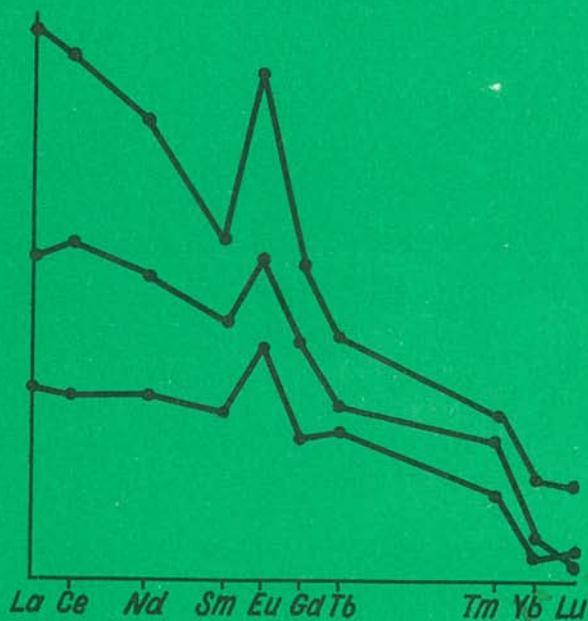


TR

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В БАЗИТАХ И ГИПЕРБАЗИТАХ



НОВОСИБИРСК 1985

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ГЕОХИМИЯ
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
В БАЗИТАХ И ГИПЕРБАЗИТАХ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1985

УДК 550.4+552.3+543.53

Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах: Сб. научн. тр./АН СССР, Сиб. отд-ние, Институт геологии и геофизики; Редкол: чл. -кор. АН СССР Г.В.Поляков (отв.ред.) и др. Новосибирск, 1985. 108 с.

Приведены материалы по геохимии редких и главным образом редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Для многих магматических ассоциаций такие данные получены впервые. Все статьи сборника базируются на прецизионных определениях ряда редких элементов, выполненных нейтронно-активационным методом в отделе геохимии ИГиГ СО АН СССР. На основании геохимических данных обсуждаются кардинальные проблемы петрологии, в частности условия образования и дифференциации базитовых магм.

Сборник будет полезен геохимикам, петрологам и геологам, изучающим различные проблемы основного и ультраосновного магматизма.

Редколлегия:

канд. геол.-мин. наук Г.Н.Аношин, канд. геол.-мин. наук В.А.Бобров, д-р геол.-мин. наук В.М.Гавшин, канд. геол.-мин. наук А.П.Кривенко, чл. -кор. АН СССР Г.В.Поляков (отв. редактор).

Рецензенты:

д-р геол.-мин. наук В.В.Велинский (ИГиГ СО АН СССР)
канд. геол.-мин. наук В.Б.Дергачев (СНИИГТММС Мингео СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние 10–15 лет резко повысился интерес к геохимии редкоземельных элементов. Это связано с применением новых высокочувствительных методов анализа и в первую очередь нейтронно-активационного анализа, который позволил определять с достаточной надежностью и чувствительностью практически все редкоземельные элементы. Известно, что редкоземельные элементы являются очень чуткими геохимическими индикаторами геологических и прежде всего петрологических процессов. Изучение базитов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках, показало, что они существенно различаются по распределению в них РЗЭ. Эти различия успешно используются для реставрации условий образования более древних базитов, в том числе для реставрации палеогеодинамических обстановок их формирования. С использованием геохимии РЗЭ были разработаны модели генезиса базальтовых расплавов как продуктов частичного плавления мантийного вещества, а также модели их фракционной кристаллизации. Появились многочисленные экспериментальные работы по определению коэффициентов распределения РЗЭ. Все это говорит об актуальности проведения подобных исследований.

В лаборатории ядерно-геохимических методов анализа отдела геохимии Института геологии и геофизики СО АН СССР разработаны и внедрены в практику инструментальный и радиохимический варианты нейтронно-активационного определения редкоземельных элементов практически во всех типах горных пород. Наибольшую трудность, как известно, для анализа представляют ультраосновные породы, поскольку концентрации в них РЗЭ являются крайне незначительными. Все

анализы аттестованы на лучших отечественных и зарубежных стандартах и в первую очередь стандартах Американской геологической службы (США). В лаборатории анализируются коллекции не только сотрудников ИГиГ СО АН СССР, но и других геологических институтов Сибири, о чем свидетельствуют фамилии авторов статей. Приводимый материал по распределению РЗЭ в базитах и гипербазитах из различных районов Сибири, Дальнего Востока и Монголии позволяет выяснить тонкие аспекты их формирования.

В ряде статей сборника обсуждаются вопросы петрологии и палеогеодинамических условий образования офиолитовых магматических ассоциаций.

Достоинством сборника является приведение первичных аналитических данных, которые могут быть использованы для различных сопос

В.В.Кеpezинскas, К.Б.Кеpezинскas,
В.А.Бобров, В.С.Пархоменко

ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД МЕТАОФИЛИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ МОНГОЛИИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Введение

Сравнительное изучение офиолитов складчатых поясов на континентах и их аналогов в современном океане показывает, что офиолиты представляют собой фрагменты океанической литосферы, которые генерируются не только в срединно-океанических хребтах, но и в самых различных тектонических обстановках. Ими могут быть как большие океанические бассейны разных стадий эволюции, так и зоны трансформных разломов, системы внутриокеанических островных дуг, а также интрадуговые и окраинные бассейны. Петрологические характеристики изверженных пород различных геодинамических режимов, как правило, существенно отличны, и это служит основой для использования геохимических данных в качестве магматических индикато

торов офиолитового петро- и тектогенезиса. Особое значение в этом случае приобретают вулканические серии офиолитовых формаций как наиболее доступные для сравнительных актуалистических исследований части разрезов океанической коры современных акваторий.

При изучении древних вулканитов метаофиолитовых формаций, в частности, R-V- e_1 офиолитов Монголии, решение вопросов принадлежности их к определенному петрохимическому типу и других петрогенетических проблем осложняется тем, что породы, как правило, претерпели региональный метаморфизм. Вследствие этого возможна их некоторая химическая модификация как результат локального перераспределения элементов даже при условии изохимичности метаморфического процесса в целом. Установлено, например, что щелочные и щелочно-земельные элементы (K, Na, Rb, Ba, Sr) являются относительно мобильными при метаморфизме низких ступеней и подводном выветривании. Легкие РЗЭ более подвижны, чем тяжелые, а Eu и Ce при определенных условиях могут оказаться более мобильными, чем другие РЗЭ, предположительно, благодаря существованию различной степени окисления этих элементов в сравнении с другими [29]. Вместе с тем ряд элементов, таких как Ti, P, Cr, V, Zr, Y, Sc, Nb и др., значительная часть РЗЭ и элементные соотношения, характерные для магматического, а не метаморфического процесса, могут быть использованы как петрогенетические индикаторы [12, 26, 31 и др.]. Они являются наиболее информативными не только для петрологических построений и оценки состава родоначального вещества, но в совокупности с другими данными позволяют провести палеотектонические реконструкции и восстановить геологические условия формирования соответствующих комплексов пород [7, 12, 27, 28, 30, 31 и др.] .

В данной статье с учетом вышесказанного и с использованием выборочных геохимических параметров устанавливаются условия формирования офиолитов Монголии как фрагментов палеоокеанической литосферы рифейского времени. К решению этой задачи привлечены соответствующие материалы, с одной стороны, по нижнепалеозойским и докембрийским офиолитам мира, с другой, - по их возможным аналогам в современном океане.

Геолого-петрографическая характеристика

В геологическом строении территории Монголии принимают участие метаморфические породы докембрия - раннего кембрия, отвечающие

принципиально различным стадиям развития земной коры: дорифейские комплексы этапа формирования континентальной коры, ранне (?) –среднерифейский комплекс стадии эпиконтинентальных бассейнов и позднерифейские–раннекембрийские комплексы океанической стадии, включая офиолиты. Для областей распространения этих комплексов характерна чешуйчато–покровная структура, в которой древнейшие (дорифейские) образования являются преимущественно автохтонными и составляют метаморфические комплексы фундамента (древний континент). Метаморфиты ниже (?) –среднерифейского и позднерифейско–нижекембрийского возраста (включая офиолиты верхнего рифея–венда) обычно находятся в аллохтонных блоках и интенсивно деформированные тектонические пластины, надвинутые на континентальный фундамент. Стратиграфическое положение пород собственно офиолитовой ассоциации определяется их залеганием в основании мощных (до 2–5 км) осадочных толщ, содержащих продукты размыва офиолитов, верхи которых на основании микропалеонтологических данных, остатков фауны археоциат, гастропод и единичных геохронологических данных, датируются как $V-E_1$ или E_1 [1, 4, 5 и др.] .

Таким образом, формирование изверженных пород офиолитов нами связывается с верхнерифейским временем, в отдельных случаях продолжавшимся до венда включительно. К офиолитам мы относим как пространственно совмещенные, так и пространственно разобщенные (в пределах одной структурно–тектонической зоны) члены классической офиолитовой триады с ассоциирующими осадками, находящиеся, как правило, в тектонических взаимоотношениях друг с другом и надвинутые на дорифейский континентальный фундамент. В строении реконструированных разрезов верхнерифейских офиолитов Монголии принимают участие мафит–ультрамафитовые и полосчатые комплексы изверженных пород, серии параллельных или пластинчатых даек, а также разнообразные по составу серии метавулканитов, чаще всего обнаруживающие подушечное сложение. Выше этой воссозданной последовательности метаморфических пород собственно офиолитовой формации предполагаются слабо метаморфизованные кремнисто–карбонатные, флишидные, молассовые и граувакко–туфогенные формации, островодужные серии метабазальтов и дифференцированных вулканитов известково–щелочного ряда, своеобразные олистостромовые формации, характеризующие в целом этапы тектонического скупивания.

Нижняя мафит-ультрамафитовая часть разреза верхнерифейских офиолитов Монголии сложена гипербазитами, габброидами и породами полосчатого комплекса переходных зон [1], которые несмотря на порой значительную удаленность друг от друга характеризуются общими особенностями морфологии, структурной позиции, геологических взаимоотношений с окружающими породами, внутреннего строения и в общих чертах одинаковым составом слагающих их образований.

Верхняя часть офиолитового разреза представлена комплексом параллельных даек, разнообразными лавами основного и среднего состава (часто с шаровой структурой), а также перекрывающими их осадочными и вулканогенно-осадочными толщами.

