фоне общего снижения флюидного потока [18]. Для



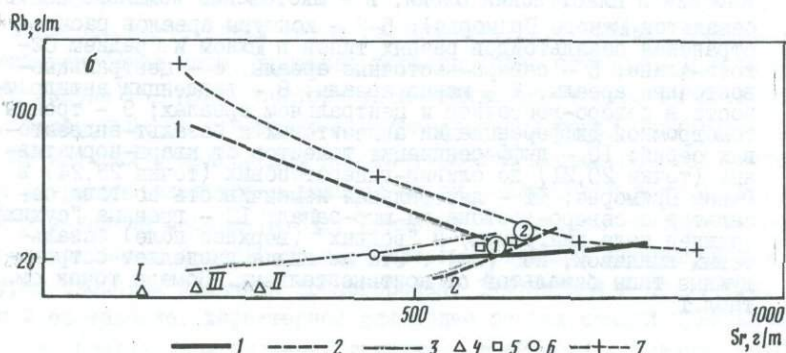
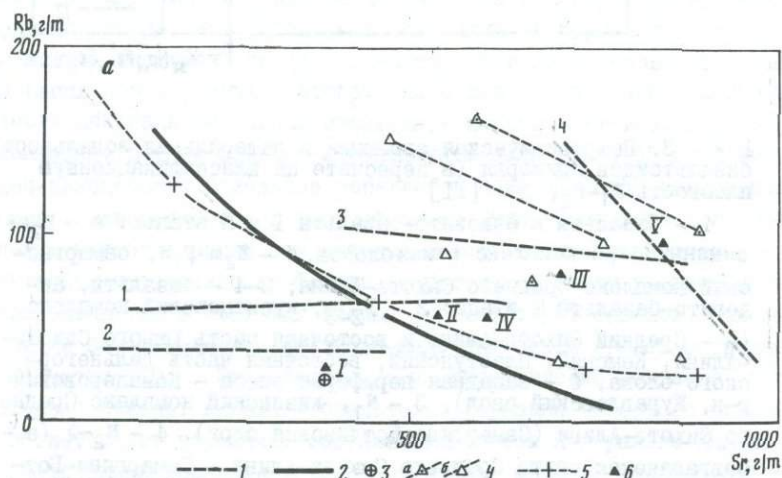
Р и с.3. Петрохимическая эволюция и латеральная зональность базальтоидов Приморья (в пересчете на классификационную плоскость  $F_1-F_2$ , по [11])

1 - базальты и андезиты-базальты I и II этапов: а -  $K_2s-t$ , синанчинский комплекс южных блоков, б -  $K_2m-P_1d$ , самаргинский комплекс Среднего Сихотэ-Алиня; 2-4 - базальты, андезиты-базальты III этапа: 2 -  $P_{2-3}$ , кузнецовский комплекс (а - Средний Сихотэ-Алинь и восточная часть Южного Сихотэ-Алиня, Кемский, Пластунский, восточная часть Дальнегорского блока, б - западная периферия пояса - Кавалеровский р-н, Журавлевский свод), 3 -  $N_1$ , кизинский комплекс Среднего Сихотэ-Алиня (Самаргино-Ботчинский блок), 4 -  $N_2-Q$  (а - совгаванская свита Среднего Сихотэ-Алиня - Самаргино-Ботчинский блок, б - центр и восточная часть Сихотэ-Алиня - Кемский и Пластунский блоки, в - шкотовский комплекс плато базальтов Южного Приморья); 5-7 - контуры ареалов распространения базальтоидов разных типов в Южном и Среднем Сихотэ-Алине: 5 - северо-восточные ареалы, 6 - центральные-восточные ареалы, 7 - южные ареалы; 8 - тенденции антидромности в северо-восточном и центральном ареалах; 9 - тренды гомодромной дифференциации андезитовых и базальт-андезитовых серий; 10 - дифференциация толеитов от кварц-нормативных (точки 20,21) до оливин-гиперстенных (точки 23,24) в Южном Приморье; 11 - латеральная изменчивость состава базальтов с северо-востока на юго-запад; 12 - граница "сухих" (нижнее поле диаграммы) и "водных" (верхнее поле) базальтовых выделов, по [24]. Эта же линия разделяет островодужные типы базальтов от континентальных. Номера точек см. табл.1

эоценового (кузнецовского) комплекса Центрального блока (Зевско-Соболевское вулканическое поле, Великокемская толща) отмечается латитовый, по Л.В.Таусону [23], тип дифференциации: сумма щелочей возрастает за счет пропорционального роста окиси калия и натрия (в более ранних комплексах  $K_2-P_1$  содержание щелочей в кислых разностях увеличивается за счет калия, что характерно для известково-щелочных серий).

Следовательно, эоценовый вулканизм Приморья совмещает черты, сближающие его с щелочно-базальтовым и латитовым магматизмом "калифорнийской обстановки" [13, 23]. Вполне правомерно считать эту фазу извержений переломной - завершающей для режима формирования пояса и открывающей новый этап с существенно деструктивной направленностью.

Намеченная смена геодинамических режимов полностью подтверждается анализом соотношения  $Rb$  и  $Sr$  в вулканических сериях Приморья (рис.4). Вариационные линии андезитовых серий  $K_2-P_1$  лежат в области между островодужными и андийскими известково-щелочными андезитами; латиты верховьев р.Уссури имеют наибольшие содержания  $Rb$  и  $Sr$  и по этим параметрам близки к шошонит-латитовой серии островных дуг. Характеристики сеноман-туронских андезитовых комплексов значительно варьируют в разных фрагментах пояса (см.рис.4,а), что возможно, связано с различной тектонической позицией по отношению к фронтальным, тыловым или флан-



говым зонам островной дуги, либо с разной степенью эволюционной зрелости коры в разных фрагментах [28]. Андезит-дацитовая формация маастрихт-дания, напротив, отличается монотонностью изменения  $Rb$  и  $Str$  в ряду дифференциатов (серийное единство, как и по петрохимическим параметрам): Вариационные линии кайнозойских базальтоидных серий наиболее близки к таковым для натриевых щелочно-базальтовых серий континентальных рифтов и внутриплитного магматизма, по [13], а в эволюционной последовательности приближаются к океаническим (см. рис. 4, б). Связывая эти параметры с мощностью континентальной коры, по [28], можно сказать, что вулканические серии III этапа формируются в условиях прогрессирующего утонения континентальной коры.

Учитывая вышеизложенное, можно провести элементы палеореконструкций, параллелизуя события на континентальной окраине с тектоническими событиями в Северо-Западной Пацифике по [15, 17]. Согласно Е.Н. Меланхолиной [16], моменты наиболее крупных перестроек в океане (спрединговой системы) приходятся на интервалы 110-100 и 30-25 млн лет. С первым этапом связано заложение в апт-альбе задугового бассейна в Главном синклинии Сихотэ-Алиня и оформление позднеальбской островной дуги, реконструированной работами геологов (Симаненко Н.П., Коваленко С.П. и др.). В сеноман-туроне происходило частичное замыкание задугового бассейна, а во фронтальном поднятии формировались преимущественно наземные ан-

Р и с. 4. Корреляция рубидия и стронция мезо-кайнозойских вулканических серий Приморья в сравнении со средними типами пород из разных геодинамических обстановок. В скобках число анализов, по которым построены вариационные кривые

а - позднемиоценовые андезитовые формации I-II этапов и андезиты и латиты типовых обстановок: 1, 2 - Приморье: 1 - позднемиоценовые  $K_2s-t$  андезитовые комплексы (1 - синанчинский комплекс южных блоков,  $n = 20$ ; 2 - болыбинский комплекс - мыс Болыба, Нижне-Амурский блок,  $n = 22$ ; 3 - болыбинский комплекс - пос. Тар, Нижний Амур,  $n = 25$ ; 4 - базальты, трахиандезиты, кварцевые латиты верховья р. Уссури, по В.А. Баскиной, 1982 г.,  $n = 7$ ), 2 - позднемиоценовая-раннепалеогеновая ( $K_2m-P_1d$ ) андезит-дацитовая формация ( $n = 152$ ); 3-6 - средние типы пород эталонных обстановок: 3 - андезиты островных дуг по Тейлору, 1972 г., 4 - андезиты, дациты и трахиандезиты (латиты) Андийской активной окраины (а - Восточные Кордильеры, б - Западные Кордильеры), 5 - дациты и андезиты латитовой серии Запада США (4, 5 - по М.И. Кузьмину, 1985 г.), 6 - средние значения для геохимических типов андезитов известково-щелочных и латитовых серий; номера типов: I - натриевые андезиты известково-щелочных серий (островодужные), II - меловые эффузивы Охотско-Чукотского пояса, III - кайнозойские вулканы Анд, IV - среднее по андезитам разновозрастных континентальных окраин, V - латит островных дуг (I, V - по (Jakes, White, 1972); II, III, IV - по М.И. Кузьмину (1985 г.))

б - кайнозойские базальтоидные формации Приморья (III этап) и базальты типовых обстановок: 1-3 - Приморье: 1 - базальты и андезито-базальты базальт-трахириолитовой формации  $P_{2-3}$  (суворовский-кузнецовский комплексы,  $n = 30$ ), 2 - базальты, андезито-базальты, андезиты миоценовой ( $N_2$ ) базальт-андезитовой формации (кизинская свита); ареалы: 1 - р. Кузнецова, Средний Сихотэ-Алинь (по В.А. Баскиной, 1982,  $n = 10$ ), 2 - долина р. Чоме, Нижний Амур ( $n = 17$ ); 3 - неоген-четвертичные базальты совгановской свиты ( $n = 7$ ); 4 - геохимические типы толеитовых базальтов эталонных обстановок; (I - толеиты срединно-океанических рифтовых зон; II - океанических островов; III - фронтальных зон островных дуг); 5 - геохимические типы базальтов щелочно-базальтовой серии (цифры в кружках: 1 - базальты океанических островов, 2 - натриевые базальты континентальных рифтов); 4, 5 - по М.И. Кузьмину, 1985 г.; 6 - среднее значение для континентальных базальтов по Б.Л. Лутцу, 1975 г.; 7 - латитовая серия Запада США по М.И. Кузьмину, 1985 г. (приведена для масштаба).

дезитовые комплексы известково-щелочной и шонит-латитовой серий. После замыкания задугового бассейна происходило образование окраинно-материкового пояса (сенон-палеоцен) и синхронный сводовый орогенез в тылу зоны субдукции. Об активном поглощении океанической плиты в позднем мелу свидетельствует отсутствие на ней верхнемеловых слоев [16]. Достаточно сложен вопрос о положении палеожелоба и выхода древней сейсмофокальной зоны. По Е.Н.Меланхолиной, палеожелоб располагался в пределах Западно-Сахалинского прогиба, в то время как некоторые авторы монографии [7] считают Западно-Сахалинский прогиб междуговой зоной, разделяющей внутреннюю вулканическую и внешнюю авулканическую (Восточно-Сахалинскую) дуги. Следует отметить значительное сходство позднемеловых-раннепалеогеновых вулканитов Юго-Западной Японии и подводной возвышенности Ямато с образованиями вулканического пояса Приморья [6,17], что является дополнительным аргументом в пользу раздвиговой природы Японского моря (разобщение микроконтинентов в результате раздвига).

Смена геодинамического режима в эоцене отвечает повсеместной деструкции в эоцен-олигоценное время, связанной с начинающейся структурной перестройкой огромного региона [16]. Растяжения коры в эоцене (субширотная система разрывов Приморья и начало раздвига Японского моря с перемещением коровых фрагментов к югу) находятся в соответствии с предполагаемыми движениями Тихоокеанской плиты в северном направлении (*Initial report*, 1980). К концу олигоцена (предположительно) определяется новое положение границы Тихоокеанской и Евразийской плит, происходит заложение зон Беньофа и оформление всей современной системы дуг - желобов. При этом продолжающийся спрединг дна Японского моря рассредоточивается в разных микроцентрах [31], а в восточной части морского дна растяжения приобретают субмеридиальную ориентировку (троги Тояма, Могами и др.).

Возможно, что расширение дна в южной части моря, вызвавшее изгиб дуги Японских островов, сопровождается частичным сжатием в северной части вследствие надвигания Северного Сахалина (при его вращении против часовой стрелки) на материк [14].

С этими движениями связано формирование рифтогенного Совгаванско-Кизинского меридионального прогиба. Сложным сочетанием растягивающих и сжимающих напряжений может объясняться "псевдокалифорнийская" обстановка Центрального и Северного Сихотэ-Алиня в эоцене, а также близость состава высокоглиноземистой кизинской формации миоцена к базальт-андезит-базальтовой серии Центрально-Камчатской депрессии.

В неоген-четвертичную эпоху базальтовые излияния на континентальной окраине приобретают черты континентальных рифтов, в то время как петрохимический профиль базальтоидов подводных возвышенностей Японского моря, их высокая водонасыщенность свидетельствуют о связи тылового рифтогенеза Японского моря с зоной субдукции (отделение водных флюидов вследствие дегидратации коры погруженной пластины [1,12]). В настоящее время первоначальная модель "междугового" или "тылового" рифтогенеза (Кариг, 1971 г.) значительно усложнилась: фактически доказано, что тыловой спрединг, как правило, опережает вулканизм фронтальной дуги [27]. Для объяснения предложены разные модели, например, модель глубинного разогрева в глубоких тылах зоны субдукции за счет фокусированного теплопереноса на астеносферном уровне в условиях реологической

контрастности астеносферы [1]. Эта модель хорошо согласуется с геологическими и геофизическими данными для Марианской дуги. Для Япономорской котловины правдоподобной представляется модель, предложенная М.Д.Хуторским с соавт. [26] для Тирренского моря: "расклинивание" литосферных блоков поступлением мантийного материала вдоль отступающей зоны субдукции, интенсивный разогрев, вызывающий переработку континентальной коры и магматизм в условиях повышенной обводненности.

Данные о специфическом типе магматизма дна Японского моря могут способствовать выявлению подобных обстановок при палеореконструкциях. Однако при этом следует соблюдать осторожность, так как петрохимические признаки вулканических серий, формирующихся в условиях растяжения, в некоторых случаях конвергентны с признаками вулканических серий островных дуг разных стадий развития, формирующихся в условиях сжатия (высокоглиноземистая серия Кизинского прогиба, известково-щелочные и субщелочные базальтовые серии Японского моря [25]).

В заключение остановимся на вопросе о вкладе вулканизма разных этапов в формирование континентальной коры. Как указывалось ранее, характеристики вулканических проявлений III этапа свидетельствуют об "утонении" континентальной коры в тех зонах, где эти проявления сосредоточены. Сложнее обстоит дело с вулканизмом I и II этапов. Следуя В.И.Шульдинеру [7, с.314-327], мы полагаем, что в зрелых островных дугах на континентальной коре и в окраинно-материковых поясах может происходить значительная переработка древней сиалической коры и замещение ее мафическим материалом мантийного происхождения. С этим, возможно, связано увеличение мощности сланцево-базитового слоя за счет уменьшения мощности гнейсо-гранитного, что отмечается вдоль оси вулканических поясов Востока Азии [7]. Частично этот процесс компенсируется вулканическими накоплениями и сопутствующим интрузивным магматизмом.

Вместе с тем совсем не обязательно связывать эти эффекты с растяжением, отрицающим субдукцию, как это делает В.И.Шульдинер, хотя явления растяжения в системе островных дуг возможны, например, в Центрально-Камчатской депрессии [3]. Специфика вулканизма окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии, скорее всего, обусловлена изгибом и изломом погружающейся литосферной пластины на астеносферном уровне (по П.Н.Кропоткину, 1980 г.). Зона изгиба (зона Тараканова по П.Н.Кропоткину) в этом случае служит зоной концентрированного выделения в виде пульсаций флюидной фазы вещества перерабатываемой литосферы [1]. От эволюции флюидов в верхнемантийном клине зависит характер вулканизма, начинающийся в Приморье мощными извержениями флюидонасыщенных игмбритовых масс с "мантийными" характеристиками пород и продолжающийся в пульсационно-ритмичном режиме до палеоцена включительно. Асимметричная петрохимическая и геохимическая зональность вкрест простираения пояса и высокая степень водонасыщенности магм свидетельствуют в пользу субдукции.

Вклад вулканизма в формирование сиалической коры незначителен. Увеличение мощности гранитно-метаморфического слоя в более значительной степени происходит в тыловой области в результате скучивания коры, гранитоидного магматизма, образования гнейсов и мигматитов на глубине (утолщение коры и "гранитного" слоя в области сводового орогенеза).

Особенности магматизма сквозных субширотных рудоконцентрирующих линейментов Приморья, выделенных В.А.Баскиной и М.А.Фаворской (акселерация вулканизма в этих зонах, т.е. более раннее проявление растяжения, калиевый профиль вулкани-

тов, повышенная рудонасыщенность), в данной модели могут объясняться декомпрессионными эффектами, связанными с древними трансформными разломами [1].

Таким образом, совокупное изучение петрохимических особенностей вулканитов, соотношения в них Rb и Sr, параметров флюидного режима, изотопных данных показывает, что в развитии континентальной окраины Приморья в позднем мезозое-кайнозое дважды происходит смена геодинамических обстановок: островодужных, окраинно-континентальных, рифтогенных. Особенности магматизма первых двух этапов обусловлены факторами глубинного массопереноса в зонах активной субдукции, третьего - в зонах деструкции континентальной коры, связанных с глобальными перестройками в Северо-Западной Пацифике и с перемещением континентальной окраины в глубокие тылы современных зон субдукции.

#### Литература

1. Абрамович И.И., Груза В.В., Клущин И.Г. и др. Современные идеи теоретической геологии. Л.: Недра, 1984. 280 с.
2. Амантов В.А., Быковская Е.В., Генко Г.А. и др. Основные закономерности развития и металлогения областей тектономагматической активизации юга азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979. 303 с.
3. Аносков Г.И., Викенина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
4. Баскина В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 260 с.
5. Баскина В.А. Мезо-кайнозойский вулканизм и деструкция континентальной коры в Сихотэ-Алине // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С.38-51.
6. Васильковский Н.П., Безверхний И.В., Деркачев А.П. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
7. Вулканические пояса востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
8. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.8. Восток СССР. Л.: Недра, 1984. 560 с.
9. Говоров И.Н., Илупин И.П., Харьковин А.Д. и др. Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. 332 с.
10. Голынько И.Н., Баскина В.А. Региональные вариации состава базальтов Приморья и особенности базальтов рудоконцентрирующих зон // Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1981. С.59-61.
11. Голынько И.Н., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Вариации состава базальтов в разных геодинамических обстановках рифтогенеза // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С.17-37.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
13. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
14. Лихт Ф.Р. Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря // Геотектоника. 1984. № 2. С.97-105.
15. Меланхолина Е.Н. Этапы тектонических преобразований в северо-западной части Тихого океана и его континентальных окраин // Там же. 1986. № 2. С.35-45.
16. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: (Соотношение структур океана и континентальной окраины): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 39 с.
17. Меланхолина Е.Н., Ковылин В.М. Тектоническое строение Японского моря // Геотектоника. 1976. № 4. С.72-87.
18. Моисеев В.Г., Сахнов В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 190 с.

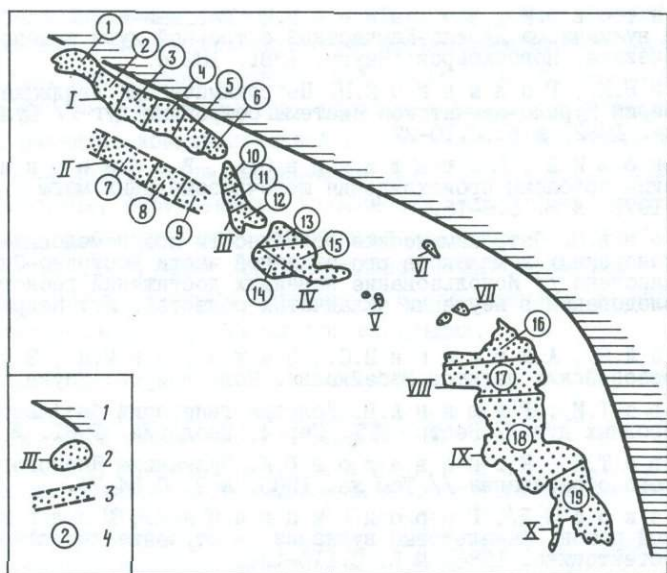
19. Пополитов Э.И., Волынец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
20. Ротман В.К., Голынкин И.Н. Петрохимическая эволюция известково-щелочных серий Курило-Камчатской системы островных дуг // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С.10-22.
21. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабанский А.Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм // Изв.АН СССР. Сер.геол. 1978. № 8. С.6-18.
22. Соболев А.О. Петрохимические особенности позднемеловых-раннепалеогеновых вулканогенных комплексов юго-западной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена // Использование новейших достижений геолого-минералогических исследований в изучении складчатых областей. Л.: Недра, 1986. С.78-86.
23. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 205 с.
24. Фролова Т.И., Гушин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг // Вестн. МГУ. Сер.4, Геология. 1981. № 4. С.3-15.
25. Фролова Т.И., Коновалов Ю.И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования // Там же. 1985. № 2. С.54-74.
26. Хуторской М.Д., Городницкий А.М., Гольшток А.Я. и др. Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря // Геотектоника. 1986. № 5. С.116-123.
27. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М.: Наука, 1982. С.210-221.
28. Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickening // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. Vol.84, N 9. P.2981-2992.
29. Gill I.B. Orogenic andesites and plate-tectonic minerals and rocks // Ed. P.J. Wyllie. B. etc.: Springer, 1981. 390 p.
30. Muesen B.O. The role of mantle anatectic // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. Magmatism etc.: Wiley, 1982. P.489-522.
31. Ueda S., Miyashiro A. Plate tectonics and the Japanese Islands: A synthesis // Bull. Geol. Soc. Amer. 1974. Vol.85, N 7. P.1159-1170.

УДК [552.1:54]:552.312(234.421.1)(016.3)

Петрохимическая эволюция Карпатской вулканической дуги

С.Б.Холевинский

**Вводные замечания.** В статье рассмотрена крайняя восточная область развития неогенового известково-щелочного вулканизма в Карпатском регионе. Она известна как Восточно-Карпатская или просто Карпатская вулканическая дуга, которая протягивается с северо-запада на юго-восток примерно на 450 км, располагаясь между Паннонским бассейном и Трансильванской впадиной, с одной стороны, и Северо-восточными и Восточными Карпатами - с другой. По простиранию она распадается на две вулканические цепи: Выгорлат-Гутный и Кэлимани-Харгита, проходящих по территориям ЧССР, СССР и СРР (рис.1). Ширина дуги колеблется от 5 до 40 км, а абсолютные отметки от 0 до 1800 м над уровнем моря. В тылу Выгорлат-Гутинской гряды располагается Чопская цепь погребенных вулканов и купола Берегово-Беганьского холмогорья.



Р и с.1. Схема расположения вулканических ареалов Карпатской дуги

I - флишевая зона; 2 - контуры вулканических ареалов: I - Выгорлат, II - Чопская цепь, III - Оаш, IV - Гутый, V - Циблеш, VI - Тороята, VII - Бургэу, VIII - Кэлимани, IX - Гургиу, X - Харгита; 3 - погребенная вулканическая цепь; 4 - сектора: цифры в кружках - 1 - Выгорлат, 2 - Невицкий, 3 - Среднянский, 4 - Мукачевский, 5 - Борилев Дил, 6 - Бужорский, 7 - Косинский, 8 - Береговский, 9 - Виноградский, 10 - Великий Шоллес, 11 - Турп, 12 - Биксад, 13 - Шэпинца, 14 - Гутый, 15 - Сейни, 16, 17 - Кэлимани, 18 - Гургиу, 19 - Харгита

Самые древние из изученных пород относятся к бадену и представлены андезитами и андезито-базальтами Чопской цепи [8], риолитами и андезитами Земплина, Крадовского Хлмца, Кашова и Хрчела [26] в Чехословакии, риолитами и перлитами Орашул Ноу в Румынии [19]. Самые молодые - к Румынии, локализованные в массиве Харгита на юго-восточной оконечности дуги [12].

Относительно формационной принадлежности Карпатских вулканитов существуют два мнения. Согласно первому, три горизонта венгерских риолитовых туфов и риолиты Берегово-Беганьского холмогорья объединяются в риолитовую формацию, а андезито-базальты, андезиты и дациты при подчиненном распространении риолитов Внутренней Карпатской вулканической области и Карпатской вулканической дуги - в андезитовую. Согласно второму, породы дуги составляют единую андезитовую формацию [5, 10]. На данном этапе исследования мы не выделяем риолиты Берегово-Беганьского района в самостоятельную формацию и рассматриваем их совместно с андезитами Чопской цепи погребенных вулканов. Это оправдывается тем, что породы петрохимически близки между собой и подобны вулканитам Выгорлат-Гутинской гряды [6, 9].

Здесь и далее мы будем придерживаться хронологической шкалы неогена Западного Паратетиса, представленной Д. Вассом и Г. П. Багдасаряном в 1978 г. и модифицированной Вассом и др. [12].

Петрохимическая изученность. В петрологическом и петрохимическом отношении дуга изучена очень неравномерно. Обобщение и анализ материала производился преимущественно в пределах отдельных вулканических ареалов. Для региона в целом строились мелкомасштабные схемы развития вулканизма [3,7,19].

Вулканизмам советского Закарпатья посвящены многочисленные работы Е.Ф.Малева, Б.В.Мерлича и С.М.Спитковской, В.В.Золотухина, Л.Г.Данилович, Остафийчука и др. Породы чешского Выгорлата исследованы Й.Форгачем. В Румынии изучением неогенового вулканизма в разные годы занимались Д.Рэдулеску, С.Пельц, М.Боркош, Д.Джюкэ, Р.Жуде, С.Ионице и др. Основная направленность этих работ заключалась в изучении петрографического состава, выявлении сходств и различий на основе построения петрохимических диаграмм или статистической обработки данных по химическому составу пород. Большое внимание уделялось расчленению эффузивов на эруптивные циклы и фазы со сравнительным анализом их химизма.

Автором использованы в основном химические анализы пород, взятые из многочисленных публикаций и 46 новых, отобранных в Закарпатье. Таким образом, учтено около 1000 полных химических анализов: 145 по Чопской цепи погребенных вулканов и Берегово-Беганьскому району [8]; 185 анализов по массиву Выгорлат [3,4,6-9]; советская и румынская части массива Оаш охарактеризованы 155 химическими анализами [7,16,20,21,25], Торояга, Циблеш, Бургэу-85 [14,23,25]; по массиву Гутый собрано 182 анализа [17,22,25], Кэлимани - 120, Гургу - 46 и Харгита - 58 анализов [24].

Цели и задачи исследования. Несмотря на то что многие исследователи указывали на сходство Карпатских вулкаников с известково-щелочными сериями островных дуг и активных окраин континентов, подход к изучению петрохимии оставался стандартным - анализ изменения средних содержаний окислов в разновозрастных породах. В некоторых ситуациях при межрегиональных обобщениях он, конечно, допустим, но в данном случае представляется неприемлемым. Дело в том, что при подобном анализе крайне затруднена интерпретация природы эволюционной изменчивости. Кроме того, при осреднении не учитывается неоднородность распределения элементов в островных дугах и активных окраинах континентов, проявляющаяся в виде характерной петрохимической зональности. В условиях подобной зональности результат осреднения в большей степени зависит от равномерности опробования, так что мы не застрахованы от случайного результата. Кроме того, особый интерес в генетическом плане представляет эволюция зональности. В данной работе представлен опыт изучения эволюционных тенденций с учетом латеральной изменчивости химизма пород, что во многом **предопределило** методику работ.

Методика исследования. Изучение Карпатских вулкаников производится по двум направлениям. Первое относится к выделению и анализу продольной и поперечной петрохимической зональности. Второе - к анализу сопряженных вариаций параметров зональности с геолого-геофизическими характеристиками вулканических ареалов. На возможность изучения такого рода связей указывалось неоднократно, и положительный опыт предыдущих исследований является основанием для выбранной методики [1,2]. Зональное распределение содержаний калия выделено в массиве Токай Внутренней Карпатской вулканической области [13] и Кэлимани-Харгита-Карпатской вулканической дуги [15]. В данной работе проанализировано поведение не только содержаний калия, но и других петрохимических

характеристик, которые, как было показано ранее [2], образуют отчетливые асимметричные тренды в современных островных дугах. Кроме того, рассматривается дуга в целом, что позволяет более полно проследить эволюционную тенденцию развития вулканизма и определить характерные типы петрохимической зональности, выделение которой осложнялось несколькими факторами: 1) неравномерностью петрохимического опробования территории; 2) неточностью пространственной привязки анализов; 3) неточностью и неопределенностью возрастной привязки вулканитов и использование в разных странах различных хроностратиграфических шкал.

Таким образом, задача состояла с одной стороны, в выделении максимального количества возрастных "срезов", с другой – в получении надежных петрохимических трендов. Для решения этих вопросов были применены методические приемы, частично предложенные ранее [1] и нашедшие свое отражение в программном комплексе "Петрохимия", который включает следующее.

1. Рассмотрение не только распределения калия, но и других петрогенных окислов, в том числе производных характеристик – общее содержание железа Fe, окисленность железа  $Fe_2O_3/Fe$  и железистость  $Fe/(Fe + Mg)$ .

2. Исключение влияния главного петрохимического тренда – приведение всех характеристик к фиксированному значению  $SiO_2$ , равному 58 мас.%. Это значение является модальным для Карпатских вулканитов.

3. Разбиение дуги на сектора, выявление статистически значимых трендов в пределах каждого из выделенных секторов дуги, внутри которых тренды являются непрерывными и монотонными.

4. Объединение вулканических фаз внутри каждого сектора до получения математически значимых различий содержаний окислов во фронтальных и тыловых областях.

5. Определение простирания палеозоны субдукции по геологическим и петрохимическим данным.

Общие закономерности в пространственно-временной локализации вулканитов. В пространственно-временной локализации карпатских вулканитов наблюдаются две общие тенденции. Первая, "поперечная", отражает омоложение вулканизма с юго-запада на северо-восток. Наиболее ярко она проявлена в советском Закарпатье и массиве Гутый. Вторая, "продольная" – омоложение пород вдоль дуги с северо-запада на юго-восток. Эти тенденции нашли отражение в разработке схем развития вулканизма, которых к 1976 г. было уже более 20 [3].

Первый опыт анализа вулканизма Карпатской дуги основывался на максимальном пространственно-временном расчленении в соответствии со схемами Е.Ф. Малеева, Б.В. Мерлича и С.М. Спитковской, Д. Гушки [1]. Анализ показал отсутствие четко выраженной поперечной зональности и слабость корреляционных связей химизма с геолого-геофизическими параметрами вулканических ареалов. Это обусловлено частым несоответствием радиологического возраста литолого-стратиграфическим подразделениям [3, 12], ограниченной распространенностью отдельных вулканических фаз и, самое главное, тем, что зачастую фазы, выделяемые в пределах того или иного массива, формируют единый поперечный петрохимический тренд.

Поэтому в данной работе при изучении поперечной петрохимической зональности учитывается пространственное разобщение вулканитов, относящихся к разным эруптивным фазам. Для изучения продольной петрохимической зональности дуга разделена на 22 сектора, различающихся тектоническим положением и характером попе-

речной изменчивости химического состава пород. Каждому сектору соответствуют возрастные характеристики (время начала и окончания вулканизма, продолжительность), которые для советского Закарпатья сняты с палеомагнитно-стратиграфического разреза, составленного А.М.Глевасской, для остальных ареалов характеристики взяты из многочисленных работ румынских геологов.

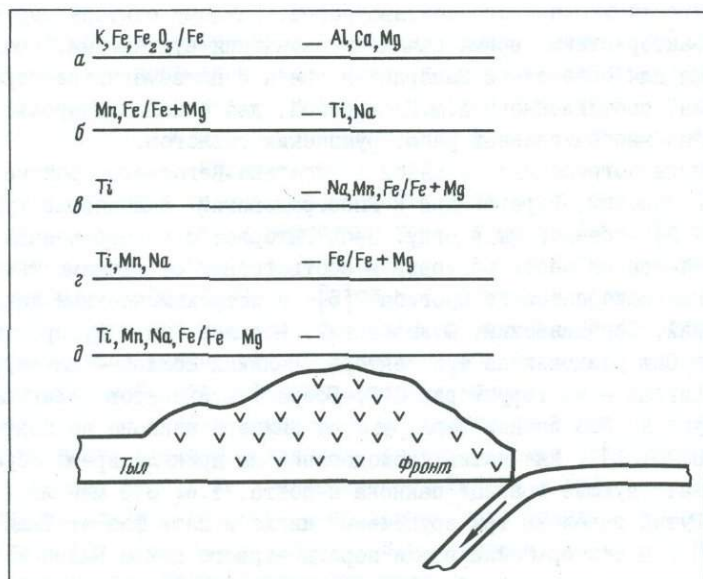
В Чопской цепи погребенных вулканов и Берегово-Беланьском районе выделены три сектора: Косинский, Береговский и Виноградовский. Выделяемые вулканические фазы [3,7,8] объединены в одну. Цепь Выгорлат с северо-запада на юго-восток расчленяется на шесть секторов в соответствии со схемами тектонического районирования Закарпатского прогиба [5] и петрохимическими данными: Выгорлат, Невицкий, Середнянский, Мукачевский, Бориллов Дил и Бужорский. Меридиональный массив Оаш разделен на три сектора: Великий Шоллес - на территории СССР, Турц и Биксад - на территории СРР. Возраст вулканитов, слагающих массив Оаш, дискутируется. Его оценки варьируют от нижнего паннона до понт-плиоцена [3,7,12,17,18,20,21]. Для наших исследований мы приняли время образования массива, соответствующее границе паннона и понта, т.е. 8,5 млн лет.

В массиве Гутый выделены три эруптивных цикла и пять фаз от Бадена до понт-плиоцена [19]. В сектор-Сейни вошли породы первого цикла Баденского возраста, а также вулканиты паннонской и сарматской фаз второго цикла. Этот сектор характеризуется поднятием палеогенового фундамента. Сектор Гутый сложен породами понтийской фазы второго цикла и понт-плиоценовой - третьего. Сектор Шэпинца, расположенный на севере массива, состоит из пород третьего цикла понт-плиоценового возраста. Два последних сектора приурочены к донеогеновой депрессии [19].

Далее вдоль дуги следуют массивы Циблеш, Тороята и Бьргэу, возраст которых дискутируется [23]. Мы присоединяемся к мнению М.Боркоса и считаем, что породы понтийские и соответствуют типу Жереапэн гор Гутый. В массиве Кэлиманц-Харгита, где вулканизм был наиболее массовым, из-за плохой пространственно-временной привязки можно выделить только четыре сектора. В пределах массива развиты две вулканические фазы: древняя - понт-верхнеплиоценового [15] или паннон-понтийского [12] возраста, и более поздняя - плиоцен-плейстоцен [14] или понт-румыний [12].

**Э в о л ю ц и я п о п е р е ч н о й п е т р о х и м и ч е с к о й з о н а л ь н о с т и.** Рассмотрим поперечную петрохимическую зональность, которая наблюдается во всех 22 выделенных секторах дуги по 10 петрохимическим характеристикам. Первое, что обращает на себя внимание, это наличие двух групп характеристик. К первой относятся Al, Mg, Ca, Fe,  $Fe_2O_3/Fe$ , направления изменчивости которых не претерпевают инверсии ни в одном из секторов. Причем содержания K, Fe и окисленность повышаются к тыловым областям ареалов, Al, Ca и Mg обнаруживают противоположную тенденцию (рис.2,а). Остальные четыре характеристики - содержания Ti, Mn, Na и железистость - инверсионны. Инверсионность не хаотична и обнаруживает межсекторную корреляцию. По распределению этих характеристик относительно фронта и тыла вулканической дуги можно выделить четыре типа поперечной петрохимической зональности.

Первый тип - чопский (рис.2,б), наблюдается в трех секторах Чопской цепи и секторе Сейни гор Гутый, который соответствует чопским вулканитам по возрасту и тектоническому положению; все сектора располагаются в пределах Земплин-Бая-Марского поднятия. Для этого типа характерно, что Ti обогащает фронтальную



Р и с.2. Схема поперечной петрохимической зональности Пояснения в тексте

часть дуги, хотя обычно он полярен  $Al$ . По однотипности трендов этих элементов Чопская цепь напоминает северо-западный сектор Тихоокеанского кольца [2].

Выгорлатский тип (рис.2,в) представлен четырьмя секторами массива Выгорлат и для него типично обогащение тылов  $Ti$  и обеднение  $Na, Mg$  при пониженной железистости. Интересна противоположность трендов  $Na$  и  $K$ , которая в современных обстановках встречается довольно редко, например на севере Чилийских Анд и в пределах Мексиканского вулканического пояса [2].

Оаш-Гутыйский тип (рис.2,г) объединяет массивы Оаш и Гутый. Наблюдается обогащение тылов  $Ti, Mn$  и  $Na$  при пониженной железистости.

Кэлимани-Харгатский тип (рис.2,д) представлен четырьмя секторами массива Кэлимани-Харгита и массивами Циблеш и Бьргэу. Здесь встречаются самые характерные для современных островных дуг соотношения градиентов изменчивости петрохимических характеристик. К тылам ареалов повышаются содержания  $Ti, Mn, Na, K, Fe$ , увеличивается железистость и окисленность пород. Противоположную тенденцию отражает изменчивость  $Al, Ca$  и  $Mg$ .

Если исключить из рассмотрения Чопскую цепь, как лежащую в тылу Выгорлатской цепи и имеющую сложную тектоническую позицию, в направления поперечных трендов прослеживается четкая эволюционная тенденция. С омоложением вулканитов мы наблюдаем (рис.2,в-д) постепенное обогащение тылов все большим количеством петрогенных компонентов.

Параметры поперечной зональности можно оценить по средним значениям содержаний петрохимических характеристик фронтальных и тыловых областей, а также по диапазонам и градиентам, приведенным в таблице. Наибольшие градиенты и диапазоны содержаний наблюдаются у  $Al, Mg, Ca$  и окисленности. Отчасти это связано с отсутствием "инверсии" у этих окислов. Обращает на себя внимание гораздо

## Петрохимические характеристики поперечной зональности

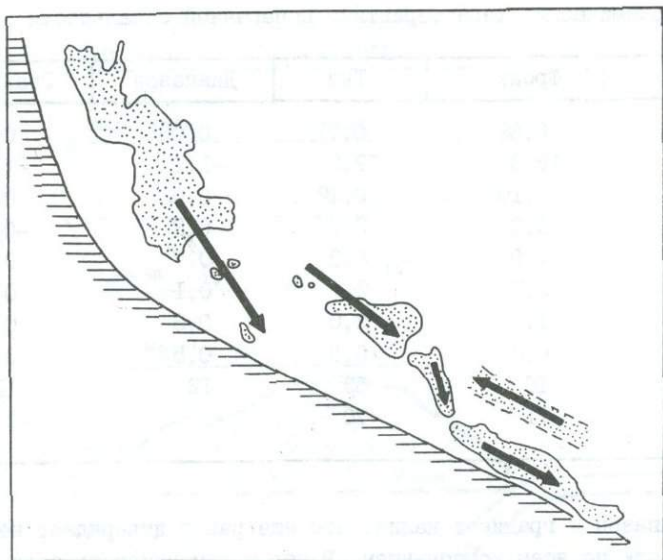
Компонент	Фронт	Тыл	Диапазон	Градиент
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,77	0,06	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,3	17,2	-1,1	-1,2
MnO	0,10	0,12	0,02	0,18
MgO	3,3	2,6	-0,8	-0,8
CaO	7,0	6,3	-0,7	-0,7
Na <sub>2</sub> O	2,7	2,7	0,1	0,1
K <sub>2</sub> O	1,7	2,0	0,3	0,3
Fe	6,2	6,8	0,5	0,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe	40	53	12	11
Fe/(Fe + Mg)	71	70	-1	-2

более низкие диапазон и градиент калия, что еще раз подтверждает необходимость анализа зональности по всем компонентам. В целом изменчивость содержаний невелика, возможно, это связано с непродолжительностью вулканической деятельности, примерно 11 млн лет. Анализ корреляционных связей между одноименными характеристиками фронта и тыла показывает преобладающее влияние на химизм продольной зональности Карпатской дуги. Это выражается в наличии сильных положительных корреляций, иначе наблюдались бы отрицательные коэффициенты корреляции [2].

Корреляционные связи между возрастными характеристиками пород – начало, конец и длительность вулканической деятельности – и параметрами поперечной и продольной петрохимической зональности оказались довольно слабыми. По-видимому, здесь сказались два фактора: кратковременность вулканической деятельности и неточность возрастных оценок. Тем не менее можно сказать, что в процессе развития дуги происходило постепенное обеднение пород титаном и железом при снижении железистости и обогащение Mg, Na, K при повышении окисленности пород. Корреляционные связи фронтальных и тыловых областей для всех элементов за исключением титана однотипны, что указывает на слабость поперечной изменчивости химизма. Большинство корреляционных связей с диапазонами и градиентами отрицательны. Исключение составляют диапазоны магния и окисленности. В более молодых вулканических ареалах петрохимическая зональность проявлена с наибольшей отчетливостью. Анализ сопряженных вариаций химизма с длительностью вулканизма, которая в процессе эволюции увеличивалась, показывает, что в более древних породах, образовавшихся за более короткий период времени – уменьшенное содержание Ti, Mn, Ca и Fe и увеличенное Mg, Na, K.

Эволюция продольной петрохимической зональности. Продольную зональность Карпатской вулканической дуги можно оценить, используя средние значения окислов по секторам, выделяя участки монотонного изменения содержаний. Эти участки в основном совпадают с границами вулканических массивов, объединяющих несколько секторов (рис.3).

Как видно из рисунка, продольные тренды Чопской цепи погребенных вулканов значительно отличаются от трендов в других массивах. Если для всей дуги, в пределах выделенных ареалов, характерно увеличение содержаний калия, магния и уменьшение алюминия с юго-востока на северо-запад, то в Чопской цепи тренды



Р и с.3. Схема продольной петрохимической зональности

Стрелки - направления увеличения содержаний в породах К, Mg и уменьшения Са, Al. Пояснения в тексте

этих элементов противоположны. Для продольной зональности не сохраняются соотношения между градиентами изменчивости, полученные для поперечной зональности. Например, магний и кальций полярны, а калий и магний изменяются согласованно. Инверсионными характеристиками остались практически те же:  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ , Fe,  $Fe_2O_3/Fe$ . При переходе от более древних вулканических массивов к более молодым наблюдается серия последовательных инверсий, которые заканчиваются на уровне паннона-начала понта. Территориально это соответствует массиву Гутый и показывает продольную зональность в более общем виде. Для поперечных трендов "инверсионная" граница проходит там же. Таким образом, очерчиваются две цепи: Выгорлат-Гутый и Кэлимани-Харгита, полярные не только по петрохимическим параметрам, но и по тепловому и гравитационному полям [27].

**Обсуждение результатов.** Анализ поперечной петрохимической зональности Карпатской вулканической дуги позволяет сделать некоторые выводы относительно условий магмообразования.

Как уже отмечалось, калий устойчиво обогащает тылы зон субдукции (см. рис.2,а), такое направление миграции тесно связано с градиентом давления на астеносферном уровне. Слабое зональное расположение калия свидетельствует о низких градиентах избыточного давления, хотя с течением времени они увеличивались. Это может быть следствием либо повышенной скорости поглощения литосферного материала в конце миоцена, либо слабым разогревом глубин и соответственно повышенной вязкостью тех горизонтов, в пределах которых осуществлялся теплоперенос. Последнее создавало высокие латеральные градиенты Р-Т условий, способствовавших эффективному перераспределению компонентов, и резкую смену условий селективного плавления субстрата [9]. Поведение Mg и Са в основном определяется термическим состоянием глубин. Максимальные concentra-

ции наблюдаются во фронте, где возможна наибольшая полнота плавления субстрата. Одна из причин повышения содержаний Al — это обводненность среды. Мы наблюдаем отчетливое обогащение алюминием фронтальных частей, причем с течением времени обводненность увеличивается. Уточнить характер обводненности позволяет анализ корреляционных связей между химизмом пород и аномальным магнитным полем. С интенсивностью аномалий сильные отрицательные связи обнаруживают содержания алюминия, кальция и величина окисленности пород, сильную положительную — содержание калия. Эти связи относятся к характеристикам тыла, и их большая значимость по сравнению с фронтальными связана с тем, что именно в тылу накапливаются флюиды, обеспечивающие изменение окисленности. И так, спектр связей указывает на то, что при низкой обводненности и слабой окисленности железа наблюдается увеличение аномального магнитного поля. Это может свидетельствовать о преимущественно окислительном характере флюидов. Наши выводы подтверждаются исследованиями флюидной фазы в породах советского Закарпатья. Содержание  $H_2O$  в них достигает 20–98% газовой фазы,  $CO_2$  до 50%, а в отдельных случаях до 60–72%, восстановленные флюиды в сумме ( $CH_4 + CO + H_2$ ) не превышают 5–10%. Преобладание водно-углекислых флюидов характерно также для вулканитов Большого Кавказа и Армянского нагорья [6].

Флюидный режим Карпатской вулканической дуги менялся со временем, что выразилось в постепенном увеличении обводненности магм и соответственно снижении температуры плавления.

Наиболее четко эволюционная тенденция проявляется для элементов, претерпевающих инверсию трендов (рис.3, б-д). Для Ti мы видим обогащение фронтальной части Чопской цепи и тыловых зон всей остальной дуги. Интересно поведение содержаний натрия, который обнаруживает отчетливую тенденцию миграции в область пониженных температур. Его пути при этом далеко не всегда совпадают с K [2]. Обогащение фронтальных областей наблюдается в цепях Выгорлат и Чопской, **обеднение** — в Оаш-Гутый и Кэлимани-Харгита (см.рис.2, б-д). Это хорошо согласуется с данными по тепловому потоку [27]. В тылу первых двух находится Паннонский бассейн, характеризующийся высокими тепловыми потоками (до  $100 \text{ мВм}^{-2}$ ), фронтальные области относительно холодные ( $80 \text{ мВм}^{-2}$ ). В юго-восточной части дуги наблюдается обратная ситуация. В тылу цепи Кэлимани-Харгита находится холодная Трансильванская впадина (до  $40 \text{ мВм}^{-2}$ ), фронт же, наоборот, относительно разогрет ( $60-70 \text{ мВм}^{-2}$ ).

Рассмотрение корреляционных связей между химизмом и параметрами экстенсивности вулканизма (площадь, занятая породами и средняя ширина ареала), указывает на однотипность связей для обоих параметров. Как и в рассмотренных ранее соотношениях, однотипность корреляционных связей наблюдается для трех различных характеристик химизма — фронтального, тылового и среднего содержания окисла. Экстенсивность вулканизма обнаруживает сильные положительные связи с содержаниями алюминия, магния, кальция, натрия, окисленности и отрицательные с железистостью, суммарным железом и калием. Такой спектр связей позволяет предположить существование двух тенденций, приводящих к увеличению массовости излияний. С одной стороны, это увеличение температуры плавления, с другой — повышение обводненности магматических очагов. С омоложением вулканитов экстенсивность увеличивалась.

Обобщая выводы сделанные ранее, можно проследить общую эволюционную тенденцию химизма пород Карпатской вулканической дуги, увязав ее с изменениями Р-Т

условий выплавления магм и отчасти тектонического режима. В процессе эволюции вулканизма в период от 15 до 3-1,5 млн лет происходит обеднение пород Ti, Fe и обогащение Mg, Na, K при повышении окисленности пород. Указанные изменения состава отражают суммарный итог влияния двух факторов. Первый из них определяет ту компоненту эволюционной изменчивости, которая обусловлена систематическим омоложением вулканитов по простиранию дуги. Более молодые породы Калимани-Харгиты по сравнению с их аналогами в Выгорлат-Гутинской дуге и массиве Оаш формировались в условиях общего повышенного разогрева верхней мантии и соответственно большей полноты плавления исходного субстрата при относительно увеличенной скорости поступления литосферного материала в зону субдукции, значительных латеральных градиентах температуры и давления, контрастности вертикальных движений земной коры. Петрохимическим следствием этого оказывается относительное обогащение пород более молодого возраста магнием и обеднение щелочами.

Второй фактор связан с термической деградацией недр к концу вулканической деятельности в каждом из вулканических ареалов вне зависимости от его положения в пределах дуги. Его воздействие заметно при сопоставлении состава разновозрастных лав в едином вулканическом ареале, т.е. при исключении влияния продольной зональности. Благодаря понижению уровня геоизотерм, среды магмообразования и снижению полноты плавления субстрата породы поздних фаз оказываются обогащенными железом и щелочами. Судя по результирующему эффекту, отражающемуся в общих парных коэффициентах корреляции возраста пород с их петрохимическими характеристиками, влияние первого фактора было доминирующим.

#### Литература

1. Абрамович И.И., Клущин И.Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. Абрамович И.И., Груза В.В., Клущин И.Г. и др. Современные идеи теоретической геологии. Л.: Недра, 1984. 280 с.
3. Геохимия, петрофизика и вопросы генезиса новейших вулканитов советских Карпат // Под ред. М.И. Толстого. Киев: Вища шк., 1978. 192 с.
4. Гончарук А.Ф., Мельниченко Б.Ф. Петрология базальтов Бужорского вулкана и состав исходных магм плиоценовых вулканов Закарпатья // Геол. журн. 1970. Т.30, № 6. С.40-53.
5. Круглов С.С., Смирнов С.Е., Спитковская С.М. и др. Геодинамика Карпат. Киев: Наук. думка, 1985. 136 с.
6. Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Остафийчук И.М. Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980. 143 с.
7. Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 1964. 250 с.
8. Мерлич Б.В., Спитковская С.М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и **оруденение** Закарпатья // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов: Вища шк., 1974. Т.2.
9. Остафийчук И.М., Молявко В.Г., Касаров Ю.Н. Сравнительная характеристика вулканических зон Припаннонского и Закарпатского разломов // Геол. журн. 1977. № 1. С.110-121.
10. Остромова А.С. Орогенные андезитовые комплексы Кавказа и Украинских Карпат // Сов. геология. 1982. № 12. С.103-109.
11. Холевинский С.Б. Статистический анализ петрологических и геофизических характеристик Восточно-Карпатской вулканической дуги // Количественный анализ геологических явлений. Иркутск, изд-во 1985. Сб.2. С.54-60.
12. Abstracts of Congress Regional Committee on Mediterranean neogene stratigraphy. Budapest: Hung. Geol. Surv., 1985. 650 p.

13. Balla Z. Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: A new synthesis // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 88, N 1/2. P. 61-102.
14. Berza T., Tanc R., Bratosin I. et al. Andezitele piroxenice de Arsita-un tip distinct de magmatite Neogene din regiunea Baia Borsa (muntii Maramuresului) // *D.S. Inst. Geol.* 1984. Vol. 68, N 1. P. 47-57.
15. Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A. et al. Young volcanism in the Calimani-Harghita mountains: evidence of paleoseismic zone // *Tectonophysics*. 1973. Vol. 19, N 4. P. 299-313.
16. Borcos M., Peltz S., Stan N. et al. Consideratii petrochimice si geochimice asupra vulcanitelor Neogene din muntii Oas // *Stud. tehn. si econ. A.* 1979. N 16. P. 5-33.
17. Borcos M., Peltz S., Stan N. et al. Consideratii petrochimice si geochimice asupra vulcanitelor Neogene din muntii Gutii // *Ibid.* P. 35-109.
18. Edelstein O., Soroiu M., Radut M. et al. Unele puncte de vedere privind cronologia proceselor geologice si metalogenetice in muntii Oas - Ignis - Varatec, in baza unor datari K-Ar // *Ibid.* 1977. N 11. P. 109-165.
19. Giusca D., Borcos M., Lang B., Stan N. Neogene volcanism and metallogenesis in the Gutai Mountains. Bucharest: *Geol. Inst.*, 1973. 50 p.
20. Jude R. Geologia si petrologia vulcanitelor Neogene din nord-vestul zonei eruptive a Muntilor Oas (regiunea Tarna Mare-Turt) // *Stud. tehn si econ. A.* 1977. N 11. P. 111-175.
21. Ionita S. Geological research in the Turti-Batarci-Tarna Mare Area // *D.S. Inst. Geol.* 1970. Vol. 56, N 5. P. 10-25.
22. Lang B. Mineralogy and geochemistry of the Gutii Mt. // *An. Inst. Geol.* 1976. Vol. 49. P. 153-213.
23. Peltz S., Vasiliu C., Udrescu C. et al. Petrologia magmatitelor zonei subvulcanice Neogene din Carpatii Orientali // *Ibid.* 1971. Vol. 39. P. 177-257.
24. Peltz S., Vasiliu C., Udrescu C. et al. Geochemistry of volcanic rocks - Calimani-Gurgiu-Harghita // *Ibid.* 1973. Vol. 42. P. 339-393.
25. Radulescu D. Contributii la siloasterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului Carpatic // *Stud. si cerc. geol.* 1961. Vol. 6, N 2. P. 299-351.
26. Tectonics of the Carpathian-Balkan regions: Explanations to the tectonic map / Ed. M.Mahel. Bratislava, 1974. 456 p.
27. Terrestrial heat flow in Europe / Ed. V.Cermak, L.Rybach. B.: Springer, 1979. 328 p.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ

УДК 552.321.15551.71/72 571.56

### Направленность эволюции гранитообразования в докембрии Алданского щита

Е.В.Толмачева, Т.А.Павлова<sup>1</sup>

Алданский щит представляет собой область проявления разнотипных по генезису и относительно разновозрастных гранитоидов. Исходя из их геологических соотношений, а также обобщающих данных по периодизации алданского докембрия [5,8,13,15,16] в рамках принимаемой полициклической модели геологического развития Алданского щита, намечается следующая **последовательность** формирования гранитоидных формаций.

В течение наиболее древнего из выделяемых нами (> 3500 млн лет) раннеархейского верхнеалданского тектоно-магматического цикла на стадии погружения формировались гранитоиды эндербит-чарнокитовой формации, по-видимому, в процессе гранулитового метаморфизма вулканитов преимущественно дацитового состава [5]. На стадии воздымания в Р-Тусловиях гранулитового или высокотемпературного амфиболитового метаморфизма за счет декомпрессионных эффектов, а также изменения флюидного режима в сторону обогащения  $H_2O$ , образовывались значительные массы гранитоидного расплава, что привело к возникновению гранитогнейсовых куполов, локализованных в объеме верхнеалданской серии. Не исключено, что процессы эволюции гранитоидного расплава могли привести к формированию аллохтонных массивов аляскитовых гранитов.

Ранне-позднеархейский федоровский тектоно-магматический цикл (3500-2600 млн лет) в отношении гранитообразования повторяет верхнеалданский, начиная с образования гранитоидов эндербит-чарнокитовой формации в ходе гранулитового метаморфизма андезит-дацитовых вулканических серий на стадии погружения, которые, в свою очередь, являются субстратом для образования гранитоидов мигматит-гранитовой и аляскитовой формаций на стадии воздымания в условиях переходных от гранулитовой к амфиболитовой фации метаморфизма. Очевидно, в процессы гранитообразования федоровского цикла вовлекались, по крайней мере частично, и гранитоиды раннеархейского возраста, и с этим временем связано окончательное формирование гранито-гнейсовых куполов на территории щита.

Позднеархейский-раннепротерозойский тимптоно-желтулинский тектоно-магматический цикл (3000-1850 млн лет) максимально проявлен в восточной и южной частях Алданского щита и в целом по эволюции гранитообразования аналогичен более древним. На его ранних стадиях за счет вулканитов кислого и среднего состава образовалась эндербит-чарнокитовая формация в областях гранулитового метаморфизма (тимптоно-желтулинский комплекс) и биотит-амфиболовые плагиогнейсы в областях метаморфизма амфиболитовой фации (становой комплекс и олекминская се-

<sup>1</sup>Подготовлено в рамках Проекта МПЭК №280 "Древнейшие породы Земли".