Серия параллельных даек не является непременным членом докембрийских офиолитов Монголии, как это наблюдается в фанерозойских офиолитах мира. Фрагменты самостоятельного горизонта пластинчатых даек наблюдаются в разрезе офиолитов двух местонахождений. На Хан-Тайшире они почти на 100 % сложены секущими друг друга дайками мощностью от нескольких сантиметров до 1,2-2 м, располагающимися в основании покровов подушечных лав и, в свою очередь, подстилающимися образованиями серпентинитового меланжа или габброидами. В Баян-Хонгорской зоне - это рои сильно сближенных даек, приуроченных к верхам габбрового горизонта [4]. Дайковый комплекс офиолитов Монголии сложен варьирующими по составу базальтами, диабазами, высокомагнезиальными базальтами, андезитами, высокомагнезиальными и низкотитанистыми андезитами типа марианит-бонинитов, а также плагиогранитами и габбро-диабазам.

Подушечные лавы, расположенные в верхней части офиолитового разреза, составляют серию покровов, мощность которых обычно не превышает 1000 м. Они нередко тектонизированы, рассланцованы, но при этом почти всегда сохраняют реликтовую шаровую структуру. Межшаровой матрикс часто представляет собой карбонатный или кремнистый материал. Значительно реже отмечаются покровы массивных лав и лавовых брекчий. Состав лав верхнерифейских офиолитов Монголии повсеместно претерпевших одинаковый метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев и различающихся главным образом степенью динамометаморфизма, неравномерно проявленного даже в пределах одной тектонической пластины, оказывается чрезвычайно разнообразным и играет большую роль в офиолитовом петрогенезе.

Изверженные породы верхнерифейских офиолитов Монголии претерпели метаморфические изменения, которые, как правило, привели к замещению первичных магматических минералов вторичными. Однако метаморфические преобразования проявлены неоднородно, так что практически всегда устанавливаются реликты первичного минерального состава и (или) магматических структур, благодаря которым идентифицируется лавовая или интрузивная природа соответствующих пород. Первичные фазы офиолитовых лав обычно замещены вторичными минералами, а стекловатый мезостазис девитрифицирован до субмикроскопических сростков водных минералов. Основной парагенезис подавляющего большинства типов вулканитов представлен плагиоклазом, клинопироксеном, рудным минералом. Плагиоклаз частично или полностью альбитизирован и сосюртитизирован. Клинопироксен замещен актинолитовой роговой обманкой, хлоритом, минералами группы эпидота. Реликты незамещенного пироксена, в частности в высокомагнезиальных базальтах офиолитов Северной Монголии, представлены низкоглиноземистым клинопироксеном, близким по составу клинопироксену аналогичных ассоциаций пород в других регионах. В толеитовых базальтах — это авгит, к которому вместе с плагиоклазом иногда присоединяется оливин, судя по характерному габитусу псевдоморфоз серпентина и магнезиального хлорита. В базальтах и андезитах известково-щелочной серии первоначально присутствовали и двупироксеновые парагенезисы с плагиоклазом, что подтверждается наличием псевдоморфоз актинолита, уралитовой роговой обманки по клинопироксену и бастита по ортопироксену.

В отличие от офиолитов более северных территорий юга Сибири, метаморфизованных часто в условиях фации глаукофан-лавсонитовых сланцев, офиолитовые метавулканиты Монголии претерпели метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев ($T \sim 500^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{пл.}} \sim 4,0-7,0$ кбар). Он связан с закрытием палеоокеана и тектоническим скупиванием в каледонское время, одновременно вызвавшим деформацию и надвигание отдельных фрагментов пород древней океанической коры на окраину дорифейского континента.

Химизм и редкоэлементная характеристика офиолитовых вулканитов

Изучение состава древних офиолитовых лав проведено с учетом возможных модификаций химизма при метаморфизме в условиях фации

зеленых сланцев и с использованием для петрологических выводов наиболее стабильных элементов и элементных соотношений. Петрохимический анализ лав и параллельных даек собственно офиолитового разреза и непосредственно перекрывающих вулканогенно-осадочных толщ выявил большое разнообразие типов вулканических пород, представленных различными толеитовыми, известково-щелочными и марианит-бонинитовыми сериями, а также породами типа базальтовых коматитов [6, 7]. Базальты и андезиты толеитовой серии, ассоциирующие с расслоенными габброидами (р.Алаг-Цари-Гол в Восточном Прихубсугулье), по низким концентрациям K_2O (0,1 - 0,5 мас.%) , умеренным содержаниям TiO_2 (1-1,8 %) и относительно низкому Al_2O_3 (15 %) близки толеитовым базальтам абиссальных равнин и срединно-океанических хребтов. Их примерными аналогами являются офиолиты Скелвар на севере Норвегии. Вместе с тем они обнаруживают тенденции, близкие к тренду толеитов примитивных островных дуг (Алеутская, Тонга) [8]. Эта серия занимает промежуточное положение между абиссальными толеитами и толеитами окраинных морей и междуговых бассейнов (Ло), с одной стороны, и известково-щелочными сериями, с другой, обнаруживая "островодужные" петрохимические признаки. Такой же четко проявленный феннеровский тренд эволюции, сочетающийся с петро- и геохимическими чертами, более свойственными лавам окраинных бассейнов и островных дуг, наблюдается в базальтах верхне-рифейских офиолитов Баян-Хонгорской зоны Монголии [6, 7]. Они в известной мере могут быть сопоставлены с мезозойскими офиолитами Чили, в которых наряду с низкокалийевыми, деплетированными LREE толеитовыми базальтами типа MORB встречаются дифференцированные до дацитов толеитовые вулканические серии, обогащенные некогерентными элементами (K, Rb, Ba, Sr) и LREE [33].

Основные лавы толеитовой серии, ассоциирующие с известково-щелочными вулканидами и граувакками (р.Эггин-Гол в Восточном Прихубсугулье), отличаются значимо от других толеитов более низкими содержаниями TiO_2 (0,9 %), высоким Al_2O_3 (18-21 %). Это в совокупности с трендом дифференциации (см.рис.1) позволяет классифицировать их как низкотитанистую высокоалюминиевую серию толеитов, типичную для островных дуг. В ассоциации с ними встречаются также серии, дифференцированные до дацитов и риолитов, отвечающие типичным и умеренным известково-щелочным сериям (р.Уляд-Гол). Они приближаются к ряду пород вулкана Амаги в Идзу-Бонинской остров-

ной дуге и пород острова Уналяшка в Алеутской, а также к известково-щелочной серии офиолитов Беттс-Кав в Ньюфаундленде [7, 8]. Кроме того, среди пород комплекса параллельных даек подобных офиолитов на Хан-Тайшире и в роях даек офиолитов Восточного Прихубсугуля (р.Эйгин-Гол) обнаружены породы марианит-бонинитовой серии, которые в качестве редких пород специфического состава играют большую роль в офиолитовом петрогенезе. Офиолитовые лавы р.Эйгин-Гол к тому же характеризуются высокомагнезиальными базальтами, напоминающими базальтовые коматииты Ньюфаундленда.

Высоко и умеренно щелочные серии офиолитовых базальтов Северной Монголии (р.Эйгин-Гол, Ури-Гол) с характерными признаками подводных излияний, значительно обогащены TiO_2 (~2 %) и недосыщены SiO_2 (<50 %). Они близки вулканитам островных ассоциаций и сопоставляются с щелочными и толеитовыми базальтами подводных возвышенностей Атлантики и Тихого океана (Императорские горы, поднятие Маркус-Неккер и др.), а также океанических склонов некоторых глубоководных желобов.

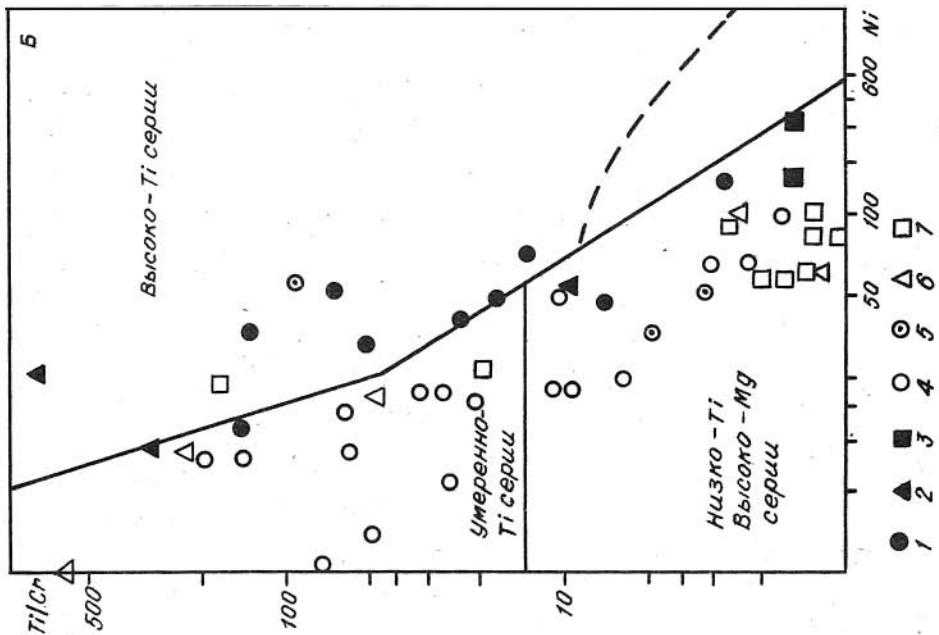
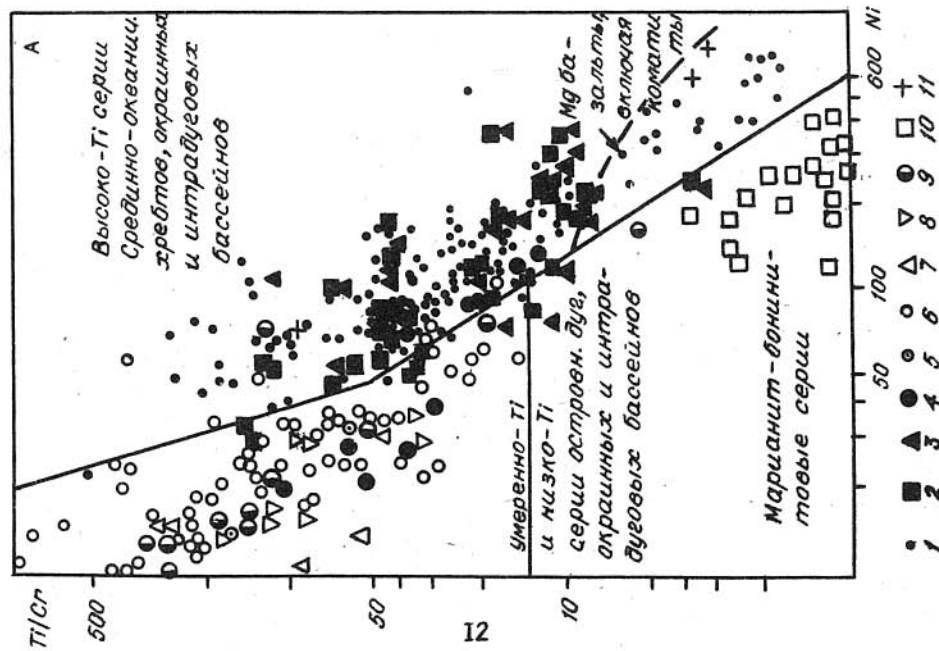
Для выяснения генезиса офиолитов особое значение приобретают редкие диагностические серии пород, устойчиво ассоциирующие с ультрамафитами и габброидами. К ним относится впервые установленный нами в Монголии дифференцированный ряд высокомагнезиальных и низкотитанистых базальтов и андезитов среди древних офиолитовых вулканитов р.Эйгин-Гол на севере страны и хр.Хан-Тайшир на юге. Наиболее ярким примером является $R_3 - C_1$ офиолитовая ассоциация Хан-Тайшира, обладающая геологическим строением классической офиолитовой триады. Анализ оригинальных и ранее опубликованных данных показывает, что офиолитовые вулканиты Хан-Тайшира представлены своеобразными низкокалиевыми лавами, среди которых резко преобладают не базальты, а андезиты и андезито-базальты (табл. I) [6]. Как в покровах подушечных лав, так и в комплексе параллельных даек ряда пород, отражающие ход эволюции исходной магмы для вулканических членов офиолитового разреза Хан-Тайшира, обнаруживают характерные тренды дифференциации известково-щелочных расплавов. Поведение Fe, Ti, V ($Ti/V > 20$) и Cr (рис. I) аналогично распределению соответствующих элементов в известково-щелочных сериях островных дуг [6, 8, 12]. Андезито-базальтовые и андезитовые пиллоу лавы представлены низкокалиевой железистой ($FeO^{*} / MgO = 0,8-3$) серией с относительно более высокими содержаниями TiO_2 ,

Таблица 1

Содержание породообразующих окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканических породах офиолитовой ассоциации Восточного Прихубсугуля (Северная Монголия)

Местонахождение	Покровы пиллоу лав к западу от слияния рек Ури и Эгийн-Гола				Рои даек в ультрамафитах г.Нар-Мандал-Обо, р.Эгийн-Гол				Покровы массивных лав по р.Уялд-Гол на левобережье р.Эгийн-Гол							
	ВысокоТi толен-товая	252-81	269-81	274-81	275-81	277-81	153-81	165-81	176-81	166-81	154-81	157-81	159-81	158-81		
SiO ₂	47,49	48,84	37,30	52,02	53,80	56,81	58,62	51,46	51,60	51,96	52,14	52,31	52,53	53,64	61,44	
TiO ₂	2,65	2,18	1,46	1,05	0,18	0,17	0,22	0,97	0,84	0,90	0,87	0,99	0,67	0,65	0,60	
Al ₂ O ₃	14,63	16,28	15,73	18,54	11,82	12,36	14,72	17,19	17,81	16,95	15,30	19,41	13,93	15,76	16,77	
Fe ₂ O ₃	3,95	3,82	4,42	3,83	1,52	1,26	2,84	3,42	5,43	5,32	5,08	3,18	0,66	2,04	1,47	
FeO	7,66	6,03	8,28	4,47	6,79	6,73	5,74	5,44	3,79	3,98	4,65	7,08	7,38	6,78	3,76	
MnO	0,16	0,13	0,22	0,25	0,15	0,17	0,15	0,15	0,16	0,15	0,21	0,14	0,17	0,15	0,09	
MgO	5,02	5,17	6,35	3,99	17,96	14,91	9,43	7,20	6,73	8,46	6,20	5,03	12,46	9,25	5,71	
CaO	13,89	1353	25,76	9,02	5,48	5,19	4,64	10,01	9,50	9,17	11,94	8,98	9,12	9,38	4,05	
Na ₂ O	3,79	3,32	0,05	3,80	1,49	1,84	2,46	3,04	3,62	2,44	2,17	3,21	1,15	1,96	5,49	
K ₂ O	0,41	0,37	0,10	2,54	0,49	0,34	1,09	0,82	0,32	0,34	1,09	0,79	1,43	0,11	1,29	
F ₂ O ₅	0,32	0,26	0,30	0,45	0,04	0,04	0,04	0,20	0,14	0,17	0,17	0,15	0,12	0,09	0,14	
U	0,61	1,30	1,04	3,16	0,16	0,08	0,10	0,94	0,95	1,0	0,51	1,27	1,17	0,52	1,08	
Th	0,68	0,78	3,94	9,96	0,08	0,06	<0,1	3,85	3,45	3,37	2,54	4,37	3,33	1,30	5,52	
Hf	3,4	3,2	2,4	4,9	0,28	0,27	0,24	2,6	2,4	2,8	2,0	2,5	2,0	1,6	3,4	
Ta	707	660	270	651	25	9	44	312	257	328	259	241	213	152	403	
Rb	<10	<10	<10	31	6	<10	<10	13	6	9	29	21	39	8	38	
Ba	145	51	85	1359	63	34	123	335	129	251	645	415	458	101	753	
Sr	110	89	<150	793	69	<100	<150	475	482	571	239	508	268	624	407	
Св	0,60	0,53	<0,1	<0,2	0,12	0,09	0,20	1,03	1,48	0,48	1,76	1,24	1,64	0,32	2,14	
As	2,9	8,5	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	49	20	10,9	6,9	53	27	6,7	3,4	
Au	2	<2	3	2	6	9	1,3	4	<2	2	6	<2	<2	2	<2	
Sb	83	114	25	32	77	76	83	5254	3410	2675	1801	5210	1707	3334	1062	
Sc	43,4	45,2	31,4	13,6	51,1	48,5	45,3	34,1	35,3	32,6	34,9	32,9	29,8	45,6	17,1	
Cr	98	171	28	10	969	758	155	283	116	364	229	41	1047	527	273	
Co	42,4	40,3	45	19,1	52,8	43,5	33,8	14,9	37,2	36,8	39,4	21,2	19,0	38,8	20,4	
Ni	72	102	27	51	425	270	112	96	63	148	86	34	276	92	93	
Ti	14300	12300	9100	5600	1700	1200	1600	5500	5900	5000	5500	6300	3400	3900	4300	
Fe	80300	72000	95400	59800	70100	59400	67700	66500	72000	63800	71800	73400	55700	64800	41500	
Na	26600	24100	300	27800	10600	14500	18500	22400	28500	20700	15100	24200	7000	16000	36100	

Al₂O₃ (0,2–0,8 %) и низкими – Cr (см. табл. I). Низкокалиевые вулканические породы комплекса параллельных даек отличаются пониженными значениями этих параметров (0,4–I; I3–0,25 %; 9–I5 % соответственно) и более высокими концентрациями Cr. Во многих разновидностях этих низкотитанистых и низкоалюминиевых лав содержание MgO достигает 10–17 % при уровне концентраций SiO₂ ~55–64 % (табл. I, 2). По петрогенным и редкоэлементным характеристикам многие лавы дайкового комплекса Хан-Тайшира и Восточного Прихубсугуля являются аналогами высокомагнезиальных и низкотитанистых андезитов Троодоса (нижние пиллоу лавы и параллельные дайки), а также пород Tr



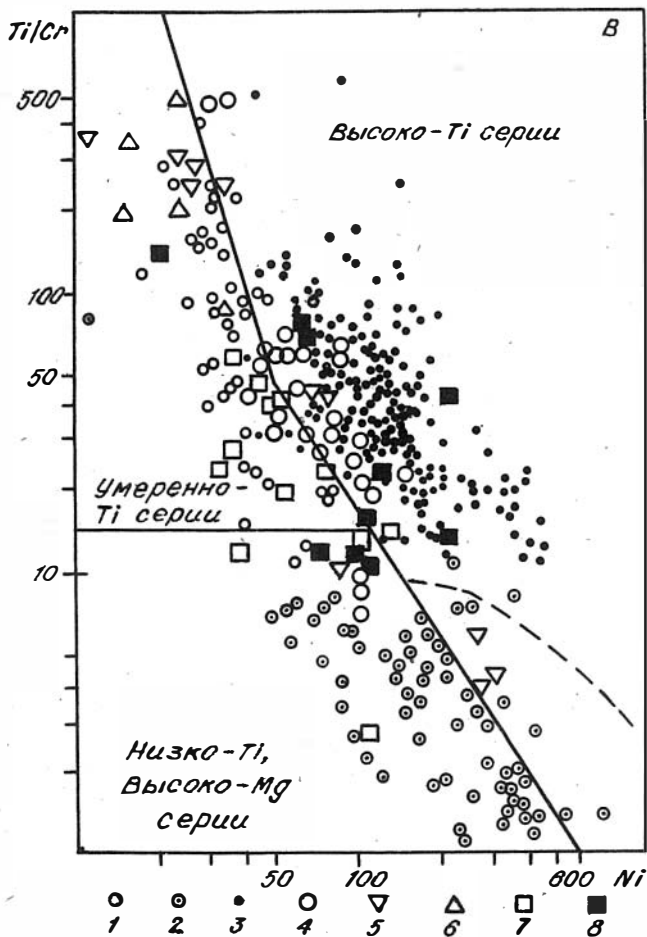


Рис. I. Вариации содержания Ti, Cr, Ni (описание в тексте).

марианит-бонинитовой серии запада Тихого океана (о-ва Бонин, Папуа, Новая Гвинея, Марианский желоб, Новая Каледония) [14, 32].