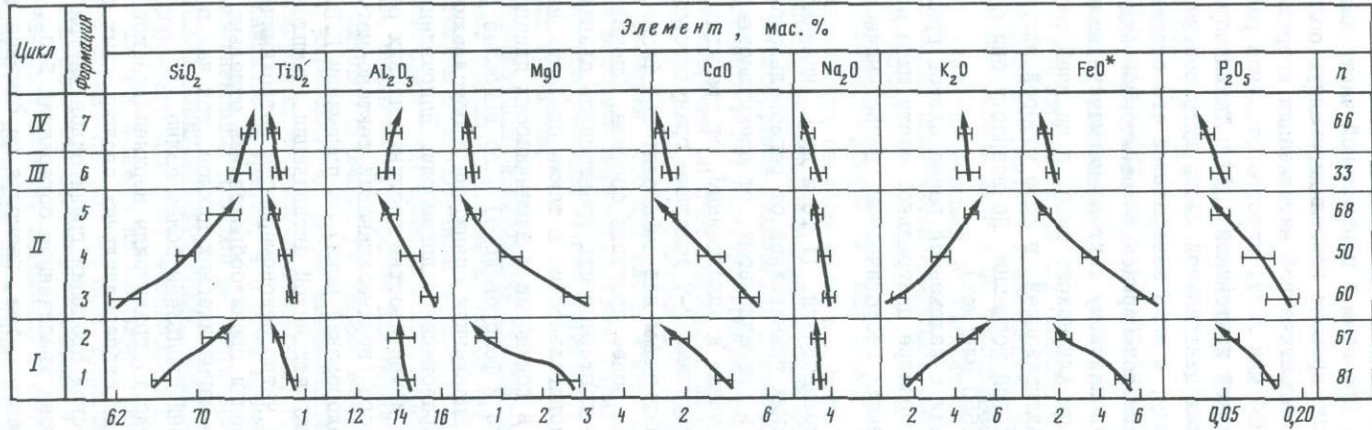
рия). На более поздней стадии воздымания сформировались гранито-гнейсы мигматит-гранитовой формации, образующие относительно мелкие гранито-гнейсовые купола и линейные зоны мигматизации. При этом в центральной части Алданского щита, представляющей, вероятно, к тому времени консолидированную область, формировались в условиях режима тектономагматической активизации интрузивные гранитоиды гранитовой формации (2100–1850 млн лет), пространственное распределение тел которой определяется дизъюнктивной тектоникой [1]. Таким образом, гранитообразование этого цикла в пределах центральной части щита соответствует не полностью тектоно-магматическому циклу, а лишь завершающей его стадии.

Наиболее молодые из рассмотренных докембрийских гранитоидов Алданского щита относятся к раннепротерозойскому удоканскому тектоно-магматическому циклу, проявленному наиболее полно к западу от Алданского щита, а на всей территории последнего – тектоно-магматической активизацией, в ходе которой сформировались интрузивные гранитоиды лейкогранитовой формации. По возрасту они соответствуют формации гранитов рапакиви (1850–1650 млн лет).

В настоящей работе в соответствии с изложенной ранее схемой гранитообразования его эволюция рассмотрена на примере центральной части щита по результатам исследований на различных уровнях: геологическом, петрохимическом, геохимическом и термобарогеохимическом.

По результатам геологических исследований [1, 15 и др.] намечается четкая направленность эволюции докембрийских гранитоидов от регионально-площадного развития через локально-площадное к приразломному, от преимущественно автохтонных форм развития через параавтохтонные к аллохтонным, от гранитоидов с минеральными парагенезисами, соответствующими Р-Т условиям гранулитовой фации, к гранитоидам с парагенезисами, характерными для амфиболитовой фации, от полиминеральных гранитоидов к гранитоидам более простого состава. Специфика архейских тектономагматических циклов – повторяемость гранитоидов одинаковых формаций во времени в одинаковой последовательности, а также сходство направленности эволюции гранитообразования в докембрии и изменчивости признаков внутри каждого из циклов (верхнеалданского и федоровского) – от наиболее ранних этапов гранитообразования к поздним. Выявленная специфика и обуславливает циклический характер эволюции гранитообразования в докембрии. Направленность эволюции гранитообразования проявлена и изменчивостью геодинамических режимов формирования гранитоидов: от нуклеарного (верхнеалданский тектоно-магматический цикл) к протегеосинклинальному (федоровский цикл), в понимании Е.В.Павловского [12], затем к режимам тектоно-магматической активизации (тимпано-желтулинский и удоканский циклы). Более четко закономерности петрохимической эволюции гранитоидов видны при рассмотрении гранитообразования отдельно в течение протерозойских и архейских тектоно-магматических циклов, так как в течение последних, как отмечалось ранее, они проявлены более полно.

На петрохимической диаграмме (рис.1) гранитоиды верхнеалданского и федоровского циклов образуют два дискретных субпараллельных эволюционных тренда, поэтому закономерности петрохимической эволюции гранитоидов внутри каждого из циклов близки между собой и проявлены увеличением содержаний  $SiO_2$ ,  $K_2O$  и уменьшением  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $\sum Fe$ ,  $F$ ,  $P_2O_5$ . Вместе с тем, несмотря на близкие закономерности изменчивости трендов, наблюдается направленное изменение петрохимических характеристик одноименных, но разновозрастных гранитоидных формаций, что выражается в увеличении суммарной щелочности от 6,9% по массе до 7,5%, степени окислен-



Р и с.1. Петрохимическая эволюция гранитоидов Алданского щита

Формации: 1 - эндробит-чарнокитовая, 2 - мигматит-гранитовая I - верхнеалданского тектоно-магматического цикла, 3 - эндробит-чарнокитовая, 4 - мигматит-гранитовая, 5 - аляскитовая II федоровского тектоно-магматического цикла, 6 - гранитовая III гимптоно-желтулинского тектоно-магматического цикла, 7 - лейкогранитовая IV удоканского тектоно-магматического цикла

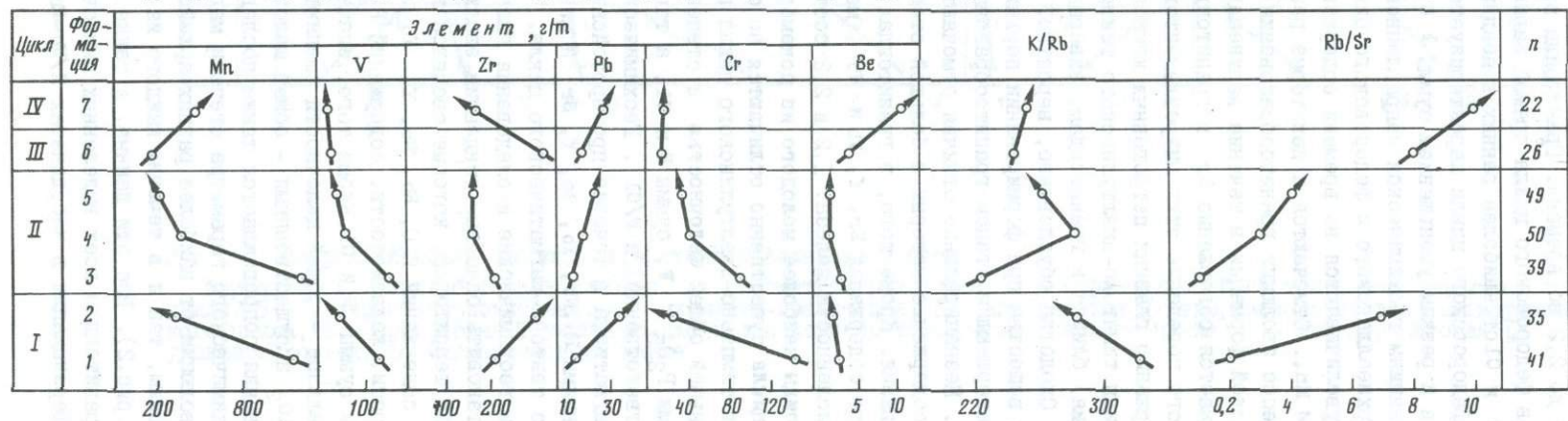
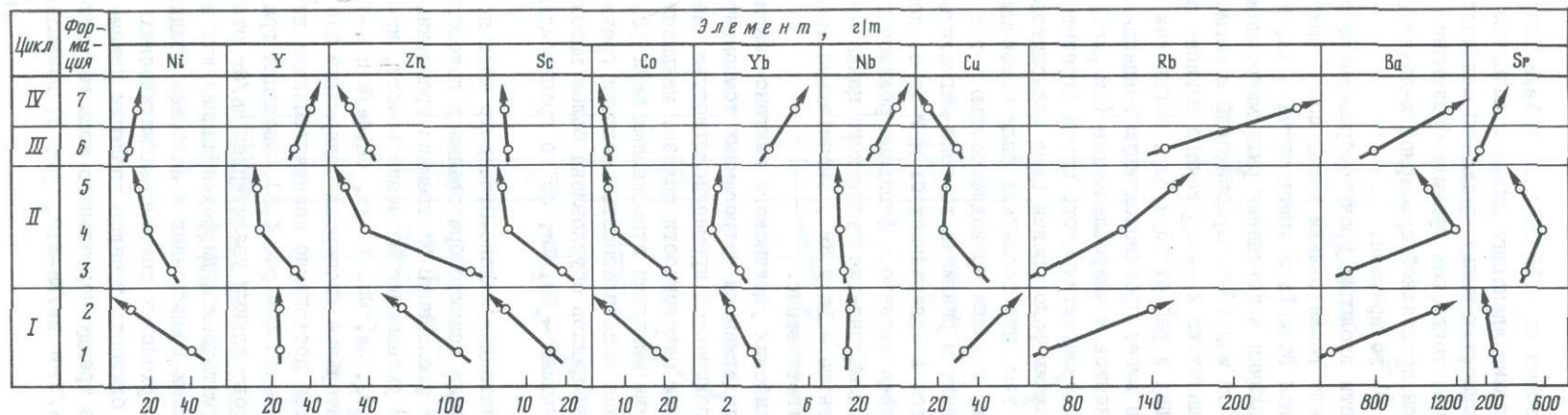
ности от 0,8% по массе до 1,0%, магнизиальности от 0,15 до 0,20 и Na/K отношения от 1,7 до 2,2 во времени. Гранитоиды **верхнеалданского** цикла отличаются от гранитоидов федоровского цикла прямой зависимостью между суммарной щелочностью и суммой F и Cl от наиболее ранних к поздним, тогда как гранитообразование в течение федоровского цикла характеризуется постоянной суммарной щелочностью гранитоидов и резким уменьшением суммы F и Cl во времени.

По тенденциям геохимической направленности эволюции гранитообразования гранитоиды верхнеалданского и федоровского цикла также близки между собой (рис.2): одинаково увеличиваются во времени содержания Ba и Pb и уменьшаются - Zn, Ni, Co, Sc, V и Mn.. Отмечаются и некоторые различия в поведении ряда микроэлементов в процессе эволюции гранитообразования от эндербит-чарнокитовой к мигматит-гранитовой формации в течение верхнеалданского и федоровского циклов: при первом снижается содержание Sr в гранитоидах и растет Cu и Zr, тогда как во время второго поведение этих микроэлементов имеет противоположную тенденцию.

По содержанию главных петрогенных компонентов и микроэлементов (см.рис.1 и 2) гранитоиды тимптоно-желтулинского тектоно-магматического цикла (гранитовая формация) близки к гранитоидам, завершающим федоровский цикл (аляскитовая формация). Сходство обусловлено, вероятно, тем, что последние были основным источником вещества при формировании первых, а также принадлежностью и тех и других к завершающим этапам гранитообразования в развитии тектоно-магматических циклов. Незначительные отличия отмечаются в содержаниях Cl и F, т.е. компонентов, содержание которых в большой степени связано с флюидным режимом гранитообразования. Кроме того, в гранитоидах тимптоно-желтулинского цикла несколько выше содержания Zr, Y, Yb и Nb, меньше - Ba и Sr, значительно выше степень окисленности железа: 1,2 и 2,2 соответственно.

**Гранитоиды наиболее молодого из докембрийских удоканского тектоно-магматического цикла существенно отличаются по содержаниям петрогенных компонентов от гранитоидов тимптоно-желтулинского цикла повышенной кремнекислотностью, несколько меньшей общей щелочностью и степенью окисленности железа, меньшими содержаниями  $P_2O_5$  и F, суммы F и Cl, а также меньшими отношениями Na/K (0,63 и 0,72 соответственно) и F/Cl. Геохимическая направленность эволюции гранитоидного магматизма в течение протерозойских циклов обусловлена более высокими содержаниями Rb, Nb, Yb, Ba, Y, Sr и меньшими - Si, Zn, Zr в гранитоидах удоканского тектоно-магматического цикла.**

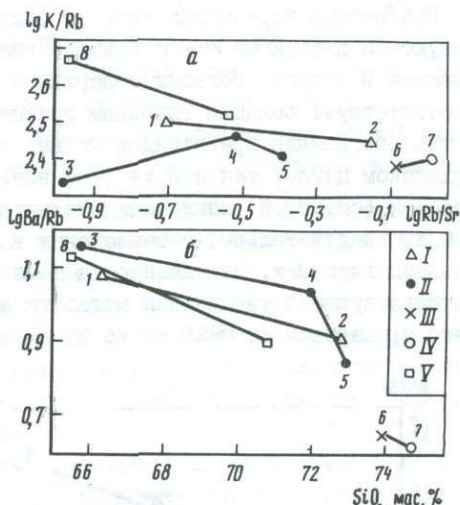
Петро- и геохимические исследования гранитоидов Алдано-Станового щита позволили установить основные тенденции эволюции гранитообразования в докембрии на изучаемой территории, которые сводятся к увеличению во времени кремнекислотности и содержаний  $K_2O$ , Rb, Nb, Y, Yb и уменьшению магнизиальности, известковистости, железистости, содержаний  $P_2O_5$ , Zn, Cu, V, Ni, Co, Na/K и F/Cl отношений и суммы F и Cl. Кроме того, значительные дисперсии содержаний  $SiO_2$  и незначительные - общей щелочности сменяются постепенно незначительными дисперсиями  $SiO_2$  и существенными - общей щелочности (см.рис.1,2). Эволюция гранитообразования сопровождается также последовательным увеличением Rb/Sr отношения (геохимического параметра степени магматической дифференциации) как в процессе эволюции от наиболее ранних архейских гранитоидов к наиболее поздним протерозойским, так и в течение каждого из архейских тектоно-магматических циклов (см.рис.2). Все эти данные, а также близость трендов эволюции докембрийских гранитоидов всех выделенных циклов тренду нормального хода магматической дифференциации в координатах K/Rb-Rb/Sr и Ba/Rb-SiO<sub>2</sub> (рис.3) позволяют



Р и с.2. Геохимическая эволюция гранитоидов Алданского щита  
Условные обозначения см. на рис.1

Р и с.3. Тренды эволюции докембрийских гранитоидов Алданского щита на диаграммах K/Rb-Rb/Sr (а) и Ba/Rb-SiO<sub>2</sub> (б)

Формации: 1 - эндербит-чарнокитовая, 2 - мигматит-гранитовая верхнеалданского тектоно-магматического цикла (I); 3 - эндербит-чарнокитовая, 4 - мигматит-гранитовая, 5 - аляскитовая федоровского тектоно-магматического цикла (II); 6 - гранитовая тимптоно-желтулинского тектоно-магматического цикла (III); 7 - лейкогранитовая удоканского тектоно-магматического цикла (IV); 8 - лейкогранитовый цикл; У - нормальный тренд магматической дифференциации по С.Н.Гавриковой [6]

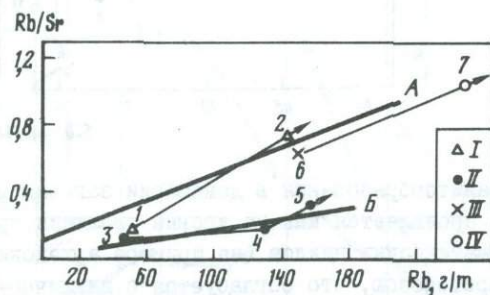


предположить соответствие эволюции гранитообразования в докембрии законам магматической дифференциации, причем оно проявляется как на уровне эволюции гранитообразования в течение тектоно-магматических циклов (на примере архейских), так и во времени от раннего архея к протерозою, что согласуется с циклично-направленной эволюцией гранитообразования в докембрии в целом.

Как показали исследования [6], различные генетические типы гранитообразования характеризуются различными значениями величин Rb/Sr отношения и четкой линейной зависимостью Rb/Sr отношения и Rb, не одинаковой для разных генетических типов гранитообразования, что позволяет производить их разделение. Гранитоиды процессов гранитизации занимают определенную линейную область значений (линия А), причем минимальным значениям Rb/Sr и Rb соответствуют граниты Na-линии, а максимальным - K-линий. Гранитоиды, являющиеся результатом взаимодействия мантийных расплавов с веществом коры и последующей магматической дифференциацией на этой диаграмме, занимают также линейную область (линия Б), причем в области более низких значений Rb/Sr и Rb размещаются более ранние дифференциаты, а в области высоких значений - поздние, что и позволяет рассматривать линию Б как тренд магматической дифференциации. Анализ эволюционных трендов докембрийских гранитоидов Алдан-Станового щита (рис.4) выявил сходство гранитоидов верхнеалданского, тимптоно-желтулинского и удоканского циклов и отличие от них гранитоидов федоровского тектоно-магматического цикла. Судя по этой диаграмме, гранитоиды федоровского цикла - результат взаимодействия мантийных расплавов с веществом коры, а гранитоиды остальных циклов - следствие гранитообразования в земной коре. Однако последние данные говорят [4] об исключительном коровом происхождении гранитоидов верхнеалданского и федоровского циклов и позволяют объяснить выявленную специфику гранитоидов федоровского цикла наследованием особенностей субстрата, по которому развивались гранитоиды более глубокого, чем в верхнеалданской серии, и более соответствующего по составу базальтовому слою земной коры. Предыдущими исследованиями авторов была показана четкая зависимость состава гранитоидов от субстрата в архее.

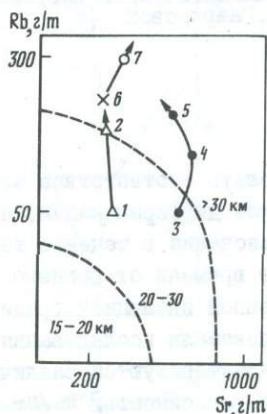
Особый интерес представляет выявление эволюционных закономерностей изменчивости содержаний Rb и Sr, которые опосредованно могут указывать на глубину процессов гранитообразования [7].

Гранитоиды верхнеалданского и федоровского тектоно-магматических циклов образуют на диаграмме Rb-Sr (рис.5) два субпараллельных тренда, причем последние смещены в сторону больших содержаний Sr что, согласно данным К.Конди [7], соответствует большим глубинам гранитообразования одноименных формаций. Вместе с тем обогащение гранитоидов Rb как в процессе эволюции гранитообразования при архейском цикле, так и в течение всего времени от раннего архея до конца протерозоя (см.рис.5) также свидетельствует об увеличении глубин гранитообразования и, следовательно, о вовлечении в процессы гранитообразования пород на все больших глубинах. Эти данные, а также коровый генезис гранитоидов [4] свидетельствуют об увеличении мощности земной коры от раннего архея к концу раннего протерозоя от ~25 км до 35 км и более.



Р и с.4. Соотношение Rb/Sr и Rb в гранитоидах Алданского щита

Линии А и Б соответствуют различным генетическим типам гранитов по С.Н.Гавриковой [6]: А - гранитоиды процессов гранитизации, Б - гранитоиды процессов взаимодействия мантийных расплавов с веществом коры и с последующей магматической дифференциацией. Гранитоидные формации: 1 - эндрейт-чарнокитовая, 2 - мигматит-гранитовая верхнеалданского тектоно-магматического цикла (I); 3 - эндрейт-чарнокитовая, 4 - мигматит-гранитовая, 5 - аляскитовая федоровского тектоно-магматического цикла (II), 6 - гранитовая тимпано-желтулинского тектоно-магматического цикла (III); 7 - лейкогранитовая удоканского тектоно-магматического цикла (IV)



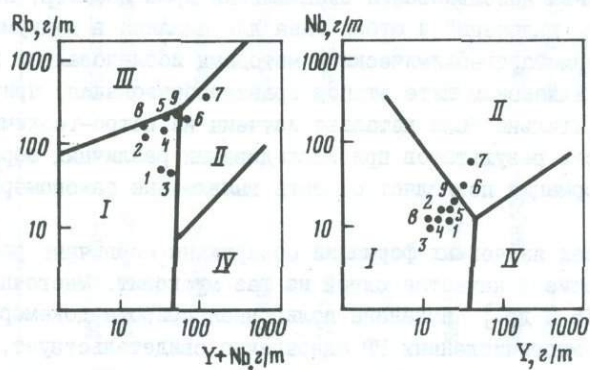
Р и с.5. Соотношение Rb и Sr в гранитоидах Алданского щита

Пунктирные линии разделяют поля с различной мощностью земной коры. Условные обозначения см. на рис.4

О тенденции увеличения  $P_{H_2O}$  в процессах гранитообразования от верхнеалданского до удоканского тектоно-магматических циклов свидетельствует анализ нормативных составов докембрийских гранитоидов Алданского щита на тетраэдре гранитной системы Ab-An-Ort-Kv, где положение котектических линий определено при  $P_{H_2O}=0,5-7$  кбар. Этот вывод подтверждается и результатами анализа изменчивости отношения  $Ab/(Ab+An)$  в гранитоидах [6], находящегося в прямой зависимости от  $P_{H_2O}$ . В гранитоидах верхнеалданского цикла оно равно 0,78, федоровского - 0,80, тимпано-желтулинского - 0,83 и удоканского - 0,85. Тенденцией увеличения  $P_{H_2O}$  характеризуется и эволюция гранитообразования в течение одного цикла: так, например, в течение федоровского цикла отношение  $Ab/(Ab+An)$  увеличивается от 0,79 до 0,81.

Таким образом, петро- и геохимические исследования докембрийских гранитоидов Алданского щита, так же как и геологические данные, свидетельствуют о циклично направленной, необратимой эволюции гранитообразования. Направленность и необратимость проявлены изменчивостью петро- и геохимических характеристик гранитоидов в соответствии с изменчивостью состава по законам магматической дифференциации, увеличением глубин гранитообразования и  $R_{H_2O}$ . Цикличность является специфической чертой гранитообразования в течение архейских тектоно-магматических циклов и проявлена в сходстве, а часто и в повторяемости петро- и геохимических характеристик гранитоидов во времени (верхнеалданский и федоровский тектоно-магматические циклы). Вопрос о цикличности гранитообразования в протерозое на территории центральной части Алданского щита остается открытым вследствие того, что тимптоно-джелтулинский и удоканский тектоно-магматические циклы (а следовательно, и гранитообразование) представлены на изучаемой территории не полностью, а лишь завершающей их частью.

Одним из интереснейших вопросов является эволюция геодинамических режимов гранитообразования. По данным И.А.Пирса [23], гранитоиды, формирующиеся в различных геодинамических режимах, значимо отличаются по содержаниям Rb, Nb, Y. Их анализ (Алданский щит) на классификационной диаграмме гранитоидов, формирующихся в условиях различных геодинамических режимов (рис.6), свидетельствует о формировании гранитоидов верхнеалданского и федоровского тектоно-магматических циклов в условиях островодужного (близкого к протогеосинклинальному) режима, а тимптоно-джелтулинского и удоканского в условиях внутриплитного (близкого к активизационному) режима. Одновозрастные с последними гранитоиды Становой складчатой области мигматит-гранитовой и лейкогранитовой фор-



Р и с.6. Диаграмма для разделения гранитоидов, формирующихся в различных геодинамических обстановках (Pearce, 1984)

Поля: I - в островодужной, II - во внутриплитной, III - зоны столкновений, IV - в океанической. Формации гранитоидов Алданского щита разных тектоно-магматических циклов: верхнеалданского (I) - эндербит-чарнокитовая (1) и мигматит-гранитовая (2); федоровского (II) - эндербит-чарнокитовая (3), мигматит-гранитовая (4) и аляскитовая (5); тимптоно-джелтулинского (III) - гранитовая (6); удоканского (IV) - лейкогранитовая (7). Гранитовая формация тимптоно-джелтулинского цикла (8) и лейкогранитовая формация удоканского цикла (9) в пределах южного обрамления Алданского щита - в Становой складчатой области

маций соответственно, судя по этой диаграмме (см. рис. 6), образовались в условиях иного геотектонического режима — островодужного. Эти данные подтверждают вывод, сделанный на основании геологических исследований об эволюции геодинамических режимов от протогоеосинклинального к активизационному не только по вертикали, но и латерали от центральной части Алданского щита на юг и восток и соответственно о наращивании земной коры в тех же направлениях.

Кроме геологических и петро-геохимических методов исследования гранитоидов с целью выявления эволюции гранитообразования в докембрии Алданского щита, применялись и термобарогеохимические методы: изучение состава минералообразующих сред в минералах гранитоидов по включениям (в основном в кварце), измерение  $P$  и  $T^{\circ}C$ , определение содержания  $H_2O$  в гранитоидных расплавах и анализ газовой фазы включений.

Включения минералообразующих сред изучались на микроскопе "Ortoplan Leitz". Температуры определялись методом гомогенизации включений при их нагревании в термокамере с платино-платино-радиевой термопарой (погрешность не превышала  $\pm 5^{\circ}C$ ). Режим нагревания включений: до  $T=400-500^{\circ}C$  — в течение 1 ч, а затем темп нагревания уменьшался до  $5-10^{\circ}/мин$  с эпизодическими выдержками до 1 ч при постоянной температуре. Оценка давления производилась различными способами: как по сингенетичным расплавленным и флюидным углекислым включениям, так и по кристалло-флюидным включениям рассолов [13]. Расчет количества  $H_2O$  в расплавах делался по раскристаллизованным мусковитсодержащим включениям в кварце гранитоидов [14]. Анализ газовой фазы проводился на газово-хроматографической приставке ЛХМ-8 МД к вакуумному декрипетрографу типа ВД-4, работающей с детектором по теплопроводности, газом-носителем гелием, сорбентом — полисорб-1. При проведении анализа использовался специальный кран-дозатор, позволяющий производить вскрытие включений и отбор газа для анализа в вакууме при заданной  $T=200-700^{\circ}C$ . Термобарогеохимическими методами исследовались гранитоиды всех выделенных на Алданском щите этапов гранитообразования, причем образцы гранитоидов предварительно были детально изучены на петро-геохимическом уровне. Воспроизводимость результатов при исследовании различных образцов гранитоидов каждой из формаций позволяет считать выявленные закономерности статистически значимыми.

В гранитоидах всех изученных формаций обнаружены первичные расплавные включения (РВ), содержащие в качестве одной из фаз мусковит. Многочисленными исследователями [2, 15 и др.] показана полигенная природа докембрийских гранитоидов, но наличие многочисленных РВ однозначно свидетельствует, что преобладающим процессом был анатексис. Количество встречаемых РВ и особенно с мусковитом увеличивается в процессе эволюции гранитообразования (табл. 1). Во времени увеличивается и расчетное содержание  $H_2O$ : от 1-1,5% по массе в гранитоидах верхнеалданского тектономагматического цикла до 2% в гранитоидах федоровского, затем до 4% в гранитоидах тимпано-желтулинского и 5,5-6% в гранитоидах удоканского цикла. Эти данные подтверждают вывод об увеличении  $P_{H_2O}$  в процессе эволюции гранитообразования в докембрии Алдан-Станового щита, сделанный на основании результатов петрохимических исследований. Результат расчета  $P$  в момент минералообразования по включениям, так же как и данные петрохимических исследований, свидетельствует об увеличении глубин гранитообразования. По данным измерения температур гомогенизации РВ намечилась общая тенденция увеличения температур гранитообразования в среднем от архейских циклов ( $750-800^{\circ}C$ ) к протерозойским ( $840-850^{\circ}C$ ), что, по-видимому, обусловлено также увеличением

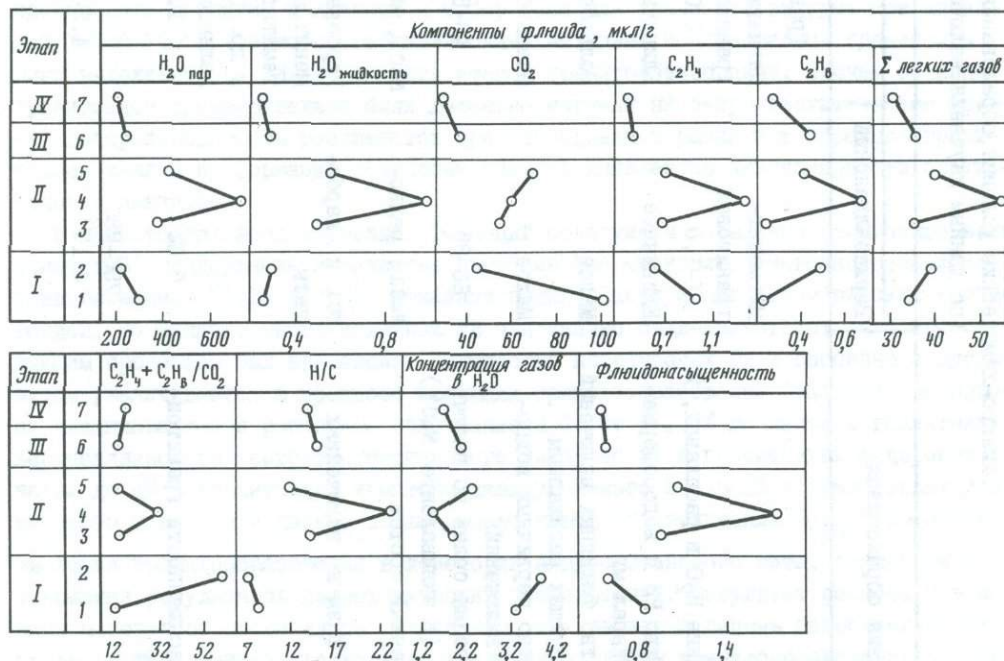
Физико-химические условия образования докембрийских гранитоидов Алданского щита  
(по данным изучения включений минералообразующих сред)

Условия образования	Тектоно-магматический цикл				
	Верхнеалданский	Федоровский		Тимтоно-желтулинский	Удоканский
	Гранитоидная формация				
	Мигматит-гранитовая	Мигматит-гранитовая	Аляскитовая	Гранитовая	Лейкогранитовая
Содержание $H_2O$ в расплавах, %	I-I,5	2,0	2,5	3,5-4,0	5,5-6,0
Количество $PB$ с водосодержащими минералами	Единичное	Единичное	Малое	Среднее	Большое
Количество флюидных включений, сопутствующих расплавам	Малое	Большое	Большое	Практически нет	Малое
Количество первичных водно-солевых включений	Малое	Очень большое	Очень большое	Малое	Большое
Концентрация солей во включениях, % (в эквиваленте $NaCl$ )	60-85	40-55	30-40	30	25-85
Качественный состав	$NaCl$ , редко	$NaCl$ , $KCl$	$NaCl$ , $KCl$	$NaCl$ , реже $KCl$ $NaCl$	$NaCl$ , $KCl$ редко
Твердые фазы во включениях	$KCl$ и карбонаты	Карбонаты, ильменит, магнетит, гематит, апатит и др. (не определимые)	Карбонаты, гематит, редко ильменит или магнетит		Гематит и соединения $U(?)$
Флюидонасыщенность гранитоидов, г/т	0,62	1,78	1,06	0,61	0,55
$T^{\circ}, C$	750-780		800	840	830-850
$P, Па$	$4 \cdot 10^8$	$4,5 \cdot 10^8$	$4,5 \cdot 10^8$	$5 \cdot 10^8$	$6 \cdot 10^8$

глубин формирования гранитоидных расплавов. Сопоставление температур образования автохтонных гранитоидов (мигматит-гранитовая формация) и аллохтонных (аляскитовая формация) на примере изучения гранитоидов Федоровского тектоно-магматического цикла (см. таблицу) также показывает большие температуры образования последних. Это, вероятно, связано с тем, что гранитоидные расплавы, генерируемые при распаде гидроксилсодержащих минералов (амфибола или биотита), не способны к подъему без понижения активности  $H_2O$ , так как снижение  $P_{лит}$  приведет к их раскристаллизации - образованию автохтонных гранитоидов. Активность  $H_2O$  снижается при дальнейшем нагревании образующихся расплавов - в газовой фазе включений в аллохтонных гранитоидах аляскитовой формации также снижается содержание  $H_2O$  по сравнению с автохтонными гранитоидами (рис. 7), поэтому, вероятно, и существовала возможность их перемещения.

Необходимо отметить, что в гранитоидах верхнеалданского тектоно-магматического цикла в отличие от всех остальных наблюдается значительное количество "взорванных" РВ и сопутствующих им флюидных, что доказывает их более древний возраст и соответственно является критерием для выделения гранитоидов раннеархейского тектоно-магматического цикла.

Кроме РВ, в кварце гранитоидов обнаружены сопутствующие расплавному первичные включения концентрированных водно-солевых растворов и флюидные включения  $CO_2$  и  $H_2O+CO_2$ . Их количество максимально в гранитоидах Федоровского цикла, что свидетельствует [14] о значительно более раннем проявлении магматической дистилляции при кристаллизации гранитоидных расплавов при формировании гранитоидов данного цикла по сравнению с остальными (см. таблицу). В первичных и первично-вторичных включениях в кварце гранитоидов Федоровского цикла постоян-



Р и с. 7. Флюидная характеристика гранитоидов Алданского щита  
Условные обозначения см. на рис. 1

но отмечаются железорудные минералы (гематит и магнетит), в то время как в подобных включениях Верхнеалданского цикла они отсутствуют, хотя изредка наблюдаются вторичные включения с гематитом, что в какой-то мере также может служить критерием одновременности образования гранитоидов Верхнеалданского и Федоровского циклов.

Эволюция гранитообразования в докембрии Алданского щита проявлена и изменчивостью солевого состава первичных включений и концентраций солей. Солевой состав включений в гранитоидах эндербит-чарнокитовых архейских формаций Верхнеалданского и Федоровского циклов не изучен, поэтому сопоставление гранитоидов этих циклов проводится по результатам исследования включений в гранитоидах мигматит-гранитовых и аляскитовой формаций. Солевой состав включений изменяется от гидрокарбонатно-натриевого высокой концентрации при кристаллизации гранитоидов Верхнеалданского цикла к гидрокарбонатно-натриево-калиево-железистому умеренной концентрации при кристаллизации гранитоидов Федоровского цикла до существенно натриевого умеренной и слабой концентрации при кристаллизации гранитоидов Тимптоно-Джелтулинского цикла, а затем до натриевого (реже натриево-калиевого состава и концентрации, варьирующей в широком диапазоне от слабой до высокой) при кристаллизации гранитоидов Удоканского цикла (см. таблицу).

Доказано [3], что в водной фазе, отделяющейся от расплава в процессе магматической дистилляции, преобладают хлориды Na, K, Fe и H в виде устойчивых комплексных соединений и солевой состав включений есть результат непрерывных реакций гидролиза и ионного обмена между кристаллизующимся расплавом и отделяющимся флюидом [24]. Теоретически возможность отделения высококонцентрированных растворов обусловлена [24] высоким коэффициентом распределения Cl в водной фазе и тем, что в системе NaCl-H<sub>2</sub>O критическая кривая пересекает линию солидуса примерно при P=1,4 кбар и T=730°C. На основании данных анализа констант равновесия реакций гидролиза между флюидом и расплавом и констант распределения для обменных реакций К.У. Бернем [3] установил, что для расплавов кислого-среднего состава справедливо равновесие

$$\frac{X_{\text{KCl}}^{\text{ф}}}{(X_{\text{KCl}}^{\text{ф}} + X_{\text{NaCl}}^{\text{ф}})} \approx \frac{X_{\text{Орт}}^{\text{р}}}{(X_{\text{Орт}}^{\text{р}} + X_{\text{Ас}}^{\text{р}})},$$

где X — мольная доля, а ф и р — флюид и расплав. Из этого следует, если расплав начинает кристаллизоваться с плагиоклаза, то в нем увеличивается X<sub>Орт</sub> и вследствие реакций между расплавом и флюидом в последнем увеличивается X<sub>КCl</sub>, если с ортоклаза — во флюиде увеличивается X<sub>NaCl</sub>. Анализ распределения РВ и более поздних кристалло-флюидных включений в минералах гранитоидов и температур гомогенизации РВ позволил установить, что кристаллизация расплавов гранитоидов Верхнеалданского и Тимптоно-Джелтулинского циклов начиналась с ортоклаза, Федоровского — с плагиоклаза и Удоканского — с плагиоклаза, к которому быстро (разрыв температур незначителен) присоединялся и ортоклаз. Эти данные хорошо согласуются и теоретически объясняют выявленную эволюцию солевого состава включений в гранитоидах и подтверждаются, кроме того, вариациями значений отношения  $\frac{\text{Орт}}{\text{Орт}+\text{Ас}}$  (по нормативным составам гранитоидов): высоких (0,483–0,485) в гранитоидах Верхнеалданского и Тимптоно-Джелтулинского циклов, низких (0,422) в гранитоидах Федоровского цикла и промежуточных (0,445) в гранитоидах Удоканского цикла.

Методом газовой хроматографии определялись компоненты, характерные для флюидной фазы включений: H<sub>2</sub>O (в пересчете на пар и жидкость), CO<sub>2</sub>, углеводороды (C<sub>2</sub>H<sub>4</sub> и C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>), сумма легких газов — N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, CO. Анализировались гранитоиды

всех выделенных тектоно-магматических циклов Алданского щита (см. рис. 7). Основную (по массе) часть флюидной фазы составляет  $H_2O$ , на втором месте стоит  $CO_2$ , затем сумма легких газов и углеводороды. Эволюция флюидного режима во времени показана на рис. 7. Четко выявляется специфика флюидного режима гранитообразования в течение федоровского тектоно-магматического цикла, проявленная аномально высокими содержаниями  $H_2O$ , углеводородов и несколько повышенными содержаниями легких газов, и, как следствие, значительно большей флюидонасыщенностью (см. рис. 7). Флюидонасыщенность гранитоидов верхнеалданского, тимптоно-желтулинского и удоканского циклов приблизительно одинакова, но характеризуется тенденцией незначительного снижения во времени, что связано, по-видимому, с развитием более поздних гранитоидов за счет предыдущих. Относительная "сухость" гранитоидов верхнеалданского цикла по сравнению с гранитоидами федоровского может быть обусловлена тем, что первые формировались за счет относительно малоглубинных "сухих" вулканитов, а вторые – за счет более глубинных флюидонасыщенных вулканитов, одной из возможных причин образования которых были процессы дегазации мантии. Этот вывод подтверждается наличием "коровых" геохимических характеристик гранитоидов верхнеалданского цикла и "мантийных" – федоровского.

Обращает на себя внимание четкая положительная корреляция между содержанием  $H_2O$  и углеводородов, причем концентрация последних в воде снижается в процессах гранитообразования верхнеалданского цикла и на начальных стадиях федоровского. В целом концентрация углеводородов в воде резко снижается к концу гранитообразования федоровского цикла и остается более или менее постоянной в течение тимптоно-желтулинского и удоканского циклов. Противоположной направленностью характеризуется отношение  $H/C$

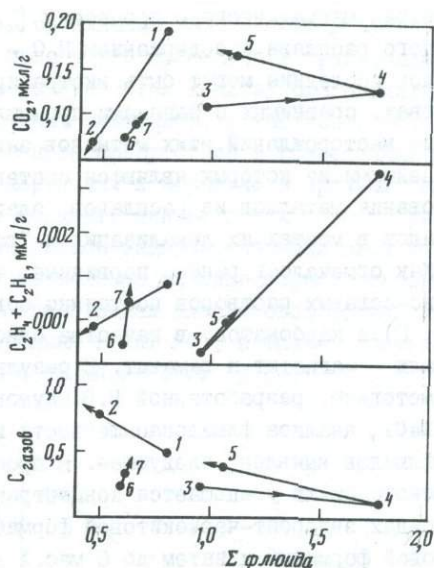
$$(H/C = \frac{H_2O \times 2 + (C_2H_4 + C_2H_6) \times 4}{C_2H_4 + C_2H_6 + CO_2}),$$

повышение которого отражает общую направленность эволюции гранитообразования в докембрии, отмеченную Ф.А. Лежниковым [10] от С-систем к Н-системам. Наличие в гранитоидах верхнеалданского цикла включений, содержащих карбонаты и низкие значения  $H/C$  отношения позволяют рассматривать их как С-системы. В гранитоидах федоровского цикла включения часто состоят из карбонатов и частично или полностью окисленных рудных минералов, что в сочетании с достаточно высокими значениями  $H/C$  позволяет их отнести к С-Н-системам переходного типа. Гранитоиды тимптоно-желтулинского и удоканского циклов по всем параметрам (см. рис. 7) относятся к Н-системам.

Концентрация углекислоты изменяется при эволюции гранитообразования, так же как и концентрация углеводородов в воде: высокая в гранитоидах верхнеалданского и не высокая и приблизительно одинаковая в гранитоидах остальных циклов. Отношение суммы всех газов без  $H_2O$  к  $H_2O$  – жидкость в **какой-то** мере свидетельствует о концентрации газов (С) в воде включений. В ходе эволюции гранитообразования С уменьшается от гранитоидов верхнеалданского цикла к более поздним. Сопоставление флюидного режима гранитообразования в течение разных циклов четко выявляет специфику флюидного режима гранитообразования федоровского цикла. Так в координатах С-суммарный флюид, сумма углеводородов-суммарный флюид и  $CO_2$ -суммарный флюид, тренды эволюции флюидного режима при гранитообразовании разнонаправлены (рис. 8) для гранитоидов федоровского и остальных циклов. Сопоставление гранитоидов верхнеалданского и федоровского циклов по содержаниям

Р и с.8. Зависимость содержаний  $\text{CO}_2$ , углеводородов ( $\text{C}_2\text{H}_4 + \text{C}_2\text{H}_6$ ) и концентрации газов во флюиде ( $C = \frac{\sum \text{Фл}(\text{без } \text{H}_2\text{O})}{\text{H}_2\text{O}_{\text{жид.}}}$ ) от суммарного флюида в гранитоидах.

Верхнеалданский тектоно-магматический цикл (I): 1 - эндербит-чарнокитовая, 2 - мигматит-гранитовая формации; 3 - аляскитовая формация Федоровского (II) тектоно-магматического цикла; 5 - гранитовая формация тимптоно-желтулинского (III) и 6 - лейкогранитовая удоканского (IV) тектоно-магматических циклов



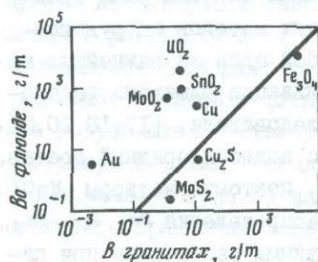
$\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  также выявляет существенные различия между ними: эволюция флюидного режима гранитообразования за верхнеалданский цикл проявлена снижением доли  $\text{CO}_2$  во флюиде при постоянстве содержания  $\text{H}_2\text{O}$ , в течение федоровского цикла - резким увеличением содержания  $\text{H}_2\text{O}$  во флюиде при формировании автохтонных гранитоидов и мигматит-гранитовой формации и снижением при образовании аллохтонных гранитоидов аляскитовой формации при постепенном незначительном увеличении содержания во флюиде  $\text{CO}_2$  во времени в процессе гранитообразования на протяжении всего цикла. Во многом близкие закономерности изменения флюидного режима отмечаются для алданских гранитоидов отдельных этапов гранитообразования Ф.А.Летниковым [10], А.А.Томиленко и В.П.Чупиным [19]. Таким образом, изучение флюидного режима гранитоидов Алданского щита выявило специфику флюидного режима гранитообразования в течение федоровского тектоно-магматического цикла. Гранитоиды верхнеалданского, тимптоно-желтулинского и удоканского циклов по флюидному режиму гранитообразования не имеют таких резких различий между собой, какие выявляются при их сопоставлении с гранитоидами федоровского цикла, но в целом, исключая федоровский цикл, эволюция гранитообразования в докембрии сводится к уменьшению содержаний  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ -пар,  $\text{C}_2\text{H}_4$  и легких газов во флюиде, а также к уменьшению флюидонасыщенности гранитоидов.

На территории Алданского щита с породами, образованными в федоровском тектоно-магматическом цикле, в частности и с гранитоидами, пространственно связан ряд месторождений железа (Десовское, Таежнинское и др.). Рассматривая гранитоиды федоровского цикла как потенциальные рудообразующие системы была предпринята попытка оценить с помощью термобарогеохимических методов их рудоносность. Расплавы гранитоидного состава представляют собой один из важнейших источников рудоносных растворов, поэтому проблемой мобилизации флюидами растворенных в них рудных компонентов занимаются многие исследователи [17, 18, 20, 21 и др.]. Флюидная фаза в гранитоидах имеет существенно водно-хлоридный состав, причем  $\text{Na}$ -ион в ней преобладает над другими катионами, поэтому растворы  $\text{NaCl}$  принято считать моделью природных флюидов. Изучение распределения  $\text{Fe}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Sn}$  и  $\text{Al}$  между гранитными расплавами и водно-хлоридными растворами при па-

раметрах магматического процесса [17,18] привело к выводу о том, что из гранитного расплава с содержанием  $H_2O$  - 2% и кларковыми содержаниями рудных металлов последние могут быть экстрагированы водно-хлоридными растворами в количествах, сравнимых с запасами промышленных месторождений. По-видимому, образование месторождений этих металлов зависит от ряда взаимосвязанных факторов, важнейшими из которых являются состав флюида, полнота и эффективность экстрагирования металлов из расплавов, благоприятные условия переноса, концентрация флюидов в местах их локализации и "разгрузки".

Как отмечалось ранее, первичные, а особенно первично-вторичные включения водно-солевых растворов постоянно содержат, кроме хлоридов щелочных металлов (Na, K) и карбонатов, в качестве одной из фаз рудные, частично окисленные минералы - магнетит и гематит. В результате расчет концентрации Fe во включениях по методике, разработанной В.Б.Наумовым [11], концентрации солей в пересчете на NaCl, анализа флюидонасыщенности и степени окисленности пород и содержащих их флюидов выявлено следующее. В процессе гранитообразования в течение федоровского цикла уменьшается концентрация Fe во флюидной фазе от 20 мас.% в гранитоидах эндробит-чарнокитовой формации до 9 мас.% в гранитоидах мигматит-гранитовой формации и затем до 6 мас.% в гранитоидах аляскитовой формации. Концентрация солей во включениях не обнаруживает никакой зависимости от концентрации в них Fe и достигает максимума в гранитоидах мигматит-гранитовой формации (35 мас.%), снижаясь как в гранитоидах эндробит-чарнокитовой (30 мас.%), так и в гранитоидах аляскитовой (27 мас.%) формаций. Многочисленными экспериментами [3,22] установлено, что в условиях магматических процессов Cl образует устойчивые комплексы с K, Na, Fe и H, и величина его коэффициента распределения между флюидом и расплавом очень велика, поэтому он переходит во флюид. Вместе с тем Cl не образует в гранитоидах самостоятельных устойчивых хлорсодержащих минералов, поэтому в первом приближении весь Cl можно считать компонентом законсервированного во включениях флюида. Известно [17], что обогащение флюида солевыми компонентами, особенно хлоридами, резко повышает его экстрагирующую способность и создает благоприятные условия для извлечения во флюидную фазу металлов на стадии магматической дистилляции расплавов в ходе реакций  $HCl$ . (ф) + магнетит (р)  $\rightleftharpoons$   $FeCl_2$  (ф) +  $H_2O$  (ф) +  $FeCl_3$  (ф),  $HCl$  (ф) + гематит (р)  $\rightleftharpoons$   $FeCl_3$  (ф) +  $H_2O$  (ф).

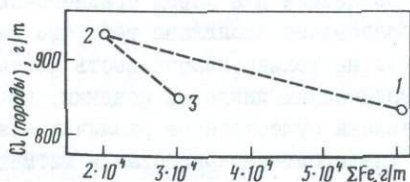
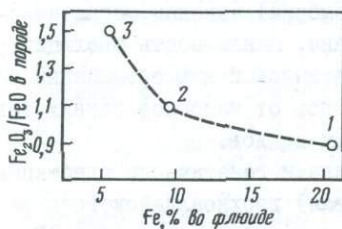
Экспериментальные данные [18] по растворимости рудных металлов в гранитном расплаве (рис.9) свидетельствуют о том, что гранитные магмы близки к равновесию с  $Fe_3O_4$ . В случае низкого потенциала  $O_2$  в системе железо, при прочих равных условиях, будет дольше оставаться в расплаве, чем при высоких значениях потенциала  $O_2$ . Гранитоиды федоровского цикла характеризуются низкой окисленностью, увеличивающейся во времени (см.рис.9). Для них свойственна высокая флюидонасыщенность (см.рис.7) и ранее проявление магматической дистилляции, что



Р и с.9. Растворимость фаз рудных металлов в гранитном расплаве ( $T=750^{\circ}C$ ,  $P_{H_2O}=1,5 \cdot 10^5$  кПа и  $f_{O_2}$ , контролируемая буфером никель-бузенил) по И.Д.Рябчикову [18]

Горизонтальная ось - средние содержания рудных металлов в гранитах, вертикальная - в сосуществующем флюиде

установлено по многочисленным сопутствующим расплавленным водно-солевым включениям в раннемагматических минералах и особенно четко проявлено в гранитоидах мигматит-гранитовой формации. Все эти факторы относятся к числу благоприятных [14] для более полного экстрагирования рудных минералов, в частности Fe, во флюид. Наличие этих факторов, а также постоянное присутствие в гранитоидах федоровского цикла железорудных минералов в первичных и первично-вторичных включениях водно-солевых растворов, уменьшение концентрации Fe в них по мере увеличения окисленности пород (рис.10) от гранитоидов эндербит-чарнокитовой к гранитоидам аляскитовой формации и увеличение количества акцессорного титаномагнетита в том же направлении (особенно в гранитоидах аляскитовой формации, что отражается увеличением суммарного содержания в них Fe), а также обратная зависимость между содержанием в породах Si и суммарного Fe (рис.11).



Р и с.10. Зависимость концентрации Fe во флюиде (по первичным включениям) от степени окисленности гранитоидов в процессах гранитообразования федоровского тектоно-магматического цикла (пунктирная линия)

Гранитоидные формации: 1 - эндербит-чарнокитовая, 2 - мигматит-гранитовая, 3 - аляскитовая

Р и с.11. Зависимость суммарного содержания Fe от содержания Si в процессах гранитообразования федоровского тектоно-магматического цикла (пунктирная линия)

Условные обозначения см. на рис.10

Все это свидетельствует о высокой степени экстрагирования Fe из расплавов флюидом, т.е. о том, что гранитообразование федоровского цикла сопровождалось возникновением и развитием рудообразующей железорудной системы, а возникновение рудообразующей системы обуславливает мобилизацию рудного вещества, высокая флюидонасыщенность создает условия для высокой гидротермальной активности кристаллизующихся расплавов и выноса, локализации и "разгрузки" Fe-содержащих флюидов. Кроме того, длительная последующая история метаморфо-метасоматических преобразований гранитоидов федоровского цикла приводила к мобилизации "блокированной" во включениях Fe-содержащей флюидной фазы при термобарической активизации гранитоидов и соответственно к мобилизации дополнительных объемов рудного вещества. Это подтверждается наличием многочисленных вторичных гематитосодержащих водно-солевых включений, гомогенизирующихся при  $T=550-380^{\circ}\text{C}$ .

Экспериментально установлено [20], что при термобарической активизации гранитоидов из них выделяется от 30 до 50% флюидной фазы, "блокированной" во включениях. Следовательно, при средней концентрации Fe во включениях в гранитоидах мигматит-гранитовой формации 9% и средней флюидонасыщенности 1,77 г/т, в процессе термобарической активизации из 1 км<sup>3</sup> этих гранитоидов может быть извлечено 130 т Fe. Таким образом, гранитоиды, образованные в течение федоров-

ского тектоно-магматического цикла являются наиболее вероятным источником рудного вещества железорудных месторождений Алданского щита.

Проведенные исследования направленности эволюции гранитообразования позволяют сделать ряд выводов, касающихся не только изменчивости состава гранитоидов во времени, но и их генезиса, а также в целом геологии региона.

1. Изучение докембрийских гранитоидов Алданского щита на различных уровнях изучения (геологическом, петрохимическом, геохимическом и термобарогеохимическом) выявило циклично-направленный характер гранитообразования в докембрии, проявленный особенно четко изменчивостью их петро- и геохимических характеристик во времени, увеличением глубин гранитообразования, количества  $H_2O$  в гранитоидных расплавах и  $R_{H_2O}$  при этом процессе.

2. По петро- и геохимическим данным установлено соответствие направленности изменчивости состава гранитоидов во времени (в докембрии) законам магматической дифференциации для пород среднего-кислого состава. Цикличность эволюции гранитообразования проявлена тем, что законам магматической дифференциации соответствует не только изменчивость состава гранитоидов от наиболее ранних тектоно-магматических циклов к поздним, но и в пределах циклов.

3. Выявлены существенные различия между гранитоидами генетически однотипных формаций (эндербит-чарнокитовая и мигматит-гранитовая) верхнеалданского и федоровского тектоно-магматических циклов по ряду геохимических признаков ( $Rb$ ,  $Sr$  и др.) и термобарогеохимических характеристик (флюидонасыщенность, солевой и газовый состав флюидов и др.), позволяющие их использовать в качестве критериев при расчленении гранитоидов разновозрастных одинаковых формаций, что невозможно сделать однозначно на уровне геологических, петрографических и петрохимических исследований. Кроме того, наличие многочисленных взорванных расплавленных и сопутствующих им флюидных включений в гранитоидах верхнеалданского цикла по сравнению с практически полным их отсутствием в гранитоидах федоровского цикла однозначно свидетельствует о более древнем возрасте первых и подтверждает правильность выделения раннеархейского этапа гранитообразования (верхнеалданский цикл), что сделано на основании различных косвенных геологических и петро- геохимических признаков.

4. Изучение геохимических особенностей гранитоидов подтвердило вывод [1] об эволюции геодинамических режимов гранитообразования в докембрии от нуклеарного к протогеосинклинальному, а затем к активизационному в пределах центральной части Алданского щита по вертикали и позволило сделать вывод об эволюции их в той же последовательности по латерали (от центральной части щита на юг и восток) и о наращивании земной коры в тех же направлениях. Резко различная флюидонасыщенность гранитоидов верхнеалданского (низкая) и федоровского (высокая) циклов связана, вероятно, с тем, что первые формировались за счет мало-глубинных, относительно "сухих" вулканитов, образовавшихся под воздействием метеоритной бомбардировки (нуклеарный геодинамический режим), вторые - за счет более глубинных и флюидонасыщенных вулканитов, одной из возможных причин образования которых были процессы дегазации мантии (протогеосинклинальный геодинамический режим). Следовательно, переход от нуклеарного к протогеосинклинальному режиму сопровождается дегазацией мантии.

5. Термобарогеохимические исследования подтверждают, что гранитоиды федоровского тектоно-магматического цикла являются источником рудного вещества железорудных месторождений Алданского щита, причем наибольшей рудогенерирующей

способностью обладают гранитоиды мигматит-гранитовой формации, характеризующиеся наибольшим количеством признаков, указывающих на возникновение и развитие рудообразующих систем (интенсивная и ранняя магматическая дистилляция, обогащенность флюида солевыми компонентами, длительность сосуществования расплавов с обособлениями флюидной фазы, наличие железорудных компонентов во флюиде и др.).

#### Литература

1. Б е л я е в Г.М. Петрология докембрийских гранитоидных пород Алдано-Тимптонского междуречья (Южная Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1975. 27 с.
2. Б е л я е в Г.М., Р у д н и к В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978. 168 с.
3. Б е р н а м К.У. Магмы и гидротермальные флюиды // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С.71-119.
4. Б о г а т и к о в О.А., К о в а л е н к о в В.И., Р я б ч и к о в И.Д. Мантийные и коровые граниты: Сходство и различия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С.157-172.
5. В е л и к о с л а в и н с к и й С.Д., Р у д н и к В.А. Геохимия докембрийского вулканизма Алданского щита // Геохимия региона БАМ. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С.62-83. (Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. Т.323).
6. Г а в р и к о в а С.Н. Гранитообразование в активизированных щитах: (На примере южной окраины Сибирской платформы): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1985. 52 с.
7. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 263 с.
8. Геология Якутской АССР. М.: Недра, 1981. 300 с.
9. Д у к В.Л., К и ц у л ь В.И., П е т р о в А.Ф. и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М.: Наука, 1986. 280 с.
10. Л е т н и к о в Ф.А., Л е о н т ь е в А.Н., Г а н т и м у р о в а Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
11. Н а у м о в В.В., Ш а п е н к о В.В. Концентрация Fe в высокотемпературных хлоридных растворах по данным изучения флюидных включений // Геохимия. 1980. № 2. С.231-238.
12. П а в л о в с к и й Е.В. Земная кора континентов, ее становление и развитие // Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977.
13. П и э н ю р А.В. Основы термобарогеохимии. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1986. 198 с.
14. Р е й ф Ф.Г., Б а ж а е в Е.Д. Магматический процесс и вольфрамное оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 158 с.
15. Р у д н и к В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 415 с.
16. Р у д н и к В.А., С о б о т о в и ч Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984. 349 с.
17. Р я б ч и к о в И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.
18. Р я б ч и к о в И.Д. Мобилизация вещества флюидами в земной коре и верхней мантии // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза. М.: Наука, 1983. С.189-195.
19. Т о м и л е н к о А.А., Ч у п и н В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.
20. Т р у ф а н о в В.Н. Термобарогеохимические условия формирования рудных месторождений Большого Кавказа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1983.
21. Х е л г е с о н Г.К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М.: Мир, 1967. 183 с.
22. H o l l a n d H.D. Granites, solutions and base metal deposits // Econ. Geol. 1972. Vol.67, N 3. P.281-301.

23. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindale A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol.25, N 4. P.956-983.
24. White D.E. Diverse origins of hydrothermal ore fluids // Econ. Geol., 1974. Vol.69. P.954-973.

УДК 552.16(571.5)

Геохимическая эволюция чарнокитоидов в раннем докембрии

В.М.Шемякин<sup>1</sup>

Одной из важнейших особенностей гранулито-гнейсовых ареалов архея, определяющих их структурно-вещественную специфику, является широкое развитие в их пределах чарнокитоидов, которые слагают огромные площади на территории (всех без исключения) раннедокембрийских щитов и в фундаменте древних платформ.

В рамках единого **эндогенного** цикла, последовательно сменяя друг друга во времени, формируются четыре структурно-генетических (формационных) типа чарнокитоидов: домигматитовые (ДЧ), мигматитовые (ЧМ), постмигматитовые автохтонные (ПАВЧ) и постмигматитовые аллохтонные (ПАЛЧ), которые и составляют нередацированный эволюционный ряд этих образований. Каждый из выделенных типов чарнокитоидов обладает специфическими, свойственными исключительно данному типу геолого-структурными, петрографо-минералогическими и вещественными характеристиками [4,7]. В настоящей статье рассматриваются лишь вопросы геохимической (на уровне малых элементов) эволюции чарнокитоидов в раннем докембрии, формирование которых связано с эпохой ареального гранулитового метаморфизма в интервале времени  $3100 \pm 50 - 2700 \pm 50$  млн лет [7]. Объектом исследований явились чарнокитоидные комплексы Балтийского, Украинского и Витимо-Алданского щитов и Енисейской складчатой области.

Основу геохимического анализа чарнокитоидов составляют результаты количественных определений 20 малых элементов (МЭ) рентгеноспектральным (Rb, Sr, Y, Yb, Zr, Nb, Th), люминесцентным (I), количественным спектральным (V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Ba, Be, Si, La) и пламеннофотометрическим (Rb, Li) методами, приведенные в табл. I. В качестве сравнительной характеристики используется кларк концентраций ( $K_K$ ), под которым понимается отношение содержания элемента в породе к его кларку по А.П.Виноградову. По величине  $K_K$  МЭ подразделяются на предельно недостаточные -  $K_K < 0,2$ , недостаточные -  $0,2-0,9$ , кларковые -  $0,9-1,1$ , избыточные -  $1,1-2,0$  и аномальные -  $> 2,0$ .

В разных количествах и в различных сочетаниях МЭ присутствуют в чарнокитоидах. Это обусловлено полигенной природой последних, насыщенностью (или бедностью) исходных пород (или магм) теми или иными МЭ, их способностью входить в структуру породообразующих и акцессорных минералов или образовывать собственные минералы и т.д. Учитывая резко дифференцированное поведение МЭ в природных процессах, обсуждение геохимической специализации чарнокитоидов проводится по естественным химическим группам элементов.

**Сидерофильные элементы (СФЭ).** Основными минералами-концентраторами СФЭ в чарнокитоидах являются Гип, Би и Гр, которые по величине  $K_K$  отдельных элементов образуют следующие ряды: V - Би<sub>5,33</sub>Гр<sub>2,28</sub>Гип<sub>1,73</sub>, Cr - Би<sub>2,52</sub>Гип<sub>1,08</sub>Гр<sub>0,73</sub>, Co - Гип<sub>5,72</sub>Би<sub>5,50</sub>Гр<sub>3,06</sub> и Ni - Би<sub>2,79</sub>Гип<sub>1,59</sub>Гр<sub>0,26</sub>.

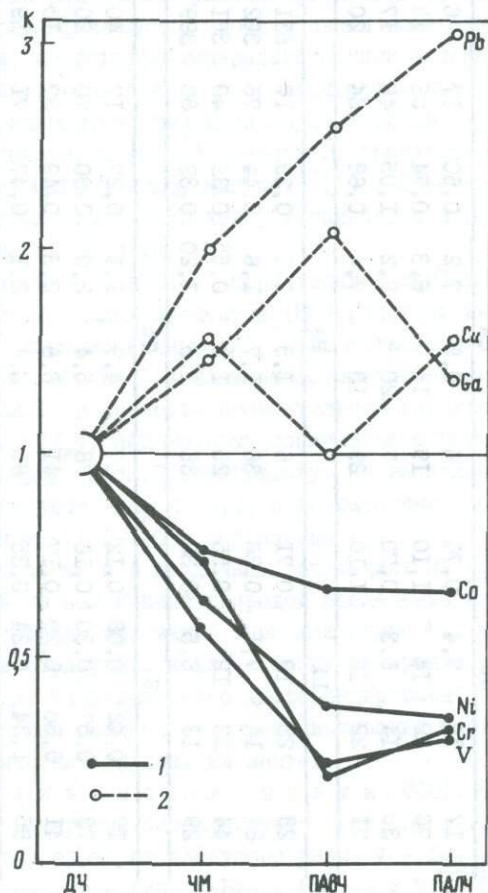
<sup>1</sup>Подготовлена в рамках проблемы МПГК №280 "Древнейшие породы Земли".

## Содержание (в г/т) МЭ в чарнокитоидах

Тип пород	n	$\bar{X}$	$\sigma$	$K_K$	n	$\bar{X}$	$\sigma$	$K_K$	n	$\bar{X}$	$\sigma$	$K_K$	n	$\bar{X}$	$\sigma$	$K_K$	
																	Y
ДЧ	17	144	13	3,60	17	61	22	2,44	17	24	9,5	4,80	17	45	16	5,63	
ЧМ	70	82	69	2,05	70	45	20	1,80	70	18	12	3,60	70	29	20	3,63	
ПАВЧ	37	35	18	0,88	37	13	6	0,52	37	16	4,5	3,20	37	17	6	2,13	
ПАЛЧ	71	45	26	1,13	71	20	11	0,80	71	16	6,4	3,20	71	16	6,6	2,00	
		Cu				Ga				Pb				Rb			
ДЧ	17	14	7,4	0,70	6	9,5	7,2	0,50	17	6,5	2,0	0,33	24	53	23	0,26	
ЧМ	70	22	14	1,10	19	14	6,3	0,74	86	13	5,7	0,65	87	56	29	0,28	
ПАВЧ	38	14	6,3	0,70	7	20	8,2	1,05	46	17	9,2	0,85	44	93	34	0,47	
ПАЛЧ	71	22	16	1,10	29	13	7,4	0,68	84	20	3,1	1,00	29	103	46	0,52	
		Li				Be				Sr				Ba			
ДЧ	28	28	13	0,71	6	1,5	1,2	0,39	17	631	264	2,10	17	323	25	0,39	
ЧМ	87	14	7,1	0,36	36	1,7	1,6	0,44	75	302	137	1,01	71	445	117	0,54	
ПАВЧ	44	22	12	0,55	25	1,2	0,55	0,32	40	361	174	1,20	37	459	130	0,55	
ПАЛЧ	29	13	6,5	0,33	36	1,5	1,20	0,39	80	399	218	1,33	71	494	167	0,60	
		U				Th				Sc				Y			
ДЧ	17	0,42	0,08	0,12	17	4,9	1,1	0,27	17	40	17	13,33	17	13	9,5	0,38	
ЧМ	78	0,57	0,30	0,16	78	5,4	3,0	0,30	70	20	18	6,67	75	14	9,9	0,41	
ПАВЧ	41	0,58	0,29	0,17	41	8,8	2,8	0,49	37	10	12	3,33	43	15	2,4	0,44	
ПАЛЧ	85	1,24	0,24	0,35	85	8,4	2,1	0,47	71	19	14	6,33	71	17	11	0,50	
		Nb				La				Zr				Yb			
ДЧ	17	6,7	3,6	0,34	17	18	14	0,30	17	158	88	0,79	17	2,9	1,6	0,73	
ЧМ	70	9,5	2,3	0,48	70	35	44	0,58	87	173	97	0,87	70	2,3	3,0	0,58	
ПАВЧ	37	8,7	9,4	0,44	37	42	15	0,70	47	184	181	0,92	37	2,7	5,2	0,68	
ПАЛЧ	71	20	2,7	1,00	71	65	34	1,08	95	197	84	0,99	71	2,2	1,7	0,55	

Характерной особенностью чарнокитоидов является их отчетливая сидерофильная специализация. Содержания СФЭ для каждого типа этих пород достаточно постоянные, за исключением ЧМ, в которых коэффициенты вариации содержания V, Co и Ni > 60%. что обусловлено полигенной природой этих образований, связью вещественного состава лейкомы с исходным материалом и интенсивностью процесса чарнокитообразования. Для всех четырех типов пород Co, Ni и V являются аномальными и избыточными элементами (исключение составляет V в ПАВЧ, где его содержание ниже кларкового). В ДЧ и ЧМ Cr является соответственно аномальным и избыточным МЭ, в ПАВЧ и ПАЛЧ — недостаточным.

СФЭ обнаруживают достаточно четкую закономерность в уменьшении их содержания от ранних чарнокитоидов к поздним (рис.1). Особенно отчетливо это прослеживается для Co и Ni. Общая тенденция снижения концентраций СФЭ в поздних чарнокитоидах взаимосвязана с формированием и эволюцией сиалической коры, не приводящими к обогащению поздних гранитоидов железо-магнезиальными компонентами, с которыми СФЭ имеют положительные корреляционные связи. Эта закономерность наглядно проявлена для генетически однотипных чарнокитоидов: среди ультраметабазных чарнокитоидов концентрации СФЭ в ЧМ всегда выше, чем в ПАВЧ, а в группе магматогенных пород — ДЧ значительно богаче СФЭ по сравнению с ПАЛЧ.



Р и с.1. Характер изменения содержания сидерофильных (1) и халькофильных (2) элементов в эволюционном ряду ДЧ-ЧМ-ПАВЧ-ПАЛЧ

Если проследить характер взаимосвязанного изменения концентраций СФЭ в чарнокитоидах от ранних к поздним, то выясняется, что во времени происходит предпочтительное накопление  $\text{Co}$  относительно  $\text{Ni}$  и  $\text{Cr}$ : для выделенных четырех типов чарнокитоидов отношение  $\text{Ni}/\text{Co} = 1,88-1,66-1,06-1,00$ , а  $\text{Cr}/\text{Co} = 2,54-2,50-0,81-1,25$ .

Халькофильные элементы (ХФЭ) в целом не характерны для породообразующих минералов чарнокитоидов. В незначительных количествах  $\text{Si}$  присутствует в гиперстене, биотите и в ничтожных концентрациях – в полевых шпатах. Типичный рассеянный элемент –  $\text{Ga}$  находится в решетках минералов, содержащих полуторные окислы  $\text{Al}$  и  $\text{Fe}^{3+}$ , с которыми он обнаруживает очень сильные положительные корреляционные связи. Концепции  $\text{Ga}$  в породообразующих минералах чарнокитоидов очень близки к таковым для меди. В чарнокитоидах  $\text{Pb}$  встречается в виде примесей в главных и акцессорных минералах. Максимальные концентрации этого элемента отмечаются в цирконе, в значительно меньших количествах он фиксируется в гиперстене и биотите и практически отсутствует в гранате и полевых шпатах. По содержанию ХФЭ минералы чарнокитоидов располагаются в последовательности  $\text{Cu} - \text{Гип}_{0,72}\text{Би}_{0,40}\text{Гр}_{0,04}\text{Кш}_{0,03}$ ,  $\text{Ga} - \text{Гр}_{0,96}\text{Би}_{0,67}\text{Гип}_{0,26}$  и  $\text{Pb} - \text{Гип}_{1,03}\text{Би}_{0,99}$ .

Содержание ХФЭ в чарнокитоидах достаточно стабильное: лишь для  $\text{Cu}$  в ЧМ и  $\text{Ga}$  в ДЧ коэффициенты вариации их содержаний более 60%. Поведение ХФЭ при чарнокитообразовании во времени несколько различно (см. рис.1). От ранних чарнокитоидов к поздним  $\text{Cu}$  не обнаруживает закономерностей в изменении содержаний. Она является избыточным МЭ для ЧМ и ПАЛЧ и недостаточным для ДЧ и ПАВЧ. Содержание  $\text{Ga}$  в частотных пробах каждого типа чарнокитоидов достаточно постоянное. Для ПАВЧ  $\text{Ga}$  – кларковый элемент, а для остальных типов – недостаточный. От ранних чарнокитоидов к поздним для  $\text{Ga}$  можно отметить тенденцию к накоплению. Особенно отчетливо это прослеживается для генетически однотипных пород: среди ультраметагенных чарнокитоидов ранние ЧМ почти в 1,5 раза беднее  $\text{Ga}$ , чем ПАВЧ; аналогичная картина наблюдается и для магматогенных образований –  $\text{K}_x$  для ДЧ и ПАЛЧ соответственно составляют 0,50 и 0,68.

Для всех типов пород  $\text{Pb}$  является недостаточным МЭ, кроме ПАЛЧ, в которых он присутствует в кларковых количествах. Содержание  $\text{Pb}$  от ДЧ к ПАЛЧ последовательно увеличивается в 3 раза. Суммарное содержание ХФЭ от ранних чарнокитоидов к поздним возрастает, т.е. их поведение прямо противоположно поведению СФЭ: отношение СФЭ/ХФЭ от ДЧ к ПАЛЧ составляет 9,13–3,55–1,59–1,76. В этом же ряду среди ХФЭ происходит предпочтительное накопление  $\text{Pb}$  относительно  $\text{Ga}$  ( $\text{Ga}/\text{Pb} = 1,46-1,08-1,17-0,65$ ).

Щелочные элементы (ЩЭ). Изучение содержания  $\text{Rb}$  и  $\text{Li}$  в различных типах чарнокитоидов выявляет ряд интересных закономерностей в распределении и поведении этих элементов в породах и в самом процессе чарнокитообразования.

Кристаллохимическая близость щелочей и редких щелочей обуславливает большое родство их геохимических особенностей, поэтому при анализе геохимии  $\text{Rb}$  и  $\text{Li}$  будет рассмотрена и их связь с  $\text{K}$  и  $\text{Na}$ . Кроме того, при характеристике распределения в породах ЩЭ (и в первую очередь  $\text{Rb}$ ) учитывается и присутствие в породах минерала-концентратора редких щелочей. В частности, чарнокитоиды разбиты на две группы по наличию или отсутствию в них самостоятельных зерен одного из концентраторов  $\text{Rb} - \text{K}$  полевого шпата (табл.2), на долю которого приходится до

75-80% всего содержащегося в породах Rb. В чарнокитоидах без самостоятельных выделений калиевого полевого шпата Rb концентрируется главным образом в антипертитовых вростках в плагиоклазе и в биотите, количества которых трудно учесть, что при обработке аналитических данных искажает закономерности распределения Rb в породах. В связи с этим выводы по геохимии ЩЭ базируются на результатах анализа чарнокитоидов, содержащих калиевый полевой шпат.

Таблица 2

Содержание (в г/т) щелочных элементов в чарнокитоидах

Тип пород	Rb				Li			
	n	$\bar{x}$	$\sigma$	$K_K$	n	$\bar{x}$	$\sigma$	$K_K$
ДЧ	14	85	37	0,42	14	31	16	0,77
ЧМ	44	97	53	0,48	44	14	5,7	0,36
ПАВЧ	31	126	45	0,63	31	25	14	0,62
ПАЛЧ	19	149	66	0,74	19	13	6,5	0,33
Породы без калиевого полевого шпата								
ДЧ	10	7,9	3,2	0,04	10	25	9,4	0,63
ЧМ	43	15	4,2	0,07	43	14	8,6	0,36
ПАВЧ	13	16	9,4	0,08	13	16	7,8	0,40
ПАЛЧ	10	16	8,4	0,08	10	13	6,5	0,32

Средние содержания (в г/т) Rb в чарнокитоидах различных типов варьируют от 85 до 149 при среднем его содержании для всех типов 72 (чарнокитоидах с калиевым полевым шпатом - 112, а без этого минерала - 14). Эта величина в 3 раза меньше фонового содержания Rb (216) в гранитоидах [1]. Подчеркнем, что содержание Rb выше кларкового отмечено менее чем в 1% проанализированных проб. Для всех типов рассматриваемых образований Rb является недостаточным элементом.

Характернейшей особенностью поведения Rb во времени является рост его концентраций в породах эволюционного ряда ДЧ-ЧМ-ПАВЧ-ПАЛЧ (85-97-126-149 г/т), идущий синхронно с увеличивающейся калиевостью пород (соответственно 2,53-3,05-3,75-4,32%) (см. рис. 2).

Отношение  $K/Rb$  для частных проб варьирует в широких пределах от 112 до 664, однако  $\bar{x} K/Rb$  для конкретных типов чарнокитоидов в целом не отличимы друг от друга, что объясняется взаимосвязанным пропорциональным накоплением в более поздних породах и K, и Rb. В ряду ДЧ-ЧМ-ПАВЧ-ПАЛЧ  $\bar{x} K/Rb = 247-261-247-241$ .

Низкие содержания Rb в ДЧ, по всей видимости, могут свидетельствовать об их связи с глубинными базитовыми магмами, возможно имеющими мантийный источник.

Процесс автохтонной чарнокитизации является стадийным и включает эндербитизацию и собственно чарнокитизацию. Направленность изменения  $K/Rb$  отношения на указанных стадиях выявляет две противоположные тенденции поведения K и Rb. На начальной стадии процесса (эндербитизация) в условиях более высоких температур происходит повышение  $K/Rb$  отношения; конечные стадии процесса (собственно чарнокитизация) сопровождаются широким развитием в породах калиевого полевого шпата и биотита в условиях несколько пониженных температур и соответственно возрастанием активности Rb, что приводит к уменьшению  $K/Rb$  отношения.

В эволюции гранитоидного магматизма в истории Земли происходит накопление  $Rb$  в более поздних гранитоидах. Анализ опубликованных данных показывает, что раннедокембрийские гранитоиды обладают пониженными содержаниями  $Rb$  по сравнению с более молодыми образованиями. Поведение  $K$  и  $Rb$  в процессе гранитообразования во времени различно, о чем говорят различные величины  $K/Rb$  отношения для гранитоидов в ряду от более древних к молодым. Оно постепенно уменьшается от раннедокембрийских гранитоидов к фанерозойским. Следовательно, можно утверждать, что в эволюции гранитоидного магматизма во времени наблюдается увеличение миграционной способности  $Rb$  относительно  $K$ .

При сравнении чарнокитоидов с гранитоидами докембрия и фанерозоя отчетливо фиксируются значительно более низкие концентрации  $Rb$  и максимально высокие значения  $K/Rb$  отношения в чарнокитоидах. Более того, сопоставление близких по возрасту и развитых в одной геоструктуре чарнокитоидов и гранитоидов показывает, что первые содержат в 2-5 раз меньше  $Rb$ , чем вторые.

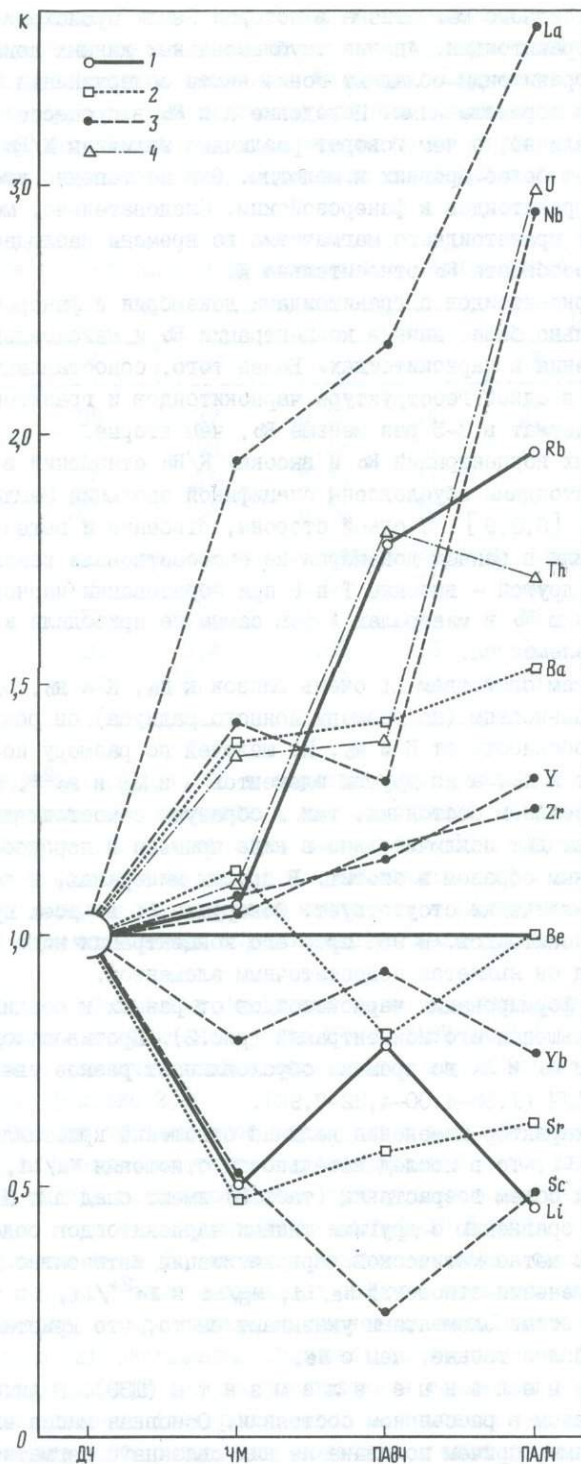
Причины пониженных концентраций  $Rb$  и высоких  $K/Rb$  отношений в чарнокитоидах по сравнению с гранитоидами обусловлены спецификой эволюции Земли на ранних стадиях ее развития [6,8,9]. С одной стороны, строение и вещественный состав верхней оболочки Земли в раннем докембрии не способствовали накоплению  $Rb$  в палеолитосфере, а с другой — высокие  $T$  и  $P$  при образовании чарнокитоидов препятствовали накоплению  $Rb$  в минералах и тем самым не приводили к обогащению чарнокитоидов этим элементом.

По своим химическим свойствам  $Li$  очень близок к  $Na$ ,  $K$  и  $Rb$ , однако по кристаллохимическим особенностям (по размеру ионного радиуса) он резко отличается от других МЭ и в особенности от  $K$  и  $Rb$ . Из щелочей по размеру ионного радиуса он ближе всего стоит к  $Na$ , а из других элементов — к  $Mg$  и  $Fe^{2+}$ . В литосфере  $Li$  находится как в рассеянном состоянии, так и образует самостоятельные минералы. В чарнокитоидах  $Li$  входит исключительно в виде примеси в породообразующие  $Fe-Mg$  силикаты главным образом в биотит. В других минералах, в частности в полевых шпатах, он практически отсутствует. Обнаружен  $Li$  во всех проанализированных образцах чарнокитоидов. В 95% проб его концентрации ниже кларкового, и для всех типов пород он является недостаточным элементом.

Поведение  $Li$  при формировании чарнокитоидов от ранних к поздним выявляет в целом тенденцию уменьшения его концентраций (рис.2). Противоположная направленность в поведении  $Rb$  и  $Li$  во времени обуславливает резкое увеличение  $Rb/Li$  отношения от ДЧ к ПАЛЧ (1,89-4,00-4,22-7,92).

Если проследить характер изменения величин отношений кристаллохимически близких элементов к  $Li$ , то в последовательности отношения  $Na/Li$ ,  $Mg/Li$  и особенно  $Fe^{2+}/Li$  при общем возрастании (табл.3) имеют спад для ПАВЧ, что вызвано минимальным по сравнению с другими типами чарнокитоидов содержанием в них  $Mg$  и  $Fe$ , которые при метасоматической чарнокитизации интенсивно выносятся. Анализ характера изменения отношений  $Na/Li$ ,  $Mg/Li$  и  $Fe^{2+}/Li$ , а также корреляционные связи между этими элементами указывают на то, что кристаллохимические связи  $Li$  с  $Mg$  и  $Fe$  более тесные, чем с  $Na$ .

Щелочноземельные элементы (ЩЗЭ). В литосфере  $Be$  находится главным образом в рассеянном состоянии. Основная масса его минералов являются очень редкими, причем половина из них связана с пегматитами. В виде ничтожной примеси  $Be$  входит в структуру всех породообразующих минералов гранитоидов. В проанализированных минералах чарнокитоидов концентрации  $Be$  не пре-



Р и с.2. Характер изменения содержания щелочных (1), щелочноземельных (2), редких (3) и радиоактивных (4) элементов в эволюционном ряду ДЧ-ЧМ-ПАВЧ-ПАЛЧ

Таблица 3

Отношения Rb/Li, Na/Li, Mg/Li и Fe<sup>2+</sup>/Li в чарнокитоидах

Тип пород	Rb/Li	Na/Li	Mg/Li	Fe <sup>2+</sup> /Li
ДЧ	1,89	920	647	1024
ЧМ	4,00	1649	736	2092
ПАВЧ	4,22	1146	360	1063
ПАЛЧ	7,92	1958	817	2115

вышают 10–12 г/т, а сами минералы по содержанию в них Be располагаются в последовательности: Би<sub>1</sub>, Iб<sub>1</sub>Гип<sub>0,37</sub>Ро<sub>0,24</sub>.

Очень низкие содержания Be в Fe–Mg минералах и особенно в полевых шпатах (более, чем на порядок ниже) определяют и малые его концентрации в породах – он является недостаточным элементом. Содержание Be в чарнокитоидах непостоянно: коэффициент вариации его концентраций для всех типов пород (кроме ПАВЧ) значительно больше 60%. Закономерностей в изменении содержания Be при чарнокитообразовании во времени не наблюдается.

Большое значение имеет Sr, как элемент-индикатор многих эндогенных процессов. Очень характерно, что в магматических процессах он не образует самостоятельных минеральных форм, а рассеивается в K и Ca минералах. Минералами-концентраторами Sr в породах являются полевые шпаты. Причем предпочтительный изоморфизм Sr и Ca по отношению к изоморфизму Sr и K обусловил и повышенное содержание Sr в плагиоклазе по сравнению с калиевым полевым шпатом. Кроме того, установлено [10], что в калиевом полевом шпате происходит изовалентный изоморфизм Sr и Ba. По содержанию Sr полевые шпаты чарнокитоидов практически не различаются: Пл<sub>1,69</sub>–Кш<sub>1,64</sub>.

Содержание Sr в выделенных типах пород различно, но в объеме каждого отдельного типа оно достаточно стабильное. В ДЧ он является аномальным элементом, в ПАВЧ и ПАЛЧ – избыточным, а в ЧМ – кларковым. Как видно из табл.1, от ранних чарнокитоидов к поздним в них не происходит накопление Sr, а изменение его содержания при этом незакономерно. Наблюдающееся в этом ряду уменьшение кальциевости пород и синхронное с ним в целом снижение содержания Sr идет непропорционально: более чувствительным к смене условий чарнокитообразования во времени оказывается Sr по сравнению с Ca, на что указывает изменение величины Sr/Ca отношения (табл.4). Казалось бы, кристаллохимическая близость Sr с K должна обеспечить единый характер их поведения во времени. Однако этого не наблюдается: отношение Sr/K уменьшается в ряду от ДЧ к ПАЛЧ (см.табл.4). Следовательно, можно считать, что в чарнокитоидах Sr имеет более прочные связи с Ca, чем с K.

Ранее отмечалось, что специфической геохимической особенностью чарнокитоидов является их обедненность Rb по сравнению с нормальными гранитоидами. В то же время содержание в них Sr не опускается ниже кларкового. Различная направленность поведения Rb и Sr во временной последовательности чарнокитообразования наглядно иллюстрируется (табл.5) закономерным увеличением Rb/Sr отношения в ряду ДЧ–ЧМ–ПАВЧ–ПАЛЧ (0,10–0,26–0,34–0,55). При этом снижение содержания Sr в чарнокитоидах от ранних к поздним происходит более динамично (примерно 3:1), чем накопление Rb в поздних продуктах чарнокитообразования (около 1:2).

Таблица 4

Отношения Sr/Ba, Sr/Ca, Sr/K и Ba/K в чарнокитоидах

Тип пород	Sr/Ba	1000 Sr/Ca	1000 Sr/K	1000 Ba/K
ДЧ	3,22	12,6	36,5	11,3
ЧМ	0,66	10,5	14,2	21,6
ПАВЧ	0,57	10,9	11,0	19,4
ПАЛЧ	0,40	7,0	9,4	23,7

Из табл. 5 следует, что ДЧ обладают низкими содержаниями Rb, повышенными концентрациями Sr и минимально низким Rb/Sr отношением. Эти данные могут указывать на глубинный характер магм ДЧ и их отличие от типичных коровых гранитных магм.

Входящий в группу ШЗЭ барий в процессе чарнокитообразования не формирует самостоятельных минералов, но в силу близости своих кристаллохимических свойств с К входит в структуру калиевых минералов. В чарнокитоидах наиболее насыщен Биотит (1100–6300 г/т), в меньших количествах он отмечен в калиевом полевоом шпате (300–2300), кроме того, в виде примеси этот элемент присутствует в плагиоклазе (30–220 г/т).

Для всех типов рассматриваемых пород Ba является недостаточным элементом. В эволюционном ряду чарнокитоидов его абсолютное содержание возрастает от ДЧ к ПАЛЧ. Отношение Sr/Ba изменяется незакономерно. Наибольшее значение Sr/Ba отношения имеют ДЧ (1,95), а ЧМ, ПАВЧ и ПАЛЧ практически не различимы по величине этого отношения (0,68–0,79–0,81).

Анализ изменения величины отношения кристаллохимически родственных Ba и K показывает возрастание Ba/K отношения (11,3–21,6–19,4–23,7) за счет предпочтительного обогащения чарнокитоидов во времени Ba относительно K.

Радиоактивные элементы (РАЭ) образуют многочисленные минералы, но их основная часть находится в земной коре в диспергированном состоянии в породообразующих и аксессуарных минералах.

В чарнокитоидах U является предельно недостаточным элементом, а Th – недостаточным. Радиогеохимическая специализация чарнокитоидов отчетливо ториевая: в ряду ДЧ–ЧМ–ПАВЧ–ПАЛЧ  $Th/U = 11,7-9,5-15,2-6,8$ . По содержанию РАЭ чарнокитоиды не находят себе аналогов среди пород гранитоидного состава, что отчетливо наблюдается на диаграмме Л.В.Комлева (рис.3).

Во временном ряду, от ранних чарнокитоидов к поздним, происходит накопление U и Th (см.рис.2).

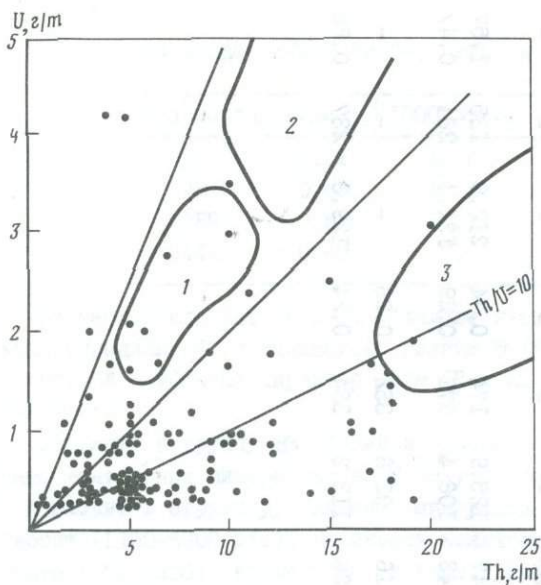
Минимально низкие содержания РАЭ в наиболее древних ДЧ могут быть связаны с тем, что к периоду их формирования на начальных стадиях развития раннедокембрийской литосферы не произошло перемещения U и Th, захороненных в мантии, до уровня зарождения расплава. В пользу этого могут свидетельствовать также и очень низкие концентрации в ДЧ, Rb, K и Y. С другой стороны, низкие содержания U и Th в ДЧ могут указывать, как уже отмечалось, на глубинное происхождение магмы этого типа пород и на ее связь с более основными (базитовыми) магмами.

В целом же очень низкие содержания U и Th в чарнокитоидах объясняются высокой геохимической подвижностью этих элементов и "выжиманием" их из областей высоких T и P, свойственных процессам чарнокитообразования. Возникающие при этом

Таблица 5

Содержание (в г/т) Rb и Sr в чарнокитоидах

Регион	ДЧ			ЧМ			ПАВЧ			ПАЛЧ		
	Rb	Sr	Rb/Sr	Rb	Sr	Rb/Sr	Rb	Sr	Rb/Sr	Rb	Sr	Rb/Sr
Балтийский щит, Центрально-Кольский сегмент	62,4	652	0,10	102,6	473	0,22	148,7	307	0,48	-	-	-
Балтийский щит, Терский и Лоттинский сегменты	-	-	-	73,1	383	0,19	-	-	-	-	-	-
Украинский кристаллический массив	-	-	-	74,5	351	0,21	94,4	358	0,26	133,6	391	0,34
Енисейская складчатая область, Кузеевский блок	-	-	-	122,9	200	0,62	-	-	-	106,3	158	0,67
Енисейская складчатая область, Атамановский блок	-	-	-	113,3	174	0,65	-	-	-	-	-	-
Алданский массив, Нимнырский блок	-	-	-	102,8	217	0,47	125,9	174	0,74	212,0	135	1,57
Алданский массив, Тимптоно-Учурский блок	-	-	-	136,9	318	0,43	106,4	372	0,29	131,4	284	0,47
Алданский массив, Сутамский блок	-	-	-	64,6	408	0,16	92,8	352	0,26	-	-	-
Среднее	62,4	652	0,10	97,1	368	0,26	113,2	334	0,34	129,8	237	0,55



Р и с.3. Уран и торий в чарнокитоидах

Оконтурены поля слабо радиоактивных (1), нормально радиоактивных (2) и повышенно радиоактивных (3) гранитов по Л.В.Комлеву

минеральные парагенезисы с повышенной плотностью кристаллических решеток препятствуют вхождению U и Th в структуры минералов [2]. Это согласуется с общей радиогеохимической закономерностью уменьшения радиоактивности пород с увеличением степени метаморфизма. Сопоставление имеющихся в литературе данных [3,5] по содержанию U и Th в метаморфических породах гранулитовой фации с таковыми по чарнокитоидам показывает, что концентрации (в г/т) в них U и Th очень близки: соответственно 0,4–3,0 и 0,4–1,3 U и 0,9–10,0 и 4,9–8,8 Th.

Редкие элементы (РЭ) обладают очень близкими химическими и физическими свойствами. Формы нахождения РЭ в природе различны. Их общей особенностью является диспергированное состояние в породообразующих минералах. Многие РЭ (Nb, Zr, Y, La, Yb) образуют собственные минералы, которые в виде акцессориев присутствуют как в различных по составу магматических породах, так и приурочены к породам определенного состава (в частности, многочисленные акцессорные минералы Y встречаются почти исключительно в гранитоидах).

В чарнокитоидах РЗЭ обнаружены в основном в составе Fe-Mg силикатов, причем Nb отмечается только в биотите, а La – в гиперстене. В порядке уменьшающейся насыщенности РЗЭ породообразующих минералов чарнокитоидов намечаются следующие ряды: Sc – Gr<sub>13,8</sub>Гип<sub>4,00</sub>Би<sub>3,20</sub>, Y – Би<sub>10,6</sub>Гр<sub>10,1</sub>Гип<sub>0,80</sub>, Zr – Gr<sub>1,06</sub>Гип<sub>0,32</sub>Цл<sub>0,25</sub>Би<sub>0,24</sub>Кшш<sub>0,03</sub> и Yb – Gr<sub>6,67</sub>Гип<sub>0,55</sub>Би<sub>0,42</sub>. Из сопоставления этих данных отчетливо видно, что главным минералом-концентратором РЗЭ является гранат, в меньшей степени биотит (для Y и Sc) и гиперстен (только для Sc).

Содержание РЗЭ в чарнокитоидах для каждого отдельного типа пород варьирует в широких пределах, что обусловило высокие значения коэффициента вариации содержания элементов, намного превышающие 60%.

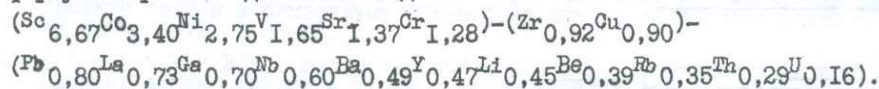
Характернейшей особенностью состава чарнокитоидов является ураганное содержание в них Sc, в 3–13 раз превышающее кларковое. Остальные РЗЭ в подавляющем большинстве являются недостаточными, и лишь некоторые из них достигают кларковых концентраций (Nb, La, Zr в ПАЛЧ и Zr в ПАВЧ).

Если проследить характер изменения содержаний отдельных РЭ во времени от ранних чарнокитоидов к поздним, можно отметить следующее. Суммарное количество РЭ в эволюционном ряду ДЧ-ЧМ-ПАВЧ-ПАЛЧ возрастает в 1,5 раза: 239-254-262-320 г/т. При этом поведение отдельных элементов в процессе чарнокитообразования различное. Y, Zr, Nb и La накапливаются в поздних продуктах, тогда как для Sc отмечается тенденция к снижению концентраций. Заметных закономерностей в изменении концентраций Yb в чарнокитоидах не наблюдается.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Чарнокитоиды выделенных структурно-генетических (формационных) типов обладают единым набором МЭ, но содержание последних в разных типах пород различно. По сравнению с гранитоидами уровня амфиболитовой фации чарнокитоиды значительно обеднены МЭ, о чем свидетельствует распределение элементов по величине  $K_K$ . На долю предельно недостаточных элементов приходится 5%, недостаточных - 59, кларковых - 8, избыточных - 9 и аномальных - 19%.

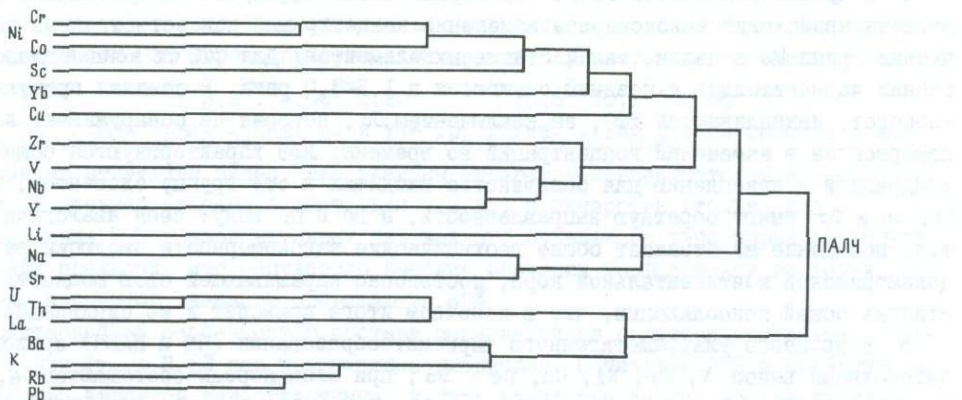
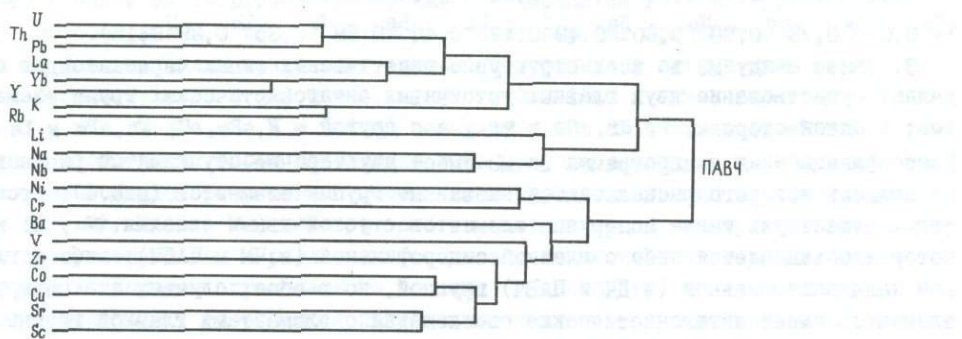
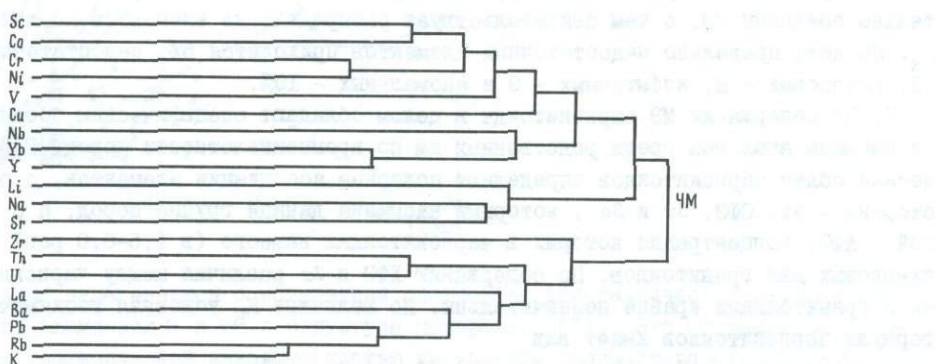
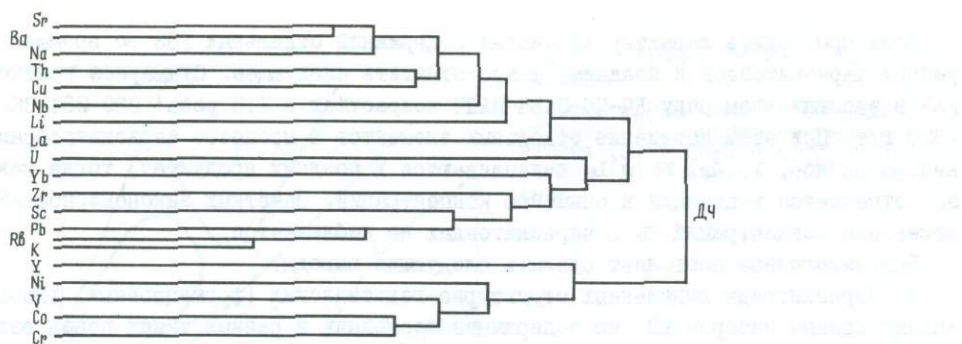
2. По содержанию МЭ чарнокитоиды в целом обладают специфическим составом, не имеющим аналогов среди родственных им по кремнекислотности пород. Геохимический облик чарнокитоидов определяют полярные ассоциации элементов, с одной стороны - это СФЭ, Sr и Sc, которыми насыщена данная группа пород, а с другой - ЛФЭ, концентрация которых в чарнокитоидах намного (в 1,5-6,0 раз) ниже кларковых для гранитоидов. По содержанию ХФЭ и Zr различия между чарнокитоидами и гранитоидами крайне незначительны. По величине  $K_K$  условная геохимическая формула чарнокитоидов имеет вид



3. Связи между МЭ во всех структурно-генетических типах чарнокитоидов определяют существование двух главных устойчивых антагонистических групп элементов: с одной стороны, V, Cr, Co и Ni, а с другой - K, Rb, U, Th, Pb и La. Классификационная дендрограмма по МЭ имеет двусторонне-ступенчатый рисунок, на полюсах которого располагаются названные группы элементов (рис.4). Кроме того, существует также подгруппа элементов с устойчивыми связями (Na, Li и Sr), которая объединяется либо с главной сидерофильной (в ЧМ и ПАЛЧ), либо с главной хальколитофильной (в ДЧ и ПАВЧ) группой, но в обоих случаях эта подгруппа элементов имеет антагонистические соотношения с элементами главной группы.

4. В процессе магматогенного и ультраметагенного чарнокитообразования во времени происходит закономерное изменение концентраций как естественных химических групп МЭ в целом, так и отдельных элементов. Для СФЭ их концентрации от ранних чарнокитоидов к поздним снижаются в 1,5-3,0 раза. В поздних продуктах, наоборот, накапливаются ХФЭ, за исключением Cu, которая не обнаруживает закономерностей в изменении концентраций во времени. ЛФЭ характеризуются общей тенденцией к накоплению для большинства входящих в эту группу элементов, хотя Li, Sc и Sr имеют обратную направленность, а Be и Yb ведут себя аналогично Cu, т.е. поведение МЭ отражает общие геохимические закономерности эволюции раннедокембрийской континентальной коры, постепенно наращивающей свою мощность и степень общей консолидации, что в конечном итоге приводит к ее сиализации.

5. В процессе ультраметагенного чарнокитообразования (ЧМ и ПАВЧ) происходит интенсивный вынос V, Cr, Ni, Cu, Be, Sc; при этом породы обогащаются Ga, Pb, Rb, Li, Sr, Th, и La. По содержанию Co, Ba, U, Y, Nb, Zr и Yb ЧМ и ПАВЧ практически не различаются.



Р и с. 4. Классификационные дендрограммы по малым элементам для чарнокитоидов

6. Низкие содержания МЭ в чарнокитоидах, высокие термодинамические параметры процессов чарнокитообразования, связь этих процессов с гранулитовым метаморфизмом не дают оснований считать, что в связи с чарнокитоидами можно ожидать концентраций МЭ, представляющих промышленный интерес. Вероятно предположение, что чарнокитоиды могут являться источником рудного вещества, вынесенного из них и перестолженного на более высоких уровнях земной коры и при благоприятных условиях формирующего месторождения полезных ископаемых.

#### Литература

1. Б е у с А.А., О й з е р м а н М.Т. О распределении рубидия в магматических породах и корреляционной связи между рубидием и калием // Геохимия. 1965. № 1. С.1318-1324.
2. И ц и к с о н Г.В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогеническое значение // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование, Л.: Недра, 1970. С.89-101.
3. К р е н д е л е в Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского края. М.: Наука, 1971. 376 с.
4. Магматизм древнейшего докембрия // Отв.ред.В.М.Шемякин, К.А.Шуркин. М.: Недра, 1980. 285 с.
5. С м н с л о в А.А. Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
6. Ш е м я к и н В.М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 197 с.
7. Ш е м я к и н В.М. Формационные типы и эволюция чарнокитоидов раннего докембрия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1987. 46 с.
8. Ш е м я к и н В.М., Я к о в л е в а С.З., М и р о л ю б о в а З.П. и др. О специфических условиях чарнокитообразования по геохимическим данным // Краткие тезисы к симпозиуму "Специфика докембрийского магматизма". Л.: ИГТД АН СССР, 1972. С.33-35.
9. Ш е м я к и н В.М., М и р о л ю б о в а З.П., Ш е м я к и н а Н.М. и др. Распределение рубидия и калия в чарнокитоидах как показатель их генезиса // Проблемы докембрийского магматизма. Л.: Наука, 1974. С.126-132.
10. Н e i e r R.S., T a y l o r S.R. Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars // Geochim. et cosmochim. acta. 1959. Vol. 15, N 4. P. 284-304.

УДК 550.42:552.321

#### Геохимическая эволюция гранито-гнейсовых куполов (на примере Северного Приладожья)

В.В.Гавриленко

Гранито-гнейсовые купола являются характерными структурными элементами многих районов развития докембрийских образований. Классическим примером такого рода является Северное Приладожье, где они проявлены среди протерозойских вулканогенно-осадочных пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. В отношении их генезиса существует несколько различных гипотез. Наиболее ранние представления [15] сводились к рассмотрению куполов в качестве участков фундамента, вовлеченных в процессы складчатости. П.Эскола [16] выдвинул предположение, что эти структуры являются облакаемыми куполами, возникшими в результате ремобилизации древних гранитоидов. Н.Г.Судовиков [13] и другие геологи считали, что они образовались в результате тектонического внедрения гранито-гнейсов фундамента в виде жестких глыб. К.О.Кратц [7] поддерживал

© В.В.Гавриленко, 1990

Ю.Зак.2272

гипотезу о том, что породы куполов представляют собой эрозионные окна фундамента.

Детальные минералого-геохимические исследования показали, что гранито-гнейсовые купола следует рассматривать не как простые тектонические структуры, а как своеобразные эпицентры развития сопряженных процессов метасоматоза и магмообразования, которые оказывали влияние на окружающие метаморфические породы, во многом определяя металлогеническую специфику территории.

Гранито-гнейсовые купола проявлены на всей территории Северного Приладожья и по характеру слагающих их геологических образований сходны друг с другом. Наиболее полно продукты различных этапов эволюции куполов изучены в Латвасюрской структуре, расположенной к западу от г.Сортавала [3]. Площадь, занимаемая гранито-гнейсами, гранитами и амфиболитами, обнаженными в ядре структуры, составляет около 50 км<sup>2</sup>. Залегание пород в южной и восточной частях купола периклинальное с углами падения 60-70°, на севере оно становится вертикальным, а иногда отмечается и обратное залегание пород с падением гнейсовидности под углом 75-80° к центру купола. В центральной его части гнейсовидность выполаживается (50-0°), в целом сохраняя периклинальную ориентировку. К центру структуры изменяется и облик пород: они становятся более лейкократовыми с неясно полосчатой текстурой.

Контакт пород купола с перекрывающими их сланцами и амфиболитами питкьярантской свиты в большинстве случаев устанавливается с трудом. Базальные горизонты конгломератов или песчаников отсутствуют. Иногда можно наблюдать непосредственный контакт гранито-гнейсов и скарнированных пород питкьярантской свиты, сформированных за счет изменения карбонатного горизонта. Гранито-гнейсы на контакте превращены в амфибол-плаггиоклазовые породы, в которых биотит замещен амфиболом, а плаггиоклаз представлен лабрадором. Однако мощность зоны таких метасоматитов не превышает 2-5 см.

В районе Латвасюрской структуры развиты, кроме того, различные граниты и пегматиты. В центральной части купола среди гранито-гнейсов и амфиболитов встречаются маломощные жилы и линзы плаггиогранитов со сложной морфологией. Контакты их с амфиболитами и меланократовыми прослоями в гранито-гнейсах отчетливые, секущие; в лейкократовых участках переход от плаггиогранитов к вмещающим породам постепенный. По Г.М.Саранчиной [12], подобные образования относятся к первому типу постладожских гранитов (синорогенных). Л.И.Гордиенко [10] относит их к мигматит-плаггиогранитной формации.

Широким разнообразием в Латвасюрской структуре отличаются микроклиновые граниты, отнесенные Г.М.Саранчиной ко второму типу постладожских гранитов, а Л.И.Гордиенко - к мигматит-гранитной и гранитной формациям. Эти породы слагают небольшие (до 300 м длиной) тела трещинного и пластового типов. В пределах купола и в непосредственной близости от него наблюдаются преимущественно мелко- и среднезернистые граниты розового или красного цвета с плоскопараллельной или массивной текстурой. Они слагают тела неправильной формы, часто почти округлые площадью до 0,5 км<sup>2</sup>. Контакты их с вмещающими породами обычно нечеткие, идущие через зоны мигматитов. Иногда отмечаются и резкие интрузивные контакты. Аналогичные граниты прорывают породы обрамления купола, однако лишь на небольшом удалении от него. В таком случае контакты всегда секущие, без переходной зоны мигматизации.

Большая часть гранитоидов, развитых в районе Латвасюрской структуры, представляет собой белые или светло-розовые пегматоидные граниты, слагающие жиль-

ные тела, которые залегают преимущественно среди метаморфических пород на некотором удалении от гранито-гнейсов. Длина их не превышает 300 м, мощность — 50 м. Контакты с вмещающими породами всегда резкие, секущие. Для таких гранитоидов характерны крупнозернистые, часто графические структуры. Текстура их однородная, никогда не бывает плоскопараллельной. Среди пород обрамления купола развиты, кроме того, жильные тела белых или светло-розовых пегматитов, содержащих большое количество яблочно-зеленого или зеленовато-бурого мусковита, размеры выделений которого достигают 5 см. Такие пегматиты наблюдаются лишь на значительном удалении от пород купола и практически не встречаются совместно с гранитами первого типа.

В пределах других купольных структур повторяются многие элементы строения Латвасюрского купола и его обрамления. Обращает на себя внимание приуроченность многочисленных тел микроклиновых гранитов к площадям выхода гранито-гнейсов в ядерных частях структур. В некоторых случаях, например в Йокирантском и Кирьявалахтинском куполах, граниты занимают > 30% их площади. При этом основные особенности морфологии, строения и состава различных образований сохраняются при переходе от одного купола к другому; изменяются лишь объемные соотношения пород.

Таким образом, различные типы гранитоидов размещены закономерно относительно гранито-гнейсовых куполов. Для проверки предположения о генетической близости этих образований было проведено исследование распределения в них изотопов свинца. Анализировались фоновые пробы, суммарная концентрация свинца в которых не включает аномальный радиогенный свинец, связанный с распадом радиоактивных элементов, наложенных в поздних процессах [4]. Фоновые содержания складываются из первичного свинца, захваченного породой во время ее образования, и радиогенного свинца, накапливающегося за счет урана и тория в момент ее формирования. Близость соотношений изотопов свинца в фоновых пробах может свидетельствовать о генетическом и возрастном родстве гранитоидов. В системе координат  $\epsilon_{\text{с}}^{206\text{а}}$  и  $\epsilon_{\text{с}}^{207\text{а}}$  точки, отражающие ненарушенные изотопные системы, располагаются на прямой, определяемой уравнением  $\epsilon_{\text{с}}^{206\text{а}} = 206_{\text{В}} \epsilon_{\text{с}}^{207\text{а}} + 206_{\text{Сф}}$ , где  $\epsilon_{\text{с}}$  — суммарная концентрация свинца,  $^{206}\text{а}$  и  $^{207}\text{а}$  — относительные содержания изотопов в общей массе свинца,  $^{206}\text{В}$  и  $^{206}\text{Сф}$  — параметры, определяемые возрастом пород и фоновыми концентрациями урана [2]. Как следует из табл.1, изотопные характеристики свинца гранито-гнейсов и гранитов Латвасюрской структуры оказываются очень близкими, что позволяет говорить о их возрастном и генетическом единстве.