Выделенные на основании геологических данных и анализа главных петрогенных элементов вулканические серии офиолитов Монголии имеют различные редкоземельные характеристики, подтверждающие их автономность и независимое происхождение. При этом геохимиче-

Таблица 2

Содержание породообразующих окислов (мас. %) и редких элементов (г/т) в вулканических породах офиолитовой ассоциации Хан-Тайшира (Юго-Западная Монголия)

	Умеренная известково-щелочная серия								Типичная известково-щелочная серия		НизкоTi, высокоMg марианит-бонинитовая серия				
	Покровы пиллоу лав				Покровы массивных лав				Рои даек в габрроидах и пиллоу лавах		Комплекс параллельных даек ("дайка в дайке")				
	303-81	302-81	296-81	301-81	318-81	312-81	309-81	315-81	317-81	300-81	348-81	349-81	350-81	361-81	357-81
SiO ₂	54,08	60,66	62,38	63,03	57,98	58,36	61,37	57,90	58,68	60,56	56,70	58,01	59,44	60,51	65,52
TiO ₂	0,42	0,58	0,46	0,51	0,25	0,44	0,41	1,13	0,52	0,57	0,14	0,14	0,22	0,32	0,25
Al ₂ O ₃	15,46	15,78	15,03	14,69	16,30	15,02	14,79	16,48	16,98	15,50	10,23	10,30	11,78	16,46	13,04
Fe ₂ O ₃	6,47	2,85	2,03	2,98	4,03	5,36	3,97	3,45	1,49	3,59	2,00	0,82	1,77	1,32	2,06
FeO	1,97	4,87	6,23	3,95	4,88	2,79	5,27	5,49	6,49	5,00	5,99	6,96	5,95	4,37	4,16
MnO	0,12	0,13	0,16	0,11	0,15	0,11	0,10	0,17	0,16	0,12	0,16	0,15	0,14	0,10	0,10
MgO	3,35	4,29	5,48	3,46	5,43	2,52	5,65	4,36	7,42	4,05	14,62	13,54	10,86	5,43	5,47
CaO	16,35	5,09	3,83	6,29	7,73	14,82	5,16	4,54	2,10	6,98	8,68	6,77	5,83	6,28	4,90
Na ₂ O	1,57	5,15	4,15	4,58	3,02	0,34	3,02	5,81	5,80	3,46	1,04	2,76	3,32	4,39	4,18
K ₂ O	0,11	0,54	0,19	0,33	0,15	0,11	0,26	0,52	0,29	0,10	0,15	0,29	0,47	0,72	0,24
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,06	0,07	0,05	0,10	0,05	0,15	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,07	0,05
U	0,12	0,23	0,15	0,25	0,14	0,16	0,18	0,22	0,17	0,12	0,11	0,06	0,07	0,14	0,12
Th	0,24	0,63	0,37	0,56	0,18	0,12	0,08	0,42	0,29	0,14	0,68	0,12	0,08	0,39	0,11
Hf	0,83	1,1	0,9	0,98	0,77	0,8	0,6	2,7	0,94	0,78	0,6	0,4	0,7	0,6	0,7
Ta	10	22	37	43	25	42	16	36	12	46	7	12	14	14	64
Rb	<10	<20	<15	<15	<10	4	5	<15	<15	<10	9	<15	<10	<10	9
Ba	16	56	96	48	36	42	28	75	54	38	157	26	36	28	71
Sr	220	43	100	100	110	100	44	100	61	<100	100	<200	<200	48	110
Cs	<0,1	<0,2	0,32	<0,1	0,05	<0,1	0,15	0,07	0,06	<0,2	0,09	0,07	0,13	0,13	0,10
As	0,7	1,0	1,4	1,2	0,8	5,2	2,0	0,9	0,5	0,6	0,3	0,2	0,4	0,9	0,5
Au	<2	<2	25	2	<1	-	1,7	-	<2	<0,2	1,5	<1	<2	2	<1
Sb	76	64	242	51	114	269	160	58	106	60	98	94	119	96	95
Sc	34,6	35,2	42,3	33,1	48,6	42,5	45,8	31,6	47,2	37,5	41,5	47,8	45,0	39,6	41,4
Cr	234	33	56	18	50	120	270	12	93	20	846	701	635	117	11
Co	15,1	21,7	26,8	19,9	28,5	15	29,1	20,9	30,6	24,7	40,7	40,6	39,3	25,1	24,3
Ni	45	26	37	26	44	20	46	10	41	26	200	171	187	55	46
Ti	2700	5000	3600	1700	3200	3200	2700	7000	4500	4800	1200	1000	1700	2500	2100
Fe	58300	593000	65500	54300	61100	36600	69200	64600	60900	66900	56800	5600	64200	45600	51600
Na	12900	43300	33700	38500	25700	2100	25200	51000	47200	27100	9100	2.800	25400	34600	32400

ские различия обнаруживаются не только между отдельными типами серий: толеитовой, марианит-бонинитовой и известково-щелочной, но и между известково-щелочными сериями офиолитов Хан-Тайшира и Восточного Прихубсугуля. Наибольшим своеобразием отличается дифференцированная известково-щелочная серия массивных лав р.Ульд-Гол в Восточном Прихубсугуле, породы которой обнаруживают значительную обогащенность литофильными элементами. Содержания Th, Ta, Ba, Sr (средние значения: 3,77; 270; 385; 446 г/т соответственно), по крайней мере, на порядок выше концентраций этих элементов в известково-щелочных офиолитовых пиллоу лавах Хан-Тайшира (0,45; 28,

54; II5 г/т) (см.табл. I, 2). Так как породы близкого исходного состава и в том, и в другом случае претерпели идентичные метаморфические преобразования, наблюдаемые вариации микрокомпонентного состава скорее всего отражают элементные соотношения первичных магматических пород и свидетельствуют о более примитивном геохимическом типе андезито-базальтовых и андезитовых пиллоу лав Хан-Тайшира по сравнению с аналогичными породами Восточно-Прихубсугульских офиолитов. В целом подобная обогащенность элементами низкого ионного потенциала (Sr, Ba отчасти Th, Ce) относительно элементов с высоким ионным потенциалом (Ta, Hf, Ti, Y) свойственна лавам островодужного типа [21, 23, 25, 33]. Однако в данном случае в офиолитовых лавах Восточного Прихубсугуля наблюдаются слишком высокие для пород такого типа содержания Cr и Ni (360 и II0 г/т) по сравнению с Хан-Тайширскими офиолитовыми лавами (в среднем 85-147 г/т и 33-36 г/т соответственно). Свойственная островодужным лавам деплетированность в отношении Ni и Cr в данном случае отсутствует. Подобные "смешанные" редкоэлементные характеристики нередко отмечаются в вулканических породах примитивных островных дуг и окраинных бассейнов и служат указанием на формирование их палеотипных аналогов в соответствующей геотектонической обстановке.

К таким же выводам приводит анализ вариаций отношения Ti/Cr и Ni в офиолитах Монголии и их возможных аналогах в современном океане (см.рис. I, А и Б). Характерно, что вулканические серии метаофиолитовых формаций других регионов, в частности докембрийских офиолитов Марокко и нижнепалеозойских офиолитов Норвегии (рис. I, В), обнаруживают близкий тип распределения этих элементов и геохимические черты, родственные вулканогенным породам монгольских офиолитов.

Породы марианит-бонинитовой серии, обнаруженные нами в составе комплекса параллельных даек Хан-Тайшира и в рядах даек среди ультрамафитов Восточного Прихубсугуля, по уровню концентраций редких элементов чрезвычайно близки клиноэнстатитсодержащим лавам фундамента примитивных островных дуг западной части Тихого океана (о-ва Бонин, мыс Фогель, Новая Каледония, дуги Марианская и Тонга) [12, 14, 32, 34]. Как в том, так и в другом случае они обнаруживают высокие концентрации Cr (средние значения 575 и 627 г/т) и Ni (153 и 269 г/т), а также деплетированность таки-

Таблица 3

Содержание редких земель (мкг/г) в вулканических породах офиолитовой ассоциации Восточного Прихубсугуля (Северная Монголия)

Покровы pillow лав к западу от слияния рек Ури и Эгийн-Гол	Рои даек в ультрамафитах г.Нар-Мандал-Обь, р.Эгийн-Гол							Покровы массивных лав по р.Ульд-Гол, левобережье Эгийн-Гола							
	Высокая толито-вая серия		Измененные породы		Низкая ¹ , высоко-железистая марианит-бонинитовая серия			Умеренно-известково-щелочная серия							
	256-81	252-81	269-81	272-81	274-81	275-81	277-81	153-81	165-81	176-81	166-81	154-81	157-81	159-81	158-81
La	9,3	7,7	17,2	49	0,18	0,38	0,32	15,6	12,2	13	10,9	14,4	11,4	7,1	16,0
Ce	21	17	36	93	<1	<3	<3	34	26	30	19	31	24	17	31
Nd	14	11	25	41	<1	<2	<3	19	13	17	9	17	13	9	13
Sm	4,1	3,5	5,3	9	0,18	0,31	0,35	3,7	3,4	3,7	3,0	3,9	3,0	2,5	3,2
Eu	1,91	1,89	2,06	2,96	0,07	0,11	0,20	1,34	1,07	1,17	0,98	1,14	0,83	0,78	0,79
Gd	5,1	4,3	4,2	8,5	<1	<1	<1	3,8	3,4	3,1	2,9	3,9	2,9	3,1	2,9
Tb	0,98	0,80	0,71	1,15	0,09	0,10	0,13	0,57	0,54	0,50	0,50	0,63	0,45	0,50	0,44
Tm	0,43	0,39	<0,4	0,42	0,11	<0,3	<0,3	0,22	0,24	0,21	0,29	0,31	0,18	0,22	0,2
Yb	3,7	3,2	1,9	3,2	0,96	0,78	1,5	1,8	1,8	1,7	2,4	2,0	1,30	1,8	1,11
Lu	0,4	<0,5	0,27	0,43	0,16	<0,3	0,21	0,24	0,26	0,21	0,31	0,34	0,19	0,23	0,16
Eu/Eu*	1,28	1,49	1,29	1,02	0,40	0,55	0,96	1,08	0,95	1,03	1,00	0,89	0,85	0,86	0,78
Ce/Tb	1,46	1,37	4,90	7,5	0,27	0,31	0,53	4,89	3,74	4,57	2,05	4,01	4,78	2,44	7,23

Примечание. Определения РЗЭ выполнены на гамма-спектрометре 1М -96 [10].