Средние содержания петрогенных окислов в гранито-гнейсах из различных структур приведены в табл.2. По соотношениям кремнекислотности и общей щелочности все они относятся к ряду щелочноземельных метаморфических пород, располагаясь на диаграмме А.А.Маракушева [8] в поле, прилегающем к границе с щелочными гнейсами. При сопоставлении плагиоклазовых гранито-гнейсов периферии и центра Латвасюрского купола обращает на себя внимание увеличение кремнекислотности пород и понижение содержания в них  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Особенно заметно уменьшается содержание  $\text{MgO}$ , что соответствует изменению состава биотита и понижению его количества в породах. Из результатов пересчета по методу Т.Барта следует, что формирование плагиоклазовых гранито-гнейсов сопровождалось потерей приблизительно 23% K.

Микроклинизированные гранито-гнейсы, которые развиты преимущественно на периферии купола, по сравнению с исходными плагиоклазовыми гранито-гнейсами

Изотопные характеристики свинца гранитоидов Латвасюрской структуры  
(в процентах к общей массе свинца)

Название породы	$^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{B}$	$^{206}\text{C}_{\text{ф}}$
Микроклинизированные гранито-гнейсов (I7)	24,17	22,62	51,73	1,0448±0,135	
	0,37	0,31	0,49		0,1072±0,0735
Граниты (I5)	24,73	22,52	51,26	1,0702±0,0196	
	0,36	0,44	0,58		0,2898±0,2422
Пегматоидные Граниты (I4)	25,34	22,34	50,85	1,0661±0,0228	
	0,69	0,47	0,77		0,8734±0,3498
Пегматиты (II)	26,18	22,16	50,18	1,0066±0,0221	
	1,24	0,78	0,81		1,3908±0,2826

Примечание. В скобках - количество анализов.  $^{206}\text{B}$  и  $^{206}\text{C}_{\text{ф}}$  - коэффициенты в уравнении  $y = ^{206}\text{B}x + ^{206}\text{C}_{\text{ф}}$ , где  $y = \epsilon_{\text{с}}^{206}\text{a}$ ,  $x = \epsilon_{\text{с}}^{207}\text{a}$ .

содержат больше  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$  и меньше  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Процесс микроклинизации продолжает гранитизацию гнейсов. Однако если при образовании плагноклазовых пород она происходила по линии увеличения кремнекислотности и уменьшения основности, то микроклинизация ведет к резкому увеличению общей щелочности и возрастанию количества  $\text{K}_2\text{O}$  относительно  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$ .

Аналогичные тенденции поведения петрогенных компонентов наблюдаются и в породах Кирьявалахтинского купола. Однако соотношение  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  при микроклинизации менялось здесь менее интенсивно. Из латвасюрских пород более активно выносился кальций, а из кирьявалахтинских -  $\text{Mg}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Ti}$ . Это объясняется тем, что в латвасюрских гранито-гнейсах при микроклинизации резко проявилось замещение микроклином плагноклаза, а в породах Кирьявалахтинского купола микроклинизация сопровождалась более интенсивным разложением биотита. В обоих случаях отмечается, кроме того, понижение степени окисленности железа.

Как следует из табл.3, плагноклазовые гранито-гнейсы центра Латвасюрского купола обеднены элементами-примесями по сравнению с породами его периферии. Такая тенденция характерна для всех элементов за исключением  $\text{W}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Cu}$ . Понижение содержаний элементов-примесей, как показано ранее [3], объясняется уменьшением в породах центра купола количества наиболее изоморфноёмких минералов - биотита и сфена, а также очищением от примесей главного породообразующего минерала - плагноклаза. Отсутствие выноса  $\text{W}$ ,  $\text{Mo}$  и  $\text{Cu}$  при плагногранитизации подобно другим элементам связано с концентрацией их в биотите параллельно с нарастанием его железистости.

Микроклинизация гранито-гнейсов, в свою очередь, тоже сопровождалась понижением содержаний большинства микроэлементов (см.табл.3). Не изменились или даже незначительно увеличивались лишь содержания  $\text{Pb}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ , большинство из которых способно изоморфно входить в структуру микроклина. Следует заметить, что в процессе калиевого метасоматоза гранито-гнейсов восточной (питкяранской) группы куполов, кроме указанных элементов, накапливалось и  $\text{Sn}$  [1], что отличает эти породы от гранито-гнейсов западной (сортавальской) группы куполов.

Микроклинизация, следовательно, играет важную роль в формировании геохимического фона гранито-гнейсов. В связи с этим остановимся на ее причинах. Пред-

Таблица 2

## Химический состав (в мас.%) гранитоидов купольных структур

Порода	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	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Латвасюрская структура											
Плагноклазовые гра- нито-гнейсы (3) пе- риферии купола	<u>65.53</u> 2,92	<u>0.47</u> 0,09	<u>16.24</u> 0,58	<u>2.15</u> 0,87	<u>1.79</u> 1,32	<u>0.06</u> 0,03	<u>2.43</u> 0,78	<u>3.49</u> 1,41	<u>4.63</u> 0,40	<u>1.89</u> 0,63	<u>0.26</u> 0,03
Плагноклазовые гра- нито-гнейсы (8) центра купола	<u>70.00</u> 1,02	<u>0.33</u> 0,23	<u>14.69</u> 1,21	<u>0.30</u> 0,29	<u>4.41</u> 1,44	<u>0.04</u> 0,02	<u>0.83</u> 0,62	<u>2.80</u> 0,55	<u>4.42</u> 0,65	<u>1.48</u> 0,23	<u>0.07</u> 0,08
Микроклинизированные (25) гранито-гнейсы периферии купола	<u>68.41</u> 4,97	<u>0.45</u> 0,20	<u>15.11</u> 2,27	<u>1.13</u> 0,78	<u>2.31</u> 1,06	<u>0.04</u> 0,02	<u>1.60</u> 0,80	<u>2.51</u> 0,94	<u>3.94</u> 0,98	<u>3.30</u> 1,50	<u>0.19</u> 0,09
Плагноклазовые гра- ниты (3)	<u>68.24</u> 3,04	<u>0.28</u> 0,08	<u>15.40</u> 0,29	<u>0.55</u> 0,12	<u>4.40</u> 1,88	<u>0.05</u> 0,02	<u>0.65</u> 0,20	<u>2.61</u> 1,45	<u>4.78</u> 1,52	<u>2.39</u> 2,18	<u>0.005</u> 0,01
Микроклиновые гра- ниты (36)	<u>74.83</u> 2,19	<u>0.04</u> 0,03	<u>13.40</u> 1,21	<u>0.40</u> 0,40	<u>1.41</u> 1,01	<u>0.04</u> 0,04	<u>0.18</u> 0,11	<u>0.70</u> 0,52	<u>3.78</u> 0,96	<u>4.71</u> 2,03	<u>0.04</u> 0,03
Пегматоидные микро- клиновые граниты (46)	<u>75.21</u> 5,32	<u>0.02</u> 0,03	<u>13.54</u> 3,05	<u>0.25</u> 0,40	<u>1.06</u> 0,92	<u>0.07</u> 0,13	<u>0.15</u> 0,11	<u>0.73</u> 0,87	<u>3.95</u> 1,36	<u>4.49</u> 2,72	<u>0.05</u> 0,03
Пегматиты (19)	<u>75.65</u> 4,92	<u>0.08</u> 0,17	<u>13.35</u> 2,79	<u>0.70</u> 1,16	<u>1.29</u> 0,96	<u>0.08</u> 0,12	<u>0.15</u> 0,08	<u>0.34</u> 0,17	<u>4.32</u> 1,68	<u>3.51</u> 2,49	<u>0.04</u> 0,03
Кирьявалахтинская структура											
Плагноклазовые гра- нито-гнейсы (3)	<u>70.11</u> 0,96	<u>0.42</u> 0,05	<u>14.69</u> 0,55	<u>0.96</u> 0,34	<u>3.04</u> 0,10	<u>0.05</u> 0,01	<u>1.40</u> 0,16	<u>1.84</u> 0,36	<u>3.56</u> 1,29	<u>2.52</u> 0,66	<u>0.13</u> 0,05
Микроклинизированные гранито-гнейсы (13)	<u>69.41</u> 2,03	<u>0.34</u> 0,12	<u>14.95</u> 1,26	<u>0.72</u> 0,32	<u>2.89</u> 0,45	<u>0.05</u> 0,01	<u>1.13</u> 0,42	<u>1.57</u> 0,68	<u>4.16</u> 1,23	<u>3.62</u> 1,33	<u>0.09</u> 0,05
Микроклиновые гра- ниты (23)	<u>70.60</u> 7,36	<u>0.19</u> 0,11	<u>13.85</u> 1,78	<u>0.51</u> 0,47	<u>2.67</u> 0,12	<u>0.03</u> 0,01	<u>0.48</u> 0,33	<u>0.97</u> 0,44	<u>3.71</u> 0,97	<u>4.70</u> 1,09	<u>0.03</u> 0,04

Примечание. В числителе - среднее значение содержаний окислов, мас.%, в знаменателе - стандартное отклонение.

Содержание (в г/т) элементов-примесей в гранито-гнейсах

Порода	W	Sn	U	Th	Pb	Li	Rb	Sr	Zr	Nb	Y	Bi	Hg
Латвасюрская структура													
Плагноклазовые гранито-гнейсы периферии купола (3)	<u>1.53</u> 1,04	<u>3.37</u> 1,24	<u>2.72</u> 1,12	<u>5.04</u> 1,25	<u>18.2</u> 1,12	<u>31.3</u> 1,14	<u>143</u> 1,79	<u>598</u> 1,43	<u>155.2</u> 1,10	<u>7.6</u> 1,16	<u>16.4</u> 1,24	<u>0.64</u> 3,09	<u>6.03</u> 1,94
Плагноклазовые гранито-гнейсы центра купола (II)	<u>1.76</u> 1,20	<u>3.00</u> 1,00	<u>1.37</u> 2,40	<u>2.68</u> 2,62	<u>17.7</u> 1,49	<u>30.3</u> 1,35	<u>127</u> 1,55	<u>310</u> 1,50	<u>107.9</u> 1,65	<u>3.7</u> 1,77	<u>7.6</u> 1,94	<u>0.20</u> 1,00	<u>6.47</u> 1,61
Микроклинизированные гранито-гнейсы периферии купола (25)	<u>1.42</u> 1,22	<u>1.83</u> 1,16	<u>2.43</u> 1,97	<u>7.24</u> 2,10	<u>26.6</u> 1,51	<u>38.1</u> 1,27	<u>138</u> 1,46	<u>467</u> 1,87	<u>136.1</u> 1,35	<u>6.4</u> 1,77	<u>12.8</u> 1,51	<u>0.52</u> 2,28	<u>5.13</u> 2,00
Плагноклазовые граниты (3)	<u>1.59</u> 1,13	<u>1.60</u> 1,00	<u>3.64</u> 2,62	<u>12.68</u> 1,31	<u>29.0</u> 2,40	<u>1.49</u> 1,49	<u>187</u> 1,47	<u>149</u> 1,56	<u>75.5</u> 1,20	<u>15.8</u> 2,10	<u>9.4</u> 1,50	<u>0.37</u> 2,94	<u>11.80</u> 1,24
Микроклиновые граниты (36)	<u>1.59</u> 1,44	<u>2.30</u> 1,54	<u>3.02</u> 3,10	<u>14.90</u> 2,75	<u>52.2</u> 1,47	<u>11.1</u> 1,37	<u>226</u> 1,81	<u>49</u> 2,14	<u>35.2</u> 2,98	<u>6.3</u> 2,46	<u>9.7</u> 2,48	<u>0.53</u> 2,94	<u>3.60</u> 2,47
Пегматоидные граниты (46)	<u>1.45</u> 1,22	<u>2.42</u> 1,55	<u>4.93</u> 2,89	<u>6.81</u> 2,71	<u>47.4</u> 2,09	<u>11.3</u> 1,45	<u>194</u> 3,40	<u>26</u> 4,02	<u>23.7</u> 2,71	<u>11.4</u> 4,04	<u>14.1</u> 2,62	<u>1.34</u> 5,57	<u>2.76</u> 2,78
Пегматиты (19)	<u>2.46</u> 1,69	<u>4.85</u> 3,59	<u>4.76</u> 2,28	<u>8.61</u> 1,84	<u>36.7</u> 2,11	<u>15.7</u> 1,84	<u>395</u> 1,90	<u>18</u> 2,15	<u>23.2</u> 2,38	<u>50.1</u> 2,17	<u>18.9</u> 2,24	<u>5.05</u> 3,25	<u>3.56</u> 2,05
Кирьявалахтинская структура													
Плагноклазовые гранито-гнейсы (3)	<u>1.76</u> 1,28	<u>3.10</u> 0,98	<u>0.87</u> 1,35	<u>3.42</u> 1,41	<u>19.6</u> 1,48	<u>18.0</u> 1,14	<u>134</u> 1,53	<u>261</u> 1,20	<u>173.3</u> 1,35	<u>20.3</u> 1,16	<u>21.3</u> 1,25	<u>0.76</u> 1,50	<u>6.93</u> 1,65
Микроклинизированные гранито-гнейсы (13)	<u>1.69</u> 1,25	<u>3.17</u> 0,49	<u>0.91</u> 1,24	<u>5.01</u> 1,81	<u>17.9</u> 1,23	<u>14.8</u> 1,39	<u>138</u> 1,21	<u>256</u> 1,51	<u>148.9</u> 1,31	<u>8.0</u> 2,48	<u>13.5</u> 1,82	<u>0.29</u> 2,06	<u>4.72</u> 1,87
Микроклиновые граниты (23)	<u>1.74</u> 1,26	<u>2.53</u> 2,70	<u>0.98</u> 1,89	<u>8.87</u> 3,15	<u>21.9</u> 1,56	<u>7.2</u> 1,22	<u>121</u> 1,60	<u>232</u> 2,20	<u>127.6</u> 2,23	<u>3.4</u> 2,12	<u>3.0</u> 1,59	<u>0.20</u> 1,00	<u>4.01</u> 2,05

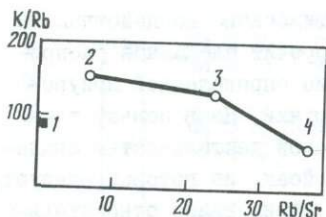
Примечание. Содержание элементов установлены по результатам следующих видов анализа: количественный спектральный W, Sn, г/т; рентгеноспектральный - U, Th, Pb, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, г/т; атомно-адсорбционный - Hg ( $\times 10^{-6}\%$ ), Bi ( $\times 10^{-5}\%$ ); пламенно-фотометрический - Li, г/т; в числителе - среднее содержание, в знаменателе - стандартный множитель. В скобках - число анализов.

положению о том, что она является следствием метасоматического воздействия на гранито-гнейсы интрузий посткладовских гранитов противоречит площадное распространение микроклинизации в куполах, а также отсутствие определенной приуроченности измененных пород к экзоконтактовым зонам интрузий. Не в пользу точки зрения о связи калиевого метасоматоза с постмагматической деятельностью свидетельствуют и данные о соотношении  $K$  и  $Rb$  в гранито-гнейсах, из которых следует, что содержание рубидия при микроклинизации изменяется очень слабо относительно содержаний калия, в то время как предполагая связь с гранитами, надо было бы ожидать и значительного увеличения содержаний рубидия в микроклинизированных породах в соответствии с его способностью накапливаться в конечных фазах кристаллизации гранитоидов и в экзоконтактовых щелочных метасоматитах.

Проблема источника калия при региональном щелочном метасоматозе является спорной. В последние годы отчетливо наметились две основные группы гипотез. Сторонники одной из них в качестве источника калия рассматривают верхнюю мантию, другая группа исследователей появление растворов, обогащенных калием, связывает с процессами мобилизации его из коровых образований. При анализе материалов по куполам Северного Приладожья обращает на себя внимание, что формирование плагиоклазовых гранито-гнейсов в ядрах куполов на раннем этапе гранитизации привело к потере калия. В связи с этим можно предположить, что последующая микроклинизация периферических зон куполов происходила при участии этого ранее мобилизованного калия.

В табл.2 приведен средний состав гранитов и пегматитов, развитых в пределах рассматриваемых купольных структур. Плагиограниты, составляющие небольшие тела в центральной части Латвасюрского купола, относятся, по классификации А.Н.Заварицкого [6], к пересыщенным  $SiO_2$ , умеренно богатым щелочами породам. По сравнению с микроклиновыми гранитами в них отмечается не только повышенное содержание  $CaO$  и  $Na_2O$  при пониженном количестве  $K_2O$  и  $SiO_2$ , но и обогащенность их  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ . В.С.Шкодинский [14] объясняет появление небольших порций расплавов, давших начало мелким интрузиям плагиогранитов, как результат падения давления в условиях, близких к термостатическим, при формировании крупных диапиров. Приуроченность латвасюрских плагиогранитов к центральной зоне купола, их морфология и обогащенность инертными компонентами гранито-гнейсов не противоречат этим представлениям. По сравнению с материнскими гранито-гнейсами плагиограниты содержат меньше  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $Zr$  и больше  $U$ ,  $Th$ ,  $Pb$ ,  $Nb$ ,  $Hg$ ,  $Be$ ,  $Sc$ . От всех типов микроклиновых гранитов они отличаются повышенными количествами  $Ni$ ,  $Co$ ,  $V$ ,  $Zn$ ,  $Sc$ ,  $Hg$ .

Латвасюрские микроклиновые граниты и пегматиты, судя по одинаковым изотопным отношениям свинца и закономерной смене различных их типов в пространстве, представляют собой единый ряд комагматичных продуктов дифференциации гранитного расплава. Из сопоставления среднего химического состава пород (см.табл.2) следует, что в этом ряду от начальных гранитов к пегматитам химизм пород изменялся незначительно. Наблюдается лишь некоторое повышение содержаний  $SiO_2$  и  $Na_2O$  при понижении количества  $K_2O$  и  $CaO$ . При отсутствии значительных изменений в содержании петрогенных компонентов от гранитов к пегматитам резко меняются такие характерные показатели степени дифференциации гранитного расплава, как значения отношений  $K/Rb$  и  $Rb/Sr$ . Особенно отчетливо увеличивается отношение  $Rb/Sr$  (рис.1). Закономерно изменяются и содержания других элементов-примесей. В частности, наблюдается накопление редких щелочей,  $Be$ ,  $Sc$ ,  $Y$ ,  $Ga$ ,  $Ge$ ,  $Sn$ ,  $Nb$ ,  $Bi$ ,  $W$  и уменьшение содержаний  $Sr$ ,  $Ba$ ,  $Pb$ ,  $Zr$ ,  $Th$ . Накопление  $Be$ ,  $Sc$



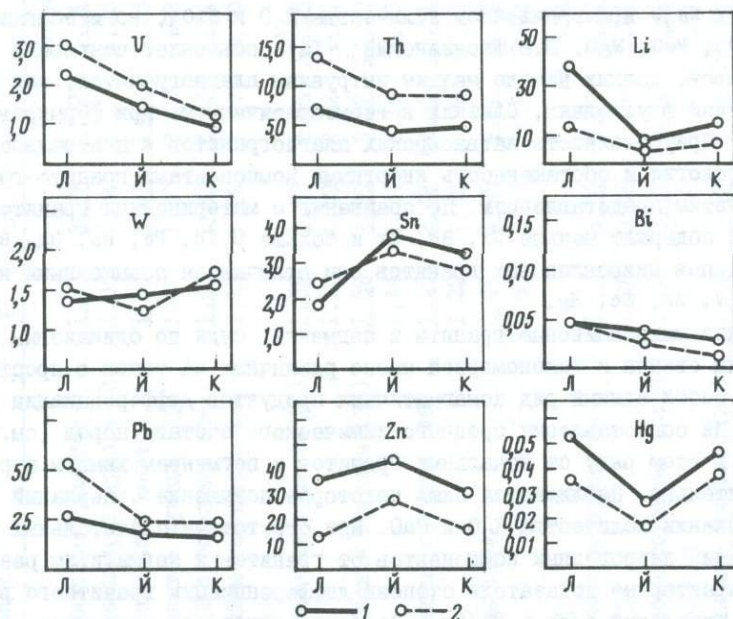
Р и с.1. Средние значения отношений  $K/Rb$  и  $Rb/Sr$  в гранитах и пегматитах Латвасюрской структуры

1 — плагиограниты; 2 — микроклиновые граниты; 3 — пегматоидные лейкограниты; 4 — пегматиты

W фиксируется в биотитах из пегматитов; резко повышенные содержания Be, Sc, Sn, W имеет и мусковит. Таким образом, слюды являются индикаторами накопления этих элементов при дифференциации гранитоидного расплава.

Йокирантские и кирьявалахтинские граниты по характеру залегания и петрографическим признакам подобны латвасюрским, различаются между собой содержанием некоторых элементов-примесей. При этом наблюдается ярко выраженная закономерность: повышение или понижение содержания какого-нибудь элемента в гранитах при переходе от одного купола к другому очень часто совпадает с изменением содержания данного элемента во вмещающих их гранито-гнейсах (рис.2). Таким образом, геохимическая характеристика гранитов во многом определяется особенностями состава вмещающих их пород. Очевидно, что окружающие породы в зоне магмообразования способствуют появлению геохимической специализации гранитного расплава.

В отношении генезиса микроклиновых гранитов Северного Приладожья существуют различные точки зрения. Сторонники одной из них связывают формирование гранитоидных расплавов с дифференциацией глубинных магм основного или среднего состава, другой — с эволюционным преобразованием пород земной коры в результате взаимосвязанных процессов метасоматоза и магмообразования. Первая точка зре-

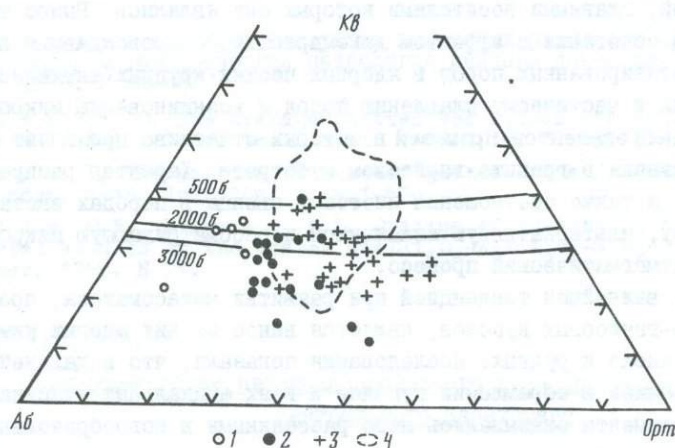


Р и с.2. Изменение содержания элементов-примесей в гранито-гнейсах (1) и гранитах (2) из различных куполов

Л — Латвасюрский, Й — Йокирантский, К — Кирьявалахтинский

ния, в которой отводится гранитообразованию лишь область мантии и низов земной коры, не доступная для изучения, значительно упрощает исследование докембрийских гранитоидов и сводит его к рассмотрению условно выделенных формаций. Такой подход обоснован при региональных обобщениях, но мало пригоден в тех случаях, когда требуется детальный анализ геологических образований с целью локального прогнозирования рудных объектов. Достаточных свидетельств существования родоначального источника гранитной магмы не установлено [9], а в связи с этим при рассмотрении геохимической истории таких глубоко эродированных областей, как Северное Приладожье, нельзя не учитывать возможность докембрийского гранитообразования в наблюдаемом срезе земной коры. Отчетливая приуроченность гранитов к интенсивно гранитизированным породам куполов, часто наблюдаемые случаи постепенного перехода от гнейсов к гранитам, а также геохимические данные, в частности, низкие значения Rb/K отношения в микроклиновых гранито-гнейсах, резкая обедненность гранитов многими элементами-примесями и их зависимость от содержания во вмещающих породах позволяют рассматривать появление гранитов как результат сопряженных процессов метасоматической переработки и плавления гранито-гнейсов (палингено-метасоматическое происхождение по В.А.Руднику [11]). Это мнение подкрепляется тем обстоятельством, что значения отношений изотопов свинца в гранитах совпадают с их отношениями в гранито-гнейсах. В противном случае, если бы граниты были аллохтонными интрузиями, такое явление могло бы отмечаться лишь в приконтактовых зонах пород, вмещающих граниты.

Рассмотрим, как изменялся химизм пород при формировании гранитов в результате метасоматоза и плавления гранитогнейсов. На рис.3 представлена диаграмма нормативных составов гранито-гнейсов и гранитов, развитых в пределах различных куполов. Она показывает, что изменение составов пород от плагиоклазовых гранито-гнейсов к микроклиновым и далее к гранитам ведет к полю типичных гранитов по О.Таттлу и Н.Боуэну [17]. Пересчеты по методу Т.Барта показывают, что образование гранитов за счет гранито-гнейсов куполов должно было сопровождать-



Р и с.3. Диаграмма составов гранитоидов Латвасюрского и Кирьявалахтинского куполов в системе  $Ab-Or-Qz-H_2O$

1,2 - гранитогнейсы: 1 - плагиоклазовые, 2 - микроклинованные; 3 - граниты, 4 - поле нормальных гранитов по О.Таттлу и Н.Боуэну

ся значительным привнесом K и Si и выносом Al, Ti, Mg, Fe, Ca, Na. Как следует из табл.3, для большинства из элементов-примесей тоже характерно понижение содержания в гранитах. Лишь To, Pb и Rb, а в питкьярантской группе куполов еще и Sn, проявляют тенденцию к накоплению в гранитах по сравнению с материнскими гранито-гнейсами, что связано с привнесом их в процессе калиевого метасоматоза, предшествовавшего плавлению пород.

### Геохимическая история развития гранито-гнейсовых куполов и ее связь с металлогенией

Исходя из приведенных материалов, можно попытаться воссоздать основные этапы геохимической эволюции гранито-гнейсовых куполов.

Стратифицированные вулканогенно-осадочные породы, залегавшие ниже карбонатных горизонтов питкьяранской свиты протерозоя, в кульминационный период регионального метаморфизма были преобразованы в плагигнейсы и амфиболиты. В ядрах крупных антиклинальных структур при этом происходила наиболее интенсивная гранитизация гнейсов, выразившаяся в резком уменьшении содержания темноцветных минералов, в понижении основности плагиоклаза и увеличении количества кварца. Повысилась кремнекислотность пород и уменьшилось содержание в них Mg, Al, K. Характер поведения петрогенных элементов позволяет рассматривать плагигранитизацию как результат перекристаллизации пород, сопровождавшейся кислотным выщелачиванием основных компонентов. Происходило и очищение минералов от элементов-примесей. Частичное плавление пород во время данного этапа гранитизации привело к появлению плагигранитов, незначительно отличающихся по составу от гранито-гнейсов субстрата.

Во время последующего этапа гранитизации в породах широко развивались кварц-микроклиновые агрегаты, замещавшие минералы плагиоклазовых гранито-гнейсов. На основании имеющихся материалов можно предполагать, что микроклинизация происходила при участии калия, мобилизованного из пород на предыдущих этапах их преобразования. Формирование микроклиновых гранито-гнейсов сопровождалось дальнейшим уменьшением содержания биотита, плагиоклаза и очищением пород от элементов-примесей, главными носителями которых они являлись. Вынос тугоплавких компонентов в сочетании с эффектом декомпрессии, сопровождавшим выжимание наверх масс гранитизированных пород в ядерных частях крупных антиклинальных структур, приводил к частичному плавлению пород и возникновению микроклиновых гранитов, содержание элементов-примесей в которых отчетливо проявляет зависимость от их содержания в гранито-гнейсовом субстрате. Характер распределения редких элементов, а также соотношения изотопов свинца в породах заставляют исключить гипотезу, альтернативную изложенной и рассматривающую микроклинизацию пород как постмагматический процесс.

Таким образом, важнейшей тенденцией при развитии метасоматоза, проявленного в породах гранито-гнейсовых куполов, является вынос из них многих химических элементов, в том числе и рудных. Исследования показали, что в дальнейшем эти элементы накапливались в обрамлении куполов и в их апикальных участках [5]. При этом рудные элементы оказывались либо рассеянными в новообразованных минералах, в частности, в биотите, либо, если на пути несущих их растворов оказывались геохимические барьеры, значительно концентрировались. Так могли оформиться полиметаллические рудопроявления в карбонатных породах, вольфрамовая, оловянная и железорудная минерализация в пироксеновых и гранат-пироксеновых метасоматитах, развитых в обрамлении куполов. Изложенная модель объясняет мно-

где особенности оруденения, развитого в Северном Приладожье и, по-видимому, может быть использована при петролого-металлогенических исследованиях в других районах развития гранито-гнейсовых куполов.

#### Литература

1. Б е л я е в А.М., Г а в р и л е н к о В.В. Распределение олова и некоторых других редких элементов в породах гранито-гнейсовых куполов северного Приладожья // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1985. № 14. С.77-80.
2. В е т р о в А.Г. Способ вычисления аномальных концентраций свинца-206 и свинца-208 по результатам изотопно-свинцового анализа // Радиометрические и радиохимические методы поисков. Л.: Недра, 1976. С.8-14.
3. Г а в р и л е н к о В.В., Б а р а б а н о в В.Ф. Минералого-геохимические особенности гранито-гнейсов Латваскского купола // Вестн. ЛГУ. Геология. География. 1980. № 18. С.39-46.
4. Г а в р и л е н к о В.В., Л а п ш и н О.Г. Методы корреляции гранитоидов северного Приладожья на основе геохимических и изотопно-спектральных данных // Геохимические методы корреляции. М.: Наука и техника, 1982. С.46-50.
5. Г а в р и л е н к о В.В., К а л и н и ч е в а Г.М., С к у б л о в Г.Т. О вольфрамости северо-западного Приладожья // Сов.геология. 1980. № 2. С.52-59.
6. З а в а р и ц к и й А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.
7. К р а т ц К.О. Геология карелид Карелии. 1963. 2II с. (Тр. Лаб.геологии докембрия АН СССР. Вып.16).
8. М а р а к у ш е в А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.
9. М ю л л е р Р., С а к с е н а С. Химическая петрология. М.: Мир, 1980. 517 с.
10. Н и к о л ь с к а я Ж.Д., Г о р д и е н к о Л.И. Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии. М.: Недра, 1977. 152 с.
11. Р у д н и к В.А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975. 415 с.
12. С а р а н ч и н а Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 125 с.
13. С у д о в и к о в Н.Г. Тектоника, метаморфизм, магматизация и гранитизация пород ладожской серии. 1954. 199 с. (Тр. Лаб.геологии докембрия АН СССР. Вып.4).
14. Ш к о д з и н с к и й В.С. Генерация гранитных расплавов при метаморфизме // Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск, 1975. С.56-95.
15. T r u s t e d t O. Die Arslagerstatten von Pitkaranta am Ladoga-zee Helsingforse // Bull. Comm. Geol. Finl. 1907. N 19. P. 333-334.
16. E s s o l a P. The problem of montled gneiss domes // Quart. J. Geol. Soc. London. 1948. Vol. 104. P. 461-476.
17. T u t t l e O.F., B o w e n N.L. Origins of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$  // Mem. Geol. Soc. Amer. 1958. N 74.

УДК 552.321.1/3(574.3)

#### Петрохимическая эволюция орогенного гранитоидного магматизма Центрального Казахстана

В.И.Серых

Гранитоидные формации Центрального Казахстана принадлежат палеозойским геосинклиналино-орогенным системам, образующим в регионе гигантский складчатый овал [1]. Эта структура формировалась центростремительно в течение пяти

© В.И. Серых

тектоно-магматических циклов, объединяемых в два мегацикла – каледонский и герцинский. На основе детального изучения пятикратно проявленных орогенных формаций автор пришел к двуритмовой схеме формирования орогенных гранитоидов (табл. I) в противовес широко используемым (как в Казахстане, так и в других регионах) гомодромного, грубо гомодромного и полиритмического их развития. Обоснование этой схемы и достаточно подробная характеристика орогенного и активизационного гранитоидного магматизма и условий их проявления приведены ранее [10,13], здесь даются лишь основные выводы.

Как следует из табл. I, орогенный гранитоидный магматизм проявляется в виде двух крупных ритмов (волн) с гомодромной направленностью развития в каждом. Первый – раннеорогенный известково-щелочной ритм – связан с главной фазой складчатости общего смятия, общей инверсией и началом орогенеза, по вещественным особенностям сходен с островодужным магматизмом, формируется на мезо- и

Таблица I

Последовательность формирования орогенных и синхронных им активизационных плутонических серий и формаций Центрального Казахстана и слагающих их пород (снизу-вверх)

Серия формация	
Орогенные плутонические	Активизационные плутонические, синхронные орогенным
ПОЗДНЕОРОГЕННАЯ СУБЩЕЛОЧНАЯ КАЛИЙ-НАТРИЕВАЯ СЕРИЯ	ЩЕЛОЧНАЯ КАЛИЙ-НАТРИЕВАЯ СЕРИЯ
Аляскитовая формация <u>Аляскиты</u> , аляскитовые лейкограниты, щелочные	Аляскитовая формация <u>Щелочные аляскиты</u> , <u>аляскиты</u> , аляскитовые лейкограниты
Граносиенитовая формация Субщелочные граниты <u>Граносиениты</u> , субщелочные кварцевые сиениты	Сиенитовая формация Щелочные и субщелочные граниты <u>Щелочные и субщелочные кварцевые сиениты</u>
Кварцевые монцониты Монцониты	Щелочные сиениты Нефелиновые и пироксеновые сиениты
Габбро-монцониты, субщелочные габбро	Габбро-монцониты
РАННЕОРОГЕННАЯ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНАЯ НАТРИЕВАЯ СЕРИЯ (с калиевым завершением)	ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНАЯ КАЛИЕВАЯ СЕРИЯ
Лейкогранитовая формация <u>Субграниты</u> , лейкограниты	Лейкогранитовая формация <u>Лейкограниты</u> , альбитовые лейкограниты, субграниты
Гранодиоритовая формация Плагιοграниты <u>Натриевые гранодиориты</u>	Адамеллит-гранитовая формация <u>Биотитовые граниты</u>
Кварцевые диориты, тоналиты	<u>Калиевые гранодиориты и адамеллиты</u>
Диориты	Кварцевые монцодиориты
Габбро-диориты, габбро	Диориты Габбро-диориты, габбро

Примечание. Подчеркнуты – доминирующие виды пород.

гипабиссальном уровнях при сравнительно пониженных температурах, что связано со значительной его обводненностью по сравнению со вторым ритмом. Второй – позднеорогенный субщелочной ритм гранитоидного магматизма – формируется в чисто континентальных условиях на гипабиссальном и субвулканическом уровнях при сравнительно повышенных температуре и окислительном потенциале из слабо обводненных магм, ассоциирует с германотипной складчатостью. В той или иной степени перекрывает продукты первого ритма, но всегда заметно смещен от них в сторону палеоконтинента.

В пределах геосинклинали параллельно с орогенным магматизмом может проявляться активизационный (внегеосинклинальный) плутонический магматизм. Массовые излияния происходят только в моменты крупных деструкций земной коры (например, "альгонская революция" Г.Штилле или предфаменская деструкция в Центральном Казахстане) и в течение геосинклиналино-орогенных циклов, следующих непосредственно за ними. При этом раннеорогенному ритму гранитоидного магматизма за пределами геосинклинали (в зонах активизации) синхронна калиевая серия (см. табл. I), по глубине образования, обводненности и температурам кристаллизации весьма с ним сходная. Позднеорогенная серия из субщелочной трансформируется в зонах активизации в щелочную серию или же субщелочную с более высокой общей щелочностью, чем исходная.

В настоящем сообщении анализируются главные особенности петрохимической эволюции орогенного и сопряженного с ним активизационного гранитоидного магматизма применительно к обобщенному тектоно-магматическому циклу. Базой этого анализа являются усредненные петрохимические и петрографические характеристики плутонических пород (табл. 2), полученные в результате изучения продуктов плутонического магматизма пяти конкретных циклов [13]. Однако необходимо сделать еще одно пояснение, касающееся классификации и номенклатуры пород.

В силу малой распространенности (< 1%) и слабой изученности основные и средне-основные породы в табл. 2 не охарактеризованы. В основе классификации и номенклатуры средних и кислых пород приняты рекомендации Терминологической комиссии МПК АН СССР [5]. Разделение ультракислых гранитоидов, принятое по [9], также принципиально не отличается от этих рекомендаций. То же самое можно сказать и о разграничении пород по уровню щелочности на нормальные, субщелочные и щелочные. Что касается граничных значений отношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ , предложенных Терминологической комиссией для разделения магматитов по типу щелочности, то они не могут быть приняты, поскольку даже такие крайние типы, как общепризнанные – калиевые рапакиви и натриевые плагиограниты (исключая, вероятно, только кислые члены бимодальной доорогенной габбро-плагиогранитовой формации), попадают в одну, калий-натриевую группу, т.е. при таком подходе гранитоиды фактически целиком "выключаются" из анализа в отношении такого важного показателя, как тип щелочности. Нами предложены другие границы, подобранные эмпирически так, чтобы они наилучшим образом отражали геотектоническую группировку гранитоидов [11]. При этом используется не отношение натрия к калию, а калия к натрию, так как зрелость коры и магматизма определяется, как известно, не натриевостью, а калиевостью. Принятые граничные значения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  (в мас.%) для пород таковы: натриевый ряд – < 0,85, калий-натриевый – 0,85–1,15, калиевый – > 1,15.

Как следует из табл. I, наиболее существенным моментом петрохимической эволюции орогенных гранитоидов является смена известково-щелочной гомодромной

Таблица 2

Средний химический состав (в мас.%) и наиболее часто встречающиеся содержания породообразующих минералов (об.%) в средних, кислых и ультракислых плутонических породах Центрального Казахстана

Компонент	Оrogenная плутоническая серия										
	раннеорогенная нормальной щелочности натриевая в эв-миogeосинклинальных зонах				раннеорогенная нормальной щелочности калий-натриевая в миогеосинклинальных зонах *			Позднеорогенная			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	54,86	60,15	65,00	70,60	73,57	61,35	66,18	70,09*	60,25	65,95	65,66
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,75	0,52	0,31	0,27	0,78	0,54	0,36	0,77	0,62	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,35	16,58	16,06	15,04	13,68	16,18	15,20	14,81	16,60	15,62	15,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,90	2,70	1,92	1,10	1,05	2,08	1,83	1,31	3,02	2,27	2,35
FeO	4,88	3,90	2,88	1,85	1,12	4,08	2,75	2,05	3,12	2,08	1,68
MnO	0,12	0,10	0,09	0,08	0,07	0,10	0,07	0,06	0,10	0,09	0,13
MgO	4,70	2,94	1,95	0,83	0,41	2,95	1,76	0,83	2,56	1,21	0,92
CaO	7,28	5,41	4,02	2,32	1,19	4,80	3,15	2,32	4,84	2,53	1,96
Na <sub>2</sub> O	3,16	3,47	3,57	3,90	3,65	3,44	3,55	3,74	3,87	4,10	4,66
K <sub>2</sub> O	1,59	2,31	2,70	2,88	4,60	2,76	3,51	3,54	3,15	4,21	5,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,21	0,15	0,09	0,08	0,23	0,14	0,12	0,26	0,14	0,17
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02	0,03	0,07	0,03	0,02	0,03	0,05	0,03	0,03	-
П. п. п.	1,93	1,25	0,85	0,84	0,28	1,18	1,14	0,68	1,15	0,62	0,44
Сумма	99,85	99,79	99,74	99,91	100,00	99,95	99,85	99,96	99,72	99,47	99,76
n	21	95	111	62	127	17	43	41	137	200	14
Пл	50-80	50-80	45-70	50-65	26-37	50-80	40-50	30-50	45-60	25-55	-
Состав Пл	Лб	Анд-лб	Анд	Ол-Анд	Ол	Анд-Лб	Ол-Анд	Ол-Анд	Анд-Лб	Ол-Анд	-
Кпш	0-5	0-10	5-15	0-15	25-40	0-10	15-25	15-30	10-30	20-50	-
Доля Ав		12-20	18-22	20-25	15-30		~15	20-26	28-39	28-40	-
Кварц	0-10	5-20	15-25	28-35	30-40	5-20	20-28	28-35	10-20	15-25	-
Биотит					≤ 5						
Амфибол	20-35	15-25	10-15	5-10			10-15	5-10			
Пироксен						15-25			10-20	5-15	

\* Серия завершается ультракислыми гранитами, среди которых соизмеримо распространены субграниты, лейкограниты, альбитовые лейкограниты.

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Активизационная плутоническая серия										
	субщелочная калий-натриевая			Синхронная нормальная щелочности		раннеорогенная серия калиевой щелочности			синхронная позднеорогенная серия - калий-натриевой щелочности		
	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	71,6I	75,42	75,6I	60,62	65,68	70,9I	75,33	75,48	65,66	70,57	75,75
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,20	0,17	0,72	0,5I	0,34	0,15	0,10	0,5I	0,46	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,16	12,8I	12,67	15,79	15,43	14,16	12,97	12,98	16,89	14,16	12,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,43	0,98	0,97	2,90	2,16	1,28	0,72	0,6I	2,17	2,63	1,17
FeO	1,39	0,97	1,00	3,77	2,57	1,99	1,18	1,32	1,82	1,24	1,28
MnO	0,07	0,04	0,05	0,1I	0,07	0,06	0,04	0,05	0,08	0,09	0,04
MgO	0,52	0,18	0,19	3,04	1,86	0,89	0,24	0,17	0,45	0,29	0,17
CaO	1,30	0,62	0,46	4,59	3,38	2,14	0,80	0,38	1,04	0,70	0,37
Na <sub>2</sub> O	3,98	3,68	3,99	3,27	3,39	3,39	3,59	3,9I	5,56	4,78	4,15
K <sub>2</sub> O	4,6I	4,69	4,52	3,76	3,99	4,12	4,57	4,63	5,39	4,8I	4,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1I	0,05	0,03	0,26	0,2I	0,12	0,06	0,03	0,03	0,07	0,03
SO <sub>3</sub>	0,06	0,0I	0,02	0,04	0,0I	0,02	0,03	0,03	-	-	0,0I
П.п.п.	0,43	0,24	0,25	0,96	0,7I	0,58	0,26	0,3I	0,29	0,39	0,17
Сумма	100,03	99,89	99,93	99,83	99,97	100,00	99,94	100,00	99,89	100,19	99,83
n	I79	I64	I72	I9	64	I04	437	65	48	27	73
Пл	I5-40	5-I7	< 5	40-50	35-50	30-45	I7-28	I7-37	-	0-20	≤ 5
Состав Пл	Ол	Ол	Лб	Анд	Ол-Анд	Ол осн.	Ол ср.	осн. Аб кис. Ол	-	Аб-Ол	Аб
Кпш	20-55	40-60	55-70	I5-25	20-35	20-35	30-50	25-50	-	50-70	55-70
Доля Аб	40-50	40-50	52-58	~ I5	I7-I9	I5-20	20-35	I5-25	-	~ 50	53-58
Кварц	25-30	30-40	30-40	I0-20	20-25	25-30	30-40	30-40	-	20-25	30-40
Бiotит	} 3-I0	≤ 3	≤ 2	} 15-25	} 6-I3	5-I0	≤ 4	≤ 3	} 3-I0 (шел.)	} ≤ 3 (шел.)	
Амфибол											
Пироксен											

Примечание. 1 - диорит; 2 - кварцевый диорит (Na-Кв диорит); 3 - гранодиорит (Na-гранодиорит); 4 - плагиогранит (Na-гранат); 5 - субгранит (К-гранит субнормальный); 6 - кварцевый диорит (N-Кв диорит); 7 - гранодиорит калий-натриевый; 8 - гранит амфибол-биотитовый (К-На гранит); 9 - кварцевый монцит (субщелочной гранодиорит); 10 - граносиенит (субщелочной гранодиорит); 11 - субщелочной кварцевый сиенит; 12 - субщелочной гранит; 13 - аляскитовый лейкогранит; 14 - аляскит; 15 - кварцевый мондиорит (К-Кв диорит); 16 - мондиорит (К-гранодиорит); 17 - биотитовый гранит (К-гранит); 18 - лейкогранит; 19 - лейкогранит альбитовый; 20 - щелочной кварцевый сиенит; 21 - щелочной гранит; 22 - щелочной аляскит.

серии субщелочной гомодромной серийей. При этом главное петрохимическое различие между ними состоит в более высоком содержании щелочей во второй серии по сравнению с первой, а если еще точнее — в разном содержании преимущественно калия (см. табл. 2). Но не только серии отличает эта черта, а и в эволюции самих серий она является наиболее яркой. Таким образом, эволюция гранитоидов во времени (по вертикали в табл. 1) определяется в значительной мере накоплением калия. Явление это подмечено петрографами уже сравнительно давно. А. А. Маракушев [6, с. 223] рассматривает его как "одну из наиболее устойчивых петрохимических тенденций магматизма". Однако то же самое наблюдается не только по вертикали, но и по латерали (по горизонтали в табл. 1): известково-щелочная натриевая серия в консолидированных зонах переходит в калиевую серию нормальной щелочности (иногда до субщелочных пород), а субщелочная трансформируется в щелочную или субщелочную более высокой щелочности (см. табл. 2). И в том и в другом случае наиболее заметно увеличиваются содержания калия (в щелочных породах повышаются концентрации и натрия)<sup>1</sup>.

Специально оговоримся, что петрохимическая эволюция гранитоидов не исчерпывается вариациями содержаний калия. Параллельно с ростом его концентраций, как правило, заметно увеличивается содержание окисного железа, а уменьшаются содержания Al, Ca и Mg. Падение концентраций Al и Ca прямо связано с увеличением доли K, заменой плагиоклаза и амфибола на калиевый полевой шпат и биотит соответственно, соотношение различных валентных форм Fe между собой и с Mg зависит от окислительно-восстановительного потенциала и температуры. Все это, несомненно, очень важные петрохимические вариации, но тем не менее основное внимание здесь уделено калию. Во-первых, потому, что его содержание — одно из наиболее изменчивых, а сопоставимые с ним в этом отношении компоненты, (например Ca) как можно полагать, зависят в своем поведении от характера распределения калия. Во-вторых, с расшифровкой последовательного накопления именно калия, вероятно, можно надеяться на решение многих петрологических и общегеологических проблем. Далеко не полным перечнем таких проблем является следующий: 1) понимание ультракислых гранитов как предельного состава дифференциации гранитоидных серий; 2) выяснение сущности появления наиболее ранних калиевых гранитов; 3) генезис ультракалиевых щелочных и субщелочных пород; 4) расшифровка избытка калия по сравнению с натрием в континентальной земной коре, т.е. проблема зрелости земной коры и ее петрохимической специфики по сравнению с корами других планет.

Остановимся подробнее на особенностях распределения калия, акцентируя внимание в первую очередь на инверсии типа щелочности, заключающейся в смене ранних натриевых членов плутонических серий последующими калий-натриевыми и калиевыми [10, 12]. В различных сериях эта инверсия имеет место на разных уровнях. При этом намечается вполне определенная закономерность: чем в более консолидированной, более зрелой коре образуется серия, тем раньше она из натриевой превращается в калий-натриевую и калиевую. Действительно, появление раннеорогенной гранитоидной серии в эвгеосинклинальных и эвмиогосинклинальных условиях указывает на то, что континентальная кора здесь только создается, и

<sup>1</sup> При сопоставлении серий здесь и далее сравниваются породы с одинаковым диапазоном содержаний кремнезема. При эволюции конкретных серий концентрации кремния растут параллельно с ростом концентраций калия.

в этом случае инверсия типа щелочности достигается лишь на уровне заключительных кислых и ультракислых ее членов (калий-натриевый тип щелочности проявляется иногда на уровне гранитов, калиевый достигается только в ультракислых субгранитах, см. табл.2). В раннеорогенных сериях миогеосинклиналей, закладывающихся на переходной или континентальной коре, натриевая щелочность уже на уровне гранодиоритов сменяется калий-натриевой, а в ультракислых членах – калиевой. Позднеорогенная субщелочная серия, развивающаяся в континентальных условиях на юной коре собственного тектоно-магматического цикла, калий-натриевый тип щелочности приобретает еще раньше, с уровня кварцевых диоритов, которые представлены в ней своими субщелочными разновидностями – кварцевыми монцонитами. Калиевый тип щелочности в этой серии достигается в части субщелочных гранитов и аляскитов, но наиболее массово – в аляскитовых лейкогранитах. Последнее подчеркивает общую зависимость калиевости пород от зрелости коры, поскольку аляскитовые лейкограниты приурочены чаще всего к тем частям вулканоплутонических поясов, которые накладываются на смежные структуры, консолидированные в предшествующие тектоно-магматические циклы.

В активизационных сериях, формирующихся в зрелой континентальной коре, явление инверсии типа щелочности проявляется повсеместно и более интенсивно, еще раз подтверждая отмеченную выше закономерность. Так, в активизационной калиевой серии, синхронной раннеорогенной серии геосинклинально-орогенной системы, калий-натриевый тип щелочности, как и в предыдущем случае, достигается на уровне кварцевых диоритов, но калиевый – уже в гранодиоритах (см. табл.2). Высокая активность калия обуславливает широкое развитие в этой серии амфибол-биотитовых и биотитовых гранитоидов с вкрапленниками, часто крупными, (как, например, в породах Зерендинского, Топарского, Куттуадамского и других массивов) сравнительно низкотемпературного натрий-калиевого полевого шпата. Эволюция типа щелочности в активизационной субщелочно-щелочной серии в целом аналогична таковой в позднеорогенной субщелочной серии, однако в активизационной серии даже начальные члены (основные и средние породы) уже содержат повышенные количества калия.

Таким образом, все гранитоидные серии при эволюции претерпевают одинаковую по направленности, но разную по интенсивности инверсию типа щелочности. Понятно, что объективным в этом процессе является темп роста содержаний калия относительно содержаний натрия (и других компонентов), а уровни инверсии зависят от принятой градации величины отношения  $K_2O/Na_2O$ . Анализ приведенных материалов свидетельствует также о том, что не только породы внутри серий, но и сами гранитоидные серии наиболее контрастно различаются по содержанию калия.

Каковы причины проявления "калиевой" тенденции в петрохимической эволюции гранитоидных серий? Несомненно, они многообразны и связаны как со свойствами самого калия, так и условиями его нахождения. Об одной из этих причин – росте содержаний калия в гранитоидах с повышением мощности и зрелости коры – уже говорилось. Необходимо добавить, что подобные соотношения калиевости магматитов с мощностью коры были ранее установлены исследованиями в молодых складчатых системах и островных дугах (см. обзоры в [12,14]). Учитывая эту глобально проявленную закономерность, казалось бы, можно предположить, что повышение калиевости магматических образований связано с усвоением магмами материала коры и оно тем эффективнее, чем более мощной и зрелой является кора. В самом деле, при любом способе происхождения магматических пород магма усваивает окружающие породы в том или ином масштабе, но простое усвоение не решает проб-

лемы. С одной стороны, уже в некоторых гранитах калия больше, чем в распространенных осадочных породах, а щелочные, особенно ультракалиевые, породы с последними просто несравнимы в этом отношении. С другой стороны, если предположить усвоение богатых калием магматических пород, мы сталкиваемся с проблемой образования этих усваиваемых магматитов.

Конечно же, помимо усвоения магмой пород зрелой коры, должен существовать механизм миграции и накопления калия и, судя по всему, его действие усиливается с ростом континентальной коры. Анализ расчетных и экспериментальных данных по равновесиям водные растворы-твердые алюмосиликатные фазы и флюид-расплавы свидетельствует о том, что при магматических температурах калий интенсивнее натрия концентрируется в растворах и флюидах [6,8]. О причинах предпочтительного накопления калия в остаточных расплавах и флюидах уже сейчас можно сделать некоторые обоснованные предположения. Одной из таких причин являются особенности кристаллизационной дифференциации, определяемые в средних и кислых магмах ранним выделением существенно натриевых фаз - плагиоклаза и амфиболов. Однако это может быть главной причиной лишь при условии существенного различия состава исходных магм, в то время как эмпирические данные свидетельствуют об их значительной близости, судя по начальным членам гранитоидных серий. Основные различия проявляются в процессе эволюции серий "по вертикали и горизонтали". Похоже, что эти различия, т.е. разные темпы накопления калия в гранитоидных сериях, удовлетворительно объясняются общей закономерностью поведения щелочей, установленной как для метаморфических процессов, так и для магматизма [2,3,6]. Согласно этой закономерности, процессы, идущие в восстановительных условиях, чаще имеют натриевую специфику, а в окислительных - калиевую, что объясняется более высокой транспортабельностью восстановленных флюидов в отношении Na сравнительно с K.

Этой закономерностью объясняются многие фундаментальные эмпирические соотношения. В частности, инверсия типа щелочности, имеющая место в процессе эволюции любой гранитоидной серии, вероятно, обусловлена в основном инверсией магматических флюидов из восстановительных к окислительным. Флюидный анализ природных минералов свидетельствует о весьма существенном (на порядок и более) окислении равновесных флюидов в процессе кристаллизации плутонических пород, хотя полной инверсии окислительно-восстановительных условий и не происходит [4].

С этих позиций становится понятной как отмеченная выше петрохимическая латеральная зональность гранитоидных серий Центрального Казахстана, так и глобальная зависимость калиевости магматитов от мощности земной коры. В коре, и особенно в ее верхних частях, накапливаются окисленные формы флюидов и газов, свободный кислород, а также горные породы, обладающие максимальным окислительным потенциалом. Со временем окислительные возможности коровых материалов возрастают, о чем свидетельствует универсальный характер тенденции роста отношения  $Fe_2O_3/FeO$  в осадочных породах от древних к молодым [9]. Следовательно, чем большее число раз та или иная территория вовлекалась в тектоно-магматическое развитие, тем более мощной и зрелой является земная кора, тем эффективнее происходит окисление восстановленных глубинных флюидов и магм при их подъеме и тем интенсивнее в них накапливается калий. Не случайно ультракалиевые щелочные породы развиты, как правило, в регионах с максимальной мощностью земной коры [13]. Вода и кислород, надо полагать, определяют особенности

геологического развития на Земле и образование на ней специфической, богатой калием, континентальной коры, отсутствующей на других планетах. Большую роль в этих процессах несомненно играет растительность, а жизнь, для которой калий имеет существенное значение, появляется как закономерное следствие необычности развития Земли.

#### Литература

1. З а й ц е в Ю.А. Эволюция геосинклиналей: (Овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.
2. Л е т н и к о в Ф.А. Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск: Наука, 1975. 215 с.
3. Л е т н и к о в Ф.А., К а р п о в И.К., К и с е л е в А.И., Ш к а н д р и й Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 214 с.
4. Л е т н и к о в Ф.А., Ж а т н у е в Н.С., Л а ш к е в и ч В.В. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, 1985. 134 с.
5. Магматические горные породы: Классификация. Номенклатура. Петрография. Ч.1,2. М.: Наука, 1983. 768 с.
6. М а р а к у ш е в А.А. Петрогенезис и рудообразование: (Геохимические аспекты). М.: Наука, 1979. 262 с.
7. П е р ч у к Л.Л., Ф р о л о в а Т.И. Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий // Докл. АН СССР. 1980. Т.253, № 6. С.1436-1439.
8. Р о н о в А.Б., М и г д и с о в А.А., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм // Геохимия. 1977. № 2. С.163-186.
9. С е р ь х В.И. Средний химический состав ультракислых гранитоидов Центрального Казахстана // Там же. 1972. № II. С.1421-1425.
10. С е р ь х В.И. Палеозойские гранитоидные комплексы и серии Прибалхашья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 3. С.8-17.
11. С е р ь х В.И., Г л у х а н И.В. К методике использования петрохимических данных при построении карт комагматичности // Петрохимия: Химизм магматических формаций Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984. С.70-72.
12. С е р ь х В.И. О миграции щелочей на границе интрузив-вмещающая среда в связи с проблемой трансмагматических флюидов // Физико-химические и экспериментальные исследования рудных процессов на месторождениях Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1984. С.266-301.
13. С е р ь х В.И. Новая схема развития гранитоидного магматизма для складчатых систем Центрального Казахстана и ее металлогеническое значение // Магматические и метаморфические формации Казахстана: (Тр.Ш Каз.петрогр. совещ.). Алма-Ата: Наука, 1986. С.50-63.
14. Ф р о л о в а Т.И., Б у р и к о в а И.А., Г у щ и н А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.