Таблица 4

Содержание редких земель (мкг/г) в вулканических породах офиолитовой ассоциации Хан-Тайшира (Юго-Западная Монголия)

Умеренная известково-щелочная серия								Типичная известково-щелочная серия		Низкая ¹ , высокожелезистая марианит-бонинитовая серия						
Покровы pillow лав				Покровы массивных лав				Рои даек в габбро-идах и pillow лав		комплекс параллельных даек ("дайка" в "дайка")						
303-81	302-81	296-81	301-81	318-81	312-81	309-81	315-81	317-81	300-81	348-81	349-81	350-81	361-81	337-81		
La	1,4	3,8	2,8	2,9	0,40	0,8	0,9	2,6	1,4	1,7	3,1	0,35	0,45	0,49	2,7	
Ce	<5	7	6	8	<2	<5	<4	9	5	6	<2	<2	<2	<2	6	
Nd	<4	6	4	6	<2	<4	<2	10	3	3	<2	<2	<2	<2	5	
Sm	0,9	1,7	1,4	1,6	0,41	0,72	0,67	3,2	1,2	1,5	0,7	0,29	0,39	0,38	1,5	
Eu	0,45	0,61	0,42	0,62	0,20	0,30	0,27	1,27	0,49	0,54	0,20	0,13	0,16	0,15	0,45	
Gd	<2	2	2	2	<2	<2	2	4,2	1,8	-	<2	<1	<1	<1	2	
Tb	0,22	-0,42	0,3	0,36	0,14	0,25	0,19	0,87	0,34	0,38	0,14	0,10	0,13	0,11	0,30	
Tm	<0,3	0,23	0,17	<0,3	<0,3	0,16	<0,2	0,63	<0,3	0,24	<0,2	0,07	0,3	0,3	0,25	
Yb	1,5	1,9	1,7	1,7	1,4	1,4	1,4	4,6	1,9	2,1	0,63	0,75	1,09	1,1	2,0	
Lu	<0,2	0,23	0,18	0,21	0,21	0,20	0,21	0,57	0,24	0,26	0,10	0,11	0,17	0,13	0,25	
Eu/Eu*	0,99	1,0	0,77	1,06	1,00	0,72	1,00	1,06	1,02	9,04	0,48	0,66	0,74	0,70	1,24	
Ce/Yb	0,86	0,95	0,91	1,21	0,37	0,92	0,71	0,51	0,68	0,61	2,46	0,69	0,48	0,51	0,78	

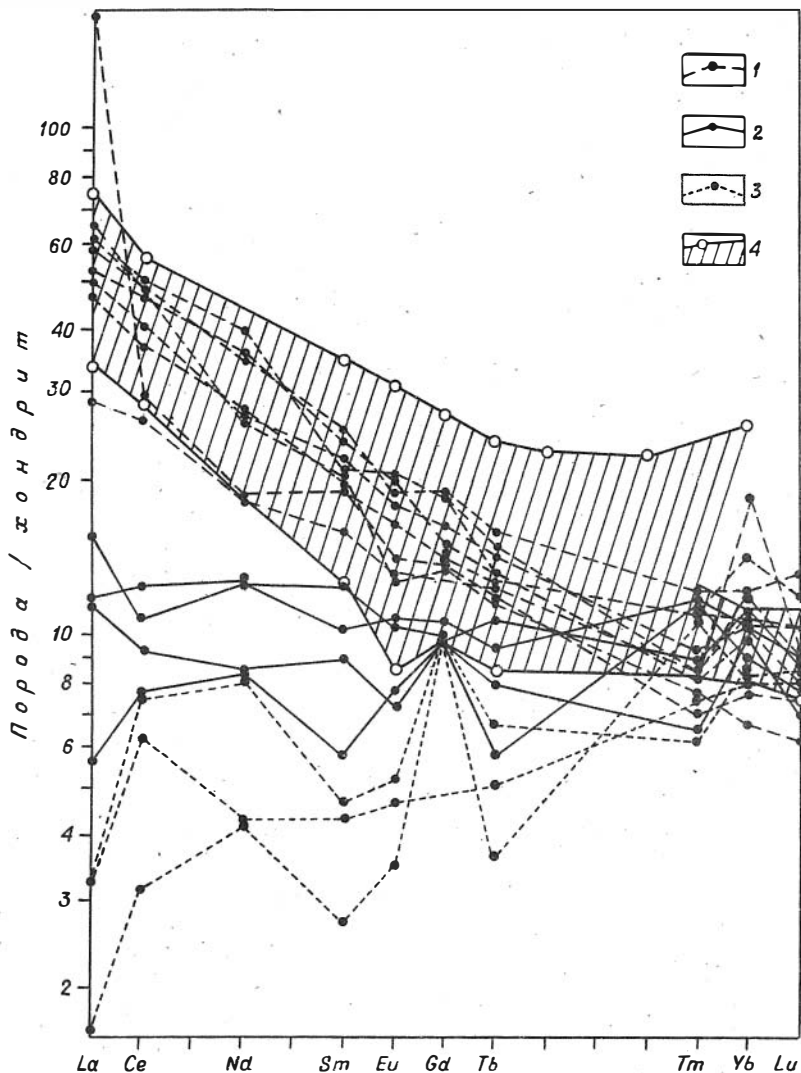
$Eu/Eu^* = C_{Eu} / 0,5 (C_{Sm} + C_{Gd})$, где C_{Eu} , C_{Sm} , C_{Gd} - нормированные концентрации элементов.

ми элементами, как Ti, Sr, Ba, Ta, Th.

Толейтовые слабодифференцированные и высокотитанистые подушечные лавы Восточно-Прихубсугульских офиолитов в целом геохимически близки толейтовым базальтам окраинно-морского типа, но обнаруживают аномально высокие содержания Ta (660-707 г/т), превышающие уровень концентраций этого элемента даже в наиболее типичных известково-щелочных лавах р. Ульд-Гол. Нет оснований связывать это с наложенными процессами изменения пород и логично предположить, что танталовое обогащение свойственно региональному магматическому источнику толейтовых базальтов в некоторых офиолитовых фрагментах Восточного Прихубсугулья.

Распределение РЗЭ в вулканогенных породах монгольских офиолитов оказывается чрезвычайно информативным с точки зрения офиолитового петрогенеза. В целом характерно, что при весьма близком уровне концентраций тяжелых
ных сериях вулканических пород варьирует в весьма широком диапазоне (табл.3, 4; рис.2-4), так что в одних случаях наблюдается картина, свойственная островодужным магматическим сериям, в других - магматическим сериям структур малых и больших океанических бассейнов. Наибольшим своеобразием и в этом случае отличаются известково-щелочные лавы Ульд-Гольской офиолитовой пластины. Они обнаруживают обогащение легкими РЗЭ, как следствие этого - большие значения отношения $Ce/Yb = 2,0-7,2$ и тип распределения РЗЭ, свойственный островодужным сериям, в частности магнезиальным андезитам зрелой Японской островной дуги (рис.2) [22]. Вместе с тем по абсолютным значениям содержаний редкоземельных элементов они деплетированы легкими РЗЭ в сравнении с островодужными породами. Известково-щелочные андезито-базальты и андезиты Хан-Гайшира еще более сильно отличаются от типичных островодужных серий как значительно более низкими концентрациями легких РЗЭ ($Ce/Yb = 0,37-1,21$), так и противоположным наклоном линий распределения РЗЭ (см.рис.2, 3), который аналогичен типу распределения РЗЭ в некоторых интрадуговых и задуговых бассейнах (рис.3) и в примитивных андезитах внутриокеанических островных дуг (Марианской, Тонга) [24].

Марианит-бонинитовые серии офиолитов Монголии по абсолютным значениям концентраций РЗЭ, близким к хондритовым, практически идентичны марианитам и бонинитам из фундамента фронтальных остров-



ис.2. Распределение РЗЭ в известково-щелочных офиолитовых сериях Восточного Прихубсугуля (1) и Хан-Тайшира (2,3): 2 - pillow лава, 3 - массивные лавы; заштрихованный контур (4): распределение РЗЭ в магнезиальных андезитах Японии [22] и вулканитах ремнантной дуги Ло Колвиль [20], $n = 16$. Здесь и д.д. на аналогичных диаграмм x нанесены содержания РЗЭ, нормированные к углистым хондритам [15].

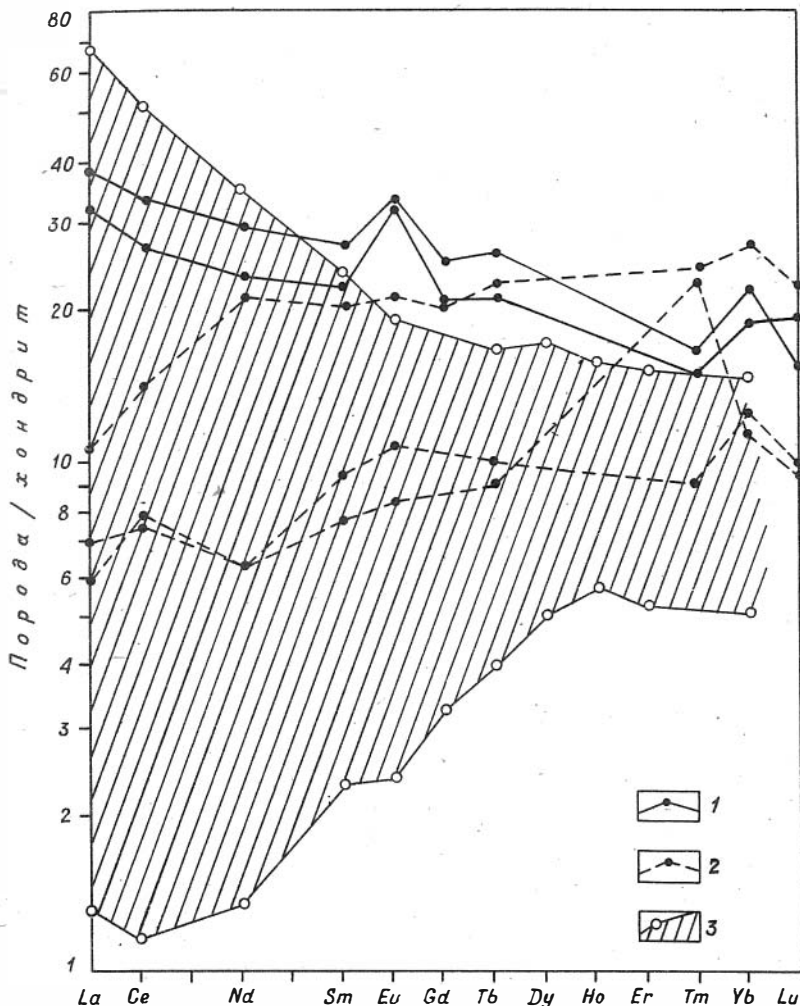


Рис.3. Содержания REE в высокотитанистых толеитовых пиллоу лавах офиолитов Восточного Прихубсугуля к западу от слияния Ури и Эгийн-Гол (1) и известково-щелочных вулканитах разрозненных даек из офиолитов Хан-Тайшира (2). Заштрихованный контур (3): распределение REE в лавах междуугового бассейна Ло [20] и задугового бассейна Бронсфилд. Стрэт [35], $n = 8$