УДК [552.1:54] :552.321.1/.3 (571.17/.51)

#### Петрохимическая изменчивость раннепалеозойских гранитоидов восточного склона Кузнецкого Алатау

И.Ф.Моисеенко, С.Г.Крицук, А.Ю.Помпеев, И.Э.Быкова

**Объект исследования.** Перед авторами поставлена задача разработки методики использования петрохимических данных для региональных плиттктонических реконструкций.

Для изучения выбрана Алтае-Саянская складчатая область, раннепалеозойская структура которой с точки зрения концепции плитной тектоники (Печерский, Зоненшайн, Натапов, 1986 г.) образовалась в результате столкновения Тувино-Монголь-

© И.Ф.Моисеенко, С.Г.Крицук, А.Ю.Помпеев, И.Э.Быкова, 1990

ского блоков с островными дугами, а затем и с Сибирской платформой. В поздне-палеозойское время эти блоки вошли в состав активной континентальной окраины.

Кузнецкий Алатау находится в северо-западной части этого региона. В раннем палеозое и западной его части существовала субмеридиональная зона субдукции, имевшая падение на восток [3,7]. К этому же периоду относится образование в его пределах многочисленных массивов гранитоидов. Считается, что они являются индикатором существовавшей здесь активной окраины континента и должны обладать латеральной петрохимической зональностью, отвечающей направлению субдукции по аналогии с продольной и поперечной зональностью современных островных дуг [1].

Наличие систематизированного петрохимического материала по раннепалеозойским гранитоидам Кузнецкого Алатау [8,9] позволило выявить эту петрохимическую зональность и на ее основании подтвердить наличие и уточнить положение палеозоны субдукции. Объектом исследования выбраны гранитоидные массивы восточного склона Кузнецкого Алатау: Саралинский, Тигертышский, Туимо-Карышский и Уйбатский. Обычно их относят к гранитоидной формации раннего палеозоя [5], однако существующие различия позволяют некоторым авторам [8 и др.] считать их разновозрастными. Мы будем рассматривать их как представителей единого раннепалеозойского возрастного среза.

Петрохимический материал распределен следующим образом: по Саралинскому (с Черноийским) массиву - 160 результатов химических анализов, по Туимо-Карышскому - 220, по Тигертышскому - 250, по Уйбатскому - 410.

**М о д е л ь.** Исходя из концепции тектоники плит [1,2] можно предположить следующую модель петрохимической зональности.

1. Гранитоидные массивы образуются только в связи с процессом субдукции.
2. Возникают в пределах активных окраин континентов и в меньшей степени под островными дугами.
3. Гранитоидные массивы и вулканы островных дуг и активных окраин обязаны происхождением одному процессу - субдукции, и потому их латеральная петрохимическая изменчивость подчиняется одним закономерностям.

Среди этих закономерностей прежде всего необходимо отметить увеличение содержания K и Na от фронта зоны субдукции к ее тылу, а Mg и Ca - в противоположном направлении.

**М е т о д и к а.** Как отмечалось ранее, методика использования петрохимического материала для целей геодинамических реконструкций сводится главным образом к выявлению латеральной петрохимической зональности [1,2].

С целью исключения влияния магматической дифференциации (харкеровского тренда) для подобных петрохимических построений стремятся использовать результаты химических анализов пород, находящихся в довольно узком интервале кремнекислотности. Некоторые авторы отбирают из всего множества имеющихся химических анализов только те, которые удовлетворяют этому условию [4 и др.], а другие восполняют их недостаток путем специальных пересчетов всех имеющихся результатов химических анализов на единое "фиксированное" содержание  $SiO_2$  [1,10].

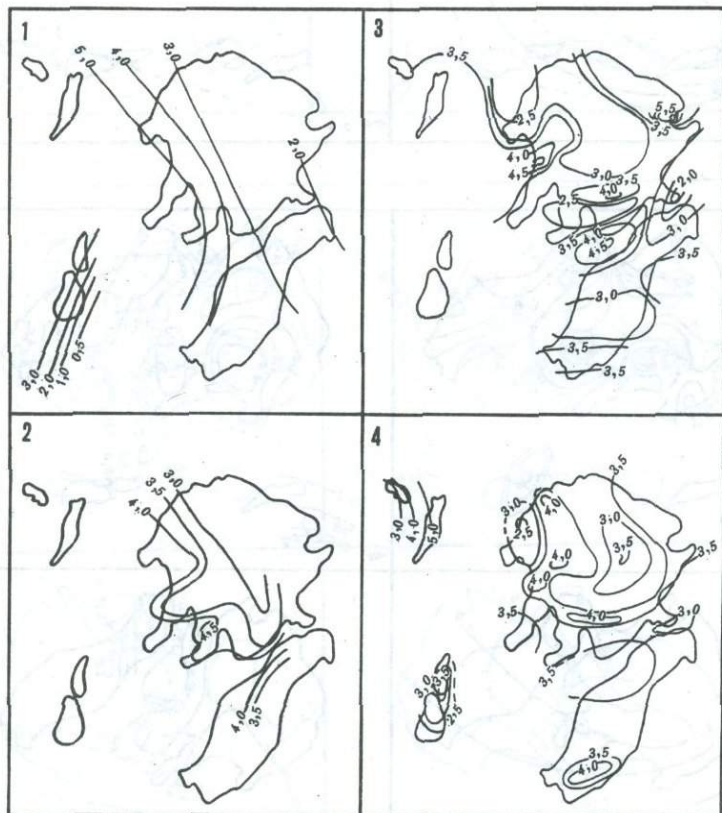
Второй путь представляется нам очень заманчивым. Однако до сих пор никто не решал вопрос о том, действительно ли при использовании пересчитанных анализов мы получаем ту же природную зональность, только по большему количеству данных, а следовательно, - более достоверную. Кроме того, исследователи не выясняли, одинаковые ли результаты получаются при построении петрохимических карт по результатам химических анализов, отобранных или приведенных к различным уровням

содержания  $\text{SiO}_2$ . Поэтому, чтобы с большей уверенностью отдать предпочтение той или иной методике, мы начали с разрешения этих вопросов.

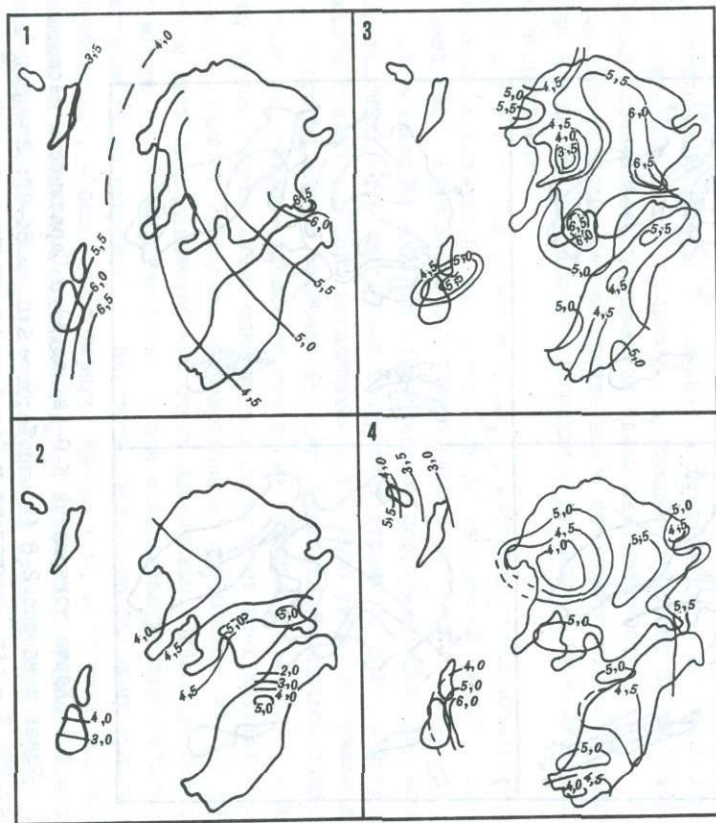
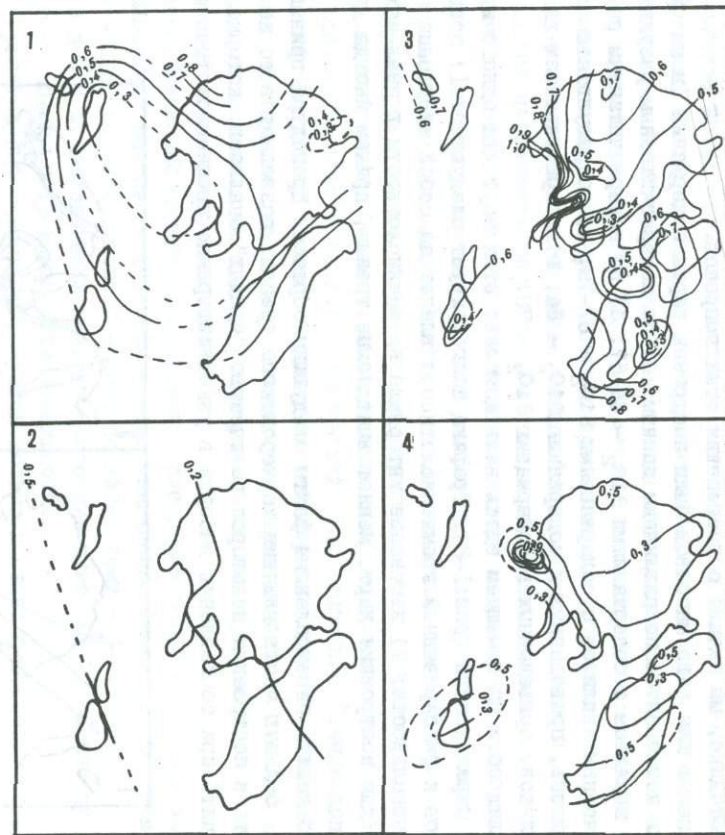
С этой целью для ряда массивов были построены карты содержаний (в мас.%) петрогенных компонентов по различным данным: а) по непересчитанным результатам химических анализов с содержаниями  $\text{SiO}_2$  - 64-67; б) по непересчитанным результатам химических анализов с содержаниями  $\text{SiO}_2$  - 67-70; в) по результатам химических анализов, приведенных к содержанию  $\text{SiO}_2$  - 64; г) по результатам химических анализов, приведенных к содержанию  $\text{SiO}_2$  - 70.

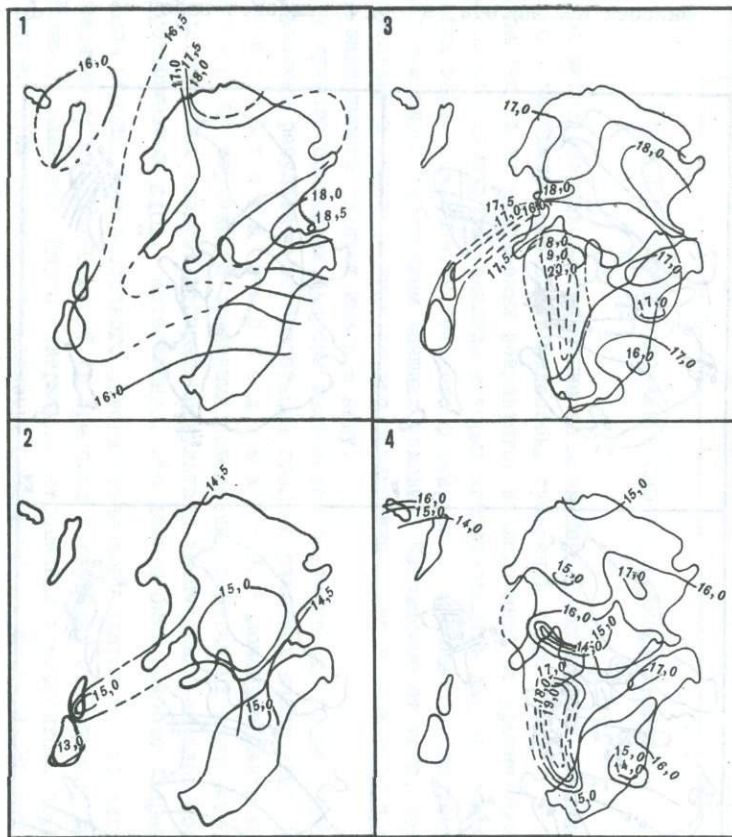
Для наглядности мы помещаем здесь весь комплект этих карт для одного из массивов - Саралинского (рис.1-8). Графика иллюстрирует следующее: 1) приведение анализов к фиксированной кремнекислотности влечет за собой нарушение наблюдаемой зональности; 2) изменение интервала кремнекислотности в анализах, отбираемых для построения карт, меняет выявляемые тренды, причем иногда даже на противоположные.

Можно объяснить перечисленные факты следующим образом. Процедура приведения, снимая большую часть влияния харкеровского тренда, позволяет в то же время вовлекать в построения некоторое количество "чуждых" анализов, которые удалось исключить при составлении выборки в узком интервале кремнекислотности.

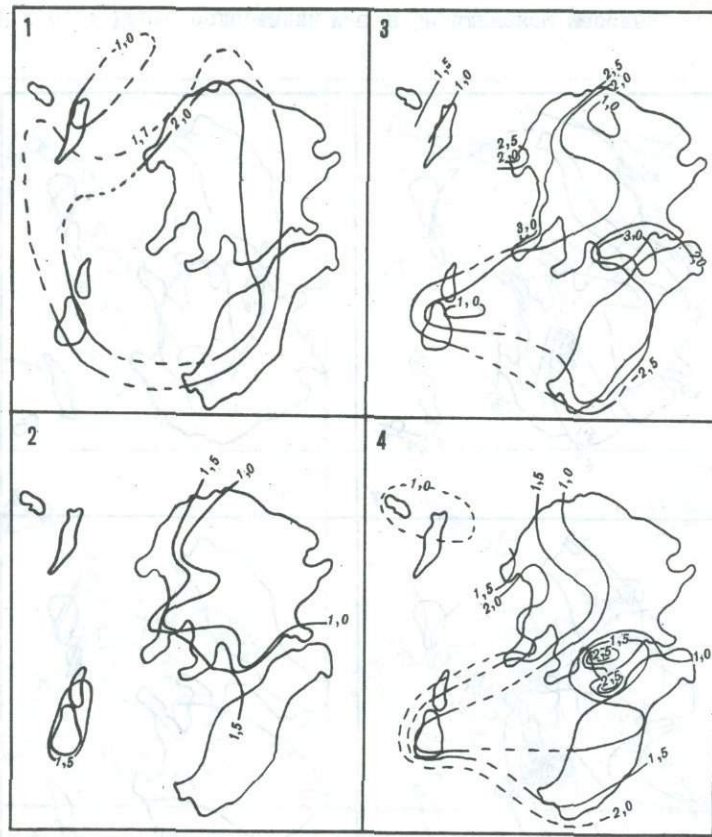


Р и с.1. Карта содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  (в мас.%) в Саралинском массиве  
Здесь и на рис.2-8 (в мас.%) : 1 -  $\text{SiO}_2 = 64-67$ ; 2 -  $\text{SiO}_2 = 67-70$ ; 3 -  $\text{SiO}_2$  приведено к 64; 4 -  $\text{SiO}_2$  приведено к 70

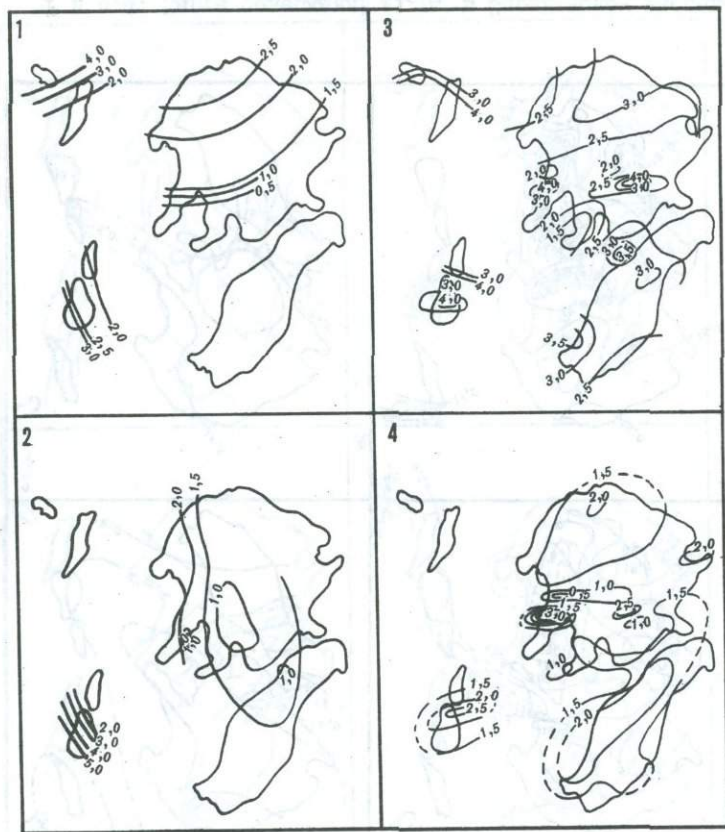
Р и с.2. Карта содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  в Саралинском массивеР и с.3. Карта содержаний  $\text{TiO}_2$  в Саралинском массиве



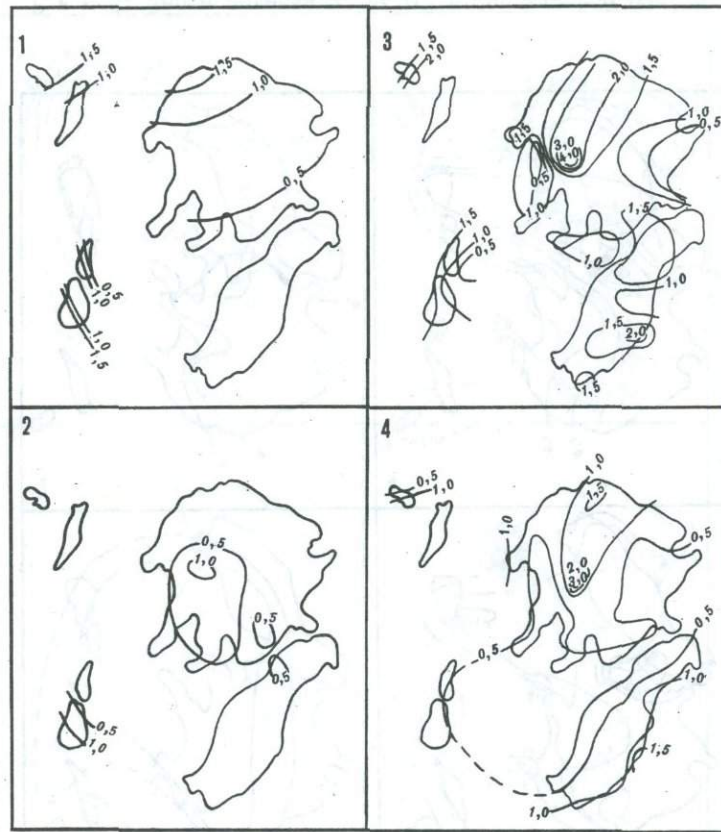
Р и с.4. Карта содержаний  $Al_2O_3$  в Саралинском массиве



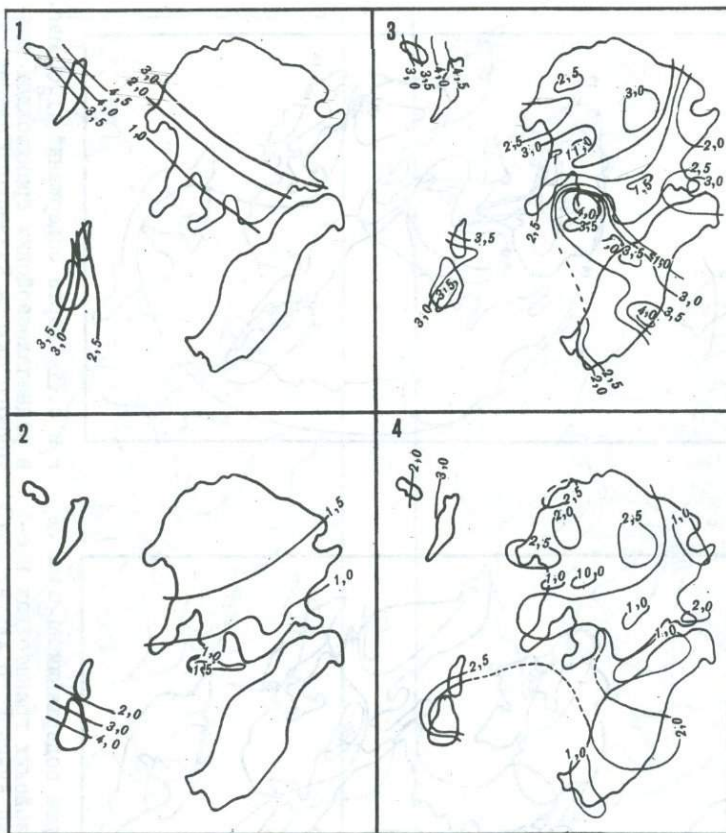
Р и с.5. Карта содержаний  $Fe_2O_3$  в Саралинском массиве



Р и с.6. Карта содержаний FeO в Саралинском массиве



Р и с.7. Карта содержаний MgO в Саралинском массиве



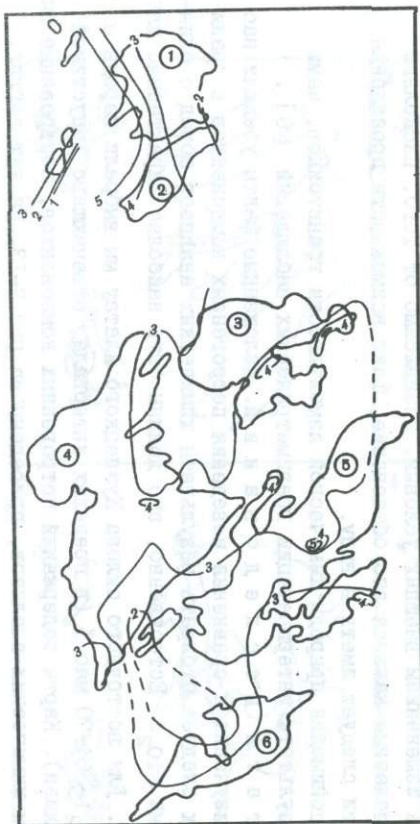
Р и с.8. Карта содержаний СаО в Саралинском массиве

Чуждыми могут оказаться химические анализы пород, испытавших влияние других факторов, например, еще одной палеозоны субдукции и др.

Зависимость же получаемых результатов исследований от уровня кремнекислотности пород, химические анализы которых использовались для построения петрохимических карт, объясняется тем, что формирование массивов растянуто во времени и сопровождалось изменением внешних условий. Независимо от того, насколько убедительным и полезным кажется это объяснение, факт возможности проявления такой зависимости следует иметь в виду.

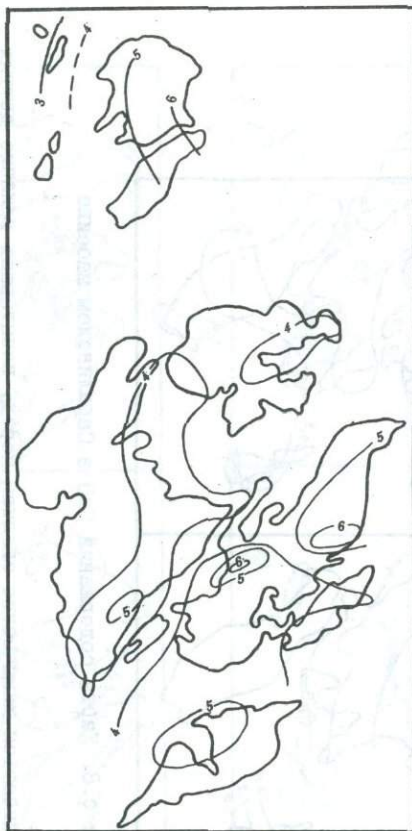
Для лучшего понимания природы химической изменчивости гранитоидов, нами использованы результаты интерпретации гравиметрических наблюдений [6].

Результаты исследований. Изложенные факты убедили нас в том, что для изучения и сравнения поведения петрогенных компонентов в гранитоидных массивах следует отбирать результаты химических анализов пород с близкими содержаниями  $SiO_2$ . Естественно, это должны быть наиболее характерные для массивов породы. Для восточного склона Кузнецкого Алатау мы выбрали породы с содержанием  $SiO_2$  - 64-70 мас.% (в пределах интервала, отвечающего допустимой погрешности анализа). Карты содержаний петрогенных компонентов, построенные по результатам этих химических анализов, приведены на рис.9-13. На наш взгляд, они отражают следующие особенности химизма региона.

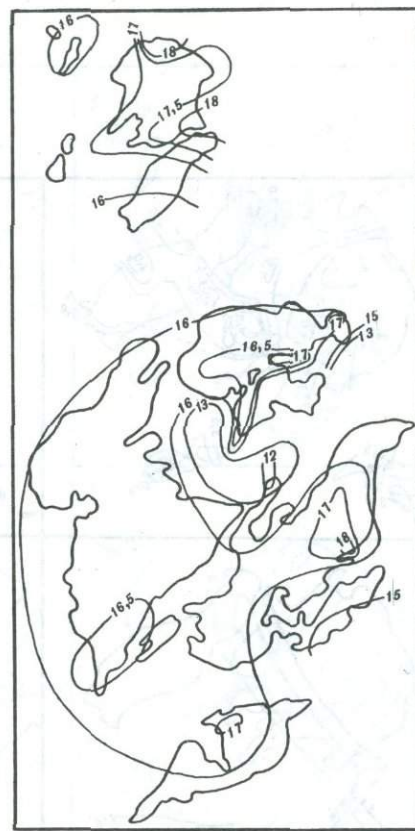


Р и с.9. Карта содержаний  $K_2O$  в раннепалеозойских гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау при  $SiO_2 = 64-67$  мас.%

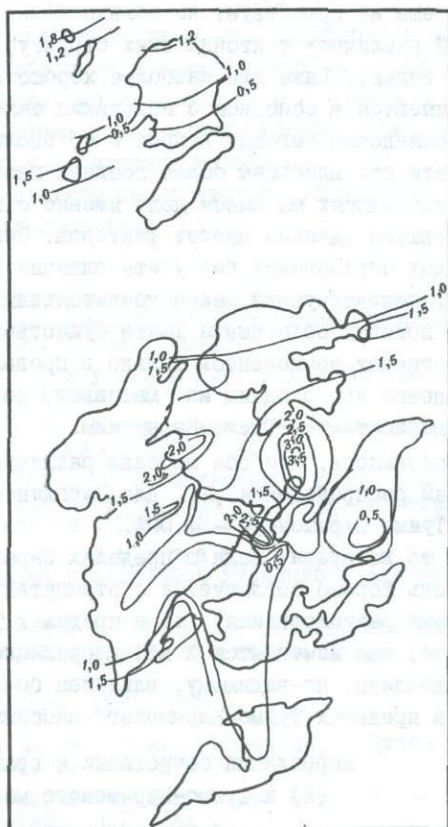
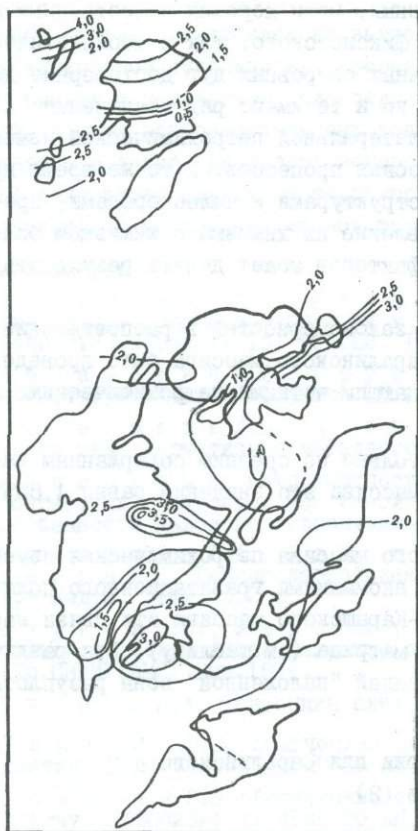
Цифрами в кружках обозначены массивы: 1 - Саралинский, 2 - Чернолосский, 3 - Туимо-Карышский, 4 - Тигертышский, 5 - Уйбатский, 6 - Аскизский



Р и с.10. Карта содержаний  $Na_2O$  мас.% в раннепалеозойских гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау при  $SiO_2 = 64-67$  мас.%



Р и с.11. Карта содержаний  $Al_2O_3$  мас.% в раннепалеозойских гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау при  $SiO_2 = 64-67$  мас.%



Р и с.12. Карта содержаний  $\text{FeO}$  в раннепалеозойских гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау при  $\text{SiO}_2 = 64-67$  мас.%

Р и с.13. Карта содержаний  $\text{MgO}$  в раннепалеозойских гранитоидах восточного склона Кузнецкого Алатау при  $\text{SiO}_2 = 64-67$  мас.%

Закономерное изменение содержаний большинства петрогенных компонентов, которое можно считать проявлением петрохимической зональности, отмечается лишь в пределах Саралинского массива. В частности, содержания окислов калия и натрия уменьшаются, а кальция, титана и алюминия увеличиваются с юго-запада на северо-восток. Содержания же закиси железа и окиси магния увеличиваются с юго-востока на северо-запад.

К сожалению, такое зональное распределение элементов не укладывается в вышеизложенную модель, согласно которой содержание щелочей должно расти, а кальция и магния – уменьшаться в направлении падения палеозоны субдукции. Это качественное различие наблюдаемой и смоделированной зональности может быть связано с различным поведением элементов в закрытых и открытых системах.

Попытка реконструировать положение палеозоны субдукции по поведению щелочей, кальция и алюминия в Саралинском массиве приводит к заключению о том, что она могла иметь падение на юго-запад. Это противоречит существующим взглядам [7].

Здесь следует подчеркнуть, что, по-видимому, немалое влияние на результаты интерпретации петрохимической изменчивости имеет тот факт, что на сегодняшний

день еще не существует не только количественных, но и хороших качественных моделей различных тектонических структур (как фиксистского, так и мобилистического толка). Даже для наиболее хорошо изученных островных дуг достоверные данные имеются в основном о поведении щелочей, но и те имеют ряд исключений [2]. Не исследован сегодня вопрос и об эволюции латеральной петрохимической изменчивости под влиянием более поздних геологических процессов. В то же время при реконструкциях мы имеем дело именно с палеоструктурами и палеопородами, претерпевшими влияние многих факторов. Сопоставление их химизма с химизмом более молодых образований без учета влияния этих факторов может делать результаты таких реконструкций менее убедительными.

В поисках объяснения факта существования закономерностей в распределении петрогенных компонентов только в пределах Саралинского массива было проведено сравнение его с одним из массивов, не обладающим четкими петрохимическими закономерностями - Туимо-Карышским.

Выяснилось, что оба массива различаются только по средним содержаниям (медианам распределения) Na. Для Саралинского массива это значение равно 4,85%, а для Туимо-Карышского - 4,00%.

В то же время, если в пределах Саралинского массива петрохимическая изменчивость хорошо согласуется с отрицательными аномалиями гравитационного поля (зонами разуплотнения), то в пределах Туимо-Карышского массива эти связи нарушаются, как изменяется и вся корреляционная матрица (см. таблицу). Эти различия обусловлены, по-видимому, влиянием более поздней "наложенной" зоны разуплотнения в пределах Туимо-Карышского массива.

Корреляция петрохимии и гравиметрии для Саралинского (1) и Туимо-Карышского массивов (2)

Компонент	Коэффициент корреляции	
	1	2
Fe-Mg	0,7	0,3
Na-Ca	-0,27	-0,45
Ca-Al	-0,09	-0,4
Na-Al	+0,09	+0,2
K-Na	-0,1	-0,25
Na- $\Delta g_0$	-0,5	0
Al- $\Delta g_0$	-0,5	-0,1
Fe- $\Delta g_0$	+0,27	0
Mg- $\Delta g_0$	+0,5	+0,2

Прямым петрохимическим картированием гранитоидных массивов - раннепалеозойских и расположенных в пределах достаточно сложной геологической обстановки, трудно выявить четкую петрохимическую зональность, тем более удовлетворяющую представлениям тектоники плит.

Возможно, что желаемый результат может быть получен при сравнении данных о средних содержаниях петрогенных компонентов и по значительно большему количеству массивов. Во всяком случае, вопрос этот очень интересен, но требует проведения ряда дополнительных исследований.

Из анализа всего изложенного материала можно сделать выводы двоякого рода: 1) либо состав гранитоидов не зависит от положения палеозоны субдукции и модель петрохимической зональности неверна; 2) либо состав гранитоидных массивов все-таки связан с положением палеозоны субдукции, но мы имеем дело с влиянием не одной, а двух разнонаправленных зон. Петрохимическая изменчивость отражает их суммарное влияние, разделить которое не представляется возможным.

Наличие южнее изученной территории в Западном Саяне второй субширотной зоны согласуется с предложениями некоторых исследователей [7].

#### Литература

1. Абрамович И.И., Клушин И.Г., Козубова Л.А. Формализованный анализ процесса субдукции в условиях латеральной геологической неоднородности мантии // Тр. ВСЕГЕИ. 1982. Н.С. Т.266. С.5-23.
2. Абрамович И.И., Груза В.В., Клушин И.Г. и др. Современные идеи теоретической геологии. Л.: Недра, 1984. 280 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин И.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
4. Попкова М.И. Петрохимические особенности магматических пород разновозрастных складчатых зон южной части Дальнего Востока // Петрохимические особенности молодого вулканизма. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1963. С.137-149.
5. Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская формация гранитоидов Кузнецкого Алатау. М.: Недра, 1971. 352 с.
6. Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1973. 144 с. (Тр.СНИИГИМС; Вып.152).
7. Унксов В.А. Тектоника плит. Л.: Недра, 1981. 288 с.
8. Хомичев В.Л. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. Ч.1. 176 с.
9. Хомичев В.Л. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. Ч.2. 141 с.
10. Dickinson W.R., Hatherton T. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific // Science. 1967. Vol. 157. P. 801-803.

## ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

УДК 550.42:546:551.14

### О петрогеохимической эволюции мантийного вещества (по результатам изучения ультрамафических вулканитов)

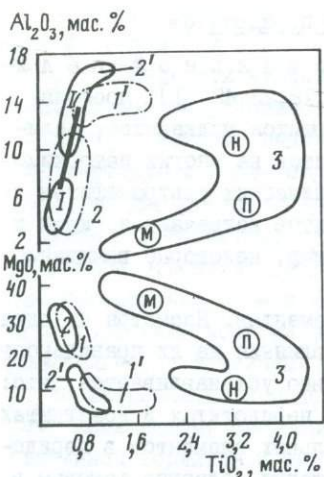
Э.А.Ланда

Открытие коматитов в составе архейских зеленокаменных поясов [50] оказало влияние не только на представления об ультрамафических породах, но и на концепцию общегеологического развития Земли. С учетом данных по коматитам, были высказаны соображения о специфичности архейского магматизма, о более высоком температурном градиенте и возможностях большего разогрева архейской мантии [19,21,25,47]. В то же время сравнение древних коматитов с фанерозойскими меймечитами и пикритами Восточной Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, Казахстана привело советских специалистов к убеждению о проявленности ультрамафического вулканизма не только в архее, но и в фанерозое [1,11,12,16,17,25]. Последующие находки коматитов с закалочной структурой "спинифекс" мезозойского возраста [30] подтвердили подобные предположения.

Детальные геохимические исследования [44,45,49] показали, что перидотитовые коматиты характеризуются примерно теми же или очень близкими соотношениями содержаний ряда элементов, в частности, Zr, Nb, Ti, Y и др., что и углестые хондриты, имеющие, как предполагают сейчас многие геохимики, прямое отношение к образованию Земли и ее мантии [18].

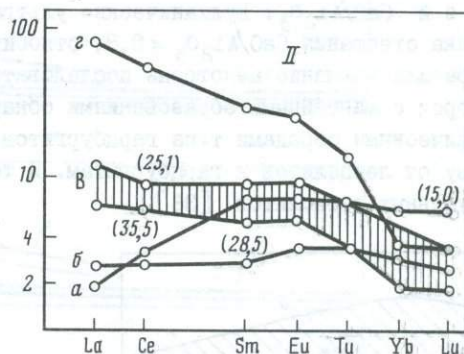
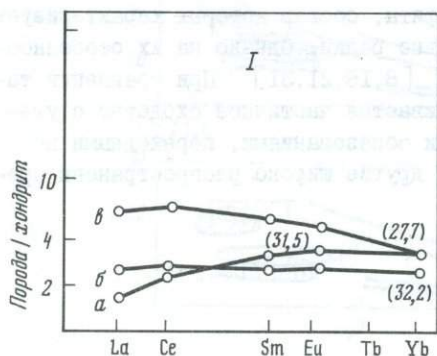
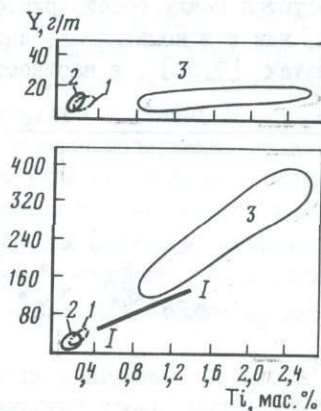
Работами автора и Б.А.Марковского [11,12] было обнаружено, что аналогичными основными особенностями характеризуются и некоторые фанерозойские вулканические ультрамафиты (Камчатка, Корякское нагорье и другие регионы). Их сходство устанавливается по содержаниям как петрогенных, так и многих малых элементов (рис.1,2). Принципиальное значение имеет и общая близость распределения P3Э (рис.3) в архейских и фанерозойских ультрамафических вулканитах [10]. Отсюда следует, что длительная история магмогенеза в таких регионах, как Камчатка, Корякия и других, не сопровождалась радикальным преобразованием мантии в областях плавления ультрамафических вулканитов. Важным аргументом в пользу такого заключения является и определенное сходство между составом вулканических ультрамафитов и мантийных перидотитов, присутствующих в виде ксенолитов в фанерозойских кимберлитах и щелочных базальтах. Выделяются [8] четыре группы вулканических ультрамафитов: А) с нормальной величиной отношения  $CaO/Al_2O_3$ ; б) с пониженной величиной отношения  $CaO/Al_2O_3$ ; в) с повышенной величиной этого отношения и умеренным содержанием  $TiO_2$ ; г) с повышенной величиной отношения  $CaO/Al_2O_3$  и высоким содержанием  $TiO_2$ .

© Э.А. Ланда, 1990



Р и с.1. Содержания  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  в перидотитовых коматитах (1) и базальтах коматитовой серии (1'), пикритах (2) и базальтах пикритовой серии (2'), меймечитах (М), пикритовых порфиритах (П) и бесполовшатовых эффузивах (Н) меймечитовой серии (3); 1. и 1' - данные Р.Несбита и С.Санс [44]; I-I - линия хондритовых отношений компонентов

Р и с.2. Диаграммы Y-Ti, Zr - Ti для вулканических ультрамафитов  
Условные обозначения см. на рис.1



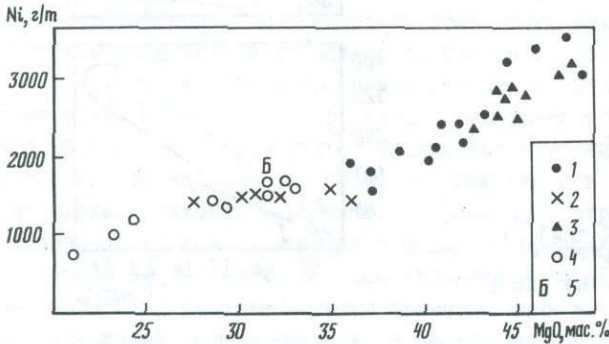
Р и с.3. Содержания РЗЭ, нормированные относительно таковых в среднем хондрите, в вулканических ультрамафитах [10]

I - перидотитовые коматиты Канады и Южной Африки; а, б, в - различные типы распределения (Камчатка); II - фанерозойские ультрамафиты; г - меймечиты Маймеча-Котуйского региона; цифры в скобках - содержания  $MgO$  в породах. Заштриховано поле состава типа В

О сходстве вулканических ультрафамитов и мантийных перидотитов

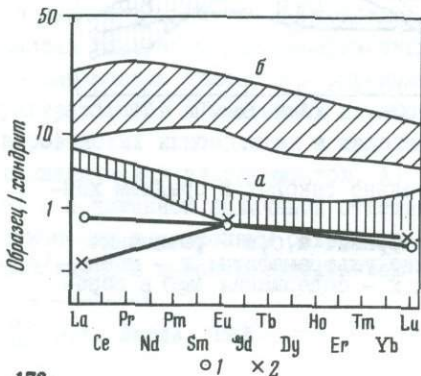
Вулканициты и перидотиты с нормальной величиной  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0,8-1,2). Среди перидотитов [14,18,22,42,51] преобладают такие, у которых, как и у наиболее часто встречающихся вулканицитов, величина  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  близка единице. Тренды состава перидотитов на многих петрохимических диаграммах практически продолжают тренды вулканических ультрафамитов в высокомагнезиальной области. Более того, среди ксенолитов встречаются, хотя и не столь часто, фактические аналоги коматитов, например, некоторые включения в щелочных базальтах Гавайских островов.

Соответствие намечается и в распределении малых элементов. Несмотря на ограниченность такого рода данных [4,14,29,33,36,48] и влияния на их правильность контаминации вещества вмещающих пород, вполне объективно устанавливается, что: а) относительные содержания сидерофильных элементов в перидотитах и коматитах согласуются между собой (рис.4); б) содержания литофильных элементов в перидотитах, как и в коматитах, иногда обнаруживают соотношения, близкие таковым в хондритах [7,36], в частности, это относится к РЗЭ (рис.5).



Р и с.4. Диаграмма Ni-MgO для мантийных ксенолитов лерцолитовой серии (1), верлитовой серии (2), гарцбургитовой серии (3), коматитов нормального типа (4), коматитов Барбертона (5)

Вулканициты и перидотиты с пониженной величиной  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Вулканические ультрафамиты, состав которых характеризует величина отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 0,8$ , относительно редки. Однако на их особенности обратили внимание некоторые исследователи [8,16,21,31]. При сравнении таких пород с мантийными образованиями обнаруживается частичное сходство с ультрафамитическими породами типа гарцбургитов или образованиями, переходными по составу от лерцолитов к гарцбургитам. И те и другие широко распространены среди глубинных ксенолитов [36].

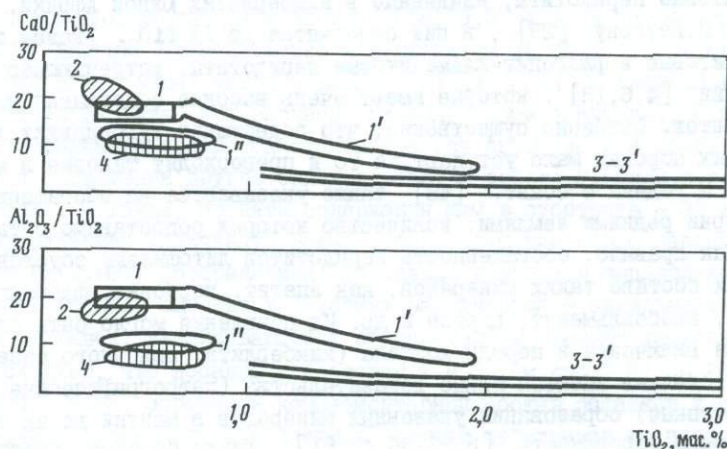


Р и с.5. Различные типы распределения РЗЭ в мантийных перидотитах

а - данные по лерцолитовой серии с несколько повышенным содержанием легких РЗЭ; б - данные по верлитовой серии [36]; 1 - распределений с хондритовым уровнем накопления РЗЭ; 2 - с дефицитом легких РЗЭ

Вулканисты и перидотиты с высокой величиной отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  и умеренным содержанием  $\text{TiO}_2$ . Особенности вулканитов с высокой величиной  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $>1,2$ ) и умеренным содержанием  $\text{TiO}_2$ , целесообразно анализировать с учетом работ Р.Уайта и М.Куно [40, 52], которые выделили две серии мантийных ультрамафических включений — лерцолитовую и верлитовую. Более распространенной и нормальной лерцолитовой серии на диаграммах  $\text{TiO}_2$ - $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (рис.6), предложенных С.Саном и Р.Несбитом, отвечает тренд: лерцолит-коматиит с близкой хондритовой величиной отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ -толеитовый базальт. Для верлитовой серии указанные соотношения иные и именно с ними могут быть сопоставлены соответствующие характеристики коматиитов р.Комати (Южная Африка) и ряда других регионов. Действительно, у мантийных верлитов в среднем  $\text{CaO}/\text{TiO}_2 = 10$ -14,  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 4$ -8, у рассматриваемых перидотитовых коматиитов соответственно 14 и 9. Таким образом, химическому своеобразию подобных коматиитов соответствуют некоторые черты мантийной верлитовой серии, в которой величина отношения  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  также высока (1,5-3). Состав некоторых верлитов приближается к среднему составу перидотитового коматиита р.Комати. Соответствие, однако, не абсолютное. В коматиитах несколько выше содержание Si (величина отношения  $\text{SiO}_2/\text{MgO} = 1,36$ -1,40 против 1,2 у верлитов) и ниже — Fe. В них же повышено относительное содержание нормативного ортопироксена. Тем не менее наличие верлитовых (или переходных к верлитовым) признаков химизма несомненно. Эти же черты выявляются и у части древних базальтовых коматиитов и базальтов района Барбертон и других регионов. Например, у анкарармитов и анкарармит-пикритов величина  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  достигает 1,5, а величина  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  — 5 и 8 соответственно. У базальтов с Гавайских островов [24] те же величины составляют 1,2; 4,2; 3,6.

Если все упомянутые значения отношений нанести на диаграммы (см.рис.6), то они в совокупности образуют достаточно четко выраженный тренд: мантийный вер-



Р и с.6. Диаграммы  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$ - $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ - $\text{TiO}_2$ , по [45, 49] с дополнениями

1 — перидотитовые коматииты с нормальной величиной  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 2 — пикриты Камчатки; 1' — толеитовые базальты; 1'' — перидотитовые коматииты с повышенной величиной  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 3-3' — область анкарармитов, гавайских базальтов, меймечитов, пикритовых порфиритов севера Сибирской платформы; 4 — мантийные верлиты

лит (или перидотитовый коматит типа Барбертон) – анкарामит–пикрит–анкарामит–гавайский базальт, параллельный рассмотренному выше тренду для лерцолитов–толеитов.

По характеру распределения малых элементов породы верлитовой серии отличаются от пород лерцолитовой серии примерно так же, как коматиты района Барбертон от нормальных коматитов – несколько повышенным содержанием Ti, литофильных элементов с большим ионным радиусом (в частности, легких РЗЭ), в какой-то мере тугоплавких литофилов и пониженной величиной отношения Sc/Zr. Отличия эти небольшие, особенно собственно верлитов, содержащих много MgO (30–35%). В то же время оливиновые клинопироксениты той же серии из мантийных глубинных включений [42] уже заметно обогащены легкими РЗЭ, Rb, Sr, Th, Nb и P. Таким образом, вулканические ультрамафиты с высокой величиной CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> обнаруживают родство с мантийными перидотитами верлитовой серии.

Вулканиды и перидотиты с высокой величиной отношения CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, богатые Ti. Три выделенные группы ультрамафических вулканитов близки по химическим особенностям трем типам мантийных перидотитов. Логично допустить, что и особенности четвертой группы, включающей меймечиты и пикритовые порфириты Восточной Сибири, также следуют особенностям некоего мантийного субстрата. Однако пока можно говорить лишь о частичном сходстве с конкретными мантийными образованиями, в частности, с породами верлитовой серии по величине CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также величинам CaO/TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (см. рис. 6). Фигуративные точки меймечитов, пикритовых порфиритов и пространственно с ними ассоциирующих щелочно–ультрамафических вулканитов укладываются в тренд верлитовой серии на соответствующих диаграммах, несколько его наращивая в сторону высоких содержаний TiO<sub>2</sub>.

Отметим также, что мантийные перидотиты, как и меймечиты, могут быть существенно обогащены Ti и малыми литофилами, хотя и редко. Таковы, в частности, некоторые гранатовые перидотиты, найденные в кимберлитах Южной Африки. Согласно Д. Карсуэллу и И. Даусону [29], в них содержится до 3% TiO<sub>2</sub>. Укажем также на редкие ильменитовые и флогопит–ильменитовые перидотиты, встречающиеся в кимберлитах Якутии [4, 6, 13], которые имеют очень высокие содержания малых литофильных элементов. Особенно существенно, что содержания тугоплавких литофилов (Nb, Zr) в этих породах мало уступают, а то и превосходят таковые в меймечитах. В работе М. Родена с соавт. [48] также указывается на обогащение пород верлитовой серии редкими землями, количество которых сопоставимо с таковым в меймечитах. Как правило, обогащенность перидотитов литофилами обусловлена присутствием в их составе таких минералов, как апатит, карбонат, флогопит, амфибол, ильменит, ниобийиленит, циркон и др. Их появление могло быть следствием взаимодействия включения и породы–хозяина (кимберлита, щелочного базальта). Однако в ряде случаев имеются явные доказательства (петрографические, геохимические, изотопные) образования указанных минералов в мантии до их транспортировки на земную поверхность [6, 23, 36, 41, 51]. Таким образом, предположение о наличии в мантии пород, существенно обогащенных, как и меймечиты, малыми литофильными элементами, достаточно обосновано.

Проведенное сопоставление дает основание полагать, что в архее мантия была гетерогенной и существовали, по крайней мере, три типа субстратов, отвечающих трем встречающимся типам архейских ультрамафических вулканитов (тип а, б, в). В фанерозое разнообразие источников увеличивается, появляются, в частности, такие, с которыми могло быть связано образование меймечитов (тип г).

## О составе мантии в областях выплавления ультрамафических вулканитов

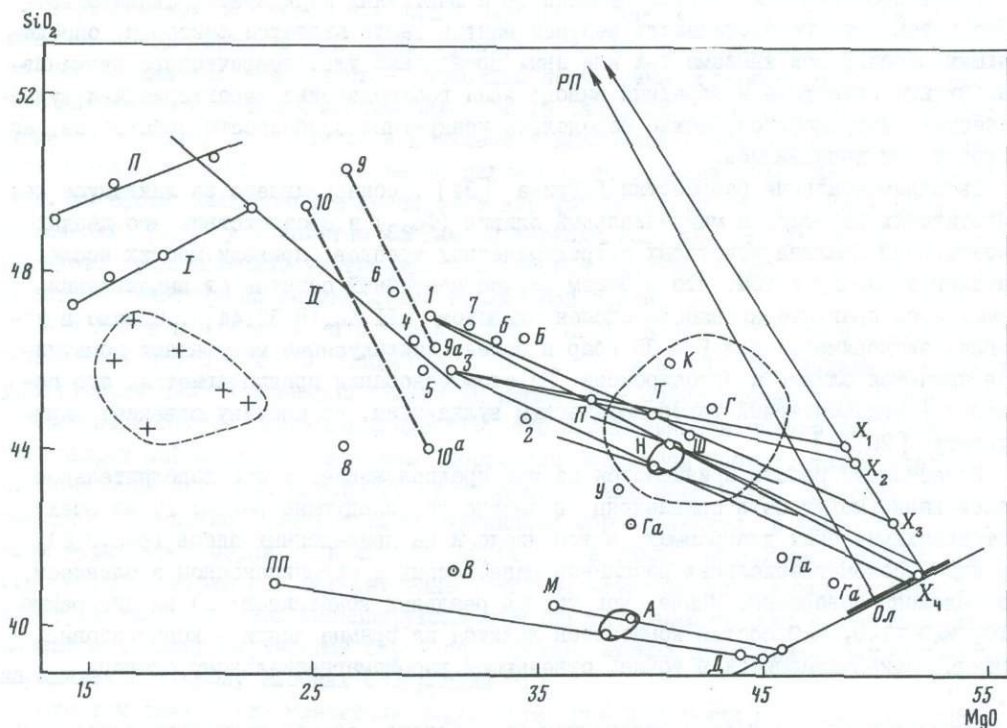
Общие соответствия состава вулканитов и мантийных перидотитов свидетельствуют о том, что гетерогенность верхней мантии Земли является фактором, определяющим особенности химизма тех или иных проявлений ультрамафического вулканизма. Отсюда естествен и обратный вывод: зная геохимические характеристики вулканических ультрамафитов, можно определить конкретные особенности субстратов, из которых они выплавились.

Экспериментальные разработки Д.Грина [34], обнаружившего на ликвидусе перидотитовых коматиитов магнезиальный оливин ( $\Phi_{93}$ ) и соответствие его данных результатам анализа некоторых петрохимических трендов, привели многих исследователей к выводу о том, что в общем случае мантийный остаток от выплавления коматиитов практически нацело сложен оливином [11,12,18,32,44]. Однако в условиях эксперимента при  $P = 35$  кбар и более, ликвидусными минералами коматиитов являются оливин и ортопироксен. На этом основании предполагается, что остаток, комплементарный ультрамафическим вулканитам, по составу отвечает гарцбургиту [20,26].

В настоящей работе принимается первое предположение. В его дополнительное обоснование могут быть привлечены, в частности, следующие факты: 1) на всех петрогеохимических диаграммах, в том числе и на приведенных здесь (рис.7,8), тренды высокомагнезиальных расплавов равновесных с ортопироксеном и оливином, расположены совершенно иначе, чем тренды реальных коматиитов; 2) на диаграмме  $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$  состав коматиитов ложится на прямые линии — коматиитовые тренды, заканчивающиеся в точке, отвечающей высокомагнезиальному оливину ( $\Phi_{93}$ ).

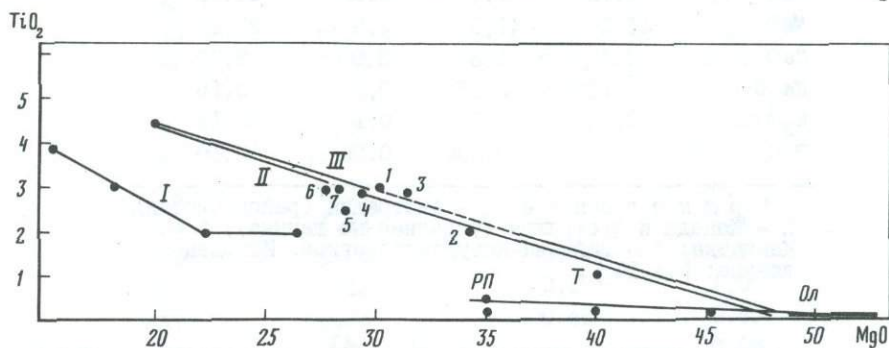
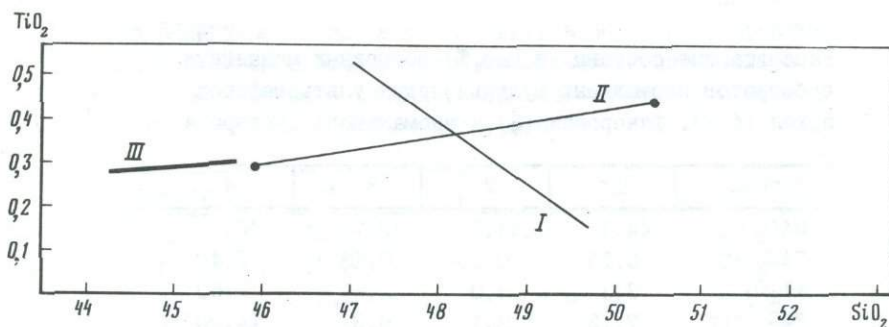
Вышеизложенное является основанием для расчета состава мантийных источников, из которых выплавливались вулканические ультрамафиты. Такие расчеты делались и ранее с использованием космохимических [18,19,37,47] и петрохимических [28,30,34,46,47] данных. Применительно к вулканитам делались они и автором [8,12], который использовал метод М.Бикли с соавт. [27] и предположение об оливиновом составе рестита (эти расчеты сохраняют свое значение). В использованном методе содержание одного окисла выбирается априорно и в соответствии с ним определяются содержания других окислов. Так, в работе М.Бикли с соавт. и упомянутых работах Э.А.Ланда, приняты содержания  $\text{MgO}$  в субстрате — 38 и 41% (пиролитовая и лерцолитовая величина). Более строгое решение этого вопроса может базироваться на следующих соображениях: 1) разные вулканиты выплавлены из близких источников; 2) состав оливина в остатках различается в зависимости от магнезиальности выплавки, увеличивающейся с увеличением степени плавления.

Отсюда следует, что добавив к составам 1 и 3 (см.рис.7,8) по 10% оливина, равновесного с ними, определив комплементарный состав остатков и соединив полученные точки, можно получить искомые составы субстратов на пересечении полученных линий с линиями: состав вулканита—равновесный оливин 1 и состав вулканита + 10% оливина—равновесный оливин 2. Кроме того, целесообразно использовать такое выражение:  $C_1F = C_2$  ( $F + 0,1$ ), где  $C_1$  — содержание несовместимого элемента в вулканите,  $C_2$  — то же при большей на 10% степени плавления ( $C_2 = C_1/X$ , где  $X$  — величина определяемая на основе известных соотношений (средняя величина изменения содержания в выплавке при общем коэффициенте распределения  $D = 0$  и степени плавления 40–60%),  $F$  — определяемая степень плавления. По  $F$  рассчитывается



Р и с. 7. Диаграмма  $MgO-SiO_2$  для ультрамафических вулканитов и мантийных ксенолитов

Ультрамафические вулканиты: 1 - Скотия (Западная Австралия), 2 - Маунт-Айза (Западная Австралия), 3 - Восточная Австралия и Канада (средние данные), 4 - Карелия, 5 - Камчатка, 6, 7 - Белингве (Южная Африка); Б - Барбертон (Южная Африка); М - меймечит; III - пикритовый порфирит (Маймеча-Котуйский регион); крестики - коматиты (о-в Горгона Айлэнд). Данные из работ: [44, 26, 11, 32]; 8 - нодуль 66 SA1; 9 - коматит из эксперимента [39]; П - пиролит [18], Т - перидотит Тинаквилло [18], Г - средний гранатовый перидотит [29]. Ш - средний шпинелевый перидотит [42], Га - мантийные гарцбургиты [36], В - мантийный верлит [36], Ол - оливин, РП - ромбический пироксен, Д - Гулинский дунит. Оконтурено поле составов мантийных шпинелевых и гранатовых перидотитов [42]; У - силикатная часть углестого хондрита [18];  $X_{1,2,3}, X_{3,4}$  - состав гипотетических остатков после вылавливания коматитов 1 и 3, из пиролита и перидотита Тинаквилло; I, II - тренды высокомагнезиальных расплавов; I - полученных из перидотита Тинаквилло в равновесии с ромбическим пироксеном и оливином [39]; II - из пиролита в равновесии с ромбическим пироксеном и оливином [39]; III - тренд природных коматитовых серий, 9-9a и 10-10a - теоретические (расчетные) тренды изменения состава коматитовых вылавков в случае их вылавливания в условиях существенного повышения давления (источники - пиролит и перидотит Тинаквилло). Н - область исходного состава нормальной мантии (показан графический способ определения исходного состава для коматитов 1 и 3); А - область исходного состава аномальной мантии, Маймеча-Котуйский тип (показан графический способ определения исходного состава для меймечита и пикритового порфирита)



Р и с.8. Диаграммы  $TiO_2-SiO_2$  и  $TiO_2-MgO$  для вулканических ультрамафитов

Пунктир - расчетный тренд, полученный путем добавления оливина к известным составам, III - тренд состава коматиитов [44]. Остальные условные обозначения см. на рис.7

содержание несовместимого элемента в источнике  $C_0 = C_I \cdot F$ . Дальнейший расчет идет с помощью выявленных отношений элементов в вулканите.

Правильность найденных решений (табл. I) указанными методами подтверждается и такого рода доводами:

1. Найденные составы находятся вблизи линии: средний гранатовый перидотит - средний шпинелевый перидотит, которая характеризует вариации состава мантии, обусловленные особой ее эволюцией и не связанные, по мнению некоторых исследователей, с плавлением и магмогенерированием [42].

2. На продолжении упомянутой линии находится состав силикатной части углистого хондрита [18].

Сведения о распределении малых элементов в ультрамафических вулканитах рассматриваемой группы дополняют представления о химизме мантии. В связи с этим существенны уже упомянутые данные [44] о весьма близких хондритовым отношениям многих элементов в перидотитовых коматиитах Австралии и Канады. Важное значение имеет также наличие у ультрамафических вулканитов, древних [38] и молодых [8, 11] хондритового типа ( $La:Sm:Yb = 1$ ), распределения РЗЭ (см. рис. 3). Соответственно содержания малых элементов в расчетных мантийных субстратах следует определять, исходя из таковых в среднем углистом хондрите. Имея в виду, что величина  $CaO/Al_2O_3$  в полученных составах ( $\sim 1$ ) несколько отличается от хондритовой ( $\sim 0,8$ ), целесообразно использовать выражение  $C_M = C_0 \cdot C_M^{Al}/C_0^{Al}$ , где  $C_M$  - содержание m-го литофильного элемента в мантийном субстрате;  $C_0$  - содержа-

Таблица I

Рассчитанные составы (в мас.%) возможных мантийных субстратов нормальных вулканических ультрамафитов архея (1,2), фанерозоя (3) и аномального субстрата (4)

Окисел	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	44,4	44,1	43,7	40,7
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,15	0,13	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,3	3,0	2,6	1,60
FeO	7,13	9,1	9,3	14,00
MgO	41,3	41,0	40,9	39,60
CaO	3,4	2,8	3,05	3,30
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,15	0,11	0,15
K <sub>2</sub> O	0,01	0,005	0,1	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0,005	0,09	0,10

Примечание. 1 - Австралия (район Скотия); 2 - Канада и Австралия (усредненные данные); 3 - Камчатка; 4 - Маймеча-Котуйский регион. Исходные данные: [44,11].

ние того же элемента в углистом хондрите;  $C_M^{Al}$  и  $C_O^{Al}$  - содержания алюминия в субстрате и хондрите. Результаты такого расчета приведены в табл.2. Другой способ расчета:  $C_M = C \cdot F$ , где  $C$  - содержание несовместимого элемента в коматитите;  $F$  - степень плавления. Полученные разными способами результаты удовлетворительно согласуются между собой.

Рассчитанный состав (см.табл.2) и другие подобные составы близки среднему шпинелевому лерцолиту С.Маалое и К.Локи [42], отличаясь от последнего несколько более высокими содержаниями CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. По соотношениям важнейших окислов они обнаруживают явное родство и с составом силикатной части углистого хондрита, который на диаграмме (рис.9) располагается точно на линии коматитового тренда. Все это позволяет утверждать, что состав, подобный рассчитанному автором, и имела примитивная мантия Земли в областях выплавления нормальных вулканических ультрамафитов. Величина MgO/SiO<sub>2</sub> в нем несколько выше, чем в мантийных шпинелевых и особенно гранатовых лерцолитах. Не исключено, что эта особенность связана с небольшим обогащением состава магниальным карбонатом, присутствие которого в мантии предполагается многими исследователями [4,51]. Это обогащение могло быть изначальным или же явилось следствием реакций карбонатизации, возможность которых в интервалах температур и давлений, свойственных верхней мантии Земли, обоснована экспериментальными и теоретическими исследованиями П.Уайли и В.Хуанга [53].

Таким образом, примененный подход привел к такому решению проблемы состава мантии, которое согласуется с гипотезами, основанными на эмпирическом петрографическом материале [2,22,42]. При этом устанавливается, что состав палеомантии в областях выплавления вулканических ультрамафитов в архее и в фанерозое мог быть вполне тождественным.

Выполненный анализ дает возможность использовать величину отношения содержаний MgO в комплементарном остатке (D) и ультрамафическом вулканите для оценки температуры плавления в соответствии с имеющимися зависимостями [35].

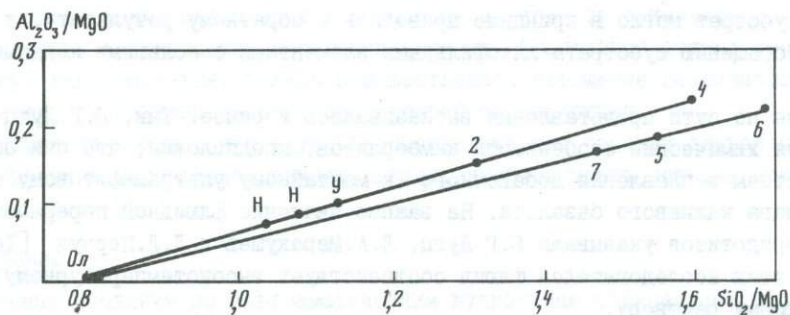
Таблица 2

Содержание малых элементов (в г/т) в вероятном нормальном мантийном источнике для вулканических перидотитов (1) сравнительно с "примитивной мантией" (2) и в аномальном мантийном субстрате (3)

Элемент	1	2	3
Sr	15,6	25	227
Ba	2,5-6*	-	165
Y	2,9	4,6	8
Zr	7,8	11	115
Nb	0,5	0,9	18
Hf	0,26	0,34	2,3
Ta	0,025	0,03	1,0
U	0,017	-	0,45
Sc	10,2	16,9	10,0
La	0,35	0,7	15,3
Ce	1,22	-	31,4
Sm	0,25	0,42	3,1
Eu	0,13	0,17	1,05
Yb	0,24	0,46	0,45
Lu	0,04	-	0,05
Ni	-2000	1950	1750
Cr	2400-3000**	3465	1700
Co	100	100	137
Zn	65-85	58	137
V	60	-	114

\* Исходные данные из [11].

\*\* Расчет при  $D_{Ni} = 1,0$ ,  $D_{Cr} = 0,6$  - первая цифра по замеренным данным, вторая по более общим фактам [44]. "Примитивная мантия" - по Ягоуцу и др. [37].



Р и с.9. Диаграмма  $Al_2O_3/MgO-SiO_2/MgO$  для вулканических ультрамафитов

Условные обозначения см. на рис.7. Пояснения в тексте

Сравнение имеющихся эмпирических данных с результатами экспериментов [39] дает также возможность составить ориентировочное представление о давлении. Главное же состоит в том, что динамика выплавления ультрамафических расплавов, судя по всему, всегда однотипна и выражается на петрохимических диаграммах (см. рис. 7) подобными графиками, причем всегда  $D_{MgO} > 1$ , а  $D_{SiO_2} < 1$ .

Среди мантийных ксенолитов встречаются породы, более богатые Ca и Al, чем обычные перидотиты, в том числе и аналоги коматиитов. Логично предположить, что такие образования появляются в мантии в результате плавления первичных перидотитов с образованием коматиитовых расплавов и миграции вылавок в ее пределах. При этом возможны следующие варианты: а) кристаллизация расплавов в мантии; б) реакционное взаимодействие вылавки с первичным субстратом.

В результате этого могут возникнуть перидотиты с первичным, т.е. близким хондритовому типу отношений многих элементов, но обогащенные базальтовой составляющей и характеризующиеся повышенным относительно первичного уровнем накопления элементов. Некоторые из таких вторичных нормальных образований могут иметь состав, близкий пиролиту Рингвуда. Теоретические и экспериментальные данные свидетельствуют, что из такого состава могут выплавляться базальтовые расплавы [39].

Однако нормальные (первичные и вторичные) мантийные субстраты, в которых фиксируется соответствие хондритовым характеристикам, редки. Чаще отмечается отклонение от нормы по содержанию большеионных литофилов, в частности легких РЗЭ. Особенно характерно распределение с некоторым дефицитом последних ( $I_e, Sm$ ), свидетельствующее о подверженности субстратов изменениям, предшествующим образованию ультрамафических вулканитов [33, 36]. Данные по некоторым мантийным ксенолитам [33] и по пикритах Камчатки [10] позволяют предполагать и другой тип преобразования субстрата: добавку в него некоторого количества легких РЗЭ, Ba, Sr, т.е. большеионных литофилов. Оба типа изменения как бы дополняют друг друга.

Сравнение графиков нормированных содержаний РЗЭ в коматиитах с расчетными кривыми, полученными Ф.Фреем и Д.Грином [33], позволяет утверждать, что экстракция указанных элементов могла иметь место при отделении от субстрата вылавок весьма малой степени плавления ( $< 3\%$ ), т.е. специфических расплавов, отнесенных Ф.Фреем и Д.Грином к типу так называемых добавочных компонентов. Перемещение подобной вылавки в мантии и ее реакционное воздействие на нормальный субстрат могло в принципе приводить к обратному результату, т.е. некоторому обогащению субстрата литофильными элементами с большими ионными радиусами.

Близкие по сути представления высказывались и ранее. Так, Б.Г.Лутц [14], анализируя химические особенности кимберлитов, предположил, что они обусловлены участием в плавлении добавочного (к мантийному ультрамафитовому субстрату) расплава калиевого базальта. На важное значение флюидной переработки мантийных перидотитов указывали Б.Г.Лутц, Л.А.Маракушев и Л.Л.Перчук [14, 15]. Однако у этих исследователей флюид соответствует высокотемпературному метасоматизирующему раствору.

Среди продуктов ультрамафического вулканизма в фанерозое широко развиты породы относительно богатые Ti и бедные  $SiO_2$ . Среди последних особо выделяются меймечиты и пикритовые порфириты севера Сибирской платформы, которые по anomalно высокому уровню накопления малых литофильных элементов приближаются к кимберлитам и щелочным вулканитам [8, 10]. Образование подобных пород с уче-

том намечающейся аналогии с некоторыми мантийными образованиями логично связывать с существованием в мантии зон, аномальных по насыщенности несовместимыми элементами. Альтернативное предположение, заключающееся в том, что меймечитовый расплав мог быть образован из нормального типа субстратов при малых степенях плавления ( $< 10\%$ ), вызывает целый ряд возражений. При малых степенях плавления в расплаве должно быть значительно больше щелочей и железа, чем в меймечите. Должны фиксироваться и более низкие содержания Sr, малые величины отношения Zr/Nb. Вероятна также четкая отрицательная корреляция содержаний Ti и Si. На самом же деле, корреляция – положительная. Таким образом, вывод о малых степенях плавления нормальных источников для получения меймечитовых расплавов вряд ли соответствует имеющимся данным.

Можно также заключить, что образование меймечитового расплава совершалось сообразно общим закономерностям выплавления ультрамагнезиальных магм при того же типа динамике изменения содержаний Mg, Si, Al. Это значит, что искомые исходный состав и комплементарный остаток располагаются на прямой, примерно параллельной уже рассмотренным прямым (см.рис.7). Критерием правильности сделанного принципиально важного вывода является то, что такая линия проходит через ареал точек дунитов Гулинского массива, респитовый характер которых доказывается совокупностью геохимических и геолого-петрографических особенностей [9].

На основе указанного вывода и с помощью уже примененной методики определяются вероятные содержания в субстрате  $MgO$ ,  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ . По содержанию  $TiO_2$  рассчитываются степень плавления и состав остатка. После этого с учетом величин отношений  $CaO/Al_2O_3$ ,  $CaO/TiO_2$ , степени плавления получаются содержания в источнике всех петрогенных окислов (см.табл.1). Расчет содержания малых некогерентных элементов ведется по формуле  $C_0 = C_L \cdot F$ , где  $C_0$  – содержание элемента в субстрате;  $C_L$  – содержание его же в меймечите,  $F$  – степень плавления. Для когерентных элементов при расчете учитываются соответствующие коэффициенты распределения. В частности, при  $T = 1600^\circ C$  и 35%  $MgO$  в выплавке:  $D_{Ni} = 1$ ;  $D_{Cr} = 0,6$  [42].

Полученные содержания Ni, Co, Cr близки таковым в некоторых породах верлитовой серии или образованиях промежуточного состава между лерцолитами и верлитами. Содержания же литофилов требуют допущения о присутствии в породе наряду с клинопироксеном и карбонатом некоторого количества других минералов-концентратов, например, таких, как апатит, ниоботльменит, циркон, флогопит и др.

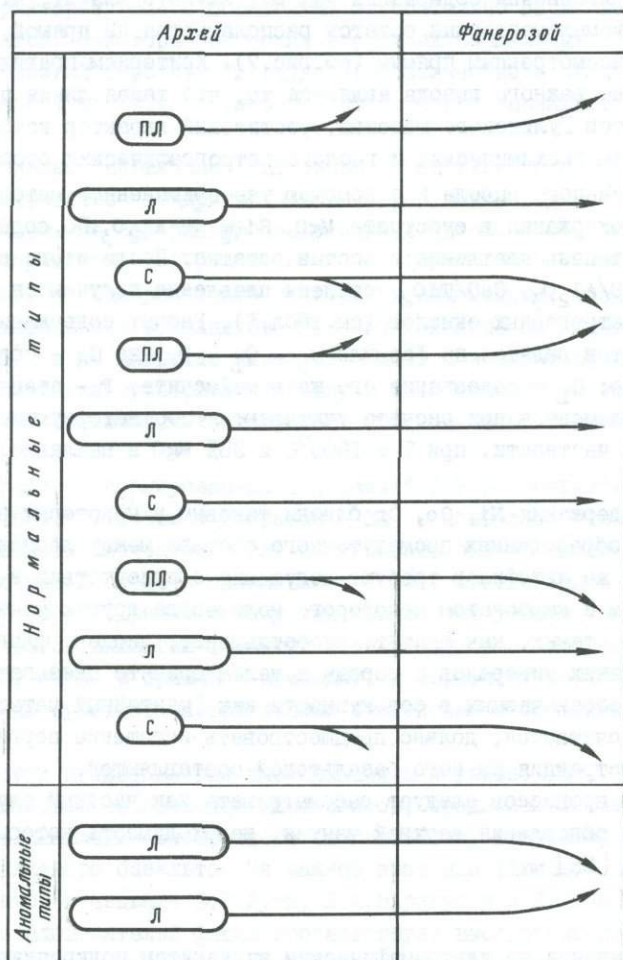
Образование таких минералов и породы в целом принято связывать с проявлением процессов, обозначаемых в совокупности как "мантийный метасоматоз" [41] и которому, как считается, должно предшествовать истощение первичного источника, например, экстракция из него базальтовой составляющей.

Весь комплекс процессов следует рассматривать как частный случай циклического истощения и обновления верхней мантии, необходимость которых постулируется в ряде работ [38].

### Заключение

Полученные сведения по ультрамафическим вулканитам подкрепляют разделяемую многими геохимиками концепцию о "неистощимой" мантии или так называемой "gross mantle" в отношении широкого круга элементов, т.е. вывод, который ранее был сделан на основе сравнения состава разновозрастных базальтов, в частности, толеитов древних зеленокаменных поясов и молодых океанических базальтов. Относительный консерватизм состава мантии в областях магмогенерирования выразился

в том, что и в архее, и в фанерозое она могла быть там представлена лерцолитами с первично близким хондритовому соотношению ряда петрогенных и малых элементов (см. табл. 2). Химический состав этих предположительно первичных субстратов не был вполне устойчив – они могли обедняться или обогащаться подвижными литофильными элементами с большими ионными радиусами (см. рис. 9). Кроме того, были возможны и несколько различные уровни накопления сидерофильных элементов (рис. 10). Подобные отклонения от нормы характерны как для фанерозойской, так и для архейской мантии. Наряду с указанным типом субстратов и в архее, и в фанерозое существовали участки мантии, сложенные породами верлитовой серии и породами типа гарцбургитов. Таким образом, неоднородность верхней мантии – свойство, присущее ей с самых ранних этапов геологической истории Земли, на которых уже совершались процессы изменения примитивных субстратов, обусловленные магмо- и флюидообразованием. Отметим также еще один тип неоднородности, на ко-



Р и с. 10. Схематическая диаграмма, показывающая возможные пути эволюции геохимических особенностей мантии от архея к фанерозою (по данным изучения вулканических ультрамафитов)

ПЛ – подвижные литофильные элементы; Л – тугоплавкие литофильные элементы; С – сидерофильные элементы

торный указали С.Маалое и К.Аоки [42], подметившие различия между шпинелевыми и гранатовыми лерцолитами в кимберлитах Африки. Эта неоднородность, по их мнению, не имеет отношения к магматическим процессам. На диаграмме  $MgO-SiO_2$  (см. рис.7) на линии средний гранатовый лерцолит-средний шпинелевый лерцолит располагаются также рассчитанный состав лерцолита в области генерирования нормальных ультрамафических магм и состав силикатной части углистого хондрита. Не исключено, что эта линия соответствует какой-то особой линии развития земных глубин.

В фанерозое отклонения мантии от нормы накапливались и она в целом становилась более гетерогенной и геохимически разнообразной по сравнению с архейской. Примерно на рубеже 2 млрд лет тому назад начали локально проявляться радикальные преобразования мантийных субстратов, выразившихся в их существенном обогащении редкими элементами, в частности тугоплавкими литофилами (см.рис.10), что обусловило появление разного типа аномальных мантийных перидотитов, определивших проявление в фанерозое разных видов щелочного магматизма, а также некоторых пикритов, богатых Ti, но бедных Si [59]. Отметим однако, что, согласно подсчетам, общая доля щелочных пород среди мантийных образований невелика и составляет не более 3-5%.

В фанерозое, очевидно, происходило и вовлечение в процессы магмообразования истощенных, реститовых мантийных масс с образованием резко обедненных титаном и другими литофильными элементами базальтов, некоторых офиолитовых поясов, а также некоторых пикритов. Таким образом, в целом намечается определенная тенденция разрастания во времени разнообразия магмогенерирующих мантийных субстратов, что следует учитывать при создании различных петрогенетических моделей происхождения мафит-ультрамафитовых ассоциаций.

Отметим также, что фанерозойские коматиты с о-ва Гаргонс-Айленд [32] образовались явно в равновесии с оливином и ортопироксеном (см.рис.7) при умеренных степенях плавления субстрата нормального типа. Возможно это доказывает, что в фанерозое генерирование богатых Mg расплавов совершались на большей глубине, чем в архее. Такой вывод, однако, требует дальнейшего подтверждения.

#### Литература

1. Б а с к и н а В.А. Ультраосновные вулканические породы // Геология и геофизика. 1975. № 8. С.3-18.
2. Б а р с у к о в В.Л., Д м и т р и е в Л.В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества // Геохимия. 1972. № 12. С.1515-1541.
3. Б о г а т и к о в О.А., Р я б ч и к о в И.Д. Новые данные о происхождении коматитовых серий // Геология и геофизика. 1984. № 12. С.88-97.
4. Г о в о р о в И.Н., И л у п и н И.П., Х а р о ш е в А.А. Геохимические неоднородности нижней литосферы и их природа // Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов. М.: Наука, 1980. С.270-288.
5. Д о б р е ц о в Н.Л. Вулканогенные породы серии марианит-бонинит // Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. С.149-179.
6. И л у п и н И.П., Л у т ц Б.Г. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы // Сов.геология. 1971. № 6. С.61-74.
7. К о в а л е н к о В.И., Р я б ч и к о в И.Д. Распределение редкоземельных элементов в шпинелевом лерцолите МНР // Геохимия. 1983. № 3. С.375-381.
8. Л а н д а Э.А. Условия образования ультрамафических вулкаников // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С.160-171.
9. Л а н д а Э.А., Л я п у н о в С.М. О содержании редкоземельных элементов в лунитах Гулинского массива и генезисе этих пород // Докл. АН СССР. 1984. Т.276, № 1. С.243-245.

10. Ланда Э.А., Ляпунов С.М., Марковский Б.А. Особенности распределения редкоземельных элементов в вулканических ультрамафитах // Там же. 1983. Т.272, № 2. С.462-464.
11. Ланда Э.А., Марковский Б.А. Сравнительный анализ геохимических особенностей платформенных и геосинклинальных ультраосновных вулканических пород: (На примере Маймеча-Котуйского региона и Камчатки) // Геохимия. 1976. № 6. С.855-863.
12. Ланда Э.А., Марковский Б.А. Геохимические особенности фанерозойских и докембрийских ультрамафических вулканитов и проблема состава верхней мантии Земли // Сов.геология. 1983. № 2. С.85-95.
13. Лапина А.В., Харьков А.Д. Геохимические особенности включений ильменит-флогопитовых гипербазитов в кимберлитах и роль флюидных процессов в дифференциации мантий // Докл. АН СССР. 1980. Т.255, № 5. С.1269-1271.
14. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975. 165 с.
15. Маракушев Д.А., Перчук Л.Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры // Кора и верхняя мантия Земли. М.: 1975. С.18-34.
16. Марковский Б.А., Ланда Э.А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов // Сов.геология. 1976. № 1. С.103-114.
17. Михайлов Н.П., Семенов Ю.Л. Каратургайский пикрито-диабазовый комплекс и некоторые вопросы петрологии пикритов // Там же. 1965. № 3. С.43-58.
18. Рингвуд А. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
19. Рудник В.А., Соболев Э.В. Ранняя история Земли. М.: Недра, 1984.
20. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматитов // Геохимия. 1984. № 5. С.625-638.
21. Сиворонов А.А., Малюк Б.И. Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С.130-138.
22. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
23. Соловьева Л.В., Владимирова Б.М., Семенова В.Г. и др. Мантийный метасоматоз и его роль в образовании кимберлитовых и щелочных оливин-базальтовых расплавов // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С.4-18.
24. Шейнман Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 231 с.
25. Щека С.А. Меймечит-пикритовый комплекс Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1977. Т.234, № 2. С.444-447.
26. Bickle M.J., Ford C.E., Nisbet E.G. The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high-pressure melting experiments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 37, N 1. P. 97-106.
27. Bickle M., Martin A., Nisbet E., O'Nion R. Mantle composition deduced from the chemistry of ultramafic lavas // Nature. 1976. Vol. 263, N 5578. P. 577-580.
28. Carswell D. Possible primary upper mantle peridotite in Norwegian basal gneiss // Lithos. 1968. Vol. 1. P. 322-355.
29. Carswell D., Dawson I. Garnet peridotite xenoliths in South African kimberlite pipes and their petrogenesis // Contrib. Miner. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 2. P. 163-184.
30. Carter J.L. Mineralogy and chemistry of the Earth's upper mantle based on the partial fusion - partial crystallization model // Bull. Geol. Soc. Amer. 1970. Vol. 81, N 7. P. 2021-2034.
31. Sawthorn R.G., Strong D.F. The petrogenesis of komatiites and related rocks as evidence for layered upper mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 23, N 3. P. 369-375.
31. Scheveria L. Tertiary of mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia; field relations and geochemistry // Contrib. Miner. and Petrol. 1980. Vol. 73, N 3. P. 253-266.

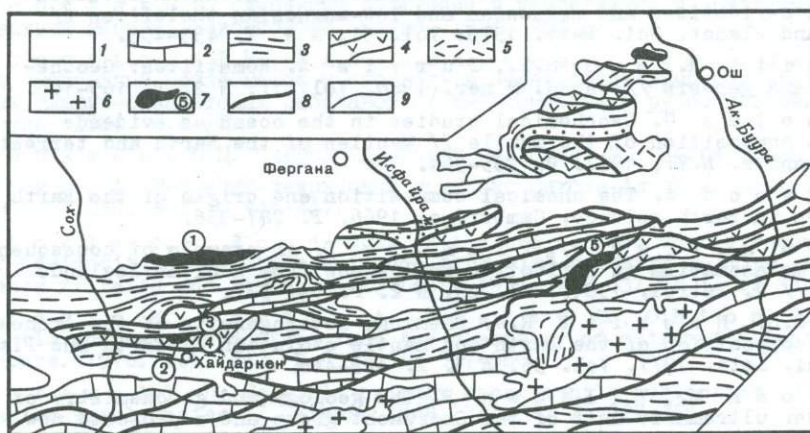
33. Frey F., Green D. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzillite inclusion in Victorian basanites // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1974. Vol. 38, N 7. P. 1023-1059.
34. Green D.M. Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics // *Geology.* 1975. Vol. 3, N 1. P. 15-18.
35. Hanson G., Langmuir C. Modelling of major elements of mantle-melt systems using trace element approaches // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 42, N 6A. P. 725-742.
36. Irving A. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic process within the mantle // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280, pt 2. P. 389-426.
37. Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H. et al. The abundances of major minor and trace elements in the Earth's as derived from primitive ultramafic nodules // *Proc. X Lunar and Planet. Sci. Conf.* 1979. P. 2031-2050.
38. Jahn B. Trace element geochemistry of archaic volcanic rocks and its implication for the chemical evolution of the upper mantle // *Bull. Soc. géol. France.* 1977. T. 19, N 6. P. 1259-1269.
39. Jacques A., Green D. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1980. Vol. 73, N 3. P. 287-310.
40. Kuno M. Mafic and ultramafic nodules in basaltic rocks of Hawaii // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1969. Vol. 115, N 2. P. 189-234.
41. Lloyd F., Bailey D. Light element metasomatism of the continental mantle. The evidence and the consequences // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. Vol. 9. P. 389-416.
42. Maaloe S., Aoki K. The major element composition of the upper mantle estrained from the composition of lherzolites // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1977. Vol. 83, N 2. P. 161-174.
43. Menzies M., Rama Murthy V. Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas - isotopic evidence // *Amer. J. Sci. A.* 1980. Vol. 280, pt 2. P. 622-638.
44. Nesbitt R.W., Sun S.S. Geochemistry of Archaean spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31, N 3. P. 433-453.
45. Nesbitt R., Sun S.S., Purvis A. Komatiites: Geochemistry and genesis // *Canad. Miner.* 1980. Vol. 17, N 2. P. 165-186.
46. Nicholes G. Geochemical studies in the ocean as evidence for the composition of the mantle // *Mantles of the Earth and terrestrial planets.* N.Y., 1967. P. 285-304.
47. Ringwood A. The chemical composition and origin of the Earth // *Advances in Earth science.* Cambridge, 1966. P. 287-356.
48. Roden M., Frey F., Francis D. An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nunivik Island, Alaska // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25, N 2. P. 544-577.
49. Sun S.S., Nesbitt R.W. Chemical heterogeneity of the Archean mantle composition of the Earth and mantle evolution // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 35, N 3. P. 429-448.
50. Viljoen M., Viljoen R. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onerwacht group and a proposed new class of igneous rock // *Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr.* 1970. Vol. 2. P. 55-85.
51. Wedepohl K. Origin of the tertiary basaltic volcanism in the northern Hessian depression // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1985. Vol. 89, N 2/3. P. 122-143.
52. White R. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii // *Ibid.* 1966. Vol. 12, N 4. P. 245-314.
53. Wyllie P., Huang V. Carbonation and melting relations in the system CaO-SiO<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub> at mantle pressures with geophysical and petrological applications // *Ibid.* 1976. Vol. 54, N 2. P. 75-107.

Эволюционная модель расслоенного комплекса офиолитов (на примере Джейранбельского массива, Южный Тянь-Шань)

А.В.Буйдина, С.В.Мошкин, Т.Г.Петров, Г.И.Суслов

В состав офиолитовой ассоциации Южного Тянь-Шаня входят три структурные единицы (снизу вверх): 1) апогартцбургитовые серпентиниты, представляющие тугоплавкий остаток – рстит частичного плавления верхнемантийного субстрата [6]; 2) расслоенный комплекс верлит–пироксенит–оливиновые габбро, содержащий в верхах редкие невыдержанные по простиранию дайки лейкократовых пород; 3) вулканогенно–плутоническая киргизатинская серия, слагаемая мощными покровами подушечных лав базальтов, пикрито–базальтов с многочисленными субвулканическими телами пикритов, оливиновых габбро и диабазов. Время формирования ассоциации – верхний силур–средний девон, тектоническое становление происходило в среднем карбоне одновременно с образованием меланжа.

Настоящая работа посвящена изучению расслоенного комплекса офиолитов. Данные образования описаны в работах [1,7,11,12]. Фрагменты расслоенного комплекса изучались нами в Ошской области Киргизской ССР, от р.Сох на западе до гор Алдыяр на востоке (рис.1), где они пользуются довольно широким распространением, но редко образуют крупные массивы. К последним можно отнести Канский массив, расположенный в северных предгорьях хребта Катрантау, НаDIRский, Заркарский и Каракольский массивы, расположенные в междуречье Сох–Исфайрам (урочище Сартала) и Джейранбельский массив, расположенный в междуречье Абшир–Чиле (Джейранбельский перевал). Многочисленные более мелкие части расслоенного комплекса в виде тектонических линз и блоков заключены в меланж с кембрий–силурийским субстратом. В целом расположение фрагментов расслоенного комплекса в



Р и с.1. Схема геологического строения междуречья Сох–Акбур

1–3 – отложения: 1 – мезо–кайнозойские, 2 – среднепалеозойские известняково–доломитовые, 3 – среднепалеозойские терригенные и терригенно–карбонатные; 4,5 – вулканогенные образования: 4 – среднепалеозойские, 5 – нижнепалеозойские; 6 – массивы гранитоидов ( $PZ_1$ ); 7 – массивы расслоенного комплекса ( $PZ_{1-2}$ ); цифры в кружках: 1 – Канский, 2 – Заркарский, 3 – Каракольский, 4 – НаDIRский, 5 – Джейранбельский; 8 – разрывные нарушения; 9 – геологические границы

© А.В.Буйдина, С.В.Мошкин, Т.Г.Петров, Г.И.Суслов, 1990

структуре региона подчиняется субширотному простиранию зоны Высоких предгорий Алайского хребта.

Петрология расслоенного комплекса офиолитов зоны Высоких предгорий базируется на результатах детального опробования наиболее полного по петрографическим разновидностям 900-метрового разреза Джейранбельского массива, в котором последовательно, снизу вверх, были отобраны 90 образцов пород.

Массив имеет форму вытянутой линзы (падение на юг под углом  $75^{\circ}$ ) и протягивается с юго-запада на северо-восток на 11 км при максимальной ширине выхода 1200 м у перевала Джейранбель. Нижний контакт массива тектонический, где перидотиты и их серпентинизированные разновидности соприкасаются с силурийскими песчаниками и глинистыми сланцами. Он представлен катаклазитом мощностью в первые метры. Верхний контакт интрузивный, габбро воздействуют на вмещающие нижнекембрийские и силурийские вулканогенно-осадочные образования с проявлением ороговикования и других приконтактных изменений (хлоритизация, актинолитизация, эпидотитизация, цоизитизация). В зоне эндоконтакта наблюдаются ксенолиты вмещающих пород в габбро.

Следует отметить, что в состав расслоенного комплекса входят серпентиниты, условно названные нами аполерцолитовыми. Они слагают его нижнюю часть, где в различных пропорциях смешиваются с кумулятивными верлитами и, кроме того, образуют многочисленные ветвистые дайки, выходящие из единого основания и рвущие и метаморфизующие все разновидности расслоенного комплекса, иногда выходя во вмещающие породы кровли. Исходные для аполерцолитовых серпентинитов породы произошли из верлитов за счет мобилизации интеркумулятивного вещества и внедрения "кумулясной каши" по ослабленным зонам уже достаточно затвердевшего расслоенного комплекса. Подобные образования весьма характерны для расслоенных комплексов и описаны в составе офиолитов Омана, Кипра, Калифорнии, Ньюфаундленда [20, 21, 23, 24]. Последующая серпентинизация завершила образование аполерцолитовых серпентинитов.

В стратиграфии расслоенного комплекса можно выделить пять структурных единиц (рис. 2): 1) серпентиниты и серпентинизированные верлиты; 2) чередование верлитов, оливиновых вебстеритов, вебстеритов; 3) чередование габбро-пироксенитов, оливиновых габбро, редких слоев пироксенитов; 4) чередование оливиновых габбро, габбро-норитов, мелано- и лейкократовых габбро, роговообманковых габбро, габбро-анортозитов; 5) офиотные некумулятивные габбро верхней части разреза, содержащие единичные дайки плагиогранитов.

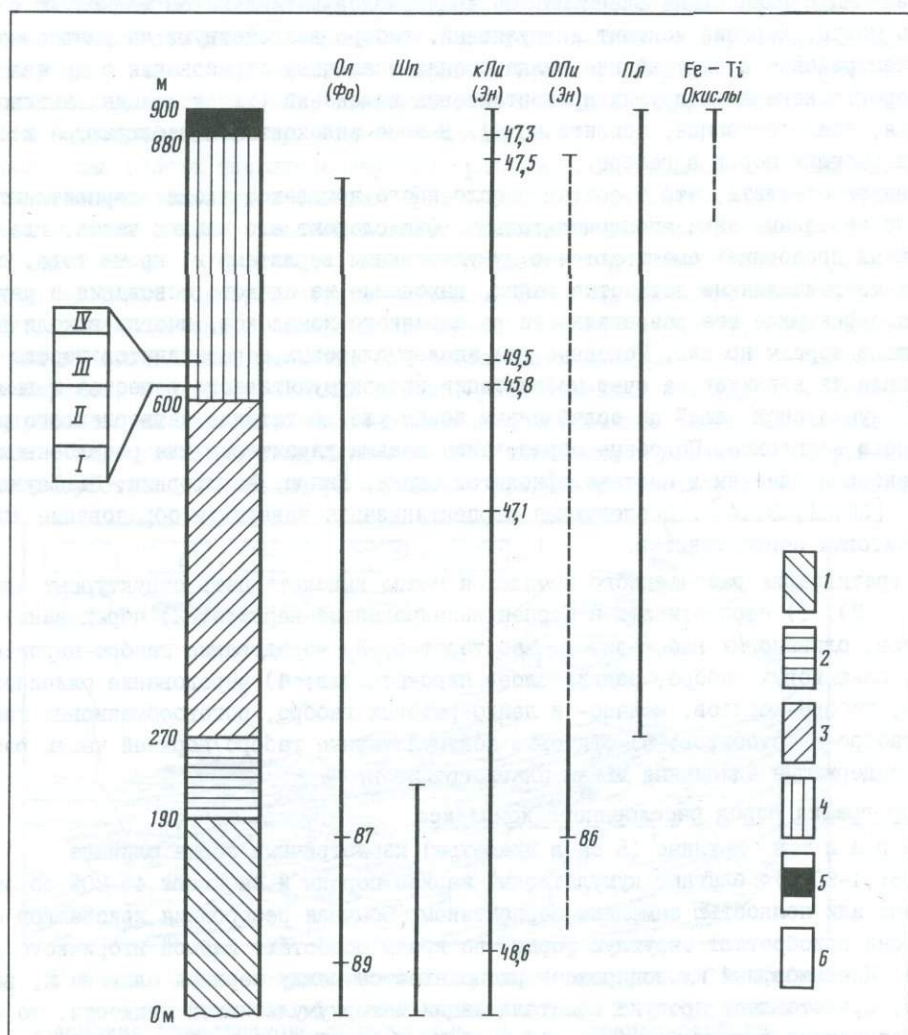
#### Петрография пород расслоенного комплекса

**В е р л и т ы.** Крупные (5 см в диаметре) изометричные зерна оливина ( $\text{Fo} = 87,4-93,9$ )<sup>1</sup> слагают кумулятивный каркас породы и занимают 45-80% объема, частично или полностью замещены серпентином. Обычная резорбация кристаллов оливина, они приобретают округлую форму, по краям обрастают каймой вторичного амфибола. Ксеноморфный клинопироксен располагается между зернами оливина и, вероятно, представляет продукт кристаллизации интеркумулятивной жидкости, по составу относится к диопсиду ( $\text{En} = 46,9-49,7$ ;  $\text{Wo} = 41,4-49,7$ ;  $\text{Fs} = 0,6-8,9$ ) с резкой диаляговой отдельностью. Единичные зерна крупного энстатита ( $100 \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 88,1-92,2$ ;  $\text{En} = 84,2-88$  пойкилитически включают мелкие кристаллы оливина. Хромовая шпинель представлена реликтивными формами крупных

<sup>1</sup>Все анализы минералов выполнены на электронном микроанализаторе "Самевех" во ВСЕГЕИ.

кристаллов (0,5–2,5 мм), содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 29,7\text{--}36,7$  мас.%, диагностируется как магноалюмохромит, реже титаноферрихромит с содержанием  $\text{TiO}_2$  до 3,97 мас.%. Вторичный гидрогранат замещает диопсид в центральных частях зерен; широко развиты тремолит, карбонат, хлорит, магнетит.

**Вебстериты.** Породы от гиганто- до среднезернистых сложены тремя пироксенами: энстатит – 5%, авгит – 10–30%, диопсид – 10–45% объема породы и вторичным гидрогранатом; встречаются оливковые и плагиоклазовые разновидности. Интенсивные вторичные изменения проявлены в образовании (помимо гидрограната) хлорита, эпидота, карбоната, серпентина, талька.



Р и с.2. Стратиграфическая колонка и минералогия расслоенного комплекса

1–4 – кумулятивные породы: 1 – аподерцолитовые серпентиниты и верлиты, 2 – верлиты, вебстериты, 3 – пироксениты, габбро-пироксениты, оливковые габбро, 4 – оливковые габбро, габбро, габбро-анортозиты; 5 – некумулятивные офитовые габбро с единичными дайками плагиогранитов; 6 – ритмы

Оливиновые габбро. Содержания оливина колеблются от единичных зерен до 20%. Сам оливин практически не сохранился и обычно замещен полной псевдоморфозой серпентина или ассоциациями серпентин+тремолит, тальк+хлорит+тремолит. Кроме оливина породы содержат хорошо сохранившийся клинопироксен и измененный плагиоклаз. Клинопироксен представлен диопсидом (микронзондовые анализы приведены в табл.1), образует две генерации: мелкие идиоморфные зерна и крупные резорбированные кристаллы, ксеноморфные по отношению к крупному плагиоклазу и в то же время пойкилитически включающие мелкие хадакристаллы плагиоклаза. Последний также представлен двумя генерациями идиоморфных кристаллов: мелкие, включенные в пироксен, и крупные лейсты. Плагиоклаз очень редко сохраняется в виде реликтов, обычно диагностируется по характерной форме кристаллов и двойниковой структуре. Границы крупных кристаллов плагиоклаза часто стерты вторичными процессами с образованием однородной бурой массы. Рудные минералы — магнетит, гематит — рассеяны в виде вкрапленности, Иногда встречаются цепочки мелких зерен апатита.

Габбро, габбро-нориты, роговообманковые габбро, габбро-анортозиты. Главные минералы перечисленных пород — диопсид и плагиоклаз — аналогичны описанным для оливиновых габбро. В габбро-норитах в количестве 5-10% присутствуют хорошо ограненные кристаллы бронзита длиной до 5 мм, иногда обладающие мозаичным строением и включающие мелкие хадакристаллы плагиоклаза и диопсида. В роговообманковых габбро присутствует до 5% ксеноморфных зерен зеленой роговой обманки. Габбро-анортозиты на 75-90% сложены соскритизированным плагиоклазом.

Все габброиды обладают кумулятивными структурами, т.е. сложены крупными зернами кумулятивных минералов и мелкозернистым агрегатом — продуктом кристаллизации интеркумулятивной жидкости.

Офитовые габбро. Плагиоклаз слагает до 40% объема породы и образует полисинтетически сдвойникованные лейстовидные кристаллы. Размеры зерен варьируют от 0,2 до 3 мм. Клинопироксен представлен диопсидом, занимает 35-30% объема породы, его кристаллографическая огранка подчинена форме каркаса плагиоклазовых лейст. Вторичные эпидот, актинолит, хлорит и цоизит располагаются в виде жильных агрегатов по трещинкам и в пустотах. По всей породе рассеяна мелкая рудная вкрапленность. Структура породы габбро-диабазовая.

Плагиограниты. Лейкократовые породы, в которых темноцветные минералы (биотит и хлорит) слагают не более 10% объема, остальная масса сложена плагиоклазом, кварцем и аксессуарным офеом. Биотит и хлорит образовали псевдоморфозы по роговой обманке, полностью заместив ее. Структура породы типидиоморфнозернистая. Согласно работам ряда исследователей [18,19,22], лейкократовые дериваты являются наиболее поздними продуктами кристаллизации расслоенного комплекса и образовались в результате фильтр-прессинга последних (наиболее кислых) порций интеркумулятивной жидкости.

Расслоенность проявлена в Джейранбельском массиве, как и во всех расслоенных комплексах офиолитов мира, на двух уровнях: макро- и микрорасслоенность. Первая условно подразделяет комплекс на три крупные единицы, снизу вверх: верлитовую (соответствует зоне 1 на рис.2), пироксенитовую (зона 2, соответственно) и габбровую (зоны 3,4). Каждая из трех макроединиц характеризуется своим преобладающим минеральным парагенезисом: 1)  $Ol+Cr-Ilp$ ,  $Ol+Cr-Ilp+KPl$ ; 2)  $Ol+Cr-Ilp+KPl+OPl$ ; 3)  $Ol+KPl+Ilp+OPl$ . Микро- или скрытая расслоенность [17,

Средние химические и нормативные составы Джейранбельского расслоенного комплекса  
(рассчет на 60<sup>2-</sup>)

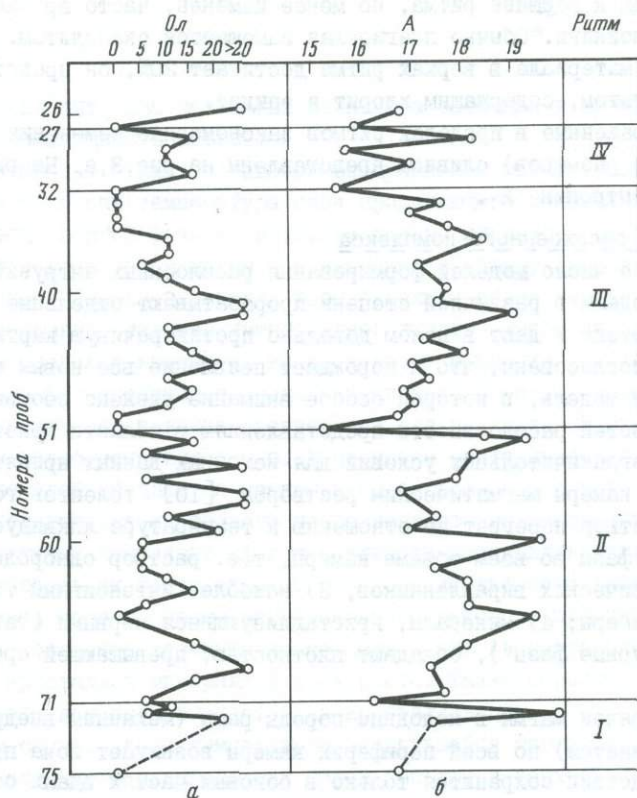
Компо- нент	90 <sup>ж</sup> (65)	77 (510)	75 (613)	72 (615,5)	70 (616)	67 (618)	63 (620,5)	59 (622,5)	52 (626)	51 (626,5)	42 (631)	29 (637,5)	27 (639)	26 (639,5)	5 (855)	1 (873)
SiO <sub>2</sub>	50,65	51,80	51,44	50,81	50,86	52,10	50,59	51,72	51,16	50,69	51,33	51,72	50,52	52,25	49,98	50,62
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,67	0,58	0,51	0,49	0,52	0,39	0,80	0,65	1,17	0,50	0,53	0,67	0,37	0,84	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,91	1,57	1,97	2,83	2,83	2,01	3,79	2,11	2,34	2,47	2,39	3,76	2,54	1,23	2,41	2,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,22	1,99	2,27	5,08	3,83	1,35	4,93	1,61	2,51	2,01	2,94	3,20	5,42	3,11	6,34	5,06
FeO	1,67	4,53	5,66	1,15	2,74	4,27	1,79	4,47	4,33	5,83	3,04	3,02	2,49	2,77	2,62	3,14
MnO	-	0,10	0,16	0,29	0,14	0,09	0,20	0,14	0,28	0,19	0,13	0,11	0,23	0,42	0,17	0,26
MgO	16,60	16,50	15,81	16,58	16,88	16,53	16,81	16,45	15,63	15,41	16,39	18,12	16,16	16,32	15,29	15,47
CaO	23,17	22,20	21,56	21,71	21,41	22,59	20,36	22,02	22,49	21,71	22,50	18,50	21,01	22,87	21,48	21,48
Na <sub>2</sub> O	-	-	0,08	0,52	0,19	-	0,62	0,09	0,09	0,08	0,13	0,69	0,55	0,27	0,64	0,57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,62	0,44	0,50	0,63	0,52	0,53	0,58	0,49	0,44	0,63	0,33	0,40	0,39	0,23	0,43
Сумма	99,98	99,98	99,97	99,98	100,00	99,98	100,01	99,99	99,97	100,00	99,98	99,98	99,99	100,00	100,00	100,00
Si	1,855	1,911	1,906	1,866	1,870	1,916	1,853	1,905	1,892	1,882	1,889	1,881	1,865	1,924	1,855	1,875
Ti	0,012	0,019	0,016	0,015	0,014	0,014	0,011	0,022	0,020	0,033	0,014	0,014	0,018	0,010	0,023	0,018
Al	0,168	0,068	0,086	0,122	0,123	0,087	0,164	0,092	0,102	0,108	0,104	0,161	0,110	0,054	0,105	0,101
Fe <sup>+3</sup>	0,089	0,055	0,063	0,141	0,106	0,037	0,136	0,045	0,070	0,056	0,082	0,088	0,151	0,087	0,177	0,141
Fe <sup>+2</sup>	0,051	0,140	0,175	0,035	0,084	0,131	0,055	0,137	0,134	0,181	0,094	0,092	0,077	0,086	0,081	0,097
Mn	-	0,003	0,005	0,009	0,005	0,003	0,006	0,004	0,008	0,006	0,004	0,003	0,007	0,013	0,005	0,008
Mg	0,906	0,907	0,873	0,907	0,925	0,906	0,918	0,903	0,862	0,853	0,899	0,982	0,889	0,895	0,846	0,854
Ca	0,909	0,878	0,856	0,854	0,843	0,890	0,799	0,869	0,892	0,863	0,887	0,721	0,831	0,902	0,854	0,853
Na	-	-	0,005	0,037	0,013	-	0,043	0,007	0,007	0,006	0,009	0,048	0,039	0,019	0,046	0,041
Cr	0,009	0,018	0,013	0,015	0,018	0,015	0,015	0,017	0,014	0,013	0,018	0,009	0,012	0,011	0,007	0,013
100Mg: i (Mg+Fe <sup>+2</sup> )	294,7	86,6	83,3	96,3	91,7	87,4	94,3	86,8	86,5	82,5	90,5	91,4	92,0	91,2	91,3	89,8
Эн	48,6	47,1	45,8	50,5	49,9	47,0	51,8	47,3	45,7	45,0	47,8	54,7	49,5	47,5	47,5	47,3
Во	48,7	45,6	45,0	47,6	45,6	46,2	45,1	45,5	47,2	45,5	47,2	40,2	46,2	47,9	48,0	47,3
Фс	2,7	7,3	9,2	1,9	4,5	6,8	3,1	7,2	7,1	9,5	5,0	5,1	4,3	4,6	4,5	5,4

<sup>ж</sup>Номера проб. Цифры в скобках - высота от основания разреза, м.

19,20,23] проявлена на всех уровнях разреза, но наиболее отчетливо выражена в габровой части, где выделяются ритмы мощностью 2,5–11 м. Ритмичная микро-расслоенность определяется закономерным изменением количества, размеров и состава кумулюсных минералов в пределах каждого ритма.

Детальное изучение скрытой расслоенности в габровой части разреза проведено на 50 образцах из 26-метрового разреза, которые отобраны снизу вверх от отметки 613 м от подошвы комплекса (обр. 75) до отметки 639 м (обр. 27) с разном в 0,25–2 м. Данная часть разреза, как и вся 500-метровая зона габброидов, характеризуется повсеместной ритмической расслоенностью и хорошо развитыми кумулятивными структурами. Отчетливо выделяются четыре ритма с мощностями (в м): I – 3, II – 11, III – 9,5, IV – 2,5 (рис.3). В пределах каждого ритма происходит закономерное изменение зернистости породы, состава, размеров и идиоморфизма слагающих ее минералов. Закономерности проявлены в каждом ритме, независимо от его мощности.

Низы ритмов представлены среднезернистыми габбро-пироксенитами, породы не содержат оливина, сложены неправильной формы зернами плагиоклаза, клино- и ортопироксенов, последний пойкилитически включает мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза. Клинопироксен (диопсид) является единственным минералом, не под-



Р и с.3. Вариации: а – содержания оливина (количество зерен в шлифе), б – анизотропии (усл.ед.) в зависимости от стратиграфического положения в ритме

верженным вторичным изменениям. Ортопироксен сохраняется крайне редко, обладает мозаичным строением, обычно замещен баститом. Плаггиоклаз нацело замещен высокопреломляющим агрегатом бурого цвета, содержащим в качестве составной части гидрогранат. В пределах нижней половины каждого ритма отсутствует мелкозернистый интеркумулятивный материал, что обусловлено, вероятно, адкумулятивным ростом минералов.

От подошвы ритма вверх ортопироксен исчезает полностью, количество и размер зерен оливина увеличиваются до средней части ритма, где достигают максимума, а затем опять уменьшаются к вершине. Первичный оливин не сохраняется и представлен полными псевдоморфозами вторичных минералов. В средней части ритма оливин обладает наибольшей степенью идиоморфизма. Зерна оливина в центральной части замещены сростками волокнистого тремолита и эпидота, а по краям — серпентином, реже — наоборот. Клинопироксен резко неправильной формы образует зерна с заливами; плаггиоклаз лучше сохраняет форму, но полностью замещен агрегатом вторичных минералов. Количество интеркумулятивного материала очень мало, что, вероятно, обусловлено адкумулятивным ростом, но по направлению к вершине ритма постепенно увеличивается.

В верхах ритмов оливин мелкий, обычно идиоморфен, часто образует сростки нескольких зерен, замещен исключительно серпентином. Количество плаггиоклаза растет по направлению к вершине ритма, но менее изменен, часто прослеживаются полисинтетические двойники. Обычно плаггиоклаз замещается скаполитом. Количество интерстиционного материала в верхах ритма достигает 20%, он представлен тонкозернистым агрегатом, содержащим хлорит и эпидот.

Наиболее ярко выраженные в пределах ритмов закономерные изменения количества (соответственно и размеров) оливина представлены на рис.3,а. На рис.3,б отражено изменение энтропии 2.

#### Петрохимия пород расслоенного комплекса

Существует большое число моделей формирования расслоенных интрузий [3,4,8, 9,13,15,17]. Эти модели в различной степени прорабатывают отдельные события при становлении интрузий и дают в целом довольно противоречивую картину, нередко внутренне не согласованы, что и порождает появление все новых моделей.

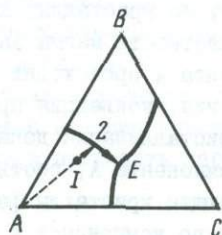
Авторы предлагают модель, в которой особое внимание уделено соответствию наблюдаемых особенностей расслоенности представлениям в области кристаллогенезиса. В качестве ограничительных условий для исходных данных принято: 1) одноактное заполнение камеры магматическим раствором [10] толеитового состава; 2) магматический раствор перегрет по отношению к температуре ликвидуса самой высокотемпературной фазы во всем объеме камеры, т.е. раствор однороден и не содержит интрателлурических вкрапленников; 3) наиболее интенсивный теплоотвод идет через кровлю камеры; 4) минералы, кристаллизующиеся первыми (так называемые "высокотемпературные фазы"), обладают плотностью, превышающей среднюю плотность раствора.

При внедрении горячей магмы в холодные породы рамы (механизм внедрения авторами не рассматривается) по всей периферии камеры возникает зона примерзания, которая впоследствии сохранится только в боковых частях вдали от основных тепловых потоков. Кровельная часть рамы довольно быстро прогреется, температуры магматического раствора и кровли сравняются, зона примерзания у кровли растворится, а зона закалки исчезнет при последующем метаморфизме. Подобный эффект, по-видимому, должен возникать в достаточно мощных (100–300 м) масси-

вах, вероятно, не обладающих достаточным запасом тепла. Для них возможно сохранение апикальной зоны примерзания и, как следствие, сохранение зоны закалки [16], т.е. видимого горячего интрузивного контакта. В связи с тем что в Джейранбельском массиве краевые и придонные фации уничтожены при образовании меланжа, и не было возможности их наблюдать, здесь будут рассмотрены лишь центральные зоны расслоенного комплекса.