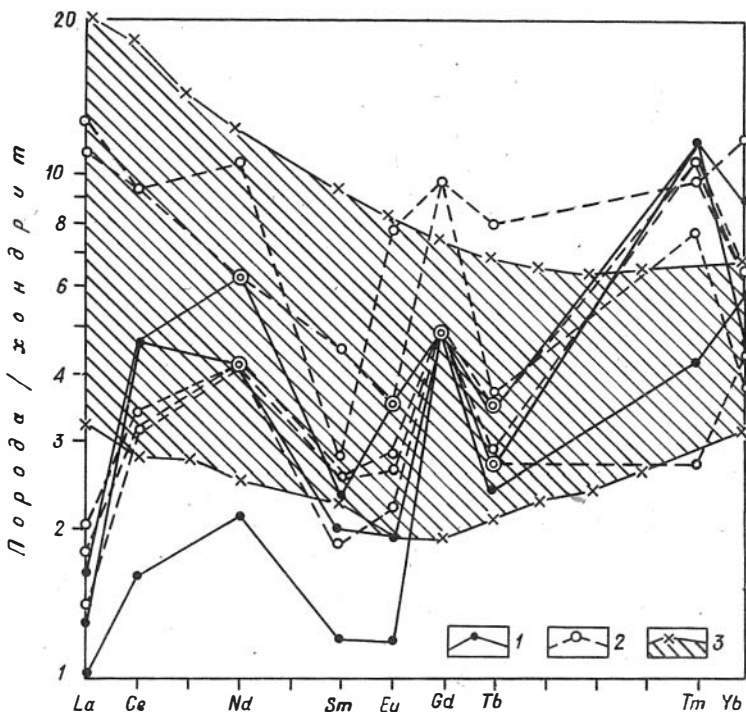


Рис.4. Распределение РЗЭ в породах марианит-бонинитовой серии офиолитов Монголии и их тихоокеанских аналогах: 1 - Восточное Прихубсугуль; 2 - Хан-Тайшир; 3 - марианит-бонинитовая серия запада Тихого океана (о-в Бонин, мыс Фогель, Марианский желоб, Новая Каледония [12]).

ных дуг запада Тихого океана (см. табл.3,4; рис.4). Вместе с тем отдельные разновидности этих пород как в офиолитах Хан-Тайшира, так и Восточного Прихубсугуля деплетированы La и Ce, как это имеет место и в марианит-бонинитовой серии Троодоса, по сравнению с их тихоокеанскими аналогами. Не исключено, что это связано с первичным относи

йного субстрата, генерирующего марианит-бонинитовые расплавы в Центрально-Азиатском палеоокеане. Весьма показательно, что установленные типы распределения РЗЭ и уровни концентраций редкоземельных элементов в породах вулканических серий монгольских офиоли-

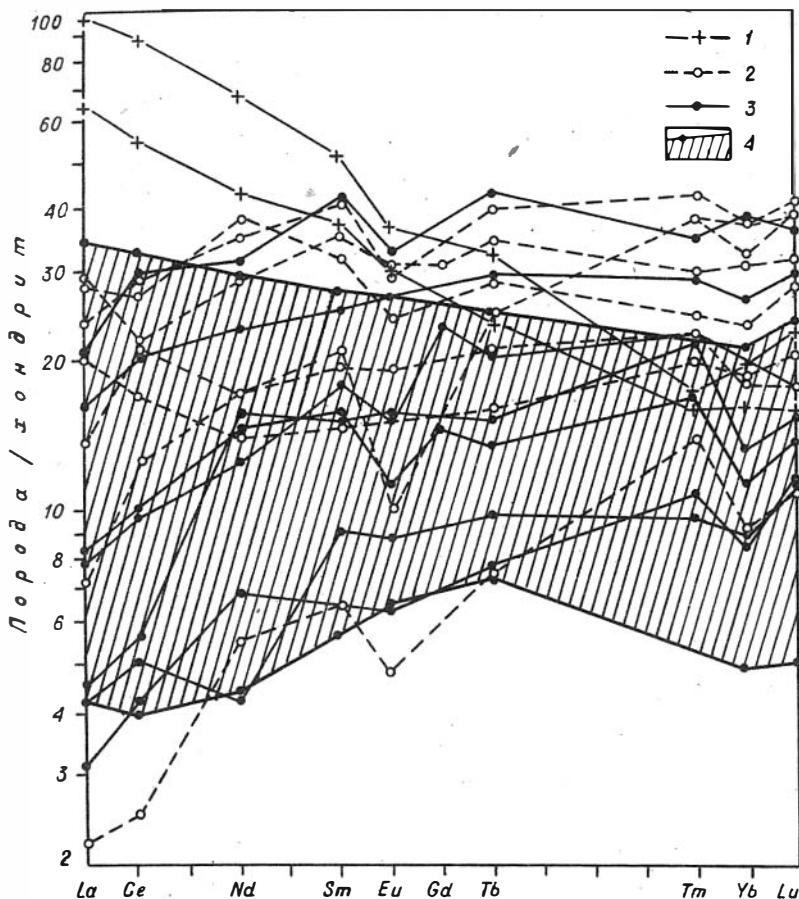


Рис.5. Распределение PZ₁ в породах вулканических серий древних офиолитов. 1-3 - PZ₁ офиолиты Норвегии, Кармоу, СА и ТН [16]: 1 - массивные лавы; 2 - пиллоу лавы; 3 - параллельные дайки; 4 - докембрийские офиолиты Марокко, Бу Аззер, СА и ТН метавулканиты [13].

тов близки и сопоставимы с тем, что мы наблюдаем в докембрийских и нижнепалеозойских офиолитах Марокко, Норвегии и Ньюфаундленда (рис.5) [13, 16, 17, 19].

Таким образом, сравнительный анализ содержаний главных петрогенных элементов, малых компонентов и распределения R3Э в вулканогенных породах метаофиолитовых формаций Монголии приводит к следующим выводам.

1. R3- V- G₁ офиолиты МНР характеризуются присутствием наряду с толеитовыми известково-щелочных вулканических серий (как в покровах, так и в комплексе параллельных даек), которые сопоставляются с вулканическими породами фронтальных или внутриокеанических островодужных систем.

2. В составе пород комплекса параллельных даек офиолитов Хан-Тайшира и роев даек, ассоциирующих с ультрамафитами и полосчатым комплексом в Эгийн-Гольской офиолитовой пластине Восточного Прихубсугуля, впервые установлены низкотитанистые, высокомагнезиальные вулканические породы, которые по химизму, редкоземельной и редкоземельной характеристикам аналогичны породам марианит-бонинитовой серии запада Тихого океана.

3. Известково-щелочные и толеитовые вулканические серии метаофиолитовых формаций Монголии обнаруживают петро- и геохимические черты, свойственные, с одной стороны, лавам окраинно-морских бассейнов и островных дуг современных океанов, с другой - вулканическим сериям древних офиолитов других регионов.

Палеотектоническая обстановка формирования

Офиолитовые комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса в пределах Монголии представляют собой остатки океанической коры и большая их часть, в первую очередь комплекс с сериями параллельных даек, была, безусловно, образована через спрединг.

Почти полное отсутствие в их составе лав, сопоставимых с базальтами срединно-океанических хребтов, небольшие объемы окраинно-морских толеитов и преобладание известково-щелочных серий лучше всего согласуется с формированием в обстановке островная дуга - окраинный бассейн. Более того, обнаруженные нами впервые в мире в параллельных дайках столь древних офиолитов марианит-бониниты и породы известково-щелочной серии свидетельствуют о сложной эволюции палеоокеана. В последовательности изверженных пород таких офиолитовых ассоциаций следует различать, по крайней мере, два этапа вулканизма. Более ранний связан с образованием собственно океанической коры (включая также мафит-ультрамафито-

вый комплекс), которая в более поздний этап эволюции палеоокеана выступает в качестве меланократового фундамента зарождающихся островных дуг. Известково-щелочные дайковые комплексы маркируют начало этого этапа повторного раскрытия и образования новой коры (аномальной по сравнению с типичной океанической) через интрадуговой спрединг.

Изученные офиолиты почти всегда находятся в аллохтонном залегании, нередко обнаруживая пространственную сближенность пород, формировавшихся в резко различных и удаленных геотектонических обстановках. Это указывает на значительные горизонтальные перемещения в области тектонического скупивания на окраинах континента. Офиолиты претерпели метаморфизм, складчатые деформации и были вовлечены в формирование континентальной литосферы. Примером таких реликтовых фрагментов интенсивно переработанной рифейской океанической коры, обдуцированной на дорифейский континентальный фундамент, являются офиолиты Восточного Прихубсугулья. В пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса они представлены в настоящее время отдельными, нередко пространственно разобщенными тектоническими пластинами, надвинутыми на гранитогнейсовые купола дорифейского сиалического основания.

Литература

1. Благодрагов В.А., Зайцев Н.С. Джидинская зона каледонид Монголии.— Геотектоника, 1972, № 6, с.45-54.
2. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 260с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с.103-117.
4. Зоненшайн Л.П., Томур-Тогоо О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М: Наука, 1979, с.135-144.
5. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии. М.: Наука, 1982. 113 с.
6. Кепежинская В.В. Известково-щелочные параллельные дайки офиолитов как признаки интрадугового спрединга.— ДАН СССР, 1984, т.278, № 3, с.689-692.