На рис.4 приведен простейший случай трехкомпонентной диаграммы состояния (ABC). В общем виде кристаллизация магматического раствора состава I начнется при достижении температуры ликвидуса с образования кристаллов минерала А (например, оливина). Затем при достижении котектики в точке 2 начнется совместная кристаллизация минералов А и В (например, оливина и хромита или хромовой шпинели), при этом состав жидкости будет смещаться в сторону тройной эвтектики.

Р и с.4. Трехкомпонентная диаграмма состава  
Пояснения в тексте



Можно предложить два возможных механизма эволюции в верхней части камеры до начала кристаллизации в объеме.

1. На начальных этапах остывания внедрившейся магматической массы, по меньшей мере до того как температура слоя примыкающего к кровле понизится до ликвидуса первой твердой фазы А, в камере должно идти конвективное перемешивание, захватывающее весь объем магмы и приводящее к общему выравниванию температуры и концентрации. Первые кристаллы фазы А должны образоваться непосредственно на поверхности кровли, так как именно здесь впервые появится изотерма ликвидуса этой фазы в пределах камеры и, кроме того, зарождение кристаллов на поверхности раздела фаз происходит предпочтительнее, нежели в объеме жидкой фазы. Впоследствии эти образования растворятся (по реакционной схеме), так как они не покидают место кристаллизации. В процессе роста кристаллов фазы А примыкающий к кровле слой обедняется компонентом А, вследствие чего плотность слоя падает и он исключается из области конвективного перемешивания. При этом если скорость диффузии компонента А к поверхности растущих кристаллов относительно мала, то скорость их роста отстает от скорости движения вниз изотермы ликвидуса, вследствие чего в объеме магматического раствора примыкающего к диффузионной области создается пересыщение по компоненту А, достаточное для гомогенного зарождения кристаллов минерала А и их роста. Таким образом, в верхней (прикровельной) части камеры возникает зона кристаллизации.

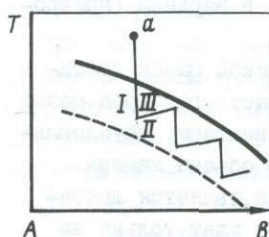
2. В том случае, если температура внедрившейся магматической массы достаточно для частичного расплавления пород кровли, в верхней части раствора может образоваться маломощная зона обогащения легкоплавкими компонентами, обусловливающими меньшую плотность этой зоны относительно остального объема камеры. Тогда эта зона исключается из конвекционного перемешивания и является достаточно устойчивой, поскольку смешение с основной массой магмы идет только за

счет диффузии, т.е. весьма медленно. В связи с тем что концентрация компонента А в этой зоне понижена, его кристаллизация начнется позже, чем в объеме жидкости, примыкающей к этой зоне снизу. Таким образом, ранние кристаллы первой фазы должны образоваться гипсометрически ниже зоны ассимиляции.

Далее следует, что кристаллы А (например, оливина), возникшие в зоне кристаллизации, будучи более плотными, чем магматический раствор при той же температуре (т.е. по условию), тонут и, пересекая изотерму ликвидуса, начинают растворяться. На первых этапах они растворяются полностью, не достигая дна камеры. Удаление более плотного компонента А из зоны кристаллизации приводит к уменьшению плотности магмы в ее пределах и к исключению ее из конвективной области. Сначала повышение плотности магмы за счет растворения тонущих кристаллов ниже изотермы ликвидуса должно приводить к усилению конвекции, но затем, по мере того как магма, обогащенная тяжелым компонентом, опускается вниз (захватывая тонущие кристаллы) конвекция должна ослабевать. В том случае, если увеличение плотности магмы за счет увеличения равновесной концентрации тяжелого компонента А происходит быстрее, чем уменьшение плотности за счет теплового расширения, конвекция прекратится совсем. При этом в магматической массе ниже зоны кристаллизации должно установиться равновесное распределение концентрации компонента А, соответствующее распределению температуры за счет того, что падающие кристаллы фазы А растворяются в перегретой магме, если ее концентрация по компоненту А ниже равновесной при данной температуре. Первые кристаллы достигают дна камеры несколько раньше установления равновесного распределения концентраций (из-за конечной скорости растворения), которые должны нести на себе следы растворения.

После начала кристаллизации в верхней части камеры второго компонента В (например, хромита) процесс должен идти аналогично. Следует отметить, что в принципе скорость установления равновесной концентрации для каждого компонента различна (зависит в первую очередь от величины  $dC_0/dT$ ). В связи с этим нельзя вообще утверждать, что первыми достигнут дна кристаллы минерала начавшего кристаллизоваться первым.

Образование зародышей кристаллов в жидкой фазе происходит при некотором конечном переохлаждении, т.е. при температурах ниже ликвидусной (рис.5). Ширина метастабильной области различна для различных соединений и зависит от многих параметров (Р, Т, химизм среды, вязкость, наличие других твердых фаз, гидродинамический режим и др.). Она может достигать десятков градусов (чистый расплав Ge, например, обладает метастабильной зоной шириной в 60°C) [14]. Таким образом, кристаллизация компонента А начнется не сразу после достижения магмой изотермы его ликвидуса. В связи с тем что зарождение кристаллов носит вероятностный характер, при отсутствии внешних воздействий в различных частях переохлажденного магматического раствора кристаллизация может начинаться раз-



— 1  
- - - 2  
— 3

Р и с.5. Участок сечения фазовой диаграммы и путь фигуративной точки в пределах метастабильной области

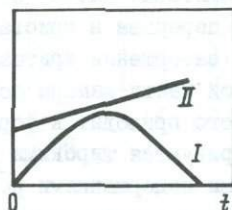
а - фигуративная точка исходного состава;  
I - кривая ликвидуса; 2 - граница метастабильной зоны; 3 - путь фигуративной точки: I - этап снижения температуры при отсутствии зародышей, II - зарождение кристаллов, III - этап разрастания и размножения зародышей

новременно. Однако механические воздействия на переохлажденную жидкость (тектонические подвижки), как известно, могут вызывать массовое зарождение кристаллов в ней, играя таким образом роль синхронизирующего фактора. Такие подвижки могут быть вызваны (в нашем случае) изменением объема внедрившейся массы при ее остывании. Следует учитывать, что при механическом воздействии возникают зародыши только в растворе, имеющем пересыщение выше некоторого критического. После появления зародышей пересыщение в системе начинает снижаться за счет их роста. Увеличиваясь в размерах, кристаллы тонут и удаляются из зоны кристаллизации. Можно ожидать, что при наличии достаточно высоких пересыщений присутствие в растворе движущихся макроскопических кристаллов может индуцировать образование новых зародышей, например за счет структурирования участков жидкости примыкающих к поверхности макрокристалла. Таким образом, кристаллизация будет продолжаться до тех пор, пока пересыщение не упадет ниже некоторого порогового для процесса размножения зародышей. После этого произойдет перерыв в кристаллизации до следующего тектонического воздействия на раствор, в котором вновь поднялось пересыщение (см. рис. 5).

При таком характере процесса образование кристаллов в каждом цикле идет при снижающемся пересыщении. Вследствие этого более поздние кристаллы цикла должны быть более совершенными, а размер кристаллов проходить через максимум (рис. 6).

Р и с. 6. Зависимость размеров и степени идиоморфизма кристаллов от времени с начала кристаллизации

$I$  - размер кристаллов;  $II$  - степень идиоморфизма;  $t$  - время, прошедшее с начала кристаллизации в цикле



При совместной кристаллизации нескольких минералов возможны следующие случаи.

1. Минерал В имеет весьма узкую метастабильную область. Перерывов кристаллизации минерала может не быть совсем.

2. Минерал В имеет широкую метастабильную область, такого же порядка, как минерал А. В этом случае начало кристаллизации обоих минералов в каждом цикле происходит синхронно, а прекращение кристаллизации может быть одновременным (разные значения пересыщения, скорости роста и др.). Однако, на дне, в пределах слоя соответствующего одному ритму кристаллизации, появление двух таких минералов может быть не одновременным, из-за их разделения в процессе опускания (разные плотности, размеры).

3. Минерал В имеет значительно более узкую метастабильную область, чем А, но достаточную для перерывов в кристаллизации. Тогда он может давать самостоятельные подритмы, число которых будет превышать число циклов кристаллизации минерала А.

Таким образом, основной смысл модели заключается в наличии зоны зарождения кристаллов в верхней части камеры и существовании поверхности накопления тонущих кристаллов. Зародившиеся кристаллы растут во всем объеме камеры - и в жидкости, осаждаясь, и в объеме рыхлого осадка.

Рассмотрим начальные этапы кристаллизации в приапикальной части камеры и обратим внимание на возможность ассимиляции пород кровли. Согласно расчетам А.А.Кадика и Н.И.Хитарова [5], при максимальных тепловых потоках через поверхность теплообмена в  $1 \text{ км}^2$  может быть расплавлено  $1000 \text{ км}^3$  вмещающих пород, при минимальных —  $10 \text{ км}^3$ . Применяв указанные расчеты к условиям формирования Джейранбельского массива, при максимальных тепловых потоках получим  $1,5 \text{ м}$  мощности гибридных пород, при минимальных —  $1,5 \text{ см}$ . Неудивительно, что столь малые мощности гибридных пород могли быть упущены при картировании.

Рассматривая начало кристаллизации на основе обсужденной модели, видим, что после установления равновесия по концентрации оливина или оливина и хромита во всем объеме камеры кристаллы этих минералов достигают ее дна и формируют седиментационный осадок. При этом самые первые и соответственно самые нижние кристаллы как оливина, так и хромита должны быть резорбированными, что и наблюдается в нижних горизонтах Джейранбельского массива. Внимательное рассмотрение возникшего оливин-хромитового кумулята показывает, что ультраосновные породы сложены оливином и аксессуарным хромитом, а хромитовые слои не содержат оливина (например, [8, с. 167]).

Данная ситуация указывает на то, что хромит кристаллизовался постоянно. Если из слоя дунита, находящегося между двумя хромитовыми слоями, выделить аксессуарный хромит, то мощность такого слоя будет соизмерима с мощностями чисто хромитовых слоев. Этот факт демонстрирует, что последние были образованы во время перерыва в кристаллизации оливина.

По завершении кристаллизации кумулусных минералов в самой верхней прикровельной части камеры остается еще некоторый объем жидкости, кристаллизация которого приводит к формированию верхних некумулятивных габбро. Эти породы характеризуются широкими вариациями размеров зерен, зональности минералов, повышенными содержаниями роговой обманки и Fe-Ti оксидов. Состав ядер зональных минералов соответствует составу незональных минералов кумулятивных габбро. Приведенные факты указывают на условия статической (некумулятивной) кристаллизации при высокой фугитивности  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{O}_2$  [23], чем завершается процесс в верхней части камеры. Дальнейшее охлаждение интрузива приведет к появлению изотермы солидуса и ее опусканию вниз.

Таким образом, консолидация массива, заключающаяся в затвердевании интеркумулясной жидкости, продвигается сверху вниз. Если к этому времени тектонические подвижки приводят к образованию дизъюнктивных нарушений в консолидированной части, то масса, состоящая из еще не сросшихся кристаллов кумулуса и интеркумулятивной жидкости из нижележащих — не затвердевших — горизонтов, может образовывать жилы, дайки или самостоятельные интрузивные тела в верхней консолидированной зоне [17]. При этом самым последним из возможных дайкообразующим материалом будет наиболее высокомагнезиальная часть данного расслоенного комплекса. Этим условиям соответствуют дайки аполерцолитовых серпентинитов, представляющие собой "кумулясную кашу", интродуцированную в верхние образования (Джейранбельский массив).

#### Петрохимия пород расслоенного комплекса

Петрохимическая характеристика приводится по результатам 90 силикатных анализов образцов пород Джейранбельского массива.

Средний химический и нормативный состав аполерцолитовых серпентинитов, верлитов, вебстеритов, габбро и их разновидностей, а также состав плагтигранитов

приведены в табл.2. При сопоставлении этих данных расслоенного комплекса Джейранбельского массива с известными из литературы отмечаем: 1) сходство аполерцолитовых серпентинитов с учетом дисперсии ультраосновным кумулятам Колмана [6, с.56]; 2) полное соответствие составов верлитов перидотитовым и верлитовым кумулятам из Омана и Калифорнии [Там же, с.56]; 3) габброиды расслоенного комплекса наиболее близки габброидам офиолитов комплекса Бей-оф-Айлендс, Ньюфаундленд [20].

Таблица 2

Средний химический и нормативный состав пород расслоенного комплекса Джейранбельского массива

Компонент	Аполерцолитовый серпентинит (24)		Верлит (18)		Вебстерит (14)		Габбро (22)		Плагиогранит (12)	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	39,70	1,57	39,10	1,61	46,11	1,71	47,77	2,29	67,50	5,44
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,07	0,37	0,23	0,28	0,15	0,55	0,34	0,43	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,97	0,93	5,39	1,47	11,13	3,99	15,07	1,77	13,30	1,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,91	1,27	6,39	1,44	2,33	1,27	1,94	0,64	1,58	0,56
FeO	1,71	0,94	4,12	1,52	3,66	1,15	4,42	1,12	2,97	0,96
MgO	35,30	1,60	29,90	2,60	15,25	4,80	10,31	2,40	2,78	0,94
CaO	0,90	0,65	3,57	1,12	15,07	4,07	12,22	2,21	2,94	1,21
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,12	0,36	0,34	0,67	0,57	2,22	0,65	4,31	1,96
K <sub>2</sub> O	0,04	0,04	0,06	0,07	0,10	0,14	0,25	0,20	1,02	0,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,11	0,04	0,03	0,03	0,02	0,11	0,22	0,14	0,21
П.п.п.	12,80	0,89	9,87	2,10	4,87	1,61	4,23	0,96	2,93	1,30

## Нормативный состав

Кв	-	-	-	-	27,43
Орт	0,27	0,40	1,42	2,58	6,06
Аб	1,66	3,41	17,96	23,57	36,46
Анд	4,76	14,46	31,83	34,01	11,31
Неф	-	-	0,67	-	-
С	0,14	-	-	-	0,91
Ди	-	3,96	30,90	11,87	1,92
Гип	40,22	26,55	3,72	9,37	9,45
Ол	42,74	39,95	10,12	15,37	-
Мт	5,91	10,37	2,65	2,71	2,28
Гем	3,88	-	-	-	-
Ил	0,28	0,79	0,61	0,37	0,66
Ап	0,14	0,11	0,12	0,15	0,33

Примечание. Цифры в скобках - объем выборки;  $\bar{x}$  - выборочное среднеарифметическое,  $\sigma$  - стандартное отклонение.

Нормативные пересчеты проведены по системе CJRW. Нормативный состав для серпентинитов можно рассматривать как попытку реконструкции исходного минерального состава. Главные породообразующие минералы аполерцолитовых серпентинитов: энстатит (14-61%) и форстерит (23-60%), присутствуют магнетит (0,5-10%) и гематит (0-8%). Иногда наблюдается слабый избыток нормативного корунда (0-2%).

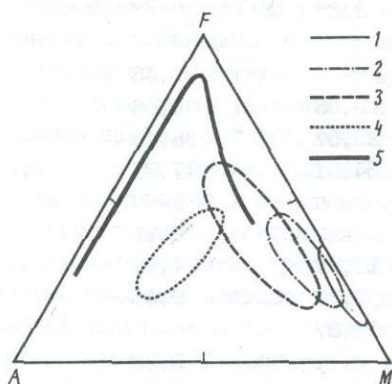
В верлитах главными породообразующими минералами являются форстерит (28–55%) энстатит (16–35%), присутствуют значительные количества нормативного магнетита (2–11%), который практически не окислен (нормативный гематит – 0–3%). Содержание диопсида колеблется от 0,1 до 8%. Нормативный плагиоклаз № 80–88.

Вебстериты в нормативном составе содержат (в %) диопсид (20–54), форстерит (1–24), плагиоклаз (15–55) со значительным преобладанием анортитовой молекулы над альбитовой (нормативный плагиоклаз № 70–77). В вебстеритах появляются железистые разновидности оливина и диопсида – фаялит (< 4) и геденбертит (< 6).

Для габбро характерно преобладание в нормативном составе плагиоклаза № 54–62 и диопсида (6–39%). Нормативный оливин становится более железистым, содержание его в оливиновых габбро достигает 22%. В отдельных образцах появляется нормативный нефелин (до 2,5%), что в модальном составе соответствует скаполитизации плагиоклаза.

В плагиогранитах на долю темноцветных минералов приходится порядка 10% нормативного состава (диопсид и гиперстен), что подтверждается и модальным составом. Плагиоклаз существенно натриевый (№ 17–32).

На диаграмме АФМ (рис. 7) околнурены поля фигуративных точек, отвечающих различным петрографическим типам пород расслоенного комплекса, показывающие отчетливую дифференциацию кристаллизующегося массива. В положении полей верлитов, вебстеритов, габбро, плагиогранитов не отмечается дифференциации в сторону обогащения железом. Часть фигуративных точек габброидов расслоенного комплекса располагается вдоль линии дифференциации Скергаарда в ее нижней части, а далее, к вершине F, скергаардский тренд сменяет тренд расслоенного комплекса, причем последний поворачивает к вершине А (плагиограниты).



Р и с. 7. Диаграмма АФМ пород расслоенного комплекса

1–4 – поля фигуративных точек: 1 – аплерцолитовых серпентинитов и верлитов, 2 – вебстеритов, 3 – габброидов, 4 – плагиогранитов; 5 – тренд дифференциации Скергаардской интрузии

Факторный анализ (МКК) по петрогенным и малым компонентам показал:

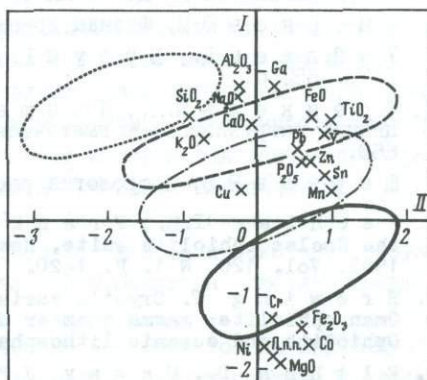
$$I \text{ фактор} = \frac{Al_2O_3(0,92) + Ga(0,90) + Na_2O(0,83) + SiO_2(0,71) + FeO(0,71) + CaO(0,66) + TiO_2(0,66) + V(0,62) + K_2O(0,55) + Cr(0,65)}{MgO(0,97) + П.п.п.(0,92) + Ni(0,86) + Co(0,84) + Fe_2O_3(0,73) + Cr(0,65)}, 46,7 \text{ мас.}\%$$

$$II \text{ фактор} = \frac{Mn(0,51) + TiO_2(0,50) + V(0,47) + Sn(0,44)}{SiO_2(0,46)}, 9,7 \text{ мас.}\%$$

На рис.8 приведена диаграмма распределения фигуративных точек петрографических разновидностей пород расслоенного комплекса и оконтурены поля: I – аполерцолитовых серпентинитов и верлитов, II – вебстеритов, III – габброидов, IV – плагиогранитов. Последовательность полей I-IV соответствует макрорасслоенности Джейранбельского массива. Как видно из диаграммы, в процессе дифференциации остаточная жидкость эволюционирует в сторону обогащения кремнекислотой, глиноземом и другими лейкократовыми компонентами.

Р и с.8. Факторная диаграмма пород расслоенного комплекса в координатах I-II факторы

Условные обозначения см. на рис.7



Таким образом, представлен набросок новой модели формирования расслоенных интрузий, детальная проработка которой будет проводиться в дальнейшем. При всей ее схематичности, она позволила объяснить ряд следующих важных моментов: 1) отсутствие зоны закалки в апикальных частях крупных интрузий; 2) отсутствие направленного нарастания кристаллов от стенок камеры к ее центру; 3) общее снижение основности магматического раствора по мере кристаллизации (макрорасслоенность); 4) существование непрерывного и прерывистого выделения разных минералов, а также различия в размерах зерен одних и тех же минералов в пределах ритма (микрорасслоенность); 5) различия в мощностях ритмов; 6) существование тел, секущих нормальную расслоенность, и имеющих состав относительно более низких горизонтов интрузии.

#### Литература

1. Буртман В.С., Клишевич В.Л., Котова Л.Н. и др. Новые данные о палеозойском океане в южной Фергане // Докл. АН СССР. 1977. Т.237, № 3. С.668-671.
2. Великославинский Д.А., Елисеев Э.Н., Кратц К.О. Вариационный анализ эволюции магматических систем. Л.: Наука, 1984. 15 с.
3. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
4. Гурулев С.А. Геология и условия формирования Иско-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
5. Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества // Геохимия, 1968. № 6. С.651-665.
6. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
7. Макарычев Т.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 196 с.
8. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
9. Ниггли О. Магма и ее продукты. М., Л.: Госгеолиздат, 1946. Ч.1. 435 с.

10. Петров Т.Г. О невозможности определения последовательности кристаллизации по индивидуальным характеристикам минералов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1977. Т.106. № 4. С.499-502.
11. Порякова Э.В. Петрография и петрохимия основных и ультраосновных пород южной Ферганы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1969. 27 с.
12. Семенов Ю.Л. Габбро-перидотитовые и пикрит-габбро-диабазовые комплексы Тянь-Шаня и Памира. Л.: Недра, 1982. 211 с.
13. Скиба В.И., Пушкарёв Ю.Д. Физико-химическая природа расслоенности интрузивных тел // Докл. АН СССР. 1985. Т.280, № 2. С.442-445.
14. Смирнов Ю.М. Физика кристаллизации. Калинин: Изд-во, 1986. 81 с.
15. Уэйджер Д., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
16. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава // Геохимия. 1978. № 5. С.643-668.
17. Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.
18. Aschley P.M., Franklin B.J., Ray A.S. Plagiogranites in the Coolac ophiolite suite, New South Wales, Australia // Miner. Mag. 1983. Vol. 120, N 1. P. 1-20.
19. Browning P. Cryptic variation within the Cumulate Sequence of the Oman ophiolite: magma chamber depth and petrological implications // Ophiolite and oceanic lithosphere. Oxford: Blackwell, 1984.
20. Elthon D., Cassey J.F., Komor S. Cryptic mineral-chemistry variations: In a detailed traverse through the cumulate ultramafic rocks of the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland // Ibid.
21. Horson C.A., Mattinson J.M., Pessagno E.A. Coast range ophiolite, western California // Geotectonic development of California. Englewood Cliffs (N.J.): Prentice-Hall, 1981.
22. Jacques A.Z. Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, Northern Papua New Guinea // J. Petrol. 1981. Vol. 22, N 1. P. 1-40.
23. Pallister J.S., Horson C.A. Semail ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variations, cryptic variation and lavering and a model of spreading ridge magma chamber // J. Geophys. Res. B. 1981. Vol. 86, N 4. P. 2593-2644.
24. Wilson R.A.M. The geology of Xeros-Troodos area // Met. Cyprus Geol. Surv. Dep. 1959. Vol. 1. P. 1-136.

УДК 552.32(571.5)

Эволюция основного магматизма западной части Джугджуро-  
Становой складчатой области I

Н.И.Московченко

Неоднородная по латерали многоярусная структура Южной окраины Сибирской платформы отражает почти непрерывную историю тектонического развития, которая проявлялась импульсами эндогенных процессов от раннего архей до конца раннего протерозоя. После относительной стабилизации на рубеже около 2,0 млрд лет она продолжалась в виде неоднократной плутоно-тектонической переработки докембрийских комплексов. Джугджуро-Становая складчатая область (ДСО) является фрагментом этой территории, ограничивая с юга структуры архейской стабилизации - Алданскую гнейсо-гранулитовую и Олекминскую гранит-зеленокаменную области. Тектоническое развитие ДСО связано с несколькими эндогенными циклами, которые,

<sup>1</sup>Подготовлена в рамках Проекта МПГК № 280 "Древнейшие породы Земли"

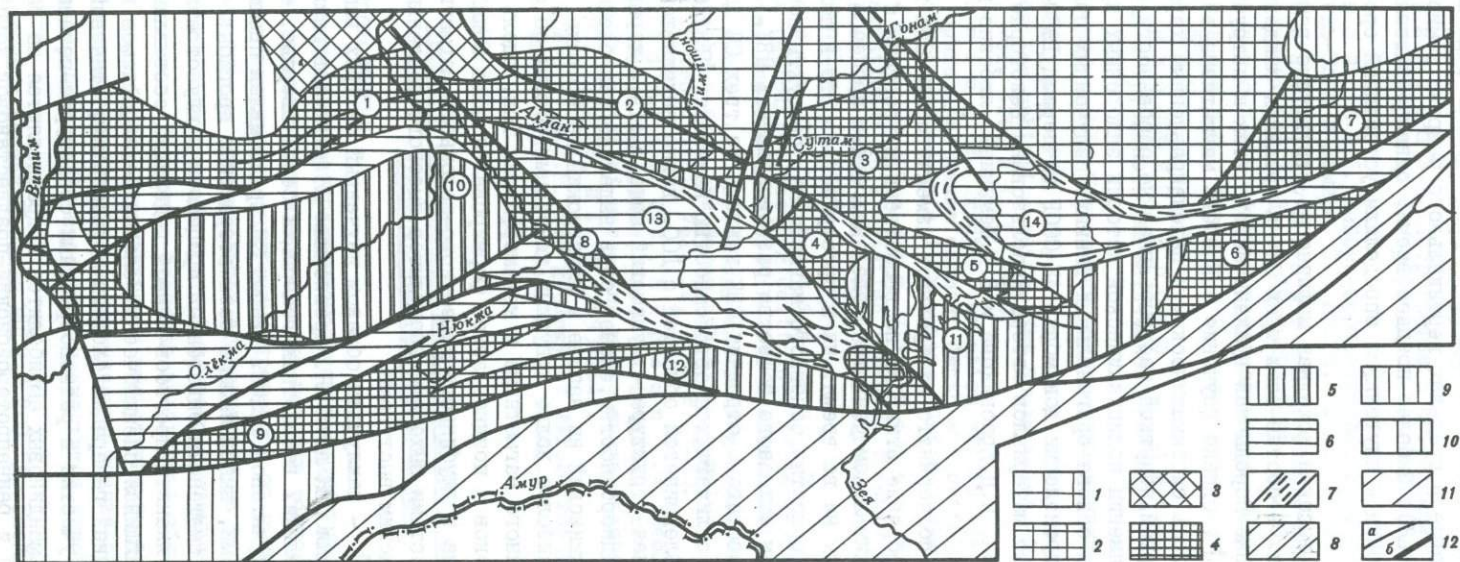
проявившись уже в раннем архее, достигали своей кульминации в позднем архее-раннем протерозое и завершились в конце последнего кратонизацией становид, обусловив тем самым формирование в пределах вертикального разреза земной коры ДСО трех структурных ярусов (СЯ). В более позднее время, однако, длительные процессы структурной перестройки и плутонизма определили устойчивый орогенный режим ДСО.

Особенностью ДСО является высокая исходная мафичность структурно-вещественных комплексов (СВК), входящих в состав всех трех СЯ, в пределах каждого из которых широко развиты основные породы как вулканического, так и интрузивного генезиса [3,4,8-10,14,15,19]. Однако изучение основного магматизма в этом регионе до сих пор не отличалось систематическим и целенаправленным характером. Настоящая работа является первой попыткой раскрыть главные особенности эволюции основного магматизма на протяжении полициклической истории эндогенных преобразований ДСО. Она выполнена на основе оригинальных данных, полученных при работах Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР за период 1980-1985 гг. для западной части ДСО. Помимо материалов автора использованы некоторые результаты В.Л.Дука, В.М.Кастрыкиной, Н.Н.Красникова и В.М.Шемакина, любезно предоставивших недостающие данные.

Неоднородное строение ДСО подчеркнуто латеральной изменчивостью СВК каждого из слагающих его СЯ, а разнообразие этих СВК по вещественному составу и строению обусловлено полициклическим ходом развития, где эндогенные процессы были не выдержаны по своим условиям ни во время, ни в пространстве. Это в полной мере находит отражение и в особенностях основного магматизма, продукты которого составляют преобладающий объем исходного вещества разновозрастных СВК.

Латеральная изменчивость состава и строения СВК каждого из трех СЯ ДСО позволяет выделить ряд блоков, отличающихся автономностью развития [13,16]. В зоне сочленения Алданской и Олекминской областей с ДСО, давно выделявшейся как независимо развивающаяся шовная структура - Сутамский пояс [II], характеризующийся своей внутренней неоднородностью, может быть выделено три блока (рис. 1): Зверевский на севере, Нюкжинский на западе и Иликанский на востоке. Границы между ними представлены наиболее долго живущими линейными зонами со специфическими проявлениями глубинного магматизма и метаморфизма. Так, вдоль границы Нюкжинского и Иликанского блоков в позднем архее формировался пояс зонального высокобарического метаморфизма и глубинного известково-щелочного магматизма. Он трассируется также прерывистыми выходами гранулитов высокого давления, в частности, Ларбинским и Талумским выступами.

Зверевский блок [8,15,21] - наилучшим образом изученный из трех вышеуказанных, сложен разновозрастными СВК двух СЯ. Древнейших СЯ включает различные по составу метабазалты нескольких возрастных генераций серии Зверева, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Второй СЯ представлен преимущественно основными метавулканитами, выполняющими разновозрастные прогибы, становление которых сопровождалось смещением эндогенных процессов к югу от стабильной Алданской области. Метавулканиты прогибов первой генерации составляют холодниканский комплекс, отличающийся специфическим слабым метаморфизмом и составом [10,14]. Прогибы поздней генерации сложены метабазитами становой серии, которые по составу и степени участия в разновозрастных структурно-метаморфических преобразованиях фации альмандиновых амфиболитов подразделяются на раннестановой комплекс позднего архея и раннепротерозойский-позднестановой комплекс [13,14,16]. Однако последний - позднестановой комплекс следует относить уже



Р и с.1. Схема тектонического расчленения южной окраины Сибирской платформы

1 - Западно-Алданская гранулитогнейсовая область; 2 - Восточно-Алданская гранулитогнейсовая область; 3 - Олекминская гранит-зеленокаменная область. Джугджуро-Становая складчатая область: 4 - блоки полихронных гранулитобазитовых комплексов повышенного давления (цифры в кружках: 1 - Курультинский, 2 - Зверевский, 3 - Сутамский, 4 - Брянтинский, 5 - Токк-Сиваканский, 6 - Чогарский, 7 - Джугджурский, 8 - Ларбинский, 9 - Могочинский) блоки становид амфиболитового метаморфизма: 5 - фемического типа (10 - Нюкжинский, 11 - Зейский, 12 - Урканский) 6 - сиалического типа (13 - Илканский, 14 - Купурийский) 7 - шовные структуры нижнего протерозоя, 8 - комплексы становид, перекрытые молодыми отложениями. Байкальская складчатая область: 9 - Байкало-Патомская и Баргузинская системы и другие структурно-формационные зоны с отложениями позднего докембрия, 10 - Верхневитимская система, 11 - Монголо-Охотский пояс; 12 - главные тектонические границы (а), границы структурно-формационных областей и зон (б)

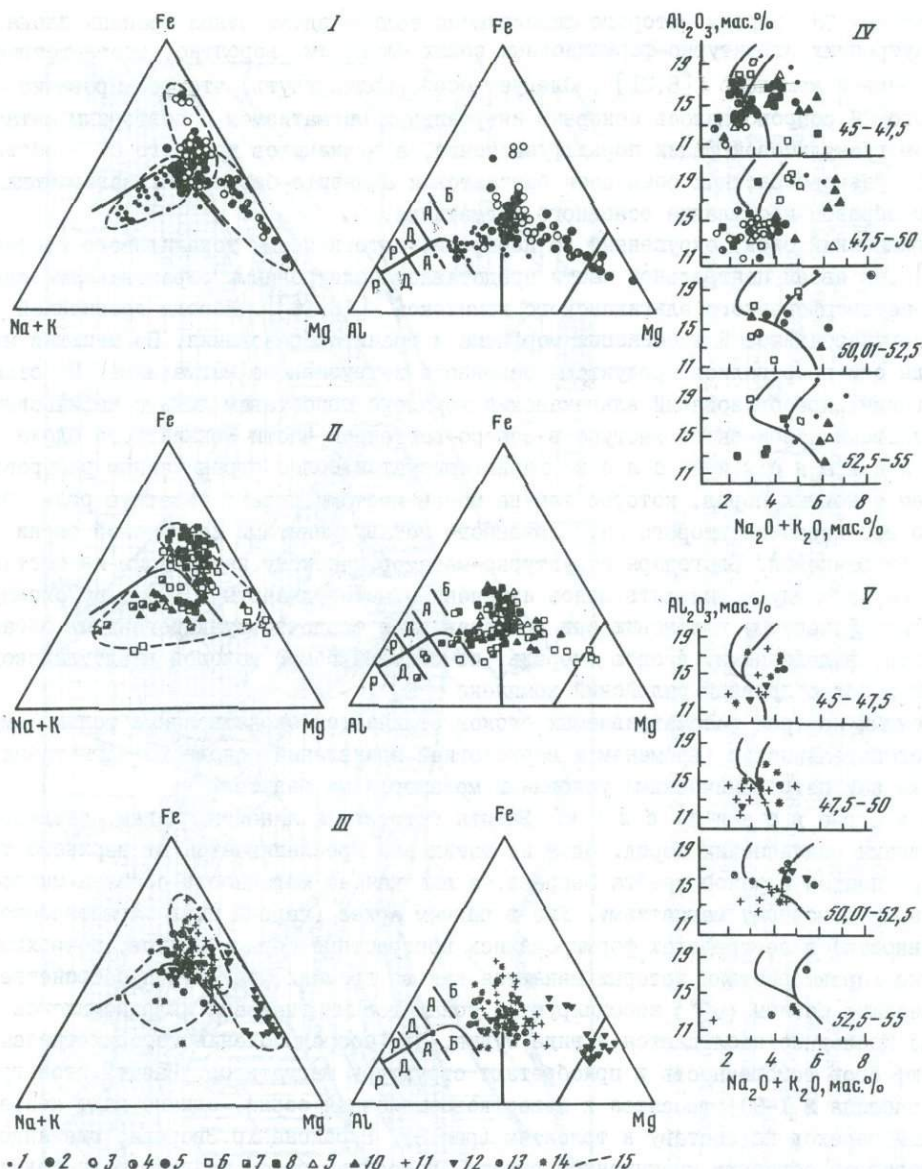
к третьему СЯ, породы которого фиксируются только вдоль южной границы блока. Во внутренних структурно-формационных зонах блока им, вероятно, соответствует чульманский комплекс [8,21]. Следует особо подчеркнуть, что формирование СВК второго СЯ сопровождалось основным интрузивным магматизмом и повторным метаморфизмом гранулитовой фации пород фундамента, а вулканитов третьего СЯ - образованием разновозрастных роев даек базальтов и андезитов-базальтов, завершающих таким образом проявление основного магматизма.

Нюкжинский блок, окруженный по периферии ортогнейсами тоналитового состава [12], в своей центральной части представлен полихронными образованиями плутоно-метаморфогенного эльгаканского комплекса [15,16]. Породы древнейшей базит-гипербазитовой ассоциации морфизма и гранитообразования. По меньшей мере дважды они прорывались продуктами основного интрузивного магматизма. По степени эндогенных преобразований эльгаканский комплекс сопоставим лишь с мафическими гранулитами Ларбинского выступа в северо-восточной части Нюкжинского блока.

И л и к а н с к и й б л о к характеризуется более ограниченным распространением основных пород, которые тем не менее местами играют заметную роль. Особенно это касается второго СЯ, сложенного метавулканитами иликанской серии - аналога становой. Благодаря структурно-метаморфическому несогласию из состава этой серии следует выделять менее измененные метавулканиты [16], по своему стратиграфическому положению они сопоставимы с осадочно-вулканогенными образованиями, выделенными, в свою очередь, из состава самой молодой желтуланской серии в более древний гилжуйский комплекс [9].

Каждый из трех рассматриваемых блоков отличается свойственными только ему последовательностью, временем и морфологией проявлений основного магматизма, так же как петрохимическими условиями метаморфизма базитов.

З в е р е в с к и й б л о к. Базиты тяготеют к линейным зонам, разделенным участками сиалических пород. Одна из таких зон прослеживается от верхнего течения р.Тимптон в район хребта Зверева, а высокая ее мафичность обязана многократному основному магматизму. Уже в раннем архее (первый цикл магматической активности) в ее пределах формировались контрастные серии базитов, петрохимические характеристики которых меняются как во времени, так и в пространстве. Древнейшие базиты ( $v_0^{zv}$ ) ассоциируют с тоналитовыми гнейсами инфракомплекса ( $\gamma_0$ ). Последние наблюдаются в виде будин, при сосредоточении которых гнейсы теряют свою гомогенность и приобретают структуру магматитов. Базиты этой группы (таблица № 1-9) относятся к известково-щелочной серии, однако дают непрерывный переход по составу к толеитам (рис.2). В районе хр.Зверева, где андезитов-базальты образуют протяженные выходы, встречены более поздние тела толеитового состава. Совместно они подвергаются первому гранулитовому метаморфизму алданского цикла развития [8]. К юго-востоку, в районе Холодниканских гольцов, тела аналогичных габброидов ( $v_1^{zv}$ ) отделены от  $v_0^{zv}$  этапом складчатых деформаций и секут раннюю мигматитовую полосчатость гнейсов. Основные гранулиты, возникающие по этим интрузивным породам, и составляют здесь нижнюю часть разреза серии Зверева. По своим петрохимическим параметрам они отвечают толеитам (таблица № 10-23) и, как видно на диаграммах (см.рис.2), варьируют по железистости, в меньшей степени по содержанию щелочей и глинозема. Следует отметить, что среди древнейших metabазитов курульгинского комплекса - возрастного аналога зверевского, также преобладают толеитовые составы [2,6,7,20]. При этом имеет место переход от толеитов к базальтовым коматитам (таблица № 136-143) при отсутствии пород андезитов-базальтовой серии.



Р и с. 2. Диаграммы петрохимической классификации основных пород Джугджуро-Становой складчатой области

I - диаграммы Fe-Mg-(Na+K) и Fe-Mg-Al для метабазитов раннего архея. Древнейшие породы андезито-базальтового ряда: 1 - в Зверевском и Урканском блоках, 2 - рассеянные среди тоналитовых гнейсов. Метабазиты алданского цикла развития: 3 - зверевского, 4 - ларбинского, 5 - альгаканского комплексов; II - те же диаграммы для метабазитов, связанных с раннестанновым циклом позднего архея: 6 - в зверевском, 7 - в ларбинском, 8 - в альгаканском комплексах. Дайки основных пород протерозойского периода: 9 - в зверевском комплексе, 10 - в альгаканском комплексе; III - те же диаграммы для основных пород комплексов второго и третьего структурных ярусов: 11 - раннестанновое, 12 - холодниканский, 13 - иликанский, 14 - позднестанновое комплексы; 15 - линии, ограничивающие поля состава метабазитов. IV и V - многоступенчатые диаграммы Куно для разновозрастных групп метабазитов нижнего структурного яруса (IV), второго и третьего ярусов (V)

Составы (в мас.%) метабазитов из разновозрастных структурно-вещественных комплексов  
Джугджуро-Становой складчатой области

Окисел	Зверевский															
	зверевский $(v_0^{zv})$									зверевский $(v_1^{zv})$						
	355-5	346-6	346-5	355-4	344-6	344	354	355-7	355-2	42д	18б	20	37е	36м	6I	35е
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4	I5	I6	
SiO <sub>2</sub>	39,44	42,5I	46,25	47,95	49,19	49,50	50,83	50,99	52,14	45,27	45,8I	47,10	47,23	47,34	47,7I	47,90
TiO <sub>2</sub>	1,07	3,4I	3,14	3,49	1,02	1,23	0,92	0,92	0,6I	1,75	1,65	1,20	1,07	1,68	1,29	0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,37	17,57	15,60	14,34	14,63	13,78	22,2I	15,06	16,6I	11,39	14,37	15,18	14,89	13,80	13,47	13,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	1,25	0,68	2,8I	2,60	4,70	1,46	0,78	3,68	7,08	5,36	2,73	6,16	0,73	5,90	2,24
FeO	8,86	9,50	8,28	11,16	6,77	7,72	4,82	7,42	6,09	13,65	10,56	9,4I	8,05	11,43	7,98	9,55
MnO	0,23	0,14	0,14	0,22	0,20	0,20	0,04	0,13	0,15	0,2I	0,32	0,22	0,19	0,18	0,18	0,15
MgO	14,00	6,54	5,68	4,36	6,92	6,92	4,19	6,67	5,15	8,04	4,98	7,06	7,63	7,57	7,79	9,56
CaO	10,96	11,4I	11,92	9,13	10,27	9,58	4,5I	8,73	8,22	8,54	10,79	10,07	9,05	11,62	9,59	7,64
Na <sub>2</sub> O	1,24	1,25	2,35	2,86	2,92	3,22	4,19	3,60	2,7I	0,86	1,66	2,49	2,40	2,88	3,08	3,20
K <sub>2</sub> O	0,99	1,66	1,67	1,3I	1,96	1,02	4,70	2,72	0,97	0,89	0,73	0,53	0,96	0,23	0,60	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,60	0,44	1,07	0,47	0,98	0,11	0,18	0,14	0,10	0,27	0,05	0,07	0,10	0,11	0,13	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,18	0,18	0,02	0,02	0,12	0,26	0,08	0,12	2,9I	-	-	0,08	-	-	-	-
+																
Сумма	99,34	99,32	99,36	99,66	99,3I	99,78	100,17	99,20	99,34	98,6I	99,98	100,4I	98,8I	100,04	99,03	99,53

Зверевский																
зверевский ( $v_{1}^{zv}$ )							зверевский ( $\delta v_{2}^{zv}$ )									
20в	53в	60-4-к	35д	18-в	26а	64	134д	18д	18и	18г	19д	48а	40	35л	48б	21т
17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
48,16	48,44	48,58	49,18	49,60	50,20	51,41	35,56	40,68	41,36	41,56	45,85	45,86	47,36	46,16	47,02	48,44
1,03	1,51	1,63	0,78	1,80	1,50	0,90	0,93	1,00	0,15	0,96	0,67	1,05	0,57	0,60	0,33	0,36
14,48	12,89	13,12	13,22	15,11	14,30	14,62	7,41	13,13	9,43	8,33	8,53	18,02	20,18	17,08	8,22	7,61
3,74	6,87	2,96	3,53	0,49	4,82	4,92	5,84	2,95	3,58	3,52	1,87	6,84	1,47	1,36	3,86	1,46
9,76	8,55	8,34	7,47	10,05	6,47	6,54	10,02	12,75	9,41	9,23	8,55	5,75	5,35	10,86	7,54	8,70
0,23	0,22	0,19	0,15	0,23	0,29	0,18	0,14	0,23	0,20	0,17	0,24	0,26	0,15	0,25	0,18	0,22
7,21	6,31	6,83	9,80	5,44	5,90	6,75	30,17	9,96	24,00	22,32	22,33	6,00	6,29	9,38	23,01	23,38
10,30	9,77	12,40	8,73	11,62	11,50	9,02	1,97	10,73	6,64	6,97	6,71	13,06	14,61	10,85	6,73	3,82
2,67	1,16	3,12	2,60	3,32	2,32	3,80	0,14	3,00	0,42	2,74	0,56	2,41	1,93	1,73	0,72	0,53
0,98	0,46	0,23	0,78	0,29	0,56	0,60	0,10	1,18	0,10	0,43	0,31	0,33	0,46	0,38	0,56	0,81
0,06	0,12	0,14	0,10	0,22	0,06	0,07	0,09	0,28	0,08	0,07	0,07	0,06	0,37	0,07	0,04	-
0,08	-	0,04	-	0,12	-	-	0,32	-	-	0,08	-	0,08	0,14	0,22	-	-
99,99	98,54	99,69	101,50	100,14	100,13	100,21	99,94	102,20	100,12	99,91	100,18	100,52	100,28	100,33	100,38	99,84

Зверевский																
зверевский ( $\delta v_2^{zv}$ )			зверевский ( $v_1^{zv} + v_2^{zv}$ )							зверевский ( $v_3^{zv}$ )						
68т	60а	19и	76	98-4-к	76т	78-1-к	48е	76-6-к	67-4-к	22т	86	86а	24а	27м	508-5-к	154б
34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
49,35	53,56	59,70	43,90	44,32	45,05	45,62	47,72	49,82	55,00	46,31	48,06	48,37	48,64	48,52	43,10	43,16
0,82	0,81	0,78	2,96	2,91	1,98	1,23	1,25	1,20	1,54	0,77	0,97	1,00	4,30	1,33	0,44	1,96
18,71	16,39	18,73	9,50	9,39	9,83	14,55	13,76	13,98	19,65	16,17	13,68	13,90	12,41	13,31	7,72	12,19
2,11	4,27	0,52	10,10	9,15	13,36	5,95	7,23	6,35	0,03	3,35	4,74	4,71	3,82	5,39	6,34	3,49
5,17	5,18	2,49	18,25	19,28	18,97	7,46	5,04	7,28	8,45	8,76	7,83	8,05	4,59	9,94	8,48	14,19
0,15	0,16	0,02	0,35	0,24	0,35	0,16	0,21	0,20	0,53	0,13	0,19	0,19	0,16	0,52	0,22	0,19
7,18	4,84	3,70	5,35	5,69	5,54	8,95	7,31	6,59	2,71	5,89	8,20	7,22	5,66	4,90	19,90	8,68
8,11	7,64	4,10	6,17	4,74	4,41	9,52	12,95	10,52	8,19	6,64	10,71	9,74	7,93	10,30	6,80	9,62
4,10	3,70	7,24	1,20	1,15	2,20	3,09	1,81	0,68	2,64	2,84	2,40	2,76	2,28	1,90	0,15	1,33
0,69	1,70	0,68	0,62	0,48	0,36	0,78	0,58	0,58	0,51	1,45	0,56	0,75	4,48	0,88	0,02	2,25
0,03	-	-	0,20	0,29	0,54	0,12	0,08	0,14	0,11	0,18	0,08	0,09	2,29	0,24	0,06	0,44
-	0,12	0,08	-	-	-	0,06	-	-	0,22	-	-	-	-	-	-	0,16
98,86	100,08	99,34	100,60	100,85	105,65		100,30	99,67	100,28	100,18	99,42	99,21	99,62	99,68	100,08	100,18

Продолжение таблицы

Зверевский																
холодниканский ( $v_1^{hl}$ )									холодниканский ( $\delta v_2^{hl}$ )							
500-6-к	508-1-к	I46а	508-4-к	I44-а	558-1-к	508-2-к	I45-г	I37-е	I47-д	I45-в	I44	79уен	505-5-к	I57	77	520-1-к
51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67
44,14	43,42	44,24	46,94	47,14	47,19	47,44	50,36	50,54	52,50	42,22	45,04	47,26	47,17	47,18	48,52	48,74
0,26	0,38	0,40	0,30	0,18	0,34	0,80	0,46	0,82	0,35	1,85	2,47	1,01	1,41	0,10	1,73	1,17
9,91	8,08	9,52	7,37	7,37	4,07	13,58	4,70	6,69	5,93	10,83	13,29	11,78	15,98	23,37	12,32	12,56
6,83	6,32	0,71	3,71	1,19	7,23	6,19	0,71	0,95	0,87	4,41	4,88	6,67	6,35	1,03	4,61	5,86
6,90	6,48	9,01	5,69	7,51	5,46	5,98	6,69	4,86	7,16	12,38	9,36	9,20	6,47	3,24	11,18	7,33
0,24	0,22	0,14	0,28	0,14	0,19	0,14	0,21	0,12	0,19	0,11	0,16	0,19	0,22	0,09	0,13	0,22
21,38	20,42	21,30	20,07	21,38	17,86	7,58	19,79	14,23	16,25	12,25	7,32	10,18	6,13	5,01	5,57	7,87
5,64	6,82	6,98	8,53	8,78	10,92	8,19	10,58	13,11	11,70	9,56	10,52	8,30	8,21	10,24	8,91	14,97
0,10	0,18	0,21	0,56	0,45	0,36	3,51	1,00	1,58	0,38	1,26	1,06	1,60	3,26	3,86	2,18	1,64
0,27	0,02	0,10	0,08	0,16	0,05	1,50	0,10	1,33	0,93	2,09	2,64	1,42	1,51	2,20	0,60	0,24
0,03	-	0,04	0,02	0,02	-	0,05	0,14	0,60	0,07	0,02	0,20	0,43	-	0,02	0,23	-
-	-	0,30	0,24	0,26	-	0,32	0,28	0,16	0,20	0,10	0,20	-	-	0,14	-	-
99,84	98,92	99,81	99,40	99,83	99,92	99,40	99,58	99,69	99,83	100,02	99,72	100,32	99,29	99,90	99,62	100,67

## Зверевский

холодниканский ( $\delta v_2^{hl}$ )

148-г	148д	520-2-к	79г	505-3-к	503-2-к	509-1-к	501-1-к	155	78и	78г	79кд	502-1-к	512-1-к	505-6-к
68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82
48,82	49,04	49,19	49,37	50,96	51,26	51,76	51,91	52,24	52,32	52,59	52,92	53,99	55,18	60,37
0,93	0,62	1,13	0,23	1,03	2,46	0,65	0,74	1,20	0,91	0,99	0,82	1,28	0,56	0,65
5,62	4,82	12,69	8,07	15,44	12,69	21,07	17,36	19,99	16,21	16,65	17,38	15,31	15,05	16,23
4,53	4,84	5,68	2,03	5,32	10,48	2,37	5,10	2,10	4,49	4,14	3,39	4,84	3,94	3,23
10,76	10,74	7,18	6,47	5,82	6,32	2,38	4,45	3,10	5,03	6,03	5,61	4,38	2,59	3,59
0,16	0,22	0,21	0,15	0,18	0,12	0,03	0,14	0,04	0,14	0,14	0,12	0,14	0,20	0,13
12,02	12,83	7,37	24,89	7,04	4,03	4,58	5,36	3,63	5,47	5,20	4,61	4,63	3,68	3,13
11,19	11,36	11,67	4,91	9,86	7,20	8,98	7,30	10,07	7,35	6,47	8,63	7,39	4,94	4,74
0,73	0,80	2,00	1,88	2,85	2,40	4,09	3,80	3,72	4,16	3,84	3,59	1,28	3,01	3,40
0,47	0,22	0,28	0,20	0,63	0,45	0,45	1,71	0,19	1,01	1,72	1,28	1,83	3,89	2,52
0,11	0,09	-	0,02	0,09	0,29	0,15	0,34	0,36	0,43	0,32	0,30	0,22	0,27	-
0,08	0,20	-	-	-	-	0,12	-	0,12	-	-	0,06	-	0,14	-
99,72	100,11	100,39	100,47	101,00	100,06	99,43	100,42	99,64	100,27	100,17	100,29	98,77	99,42	100,03

Зверевский											
(v <sub>3</sub> <sup>hl</sup> )	чульманский (chl <sub>m</sub> )										
I2	Д-6783/4I	Д-678I/8	Д-6786/8	Д-6786/II	96782/3	Д-6783/I	Д-6783/6	Д-6783/5	Д-678I/7	Д-6783/3	Д-6777/I
83	84	85	86	87	88	89	90	9I	92	93	94
45,22	45,32	45,89	49,07	49,56	50,0I	50,67	5I,82	53,14	53,30	58,06	58,14
0,74	0,78	3,27	0,65	I,44	I,45	0,73	0,8I	I,48	I,70	0,65	0,22
I5,90	I7,6I	I2,00	I5,16	I4,67	I2,44	I6,94	I5,44	I3,55	I3,20	I5,14	I7,04
3,77	4,30	2,80	5,34	3,22	4,46	2,73	4,49	5,37	4,14	3,04	2,54
7,88	6,55	I4,24	5,35	8,93	8,92	7,54	4,63	8,36	7,60	3,2I	3,29
0,19	0,17	0,75	0,19	0,23	0,22	0,18	0,15	0,23	0,1	0,05	I,20
8,85	9,17	5,13	7,26	7,05	6,16	5,64	4,56	3,39	2,74	4,80	4,58
9,63	10,50	10,47	11,82	9,52	10,50	9,40	12,09	6,59	10,19	8,8I	6,96
3,5I	2,24	I,08	I,57	3,20	3,74	4,03	2,79	3,83	2,52	3,94	4,65
I,44	0,50	I,3I	I,30	0,2I	0,43	0,32	0,34	I,15	2,49	I,22	I,28
0,05	0,08	0,3I	0,05	0,09	0,05	0,15	0,09	0,18	0,14	0,12	0,037
0,14	0,02	-	0,02	0,04	0,04	-	0,02	0,06	0,04	0,02	0,06
I00,22	99,67	99,16	99,66	99,70	I00,24	99,70	99,94	99,06	99,88	99,99	I00,04

Чульман-ский (chlм)		Зверевский													
		$v_{4}^{hl} = v_{4}^{zv}$				раннестановой ( $v_{1}^{st1}$ )									
И-6780/6		8-5-к	9г	8-2-к	44б	II6	II6б	IO5а	IO5б	II5-2-к	IO6г	IO5	IOIб	90а	
95	96	97	98	99	IO0	IOI	IO2	IO3	IO4	IO5	IO6	IO7	IO8	IO9	
59,40	46,89	54,02	54,9I	55,25	55,74	43,72	43,99	44,70	44,76	44,90	45,60	49,98	46,6I	47,27	
0,78	0,89	I,05	I,2I	0,88	0,77	I,83	2,16	I,83	I,78	0,68	I,82	I,95	0,06	0,62	
II,60	II,24	I4,98	I4,95	I2,54	IO,I8	I3,69	I3,02	I2,96	I2,09	II,99	I7,93	I2,78	I4,87	I2,86	
3,4I	4,02	3,00	2,99	4,02	IO,95	6,I9	8,00	4,46	6,62	5,55	4,49	6,IO	3,64	3,96	
3,II	5,80	6,38	5,63	7,27	9,05	I2,87	I2,6I	I2,35	I2,76	8,IO	7,58	II,29	7,98	6,95	
0,IO	0,2I	0,I3	0,I4	0,I7	0,I2	0,23	0,23	0,50	0,49	0,I9	0,4I	0,52	0,I9	0,I9	
I,69	6,37	5,72	5,49	6,85	3,I8	7,79	7,52	5,44	6,18	IO,49	4,86	4,98	9,37	9,32	
3,86	I3,28	7,26	6,88	8,08	4,22	7,70	8,85	I2,I2	II,05	IO,57	II,IO	II,62	9,78	9,23	
5,18	2,44	3,36	3,36	2,92	I,76	I,74	I,90	0,90	I,08	I,52	2,86	I,I5	2,32	I,90	
2,04	I,69	2,80	3,03	0,87	I,88	I,00	0,47	0,59	0,84	I,07	0,59	0,88	0,94	I,69	
0,04	0,IO	0,48	0,57	0,05	0,32	0,I7	0,23	0,20	0,2I	0,3I	0,I8	0,I4	0,06	0,39	
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
99,50	98,62	IO0,28	IO0,IO	IO0,42	IO0,2I	IO0,I5	IO0,62	99,55	99,67	99,24	99,2I		98,64	98,67	