7. Кеpezинскас К.Б., Дагис Л.А., Зоркина Л.С., Прусевич Н.А. **Имизм метавулканитов офиолитовых комплексов как индикатор различных палеотектонических обстановок.** - Геол. и геофиз., 1984, № 2, с. II-24.
8. Кеpezинскас П.К. **Петрохимия кайнозойских вулканических пород Пахачинского хребта (Корякское нагорье).** - Геол. и геофиз., 1985, № 4.
9. Кузьмин М.И., Конусова В.В. **Распределение редкоземельных элементов в магматических породах Хан-Тайширского комплекса (Западная Монголия).** - В кн.: **Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.** Новосибирск: Наука, 1982, с. 43-49.
10. Пархоменко В.С. **Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии.** - В кн.: **Спектрохимические методы анализа в геохимии.** Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 18-30.
11. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. **Альпинотипные гипербазиты Монголии.** М.: Наука, 1984. 199с.
12. Beccaluna, L., Girolama, P., D., Macciotta, G., Morra, V. **Magma affinities and fractionation trends in ophiolites.-Ophioliti,** p.307-304, v.8, n.3, 1983.
13. Bodinier J.L., Dupuy C., Dostal J. **Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco.- Contrib.Mineral.Petrol.** 1984, v.87, n.11, p.43-50.
14. Camehon W.E., McCulloch M.T., Walker D.A. **Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints.- Earth.Planet. Sci.Lett.** 1983, v.65, p.75-89.
15. Evensen, P.Z., Hamilton, R.K. O'Nions. **Rare-earth abundances in chondritic meteorites.- Geohim. Cosmochim. Acta,** 1978, v.42, n.8, p.1199-1212.
16. Furness H, Sturt B.A., Griffin W.L. **Trace element geochemistry of metabasalts from the Karmy ophiolite, southwest Norwegian Caledonides.-Earth,Planet.Sci.Lett.,** 1980,v.50,n.1,p.75-91.
17. Furnes H., Thon A., Nordas J., Garmann L.B. **Geochemistry of Caledonian metabasalts.- Contrib., Mineral, Petrol.,** 1982, v.79, p.295-307.
18. Gill J.B. **Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc.- Geol.Soc.Amer.Bull.,** 1976, v.87, p.1384-1395.
19. Gustavson M. **Geochemistry of the Skalvar greenstone, and a geotectonic model for the Caledonides of Helgeland, north Norway.- Norsk Geologisk Tidsskrif.,** 1978, v.58, p.161-174.

20. Hawkins J.W. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau basin.- *Earth.Planet. Sci. Lett.*, 1976, v.28, n.3, p.283-297.
21. Humphris S.E., Thompson G. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts.- *Geochim.Cosmochim. Acta*, 1978, v.42, 127-136.
22. Ishizaka K., Carlson R.W., Nd-Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, southwest Japan: a clue to the crigin of orogenic andesite.- *Earth Planet.Sci.Lett.*, 1983, v.64, p.327-340.
23. Jakes P., Gill J.B. Rare earth elements and the island are tholeiitic series.- *Earth.Planet.Sci.Lett.*, 1978, v.9, p.17-28.
24. Meijer A., Reagan M., Petrology and chemistry of the island of Sarigan in the Mariana Arc; calc-alkaline volcanism in an oceanic setting.- *Contrib. Miner. Petrol.*, 1981, v.77, n.4, p.337-354.
25. Miyashiro A., The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.- *Earth, Planet. Sci. Lett.*, 1973, v.19, p.218-224.
26. Miyashiro A., Shido F. Tholeiitic and calc-alcalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel.- *Amer.Jour. of Sci.*, 1975, v.275, p.265-277.
27. Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann.Rev.- Earth.Planet. Sci. Lett.*, 1975, v.3, p.251-269.
28. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin ophiolites. *Jour. Geol.*, 1975, v. 83, n.2, p.249-282.
29. Nesbitt R.W., Shen-Su-Sun, Purvis A.C. Komatiites: geochemistry and genesis.- *Canad. Mineral.*, 1979, v.17, p.165-186.
30. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments of Cyprus.- *Tectonophysics*, 1975, v.25, n.1/2, p.41-67.
31. Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic ricks- *Contrib., Miner. Petrol.*, 1979, v.69, 33-47.
32. Sameshima T. Clinoenstatite-bearing lava from Nepoui, New Caledonia.- *Amer.Mineralog.*, 1983, v.68, p.1076-1082.

33. Saunders A.D., Tarney J., Marsh N.G., Wood D.A. Ophiolites as ocean crust or as marginal basin crust: A geochemical approach.- In: Ophiolites. Proc. Int. Ophiolite Symp. A.Panayiotou (ed.), Cyprus, 1979, p.193-204.

34. Sharashin A.Ya., Dobretsov N.L., Sobolev N.V. Marianites: the clinoenstatite bearing pillow-lavas associated with the ophiolite assemblage of Mariana trench.- In: Ophiolites. Proceedings International ophiolite symposium, Cyprus, 1979. Ed A.Panayiotou, 1980.

35. Weaver S.D., Saunders A.D., Pankhurst R.I., Tarney J. A geochemical study of magnetism associated with the initial stage of back-arc spreading. The quaternary volcanics of Bransfield Strait, from south Shetland Islands.- Contrib. Miner. Petrol. 1979, v.68, n.2, p.151-169.

Н.Л.Добрецов, Е.В.Скляров, В.С.Пархоменко

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РИФЕЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геолого-петрологические исследования рифейско-нижнепалеозойских офиолитов Урало-Монгольского пояса, который сформировался на месте Палеоазиатского океана [4], позволили решить многие вопросы о внутренней структуре, составе офиолитов и их взаимоотношениях с контактирующими толщами [5, 8, 9 и др.]. В то же время сильная дислоцированность и метаморфизм офиолитов, обусловленные сложной тектонической историей изученного региона, частично или полностью затухевшие первичные состав и структуру, затрудняют генетическую интерпретацию имеющихся данных и во многом определяют существующую дискуссию о происхождении и эволюции офиолитов. Очевидно, что целенаправленное исследование геохимических особенностей офиолитов, в частности изучение распределения некогерентных и малоподвижных при вторичной переработке элементов, содержание которых в породах зависит только от ус-

ловий выплавления и кристаллизации родоначальных магм, позволило бы решить целый ряд существующих проблем. Исследования Дж.Канна, Дж.Пирса, Дж.Шиллинга и многих других [II, I3, I8, 23 и др.] показали, что наиболее информативными и индикаторными являются элементы с высоким ионным потенциалом, инертные при процессах низко- и среднетемпературного метаморфизма [7, I3, I6]. К ним относятся Y, Zr, Hf, Ti, Nb, Cr, Ni, Co и группа редкоземельных элементов в различных типах пород (большой частью - вулканитах) офиолитовых комплексов Западного и Восточного Саянов и Северного Прибайкалья, которые рассматриваются в настоящей статье. Авторы отдают себе отчет в том, что имеющийся аналитический материал недостаточен для окончательного решения некоторых затронутых вопросов и в ряде случаев позволяет сделать лишь предварительные выводы или поставить новые проблемы. Однако, следует подчеркнуть, что изучение распределения некоторых элементов, в первую очередь РЗЭ, проведено впервые для офиолитов данного региона, соответственно главное внимание в статье уделяется именно этим элементам, являющимся важными генетическими индикаторами. На рисунке I показано местоположение изученных офиолитовых комплексов.

К наиболее крупным офиолитовым поясам Западного Саяна относятся Куртушибинский, Северо-Саянский, Борусский, Западно-Тувинский и Каа-Хемский. Их детальная геолого-петрологическая характеристика дана в работах [5, 9, IO и др.]. Во многих изученных случаях офиолиты находятся в аллохтонном залегании и надвинуты на кору промежуточного типа андезитового состава [4]. Для наиболее хорошо сохранившихся офиолитов Куртушибинского пояса (2 на рис. I) отчетливо выделяются: тектонизированный сетчато-полосчатый дунит-гардбургитовый комплекс, верлит-габбро-пироксенитовая зона, верхние офиолитовые габбро, комплекс параллельных даек в центральной и силловый комплекс в северной части пояса, перекрывающие базальтоиды и черносланцевые толщи (первично глубоководные черные илы и радиолариты). Среди базальтов и субвулканитов по петрохимии выделяются океанические толеиты (OFB-тип), внутриплитные высокотитанистые базальты (WFB-тип) и островодужные толеиты и андезито-базальты (IAT-тип). Породы офиолитового комплекса претерпели два типа метаморфических изменений: океанический зональный низкобарический метаморфизм при становлении офиолитов и региональный метаморфизм в PT-условиях мусковит-хлоритовой субфации зе-

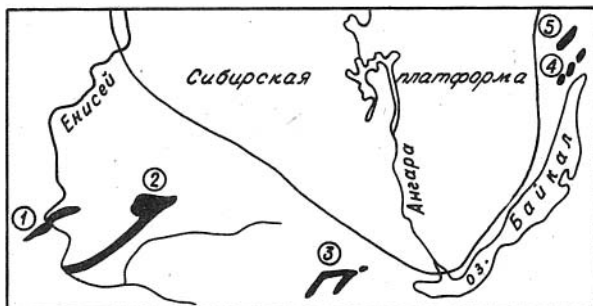


Рис.1. Схема расположения офиолитов южного обрамления Сибирской платформы. З падный С ян: 1 - Борусский пояс, 2 - Куртушибинский пояс, 3 - Ильчирский пояс - Восточный Саян, Северное Прибайкалье: 4 - Холоднинский р-он, 5 - Довыренский массив.

леносланцевой фации [10]. В связи с этим первичный минеральный состав габбро, диабазов и базальтов удается наблюдать лишь в единичных случаях.

В строении Борусского пояса (1 на рис.1) принимают участие ультрабазиты, ряд более мелких линз метагаббро-амфиболитов, а также разнообразные метабазальты, входящие в состав нескольких чешуй. Основными отличиями Борусского пояса от Куртушибинского являются: небольшое количество габброидов, не участвующих в "стратиграфической колонке" офиолитов, отсутствие дайкового комплекса, неопределенный характер взаимоотношений базальтоидов с офиолитовыми ультрабазитами, наличие гранитоидов, пространственно совмещенных с офиолитами, гораздо более сильная дислоцированность [5, 8].