Продолжение таблицы

Зверевский														
раннестановой ( $v_1^{st1}$ )														
I2I-I-к	I04к	I34-I2-к	II8-I-к	I24-II-к	I05-е	I06а	II7-г	I04-г	I22-I-к	I05д	I05л	33	II6-б	99б
II0	III	II2	II3	II4	II5	II6	II7	II8	II9	I20	I2I	I22	I23	I24
47,68	48,28	48,39	48,55	48,0I	48,65	48,68	48,84	48,9I	49,00	49,95	50,29	50,70	5I,20	5I,27
I,I0	I,68	0,95	I,08	0,48	0,92	I,I6	I,08	I,05	I,08	I,97	0,94	0,80	I,90	0,68
I3,I4	I4;99	I3,72	I4,47	I4,I7	II,I9	I3,95	I4,25	I2,66	I4,79	I3,08	II,9I	I4,94	I3,49	I5,36
4,93	4,09	4,7I	4,07	3,58	3,72	3,92	3,66	4,33	4,67	4,9I	4,58	4,74	4,44	4,52
8,76	8,84	7,47	9,34	6,47	9,60	8,68	IO,92	8,62	8,I9	9,5I	9,I5	6,6I	8,45	7,2I
0,2I	0,30	0,I8	0,22	0,I9	0,20	0,20	0,I4	0,20	0,I8	0,33	0,I8	0,I5	0,3I	0,I6
7,96	5,5I	7,82	6,84	IO,08	9,53	5,69	7,II	6,84	6,98	4,6I	8,I5	7,06	5,09	6,47
IO,69	II,II	IO,88	9,82	IO,9I	9,69	IO,65	8,09	9,72	8,69	9,93	7,95	9,38	IO,30	9,I7
2,I2	I,40	I,70	I,52	2,00	I,64	2,86	2,22	2,60	3,56	I,64	I,90	3,52	2,I0	2,96
0,79	0,58	I,08	0,39	0,74	0,92	0,96	0,77	I,I6	I,32	0,70	I,30	0,62	0,43	0,88
0,I3	0,24	0,08	0,I3	0,06	0,33	0,I4	0,I5	0,I0	0,09	0,2I	0,39	0,I0	-	0,06
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06	-
IO0,I2	98,74	99,89	99,97	98,86	98,59	98,57	99,4I	98,8I	IO0,08	98,96	99,23	IO0,I5	99,53	IO0,32

Зверевский											Курультинский			
раннестановой ( $v_1^{st1}$ )				позднестановой ( $v_2^{st}$ )							курультинский ( $v_1^{kr}$ )			
II7M	30б	IO4П	99д	IO8б	IO8	I28-7-к	I24-8-к	I22	II8	II8б	367-8	370-8	374-14	367-1
I25	I26	I27	I28	I29	I30	I31	I32	I33	I34	I35	I36	I37	I38	I39
5I,39	5I,97	52,60	55,62	44,70	49,89	50,24	50,82	50,88	57,17	58,83	47,25	47,90	47,90	49,9
I,06	I,05	2,35	0,75	I,27	I,08	I,07	0,79	0,87	0,75	0,60	0,66	0,84	I,24	0,3I
I4,68	I3,43	I2,62	I5,I9	I4,96	I6,0I	II,95	I3,65	I3,32	I5,53	I6,28	6,24	I2,79	I2,I7	4,I9
4,03	5,46	5,32	3,97	5,32	4,36	3,69	4,7I	4,52	2,56	2,56	8,55	6,52	I,6I	4,2I
8,68	7,I8	I4,22	5,7I	IO,05	6,95	7,83	7,76	7,67	5,25	4,82	9,63	5,68	8,64	6,03
0,I7	0,I9	0,I9	0,I4	0,22	0,I6	0,I7	0,I8	0,20	0,I2	0,20	0,50	0,26	0,2I	0,22
6,20	4,87	4,37	5,I5	7,8I	6,80	8,56	6,73	7,5I	4,89	3,87	II,22	6,23	9,72	18,87
8,I4	9,2I	6,83	8,25	6,93	8,58	8,93	9,3I	9,74	6,82	6,24	I2,78	I3,8I	9,89	II,74
2,70	2,44	I,28	3,44	2,I2	3,44	2,68	3,36	I,46	3,56	4,I6	I,34	2,59	2,44	0,66
I,3I	0,86	0,36	0,8I	I,75	0,66	I,06	0,92	0,67	0,78	0,79	0,35	I,I5	2,50	0,45
0,I8	0,I2	0,20	0,I2	0,II	0,36	0,I2	0,06	0,I7	0,24	0,I4	-	-	0,06	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,I7	0,05	0,07	0,20
100,70	98,62	102,II	100,28	99,32	100,26	99,05	99,89	99,44	100,I3	99,70	100,30	99,60	99,70	100,10

Продолжение таблицы

## КУРУЛЬТИНСКИЙ

курультинский ( $v_1^{kr}$ )				курультинский ( $\delta v_2^{kr}$ )											
374-I	367	374-4	375-2	367-I0	37I-I	84-34	37I-I6	364-I0	375-4	364,8	367-I4	363-5	367-I2	375-I2	37I-2
I40	I4I	I42	I43	I44	I45	I46	I47	I48	I49	I50	I5I	I52	I53	I54	I55
50,9I	5I,09	5I,25	54,9I	39,68	40,18	4I,05	43,43	45,69	46,65	46,8I	47,80	50,24	50,34	5I,29	53,62
I,14	0,23	I,14	I,14	I,52	0,66	0,70	I,04	I,5I	0,25	I,43	0,94	I,14	0,66	0,84	0,26
I4,87	2,29	8,96	I4,67	I8,60	I9,24	I6,77	I3,66	II,06	2,16	I5,57	I2,44	IO,48	I3,88	I7,20	5,37
3,48	5,72	4,32	I,69	6,86	5,4I	2,98	3,36	3,90	2,19	3,73	3,33	3,8I	3,73	0,66	9,43
6,25	5,10	7,27	9,00	9,27	I2,29	IO,54	I3,29	9,34	I8,07	8,19	8,12	8,26	6,46	II,37	23,44
0,2I	0,22	0,32	0,24	0,15	0,45	0,06	0,32	0,22	0,36	0,20	0,24	0,22	0,20	0,24	0,28
7,53	22,10	II,46	5,02	6,48	6,5I	II,54	8,74	10,44	19,92	7,53	10,36	9,96	9,07	6,07	3,26
8,63	8,40	II,40	8,16	10,36	8,45	10,80	I2,20	9,78	2,36	8,98	10,93	9,2I	9,78	6,78	2,76
3,24	0,48	0,70	2,34	2,2I	I,70	I,98	I,36	2,62	0,12	2,75	I,93	2,42	2,42	0,52	0,32
I,79	0,22	0,90	0,60	0,93	I,15	I,07	0,12	I,96	0,10	0,67	I,38	I,50	0,67	0,40	0,32
0,19	-	0,12	0,15	-	0,12	-	0,05	0,06	I,12	0,12	-	0,05	-	0,40	-
-	-	0,10	0,02	0,09	0,18	2,10	0,04	-	0,08	0,08	-	0,09	-	-	-
I00,32	I00,0I	I00,24	I00,03	99,69	99,6I	99,67	I00,36	99,55	I00,43	99,52	99,6I	99,66	I00,I7	99,57	I00,28

Нюкжинский											
ларбинский ( $v_1^{1b}$ )											
I249/6Ka	I250/2IKa	I250/IKa	I799/5Ka	I799/IOKa	I234/5Ka	I798/4Ka	I249/I7Ka	IOI32/Ka	260	2344/IKa	I24/Ka
I56	I57	I58	I59	I60	I6I	I62	I63	I64	I65	I66	I67
45,96	46,8I	46,85	46,82	48,58	48,59	48,60	48,83	49,30	49,68	49,68	50,36
I, I4	0,84	0,92	I,08	0,82	I,40	0,82	0,29	0,44	I,84	0,98	0,4I
I3, I5	I3,95	6,30	I5,03	8,75	I3,24	II,96	5,63	5,94	I3,46	I6,27	7,79
3, I2	2,73	I,25	5,23	6,76	5,84	5,50	I, I3	2, I8	3,93	5,35	5, I3
9, I7	9,54	IO,4I	5,89	5,74	6,47	6,40	6,97	6,68	8,60	7,37	5,04
0,22	0,20	0, I8	0,24	0,22	0, I8	0,27	0, I4	0, I7	0, I6	0,26	0,23
II,93	II,40	2I,33	6,45	I4,47	7,27	I5,7I	20,87	I8,53	7, IO	7,23	I8,48
I2,54	IO,55	9,86	I5,40	II,98	I2,23	9,63	I3,93	I4,45	IO,90	IO,92	II,56
I,04	2,02	0,97	2,04	I,35	3,40	I,35	0,55	I,02	2,6I	2, I5	0,77
0,02	0,38	0, I6	0,55	0,62	0,53	0, I7	0,07	0,42	0,22	0,27	0,30
0,09	0,05	0,05	0,34	0,06	0, I3	0,03	0,02	0, I7	0,06	0,08	0,03
(0, IO)	(0, IO)	(0, IO)	(0, IO)	(0, I2)	-	(0, I6)	(0, IO)	-	0, I4	(0, IO)	(0, I3)
98,60	98,67	98,46	99,33	IO0,64	IO0, I9	IO0,60	98,83	IO0,70	99,75	IO0,86	IO0,76

Нюкжинский											
ларбинский ( $v_1^{1b}$ )					ларбинский ( $\delta v_2^{1b}$ )						
5270/3Ka	I249/27Ka	IOI3a/2Ka	I798/IOKa	I240/27Ka	IOI4E-C	277	2009e <sup>3</sup> C	20226-C	IOOI6-C	2009п/2C	2009к-C
I68	I69	I70	I7I	I72	I73	I74	I75	I76	I77	I78	I79
50,46	50,62	50,98	5I,24	5I,46	46,83	50,32	5I,40	5I,95	52,43	52,54	52,56
0,96	0,75	0,40	0,30	0,32	I,37	I,II	0,55	0,65	0,62	0,8I	0,48
I4,03	9,72	5,78	7,28	4,94	I2,98	I8,73	I9,69	I7,70	20,00	I8,65	I6,53
7,02	0,88	2,16	5,73	8,24	8,54	3,50	4,28	4,98	2,98	4,5I	3,18
6,03	II,52	7,69	4,88	3,45	8,48	6,55	4,8I	4,02	4,3I	4,53	6,48
0,22	0,25	0,2I	0,18	0,28	0,13	0,12	0,10	0,12	0,09	0,12	0,12
7,2I	II,49	I7,26	20,63	22,09	6,30	4,56	4,25	3,9I	4,22	3,53	7,27
II,07	IO,77	I3,26	8,13	8,93	8,3I	7,68	8,23	8,06	8,10	7,58	6,29
2,86	I,24	I,04	0,6I	0,60	2,70	4,15	4,36	4,60	4,40	4,54	3,92
0,50	0,5I	0,34	0,62	0,35	I,40	I,52	I,65	I,25	I,24	I,28	I,55
0,06	0,05	0,18	0,07	0,05	0,24	0,56	0,15	0,18	0,32	0,24	0,15
(0,I7)	-	-	(0,I5)	(0,04)	-	0,08	-	0,10	-	-	0,10
100,6I	98,83	100,83	100,78	100,9I	99,59	99,95	100,50	100,37	100,16	100,39	100,32

Продолжение таблицы

Нижинский															
ларби́нский ( $\delta v_2^{1b}$ )							эльгака́нский ( $v_7^{g1}$ )								
1014Г-С	2009В-С	5913Ка	2022-С	261	260В	2756	10014-С	262Б	262	330-1	303т	343/3	290Г	331	300
180	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195
52,60	52,67	53,13	56,64	58,44	59,04	61,02	61,48	66,71	67,02	39,51	43,47	43,86	45,12	45,62	45,71
0,75	1,32	0,50	0,49	0,68	0,65	0,71	0,59	0,37	0,35	0,03	0,17	1,84	1,96	1,45	1,17
19,21	16,34	25,60	17,56	17,52	17,10	16,75	14,47	15,81	15,85	1,70	7,66	10,99	12,80	14,12	14,83
4,39	3,15	2,52	2,73	2,27	2,15	1,31	2,89	1,21	1,53	1,98	2,35	5,39	5,08	4,48	3,48
4,55	7,05	12,64	3,88	3,67	3,96	4,54	3,30	2,38	2,09	7,63	6,70	10,75	13,28	10,87	8,57
0,08	0,11	0,15	0,06	0,08	0,09	0,08	0,08	0,04	0,03	-	0,18	0,24	0,27	0,22	0,15
3,62	5,35	2,40	3,58	2,91	3,78	2,83	2,77	1,41	1,25	39,30	26,81	10,32	6,89	6,74	7,66
7,14	5,04	3,10	7,60	6,12	5,45	4,67	5,39	3,78	3,12	2,28	5,88	9,58	9,58	11,58	10,19
4,50	3,02	0,30	4,12	4,88	4,30	3,73	3,64	3,88	3,78	0,04	0,57	1,82	1,72	1,72	2,79
1,76	1,72	0,22	1,48	1,20	1,72	2,76	2,85	2,67	3,48	0,09	0,15	1,50	0,58	0,39	0,83
0,22	0,24	0,03	0,19	0,25	0,24	0,38	0,19	0,13	0,11	0,02	-	0,11	0,15	0,15	0,03
0,42	-	(0,29)	-	0,08	0,06	0,14	-	0,10	0,08	0,56	0,22	0,08	0,12	-	0,02
100,53	100,61	100,95	100,39	99,47	99,74	99,49	99,59	99,52	99,56	99,41	99,44	99,62	100,13		99,38

Нюкжинский														
эльгаканский ( $v_1^{el}$ )										эльгаканский ( $v_2^{el}$ )				
359/9	337-16	349/7	300-Б	329-2	64-1	31-16-В	349-6	31-15-В	31-15а-В	361/1	291д	31-25-В	331-1	31-27в
196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210
47,43	47,89	47,98	48,32	48,37	49,18	51,50	51,27	53,52	53,42	59,01	40,54	42,06	42,21	42,44
1,66	0,59	1,70	0,39	0,66	1,00	0,34	0,80	0,15	0,15	0,35	1,10	0,95	2,00	2,70
15,03	6,53	14,10	6,08	9,73	10,84	6,18	16,45	3,33	3,44	10,89	17,66	16,10	14,45	14,26
3,35	2,31	4,85	2,54	2,83	3,70	2,83	2,84	1,38	1,48	1,10	3,54	2,27	4,39	2,53
7,85	9,58	7,07	6,03	8,57	8,97	7,85	6,48	6,55	6,26	16,63	13,10	13,03	10,94	15,91
0,19	0,22	0,15	0,15	0,21	0,13	0,17	0,14	0,17	0,16	0,11	0,26	0,38	0,20	0,26
6,47	12,13	6,54	13,81	13,16	9,73	15,52	5,35	17,71	17,08	2,78	9,16	8,07	7,53	6,64
8,73	16,20	11,07	17,80	10,78	10,27	10,50	8,73	13,02	13,91	3,54	7,99	11,58	11,70	11,35
2,96	1,22	3,39	1,06	1,15	2,52	1,00	3,64	0,64	0,63	0,23	1,61	1,19	1,66	1,31
1,95	0,45	1,00	0,66	0,92	0,93	0,67	1,47	0,18	0,19	0,99	0,83	0,42	1,00	0,31
0,03	0,01	0,45	0,05	0,03	0,17	0,03	0,20	0,02	0,01	0,09	0,04	0,42	0,11	0,13
0,14	0,22	0,18	-	0,06	-	0,22	0,06	0,04	0,12	0,06	0,18	0,16	0,14	0,04
99,20	99,79	100,09	99,92	99,24		99,84	99,36	99,30	99,43	99,46	99,48	99,74	99,75	99,51

Нюкжинский														
эльгаканский ( $v_2^{el}$ )														
336-I	48-I9-B	36I-II	330	303K	29Ie	330-9	33I	48-22-B	354-6	48-I3-B	33I-2	3I-23-B	362	336-2
2II	2I2	2I3	2I4	2I5	2I6	2I7	2I8	2I9	220	22I	222	223	224	225
44,34	44,82	45,04	45,05	45,09	45,36	45,48	45,62	46,52	46,37	47,16	47,56	47,74	48,45	49,20
2,75	2,70	2,48	0,82	1,14	1,03	1,98	1,45	0,88	1,05	1,30	0,59	1,25	1,30	1,44
15,09	14,40	15,40	16,32	16,14	14,64	13,38	14,12	15,52	11,71	16,23	13,98	18,68	18,97	12,94
1,82	5,44	9,73	2,22	3,19	2,80	1,62	4,48	4,05	2,27	3,39	2,96	2,29	2,02	1,97
14,47	11,74	8,57	8,38	9,43	10,73	11,88	10,87	8,14	7,06	11,16	7,56	7,99	6,12	10,87
0,23	0,25	0,21	0,18	0,17	0,16	0,20	0,22	0,18	0,14	0,19	0,44	0,19	0,10	0,20
5,08	6,01	4,70	8,23	7,13	10,76	8,01	6,74	6,59	10,66	6,75	6,47	4,56	6,72	6,35
10,91	9,13	7,46	11,52	12,84	11,67	13,36	11,58	10,46	9,98	9,57	16,03	11,98	7,76	11,35
1,85	1,77	2,93	2,33	1,70	0,97	1,65	1,72	2,84	1,25	1,91	1,58	2,56	4,00	1,09
1,11	1,10	0,94	1,34	0,54	0,24	0,20	0,39	1,42	4,75	0,25	0,28	0,72	1,70	1,31
0,26	0,12	0,11	0,05	0,08	0,04	0,16	0,15	0,05	0,63	0,08	0,03	0,10	0,22	0,07
0,10	0,12	0,16	0,12	0,10	0,06	0,06	0,10	0,20	0,38	0,08	0,18	0,14	0,08	0,20
99,76	99,50	99,54	99,58	99,52	99,97	99,56	99,39	99,53	99,25	99,41	99,44	100,33	99,14	99,56

Нижинский																
эльгаканский ( $v_2^{el}$ )					эльгаканский ( $v_3^{el}$ )											
48-15-B	334-4	289B	329	355-9	362-9	361-9	359/3	364-II	359/2	337/3	279a	362/5	287д	64-4	361-8	337/4
226	227	228	229	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242
49,58	49,97	53,53	53,73	54,50	40,07	44,81	45,50	45,59	45,86	46,20	46,83	48,11	48,19	48,88	49,33	50,12
I,10	2,37	I,74	0,46	I,17	2,39	I,62	I,72	I,09	I,82	I,00	I,65	I,54	2,64	I,74	I,32	0,94
15,02	II,87	I3,26	16,60	12,81	I3,46	I4,67	I4,58	I7,61	I5,79	16,71	I4,71	I7,22	I4,93	I9,03	I6,43	I6,41
2,94	4,09	4,04	I,53	3,09	3,71	2,74	3,23	2,81	3,23	3,39	4,47	2,78	4,10	2,70	2,45	2,62
10,87	10,30	10,15	5,62	9,00	9,36	7,49	6,80	7,92	7,49	7,69	9,65	6,91	9,86	6,23	6,12	8,38
0,17	0,15	0,16	0,11	0,17	0,12	0,10	0,12	0,09	0,12	0,14	0,13	0,17	0,11	0,12	0,10	0,15
6,61	6,61	4,81	6,72	5,51	10,76	10,11	9,58	7,71	7,46	9,00	6,06	6,15	4,31	5,0	6,79	6,29
9,79	9,24	7,53	8,22	7,35	11,35	9,41	9,13	8,90	8,22	9,36	9,70	5,31	8,50	6,85	7,16	9,93
I,77	I,29	I,86	3,84	2,08	I,68	2,31	2,79	3,02	2,91	2,17	2,75	3,60	3,40	3,87	3,13	I,76
0,16	I,00	0,53	0,77	I,47	2,40	2,77	2,57	0,97	2,77	I,50	I,11	3,58	0,86	2,84	3,31	I,03
0,08	0,15	0,09	0,09	0,15	0,81	0,78	0,86	0,04	0,84	0,05	0,09	0,49	0,14	0,48	0,55	0,07
0,08	0,04	0,06	-	0,22	0,20	0,18	0,02	0,02	0,10	0,20	0,10	0,42	0,10	-	0,20	0,18
99,46	99,24	99,51	99,31	99,48		99,38	99,88	99,29	99,66	99,84	99,28	99,25	99,42		99,41	100,15

Продолжение таблицы

Нюкжинский														
278/3	эльгаганский ( $v_4^{el}$ )										чильчинский ( $v_1^{chl}$ )			
	365-5	354-8	65-18-B	65-9-B	65-8-B	65-25-B	65-31-B	359-7	65-23-B	65-19-B	3998	4034-2	4008-2	4001
243	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257
58,04	45,39	47,01	47,69	49,77	49,85	51,49	52,50	54,15	55,43	55,49	49,59	50,83	52,34	52,69
0,70	0,81	1,06	1,30	1,31	1,80	0,90	1,32	1,10	1,19	0,84	0,77	1,20	1,16	0,80
16,67	11,44	9,63	12,72	15,51	18,25	12,97	18,86	16,49	13,81	12,54	15,36	16,73	16,67	17,56
2,16	1,75	3,55	1,70	1,91	2,29	2,05	1,60	1,82	1,51	1,52	3,90	1,97	2,87	2,55
4,86	10,01	7,20	6,41	6,34	6,41	5,11	5,47	5,40	4,90	5,18	7,37	6,12	5,96	4,87
0,09	0,14	0,14	0,15	0,11	0,08	0,13	0,09	0,08	0,09	0,11	0,25	0,13	0,14	0,12
3,05	15,08	10,21	10,69	7,05	4,85	9,00	4,57	4,89	6,89	8,28	6,80	6,72	5,19	3,57
5,70	8,84	10,95	10,27	8,10	7,53	7,87	6,45	6,33	6,73	6,68	7,58	7,80	5,95	5,36
3,91	1,39	1,38	2,15	2,81	3,77	2,33	3,73	4,08	2,78	2,31	2,75	2,82	3,50	3,76
2,92	0,42	3,34	3,07	3,55	2,67	3,80	3,58	2,47	3,21	3,81	3,57	4,22	4,54	3,40
0,17	0,08	0,59	0,83	0,75	0,35	0,63	0,43	0,54	0,35	0,58	0,10	0,39	0,25	-
0,06	0,14	0,44	0,06	0,14	0,04	0,16	0,03	0,02	0,16	0,05	0,12	-	-	-
99,82	99,48	99,38	99,29	99,23	99,42	99,33	100,03	99,33	99,25	99,31	100,13		100,44	

Иликанский														
чильчинский ( $v_1^{chl}$ )		иликанский ( $v_1^{il}$ )								иликанский ( $v_2^{il}$ )				
4033	4023-6	3960	4050-3	4050-16	3966-1	3967-1	3986	1161	3930-2	3986-13	3986-16	3991-4	3991-5	3991-2
258	259	260	261	262	263	264	265	266	267	268	269	270	271	272
52,90	53,04	46,86	47,99	49,44	50,15	50,55	52,04	52,55	53,95	44,37	46,89	47,12	47,52	48,65
1,80	2,04	1,31	0,89	0,51	0,68	0,39	0,74	1,16	1,47	2,73	2,02	1,80	2,37	1,75
13,31	14,60	15,67	14,63	15,10	16,29	15,58	16,02	17,70	12,48	16,81	17,31	15,69	16,90	12,54
3,81	5,91	3,17	6,07	4,84	7,02	3,66	5,12	4,52	4,26	4,48	4,66	3,60	2,77	3,72
10,58	5,04	9,62	5,60	5,44	4,71	6,17	6,17	5,54	9,91	7,90	6,06	7,01	8,50	11,60
0,18	0,14	0,21	0,20	0,18	0,21	0,15	0,11	0,11	0,17	0,17	0,15	0,16	0,17	0,18
4,64	3,94	7,24	8,59	8,93	3,99	8,10	6,13	3,93	4,40	5,24	7,93	7,74	6,57	3,30
9,23	5,63	9,72	9,32	10,03	12,79	7,14	7,31	7,46	7,43	7,99	7,97	8,34	8,17	6,46
1,00	3,30	2,60	3,04	2,33	1,56	3,90	2,98	3,70	2,90	2,60	2,98	2,86	2,60	2,20
1,32	4,46	1,82	1,31	1,08	0,60	2,03	1,52	1,53	0,99	1,81	1,34	1,15	0,98	0,75
0,18	0,37	0,10	0,10	-	0,20	0,16	0,14	0,18	0,17	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	0,10	-	-	-	-	-	-
101,51		100,13	100,07				100,17	100,17	100,11	100,17				

Илиганский			Урганский									
илиганский ( $v_2^{11}$ )			урганский									
4048-16	3988-15	4051-7	39	37	109-5	114-5	89	110-1	110-3	112-5	110-10	109-3
273	274	275	276	277	278	279	280	281	282	283	284	285
48,71	51,80	53,65	43,86	46,94	47,49	49,00	52,50	53,45	53,76	54,57	55,29	59,88
1,28	0,78	2,08	1,43	1,87	2,11	1,28	0,98	0,93	1,02	1,18	0,97	0,89
14,57	14,80	12,79	18,19	18,17	18,49	20,67	16,88	19,18	17,07	16,33	18,47	16,56
3,31	3,36	7,59	4,05	4,00	3,07	1,94	3,35	2,82	2,94	3,04	3,15	2,05
8,75	6,29	5,60	8,21	7,78	6,91	7,78	5,69	4,74	5,17	6,75	4,45	3,81
0,18	0,14	0,17	0,19	0,18	0,09	0,13	0,16	0,09	0,10	0,14	0,09	0,11
6,86	5,27	3,87	6,08	4,74	7,00	5,12	3,86	4,34	5,29	4,51	4,00	3,18
9,75	6,94	7,41	9,57	7,68	8,69	6,01	5,65	6,31	7,22	7,26	6,72	4,70
2,76	2,60	0,76	2,27	3,75	3,15	3,71	3,68	5,16	4,44	3,18	4,96	4,40
0,94	1,54	1,24	2,50	2,02	1,61	1,48	1,34	2,00	1,50	1,56	1,45	3,20
-	-	0,18	0,29	0,47	0,10	0,23	0,29	0,20	0,20	0,15	0,20	0,21
-	-	0,32	0,16	0,16	0,20	<b>0,20</b>	-	-	-	-	-	-
		100,07	99,83	100,19	100,51	100,15	99,51	100,44	100,45	100,45	100,48	100,31

Второй цикл магматической активности в Зверевском блоке связан с заложением раннестановых прогибов и формированием холодниканского комплекса. Одновременно в фундаменте среди пород зверевского комплекса возникают рои даек и малых интрузий группы  $v_2^{zv}$  (таблица № 24-36). Ранние дайки состава перидотитовых и базальтовых коматитов контролируются осевыми поверхностями складок, первыми деформирующими гранулиты алданского цикла. Поздние дайки имеют секущее положение относительно этих же структур, а их состав соответствует известково-щелочному тренду дифференциации (рис.2). Породы даек преобразованы в основные и ультраосновные кристаллические сланцы, андебито-гнейсы и плагиоклазиты с парагенезисами минералов гранулитовой фации.

В курультинском блоке, примыкающем к зверевскому с запада, в этот же цикл магматизма образовались расслоенные интрузии известково-щелочного ряда. В их составе преобладают высокоглиноземистые базальты пониженной щелочности, переходящие к толеитам (таблица № I44-I55). Крупнейшая из подобных интрузий - Карларский габбро-анортозитовый массив несет древнюю структуру курультинских гранулитов и сам сложен парагенезисами минералов гранулитовой фации. Первые же деформации пород массива сопровождались снижением температуры минералообразования на границе гранулитовой и амфиболитовой фаций повышенного давления [I7, I8]. Сходный характер преобразования древних гранулитов вдоль направлений, контролирующих дайки  $v_2^{zv}$  наблюдается и в зверевском комплексе [I5].

Холодниканский комплекс является вещественным носителем первых прогрессивных структурно-метаморфических преобразований второго эндогенного цикла, начинающего раннестановой период развития Зверевского блока. Комплекс представлен двумя резко различными сериями вулканитов, одна из которых метатолитовая ( $v_1^{h1}$ ) включает будины пород с реликтами древних структурных ориентировок. Состав этих будин отвечает перидотитовым и базальтовым коматитам (таблица № 49-60). Толща существенно метатолитового состава, по-видимому, соответствует низам разреза холодниканского комплекса [I0, I4, I6]. Другая, более дифференцированная толща сложена серией метавулканитов андезитобазальтового, андезитового и более кислого состава ( $\delta v_2^{h1}$ ) (таблица № 6I-82). Метаморфизм обеих толщ, достигающий низов амфиболитовой фации пониженного давления, сопровождается рассланцеванием пород вдоль субгоризонтальных поверхностей. Следующие за этим относительно крутые изначально субширотные складки сопровождаются новым импульсом основного магматизма, проявленного в виде даек ( $v_3^{h1}$ ), рвущих породы холодниканского комплекса. Возрастные аналоги этих же даек устанавливаются и в зверевском комплексе, прорывая его blastsмилонитизированные породы и все более насыщая их по мере приближения к выходам становой серии на южном склоне Станового хребта [I4, I6].

Начало формирования пород становой серии и их интрузивных аналогов связано с третьим циклом эндогенных процессов и продолжившимися становление вулканогенных прогибов раннестанового периода. Структурно-метаморфическое несогласие подразделяет эти породы на два комплекса, отличающихся прежде всего составом супракристалльных отложений [I4]. Процессы деформации, прогрессивного метаморфизма и гранитообразования третьего цикла устанавливаются только в породах раннестанового комплекса. Его субстрат представлен метабазами ( $v_1^{st}$ ) толеитового состава (таблица № I0I-I28). Их положение в шкале последовательности эндогенных событий, скоррелированное с преобразованиями зверевского комплекса, позволяет отнести эти метабазиты к одному возрастному уровню с дайками  $v_3^{zv}$ .

Состав даек (таблица № 44–48) также близок к раннестановым метатолейтам. До-гранитный метаморфизм отвечает амфиболитовой фации повышенных давлений, сменяясь раннестановой полистадийной мигматизацией (появлением раннестановых гранитоидов), в условиях указанной фации одновременной регрессивным преобразованиями гранулитов зверевского комплекса.

Позднестановой комплекс представлен осадочно-вулканогенной толщей, где преобладают породы андезито-базальтовой серии (таблица № 129–135). Этапу их развития отвечают дайки андезито-базальтов и андезитов –  $\delta v_4^{zv}$  (таблица № 96–100), контролируемые постметаморфическими северо-западными направлениями, осложнившими субгоризонтальную, изоклинально-чешуйчатую структуру. Последняя спаяла в конце третьего цикла интракрустальный комплекс гранулитов и разновозрастные метавулканиды второго структурного яруса. В этих же горизонтальных движениях участвовали и осадочно-вулканогенные образования чульманского комплекса внутренних зон Зверевского блока [21]. Сопоставление структурно-возрастных шкал, разработанных для хр. Зверева [8] и Иенгрской глыбы [15,16] показывает, что по стратиграфическому положению этот комплекс занимает промежуточное положение между ранне- и позднестановыми образованиями, а по составу (таблица № 84–95) и меньшей сложности структурно-метаморфических процессов он более напоминает позднестановой комплекс.

Н ю ж и н с к и й б л о к. Первый этап основного магматизма в пределах блока проявился в формировании древнейших пород ларбинских гранулитов, а также амфиболитов и пироксенитов субстрата мигматитов эльгаканского комплекса [14]. Как в ларбинском (таблица № 156–172), так и в эльганском (таблица № 189–206) комплексе эти породы занимают одинаковое положение в шкале последовательности событий, имеют исходную морфологию проявления и состав, отвечающий толейтам и коматитам. Их главное отличие заключается в режиме метаморфизма, синхронно с которым в базитах  $v_1^{lb}$  и  $v_1^{el}$  проявляются первые процессы деформации и гранитообразования.

Следующая группа основных пород эльгаканского комплекса ( $v_2^{el}$ ) слагает гигантские пластинообразные тела и линзы, контакты которых срезают первые складки и сланцеватость в ранних мигматитах. Субпараллельно контактам этих тел проявляется наложенный метаморфизм и мигматизация, которым соответствует сильная дифференциация и изменение исходного состава амфиболитов  $v_2^{el}$ . Эти изменения выражены образованием вторичных граната, клинопироксена, амфиболов и плагиоклазов. Все это усилило вариации состава пород (таблица № 207–230). В целом они отвечают толейтам, давая почти непрерывный переход в сторону субщелочных составов повышенной глиноземистости (см. рис.2).

Вторая возрастная группа основных пород ларбинского комплекса ( $\delta v_2^{lb}$ ) тесно связана с эндербитами и совместно с ними прорывает складчатые и рассланцованные основные гранулиты  $v_1^{lb}$ . Вторая группа базитов ( $v_2^{lb}$ ) дает непрерывный переход по кремнекислотности к известково-щелочным породам, характеризуется натриевой специализацией и высокой глиноземистостью на всех уровнях кремнекислотности (таблица № 173–188, рис.2).

Третья возрастная группа основных пород Нюжинского блока представлена дайками  $v_3^{el,lb}$ , которые секут метаморфизованные и неоднократно деформированные метабазиты предшествующих генераций. Наиболее четким репером, разделяющим второй и третий этап основного магматизма, являются структуры, образованные при интенсивных горизонтальных движениях. Так же как и в Зверевском блоке, они за-

вершали гранитизацию метабазитов, сопровождалась сильнейшей бластомилонитизацией и знаменовали окончание раннеэоценового периода развития. Дайки использовали зоны дробления, цементируя блоки полимитизированных древних метабазитов. Породы даек представлены мелкозернистыми амфиболитами, подвергшимися тепловой гранодиоритизации, одновременно с которой происходила гомогенизация полосчатой текстуры вмещающих бластомилонитов и появление амфибол-плаггиоклазовых жил. Далее они прорывались и пересекались гранитоидами, которые по составу, морфологии и возрасту сопоставимы с позднеэоценовыми гранитами [16, 21]. Поэтому этап эндогенных процессов, в том числе основного магматизма, выделяется как позднеэоценовый цикл - третий в истории Ньюжинского блока. Дайки  $v_3^{el, lb}$  по составу отвечают толеитам (таблица № 231-243). Обладая незначительными вариациями кремнекислотности, они дают почти непрерывный переход в сторону щелочных базальтов.

Среди пород третьей группы, вероятно, присутствуют и самые поздние метабазиты, связанные с формированием пород габбро-щелочно-гранитной формации, завершая в конце раннего протерозоя сквозной ряд эндогенных преобразований блока. В ряде случаев устанавливается, по крайней мере, один этап складчатых деформаций, отделяющих дайки  $v_3^{el, lb}$  от малых интрузий и тел группы  $v_4^{el}$  (таблица № 244-253). Завершающий основной магматизм контролировался преимущественно зонами разломов, особенно тукуруингской зоной - вдоль границы Ньюжинского и Иликанского блоков.

**Иликанский блок.** Блок сравнительно со Зверевским и Ньюжинским имеет наиболее сиалический состав. Основные породы в его пределах распределены неравномерно как по вертикали, так и в пределах каждого из СЯ. Наиболее древняя группа метабазитов ( $v_1^{chl}$ ) развита в виде пластовых тел, которые секут структуры гнейсов чильчинского типа, ассоциирующих часто с кварцитами. По своему участию в тектоно-магматических процессах такая ассоциация пород является более сложной, чем развитые в этом блоке породы иликанского комплекса - аналога раннеэоценового. Поэтому, несмотря на сходную степень метаморфизма, она была выделена в более древний комплекс [16]. Среди его дометаморфических пластовых тел и даек развиты щелочные базальты высокой К-щелочности (таблица № 254-259). Часть этих даек может быть связана с формированием как иликанского комплекса, представляющего второй СЯ, так и гильского комплекса третьего СЯ.

В самом иликанском комплексе развиты вулканы дифференцированного ряда от пикритов до дацитов. Базитовая составляющая этого ряда образует почти непрерывный переход от толеитов к базальтам повышенной щелочности (таблица № 260-267). Дайки, соответствующие гильскому комплексу (таблица № 268-275), имеют высокую глиноземистость и щелочность, отвечая тренду дифференциации андезитобазальтовой серии (см. рис. 2). Завершающий интрузивный магматизм представлен расслоенными интрузиями ряда дунит-троктолит-габбро лукиндского комплекса.

Петрохимическая специализация всех выделенных разновозрастных групп пород довольно отчетливо проступает на известных классификационных диаграммах Кунно, Конди и др. [22, 23]. Обращает внимание ряд особенностей, которые указывают на различия геодинамических обстановок генерации магмы, меняющихся во времени и не выдержанных по латерали. Они отражены в некоторых параметрах состава, их соотношениях и коэффициентах, соответствующих ступени океаничности магм. Среди них индекс  $KO_1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$  [5], значения которого для океанов равны 10-13, для рифтовых зон - 8-9,5 и континентов - 2,9-7,7. Показателем геодинамических режимов магмообразования является и величина отношения

$\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$  [1]. Для современных и древних океанов она отвечает интервалу значений 200–492, для островодужных систем – I17–I25. Анализ совокупности этих характеристик в рамках каждого цикла эндогенных процессов разных блоков выявляет важные особенности эволюции основного магматизма ДСО.

Первый эндогенный цикл развития (алданский) открывается проявлениями основного магматизма, преобразующего тоналитовые гнейсы инфракомплекса. Древнейшие породы андезито–базальтовой серии отличаются высокой глиноземистостью базитовых членов. Они же обладают самой высокой щелочностью при средних и пониженных значениях железистости. Эти особенности группы  $v_0^{zv}$  отражают тенденции, свойственные современным бонинитовым магмам. Они не проявляются более в истории основного магматизма ДСО, за исключением ее Урканского блока (см. рис. 1), где метабазиты (таблица № 276–285) древнего субстрата, переработанные многократными плутоно–тектоническими процессами, имеют те же особенности состава, что и в пределах хр. Зверева. По индексам океаничности они отвечают базальтам островодужных систем и зон рифтогенеза, указывая на близость выходов континентальной коры.

Более высокой океаничностью отличаются древнейшие метабазиты курультинского комплекса, близкие к толеитам [2,5,6,20]. Толеитовые составы преобладают и среди более поздних основных пород –  $v_1^{zv}$ , подвергавшихся совместно с группой  $v_0^{zv}$  первому метаморфизму алданского цикла. По индексам океаничности они также попадают в интервал базальтов островодужных систем, отличаясь, однако, от группы  $v_0^{zv}$  более высокими значениями, приближающими их к океаническим разновидностям. В этом случае отчетливо выраженный тренд в сторону состава высокой железистости может указывать на уменьшение фракционирования в ходе раскрытия океанической области.

Еще более океаническими оказываются древние метабазиты эльгаканского и ларбинского комплексов, отвечающие первому циклу развития Нюкжинского блока. Мета-толеиты и метакоматииты ( $v_1^{el, lb}$ ), имеющие наивысшие значения  $\text{KO}=12,6$  ( $n=17$ ) и  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}=311,5$ , относятся к базальтам океанического типа. Если возрастание степени океаничности действительно отражает обстановку спрединга, то образование базитов группы  $v_1^{el}$  и  $v_1^{lb}$  могло запаздывать относительно древнейших основных пород зверевского и курультинского комплексов (см. таблицу). Высокая магнезиальность при повышенном содержании л е й к о ф и л ь н ы х элементов свидетельствует о том, что температуры генерации этой базальтовой магмы достигались на относительно небольших глубинах. Иными словами, геотермическое состояние мантии при фракционировании таких расплавов отличалось высоким вертикальным градиентом температур, типичным для структур растяжения океанических областей. Высокоградиентные режимы сохранялись вплоть до верхних сечений структур, что подчеркивается характером метаморфизма древних базитов.

Однотипный характер разогрева вдоль вертикального разреза имеет место и в Зверевском блоке. Глубинному типу андезито–базальтовых магм здесь соответствует и низкоградиентный режим их метаморфизма. Особенности петрохимического состава и минеральных парагенезисов группы  $v_0^{zv}$  закономерно связаны друг с другом, указывая на глубинный тип соотношений мантийных и коровых процессов, свойственный наиболее активным тектоническим структурам. В противоположность этому Иликанский блок в этот же (алданский) цикл развития является относительно стабильной областью, насыщающейся дайками щелочных базальтов, жильными гранитоидами при отсутствии специфических структурно–метаморфических преобразований кварцито–гнейсовых толщ.

Несмотря на провинциальные вариации, ранний магматизм характеризуется преобладанием толеитовых расплавов, которые по мере поступательного развития ДСО, приходят на смену более глубинным типам, приобретая все более параметры состава, свойственные океаническим областям.

Второй эндогенный цикл развития (раннестановой) является кульминационным как в отношении масштабов, так и петрогенетической специализации основного магматизма. Интенсивно проявленный во всех трех блоках, он оказывается резко неоднородным по условиям магмогенерации и метаморфизму базитов. Магматизм начинается с формирования пород коматит-толеитовой серии, представленной только в Зверевском блоке группами  $v_2^{zv} = v_1^{hl}$  с крайне высокими индексами океаничности. Эти магмы уступали место крайне дифференцированной по составу кальциево-щелочной серии, породы которой широко развиты во всех блоках Сутамского пояса, а также вдоль границы Нюкжинского и Иликанского блоков. Широкий спектр состава этой серии объясняется совокупностью различий в условиях фракционирования, кристаллизации и автометасоматических изменений. Наиболее характерная особенность — развитие высокоглиноземистого состава — изначально связана с кристаллизацией [I7, I8]. А именно, исходные андезит-базальтовые магмы по мере кристаллизации раннего плагиоклаза смещаются по составу в область несмесимости. В результате отщепление сиалического щелочно-глиноземистого расплава, близкого к составу сиенита, вызывает смещение базитовой составляющей в сторону высокоглиноземистого базальта. Такой тип ликвидации субщелочной андезит-базальтовой магмы наиболее полно объясняет совокупность главных особенностей строения зон, контролирующей породы групп  $\delta v_2^{zv}$  и  $\delta v_2^{kr}$ , в частности, геолого-петрохимические особенности Каларского массива [I5, I6], сингенетическую связь габброидов с анортозитами, андербитами, мангеритами и чарнокитами, двойственную (интрузивную и метасоматическую) природу этих пород, характер метаморфической дифференциации их вещества [I5, I6].

В линейных структурах, отвечающих ограничению блоков, габброиды раннестановой цикла образуют непрерывный переход к составу известково-щелочной серии, на всех уровнях кремнекислотности соответствуя составу высокоглиноземистого базальта. По величине индекса океаничности они отвечают континентальным базальтам ( $KO=6,3$  при  $n=I6$ ), максимально приближаясь, однако, к островодужным сериям ( $SiO_2/K_2O=II0$ ). Во внутренних частях блоков базальты повышенной щелочности связаны по составу с толеитами. Последние преобладают среди вулканитов раннестановой и иликанского комплексов. По параметрам состава они заметно отличаются от раннеархейских толеитов своей более высокой железистостью и щелочностью, главным образом за счет содержания  $K_2O$ , а по величинам индекса океаничности и отношения  $SiO_2/K_2O$  соответствуют базальтам континентального типа. Наиболее показательными в этом отношении оказываются дайки метатолеитов ( $v_3^{zv}$ ) прорывающие зверевский комплекс и завершающие в позднем архее раннестановой цикл развития (третий эндогенный цикл).

Петрохимические особенности основного магматизма раннего протерозоя подчеркивают возрастание степени крatonизации южной окраины Сибирской платформы. Средоточенные вдоль линейных зон и разломов, на границах сформировавшихся блоков ДСО базальтоиды все более приобретают характеристики составов, свойственные структурам континентального типа. Это подчеркивается прежде всего дайковым комплексом  $v_3^{el}$  прорывающим наиболее океанические древние metabазиты Нюкжинского блока. Его состав отвечает толеитам континентального типа высокой желе-

зистости, титанистости и щелочности. Характерны узкий интервал изменения содержания  $\text{SiO}_2$  и большой разброс в содержании щелочей, особенно  $\text{K}_2\text{O}$ . Значение индекса океаничности варьирует в интервале от 1,5 до 6,5 при очень низких величинах  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ . Вулканиты позднестанового и гиллийского комплексов, а также связанные с ними дайки групп  $v_4^{zv}$  и  $v_3^{chl}$  относятся к андезито-базальтовой серии, распространение которой контролируется Иликанским блоком и его границами. Вулканиты этих комплексов имеют несколько более высокие показатели океаничности, соответствующие окраинным структурам. Дайковые же разновидности по этим же параметрам отвечают базальтам континентального типа. То же можно сказать и о породах группы  $v_4^{el}$ , завершающей эволюцию докембрийского основного магматизма ДСО. Для нее отмечаются самые низкие значения индекса океаничности ( $< 2,0$ ) при сравнительно устойчивом показателе  $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}=14-22$ .

Таким образом, на основе рассмотренных материалов можно сделать вывод, что особенности эволюции основного магматизма ДСО являются отражением длительной и сложной динамики ее формирования. Это отчетливо видно на примере направленности основного магматизма и его контрастности, с каждым из циклов развития все более отражающих автономию внутренних структур области. В раннем архее эволюция сопровождается усилением степени океаничности базитов. По мере их появления в историю эндогенных преобразований вовлекается самая мафическая структура ДСО – Нюкжинский блок, пассивно сосуществующий с относительно стабильной ансиалической структурой – Иликанским блоком. Наиболее высокая тектоническая активность Зверевского блока в этот период подчеркивается латеральной неоднородностью его инициального магматизма. В позднем архее магматизм эволюционирует от высоко океанических базальтов к магматическим формациям островодужного и континентального типов. Границы обозначившихся в раннем архее блоков начинают играть роль самостоятельных структур. Они контролируют глубинный магматизм с известково-щелочным трендом дифференциации. Сами блоки оказываются специализированны и отличаются между собой благодаря контрастным сериям метабазитов – сравнительно однородных толеитовых в мафических структурах Нюкжинского и Зверевского блоков и дифференцированной андезито-базальтовой в Иликанском блоке. Основной магматизм раннего протерозоя, сосредоточенный по границам уже сложившейся латеральной неоднородности ДСО, носит континентальный характер. Вместе с тем сохраняется унаследованность от прошедших тектонических режимов, подчеркнутая толеитовой специализацией магм в Нюкжинском блоке и андезито-базальтовой – в Иликанском. И только в конце раннего протерозоя сравнительно однородный магматизм зон разломов и создание габбро-щелочно-гранитовой формации отмечает создание консолидированной, относительно единой тектонической области.

#### Литература

1. Великoslavинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита // Зап.Всесоюз.минерал. о-ва. 1976. Т.105, № 1. С.48–58.
2. Великoslavинский С.Д., Рудник В.А. Геохимия докембрийского вулканизма Алданского щита // Геохимия региона БАМ. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. С.62–83. (Тр.ВСЕГЕИ. Н.С.; Т.323).
3. Глуховский М.З., Моралев В.М. Складчатая область Станового хребта – Джугджура // Докембрий континентов: Складчатые области и молодые платформы Европы и Азии. Новосибирск. 1978. С.111–122.
4. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Гранулитобазитовые комплексы раннего докембрия и их металлогеническое значение // Металлогения раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1984. С.105–110.

5. Добрецов Н.Д. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклиналильных базальтов // Геология и геофизика. 1985. № 2. С.11-26.
6. Другова Г.М., Бушмин С.А., Харитонов А.Л. Эндеогенные процессы раннего докембрия в западной части Алданского щита // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С.35-51.
7. Другова Г.М., Бушмин С.А., Харитонов А.Л. и др. Олекминский мегаблок // Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. С.57-45.
8. Дук В.Л. Алданский кристаллический массив и Становая складчатая зона (район хр.Зверева) // Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977. С.27-46.
9. Карсак Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья // Метаморфизм докембрия района Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С.140-163.
10. Красников Н.Н. Холодниканский зеленокаменный пояс Южной Якутии: Автореф. канд. дис. ... геол.-минер. наук. М., 1985. 23 с.
11. Кратц К.О., Глебовицкий В.А. и др. Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука. 1975. 55 с.
12. Кратц К.О., Московченко Н.И., Шемякин В.М. и др. Серые гнейсы Алданского массива и его обрамления: (Геологическое положение, ассоциации, петрогенезис) // Природные ассоциации серых гнейсов архей. Л.: Наука, 1984. С.67-72.
13. Московченко Н.И. Джугджуро-Становая складчатая область // Докембрийская история СССР. Л.: Наука, 1988. С.282-300.
14. Московченко Н.И., Красников Н.Н., Семенов А.П. Эндеогенная эволюция структурно-вещественных комплексов зоны сочленения алданид и становид // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983. С.97-127.
15. Московченко Н.И., Семенов А.П., Верхало-Узкий В.Н. Гранулитовые комплексы Становой складчатой области // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С.121-143.
16. Московченко Н.И., Красников Н.Н., Семенов А.П. и др. Структурно-вещественные комплексы Станового мегаблока // Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. С.153-180.
17. Прияткина Л.А., Лавровиц Н.Н. Геология и возраст Каларского массива габро-анортозитов // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Л.: Наука, 1985. С.144-162.
18. Прияткина Л.А., Московченко Н.И., Верхало-Узкий В.Н. Становой мегаблок: Эволюция основного магматизма // Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. С.224-245.
19. Рудник В.А. Ритмично-необратимая направленность - главнейшая тенденция в эволюции магматизма // Геология и геофизика. 1986. № 7. С.105-117.
20. Рудник В.А., Великославинский С.Д., Гапошина Е.Д. и др. О ритмично-необратимой эволюции базальтоидного вулканизма в развитии земной коры // Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1986. С.27-65.
21. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1985. 290 с.
22. Condie K.C., Vavra C.K., Mueller P.A. Geochemistry of Precambrian diabase dikes from Wyoming. Geochim. et cosmochim. acta. 1969. Vol.33, N 11. P.1371-1388.
23. Кинг Н. Differentiation of basalt magma. Basalt. 1968, Vol.1, N7. P.623-688.

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	4
ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ....	6
Кустарникова А.А. Петрохимическая эволюция магматических формаций палеорифтов Тянь-Шаня и Памира .....	6
Хомичев В.Л., Никонов О.И., Гусейнова Р.М., Хомичева Е.С. Петрохимическая эволюция магматических формаций Кузнецкого Алатау .....	16
Орлов Д.М., Орлова М.П. К проблеме образования магм повышенной щелочности .....	25
ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ .....	39
Милькевич Р.И., Дук В.Л. Принципы выделения вулканических пород в архее Алданского щита и их эволюция .....	39
Великославинский С.Д., Рудник В.А., Толмачева Е.В. Первично-вулканогенная природа эндербит-кристаллосланцевых ассоциаций Алдано-Станового щита и закономерности эволюции основного вулканизма .....	50
Негруга Т.Ф. Петрохимическая эволюция эпиархейского вулканизма Балтийского щита .....	67
Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Петрохимическая эволюция вулканизма в докембрии севера Байкальской горной области (БГО) .....	72
Голынок И.Н., Соболев А.О., Голубева Э.Д. Особенности петрохимической эволюции окраинно-континентального вулканизма в геодинамическом аспекте .....	86
Холевинский С.Б. Петрохимическая эволюция Карпатской вулканической дуги .....	103
ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ .....	114
Толмачева Е.В., Павлова Т.А. Направленность эволюции гранитообразования в докембрии Алданского щита .....	114
Шемякин В.М. Геохимическая эволюция чарнокитоидов в раннем докембрии .....	132
Гавриленко В.В. Геохимическая эволюция гранитогнейсовых куполов (на примере Северного Приладожья) .....	145
Серых В.И. Петрохимическая эволюция орогенного гранитоидного магматизма Центрального Казахстана .....	155
Моисеенко И.Ф., Крицук С.Г., Помпеев А.Ю., Бякова И.Э. Петрохимическая изменчивость раннепалеозойских гранитоидов восточного склона Кузнецкого Алатау .....	163
ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ .....	174
Ланда Э.А. О петрохимической эволюции мантийного вещества (по результатам изучения ультрамафических вулканитов) .....	174
Буйдина А.В., Мошкин С.В., Петров Т.Г., Суслон Г.И. Эволюционная модель расслоенного комплекса офиолитов (на примере Джейранбельского массива, Южный Тянь-Шань) .....	190
Московченко Н.И. Эволюция основного магматизма западной части Джугджуро-Становой складчатой области .....	204

## C O N T E N T S

Preface .....	4
The principal regularities of petrochemical evolution of the magmatic formations .....	6
Kustarnikova A.A. Petrochemical evolution of the magmatic formations in the Tien-Shan and Pamirs paleorifts .....	6
Khomichev V.L., Nikonov O.I., Guseynova R.M., Khomicheva Ye.S. Petrochemical evolution of the magmatic formations in Kuznetsky Alatau .....	16
Orlov D.M., Orlova M.P. On the problem of magma formation of the high alkalinity .....	25
Petrochemical evolution of the volcanic formations .....	39
Milkevich R.I., Duk V.L. The principles of distinguishing of the volcanic rocks in Archean of Aldan Shield and their petrochemical evolution .....	39
Velikoslavinsky S.D., Rudnik V.A., Tolmacheva Ye.V. The primary volcanogenic nature of the enderbite-crystalline schist associations in Aldan-Stanovoy Shield and the regularities of evolution of basic volcanism .....	50
Negrutsa T.F. Petrochemical evolution of epi-Archean volcanism in Baltic Shield .....	67
Rudenko V.Ye., Rudenko Yu.L. Petrochemical evolution of volcanism in Precambrian of the Northern Baikal Mountain area .....	72
Golynko I.N., Sobolev A.O., Golubeva E.D. The peculiarities of petrochemical evolution of the marginal-continental volcanism in geodynamical aspect .....	86
Kholevinsky S.B. Petrochemical evolution of the Carpathians volcanic island arc .....	103
Petrochemical evolution of the granitoid formations .....	114
Tolmacheva Ye.V., Pavlova T.A. Trend of evolution for granite formation in Precambrian of Aldan Shield .....	114
Shemyakin V.M. Geochemical evolution of charnockitoids in the Early Precambrian .....	132
Gavrilenko V.V. Geochemical evolution of granite-gneissic domes (Northern Ladoga area) .....	145
Serykh V.I. Petrochemical evolution of orogenic granitoid magmatism in Central Kazakhstan .....	155
Moiseenko I.F., Kritsuk S.G., Pompeev A.Yu., Bykova I.E. Petrochemical variability of the Early Paleozoic granitoids in the eastern slope of Kuznetsky Alatau .....	163
Petrochemical evolution of the mafic-ultramafic magmatic formations .....	174
Landa E.A. Petrochemical evolution of the mantle material (results from the study of ultramafic volcanites) .....	174
Buydina A.V., Moshkin S.V., Petrov T.G., Suslov G.I. The evolutionary model of the layered ophiolitic suite (Dzheyranbelsky massif, Southern Tien-Shan) .....	190
Moskovchenko N.I. The peculiarities of the basic magmatism in Dzhugdzhur-Stanovoy folded area .....	204

Научное издание

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати Межведомственным  
петрографическим комитетом АН СССР

Редактор издательства К.В. И л ь и н  
Художественный редактор В.В. А л е к с е е в  
Технический редактор Н.В. В и ш н е в с к а я

ИБ № 40135

Подписано к печати 23.02.90. Т-01314  
Формат 70x100/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 19,5. Усл.кр.-отт. 19,8. Уч.-изд.л. 19,6  
Тираж 550 экз. Тип.зак. 2272. Цена 4руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д.90

Ордена Трудового Красного Знамени I-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга "Основные проблемы рудообразования и металлогении"

В книгу включены новейшие и оригинальные материалы, отражающие современные представления по проблемам рудообразования и металлогении. Рассматриваются региональные и локальные закономерности размещения и формирования различных типов эндогенных рудных месторождений — медноколчеданных, полиметаллических, платиновых и многих других; показана совокупность взаимосвязанных геологических процессов и обстановок, определяющих условия их образования. Особый раздел книги посвящен эволюции процессов рудообразования в связи с общей историей развития земной коры, а также источникам рудообразующих веществ.

Книга посвящается 80-летию академика В.И. Смирнова — лидера советской металлогенической науки, и публикуемые в ней материалы отражают развитие его основных научных идей. Авторский коллектив представлен крупнейшими учеными нашей страны. Книга рассчитана на геологов, интересующихся проблемами теории рудообразования.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"  
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"

Магазины "Книга-почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга-почтой"; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга-почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга-почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга-почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга-почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга-почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга-почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга-почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга-почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга-почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга-почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга-почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга-почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга-почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга-почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга-почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга-почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга-почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга-почтой"

4 руб.

5244