В Восточной Саяне офиолиты получили наибольшее распространение в обрамлении Гарганской глыбы, слагая северную и южную ветви Ильчирского пояса (3 на рис.1). Как и в Западном Саяне, офиолиты встречаются только в аллохтонном залегании и надвинуты на кору континентального типа, представленную здесь протерозойскими сильно метаморфизованными толщами [4]. Несмотря на сильную дислоцированность, достаточно уверенно выделяется полный офиолитовый разрез, включающий сетчато-полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, штокверковидную габбро-пироксенит-верлитовую пе-

реходную зону, габбро, комплекс параллельных даек и перекрывающие базальтоиды. Главной особенностью офиолитов Ильчирского пояса является то, что они тесно ассоциируют с вулканогенно-осадочными островодужными образованиями, которые надстраивают непрерывный офиолитовый разрез. В комплексе офиолитовых вулканитов выделяется три петрохимических типа базальтоидов: 1) титанистые океанические толеиты, 2) марианиты и бониниты, 3) известково-щелочные базальты, андезито-базальты и андезиты островодужного типа [3]. Такое совмещение, как и характер взаимоотношений между этими типами пород, является условием, закономерным для определенного типа эволюции офиолитов.

Наиболее сложной и проблематичной является реконструкция состава и строения офиолитов Северного Прибайкалья (4 и 5 на рис.1). Здесь различные члены офиолитовой ассоциации в виде крупных олистолитов включены в олистострому верхнепротерозойского возраста [2]. Учитывая, что все породы подверглись сильному метаморфическим изменениям (РТ-условия эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций), не только не приходится говорить о первичном минеральном составе, но и требуется специально изучить вопрос о первичности содержаний элементов-примесей и ряда петрогенных элементов.

В целом, офиолиты южного обрамления Сибирской платформы наряду с общими чертами состава и строения, обнаруживают ряд различий, обусловленных спецификой условий образования и эволюции.

Геохимия офиолитов

Реестр проанализированных образцов приведен в табл.1. Большая часть анализов на R3Э, Rb, Cs, Sr, Ba, Cr, Ni, Co, Hf, Ta, Th, U, Sc, Br, As, Sb, Zn сделана нейтронно-активационным методом в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Часть анализов на R3Э (специально отмечены в таблице) выполнена спектральным методом с предварительным химическим обогащением в Институте геохимии им.А.П.Виноградова СО АН СССР. Hf, Zr, Y проанализированы в Геологическом институте БЭ СО АН СССР. Химические анализы также выполнены в лаборатории Геологического института (аналитик А.А.Цыренова).

В офиолитах северной части Куртушибинского пояса (табл.1,2) наименьшие концентрации R3Э и литофильных элементов содержатся в породах кумулятивной переходной зоны и реститовых ультрабазитах

Таблица I

Характеристика изученных образцов

№ пробы	П о р о д а	Место взятия
9244	Серпентинизированный верлит	Западный Саян, хр.Эргак-Тарган-Тайга
9343	Пироксенит	"-
8009I	Кумулятивное габбро	"-
9064	Верхнее габбро	"-
9094	Метадиабаз силлового комплекса	"-
9229	"-	"-
9286	"-	"-
80069	"-	"-
80III	"-	"-
9063	Метабазальт	"-
9095	"-	"-
922I	"-	"-
9275	"-	"-
80002	"-	"-
Д8А	"-	Западный Саян, хр.Борус
Д2Д	Амфиболит	"-
Д7Б	Метагаббро	"-
I282	Перидотит	Восточный Саян, междуречье Орот-Китой
II32	Габбро	"-
I3I4A	Метадиабаз (дайка)	"-
I372	"-	"-
I375	"-	"-
I64I	Метабазальт	"-
I28A	Амфиболит	Северное Прибайкалье, руч.Прямой
I37Г	Оливиновое метагаббро	Северное Прибайкалье, р.Холодная
I4IA	Метадиабаз	"-
I42B	Гранатовый амфиболит	Северное Прибайкалье, руч.Авкит
I003	Метабазальт	"-
I004	"-	Довыренский комплекс
		"-

Химические анализы пород из офиолитов

Окислы	Курт-Ушумбинский пояс				Ильчирский пояс															
	Верный севит	Габбро	Диабазы	Базальты	Пери-Донг-Бро	Диабазы	Базальт	1641												
	9244	9343	80091	9064	9094	9229	9286	80069	80111	9063	9095	9221	9275	80002	1282	1132	1314A	1372	1375	1641
SiO ₂	39,60	47,96	43,16	48,08	49,92	51,24	49,26	48,32	44,98	49,14	46,86	48,94	48,76	48,48	41,46	46,94	53,96	53,90	52,68	36,26
TiO ₂	-	0,21	0,17	1,20	2,06	1,34	1,05	1,58	1,93	1,60	1,64	2,10	1,68	1,85	-	0,05	0,25	0,22	0,03	1,27
Al ₂ O ₃	1,20	5,30	11,69	14,46	15,30	18,44	15,42	15,42	14,58	14,94	15,30	16,87	14,74	16,03	-	16,0	16,0	14,74	14,90	8,85
Fe ₂ O ₃	4,48	1,19	0,68	1,81	0,64	2,58	2,18	3,32	5,90	5,77	5,36	2,24	2,53	1,23	1,45	2,71	1,69	1,36	1,33	0,40
FeO	2,50	2,98	6,38	7,67	9,76	6,38	11,50	9,28	10,01	9,44	8,19	8,96	10,89	11,70	3,73	5,55	6,75	6,62	4,68	10,86
MnO	0,11	0,10	0,12	0,16	0,16	0,08	0,22	0,16	0,21	0,23	0,21	0,22	0,17	0,15	0,09	0,17	0,14	0,22	0,13	0,28
MgO	36,30	17,32	16,20	9,71	4,88	4,40	4,10	5,92	4,96	5,18	5,26	4,40	4,68	5,66	44,42	8,52	6,19	8,98	9,96	11,42
CaO	1,87	21,96	15,36	10,54	5,94	3,22	3,08	5,49	10,42	5,16	6,46	4,86	5,02	5,30	0,16	13,26	6,00	6,42	9,30	9,84
Na ₂ O	0,18	0,36	0,34	2,77	4,09	5,46	3,77	4,84	2,59	4,82	3,80	3,30	3,45	3,38	0,06	1,01	5,00	1,06	3,25	0,67
K ₂ O	-	-	-	0,08	0,14	1,85	0,68	0,23	0,16	0,15	0,28	0,81	0,18	0,81	0,04	0,09	0,16	1,90	0,43	0,63
P ₂ O ₅	-	-	-	0,08	0,73	0,36	0,23	0,15	0,28	0,22	0,22	0,92	0,16	0,29	0,03	0,05	0,05	0,07	0,03	0,08
П.п.п.	12,46	2,17	5,58	3,35	6,10	4,15	3,10	4,92	3,83	3,07	5,63	4,62	7,61	4,90	7,68	3,51	2,67	3,55	2,78	19,28
Сумма	99,07	99,61	99,68	100,21	99,32	99,50	99,60	99,63	99,86	99,72	99,41	99,24	99,67	99,68	99,33	99,86	99,26	99,04	99,50	99,80
FeO/MgO	0,18	0,23	0,43	0,96	2,12	1,98	3,28	2,07	3,09	2,82	2,47	2,49	2,87	2,30	0,11	0,94	1,34	0,87	0,59	0,98

(табл.2,3). При близких содержаниях легких лантаноидов, в 3-5 раз превышающих их содержания в хондритах, пироксенит и габбро (обр. 9343 и 80091) характеризуются более высокими содержаниями тяжелых лантаноидов, чем верлит (обр. 9244). Отношение (Ce/Yb)_N в первых близко к единице. Содержание PЗЭ в верхнем габбро (обр.9064) в 10-20 раз превышает хондритовые. Для кривой нормированных содержаний (см.рис.2) характерен слабый отрицательный наклон, а отношение (Ce/Yb)_N составляет 1,97. Габбро-диабазы и диабазы силового комплекса при некоторых вариациях петрохимических и геохимических параметров не обнаруживают по составу существенной разницы с перекрывающими их метабазами. Поэтому при дальнейшем рассмотрении их можно объединить в одну группу пород. По петрохимической и геохимической классификации [19] они относятся к срединно-океаническим (MORB) или переходным к высокотитанистым внутриплитным базальтам (WFB). На диаграмме TiO₂-FeO^{3c}/MgO по [18] (рис.2) фигуративные точки

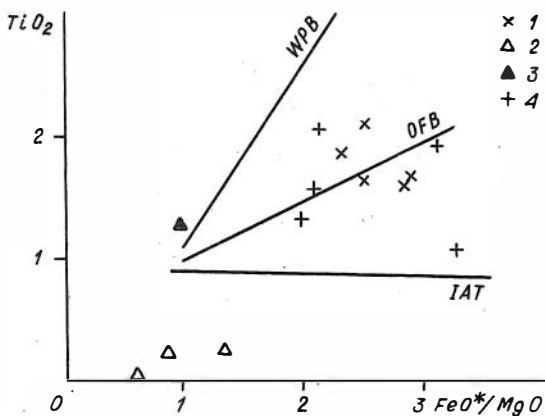


Рис. 2. Диаграмма TiO_2 - FeO/MgO для вулканитов Куртушибинского и Ильчирского поясов. Куртушибинский пояс: 1 - метабазаальты, 4 - диабазы. Ильчирский пояс: 2 - диабазы из даек, 3 - метабазаальт. Линии трендов различных типов базальтов нанесены по [21].

диабазов и базальтов расположены в поле OFB. При более высоких содержаниях TiO_2 (обр. 9094 и 9221) в них возрастает содержание P_2O_5 . Для всех вулканитов характерны низкие концентрации группы железа (Cr, Ni, Co), типичные для островодужных, а не океанических толеитов. Содержание РЗЭ в них подвержено значительным колебаниям, и по этому признаку оказалось возможным выделить пять групп вулканитов. Первая группа (9275 - базальт из скрина между силлами) характеризуется наименьшими содержаниями РЗЭ, в 10-20 раз превышающими хондритовые. График нормированных содер-

жаний имеет четко выраженный положительный наклон, а отношение $(Ce / Yb)_N$ составляет 0,57. Четко выражен европиевый минимум, характерный для офиолитовых базальтов, комплементарных с кумулятами и габбро. Общей чертой остальных групп вулканитов является отчетливый отрицательный наклон кривых нормированных содержаний $(Ce / Yb)_N$ (1,37-2,44). Кроме того, интересной особенностью является то, что при достаточно близких содержаниях тяжелых лантаноидов (Dy, Ho, Er, Yb), вариации содержаний элементов цериевой и самариевой групп довольно значительны. Признаками разделения на группы послужили не только вариации общего уровня концентраций РЗЭ, но и некоторые особенности распределения элементов, в частности поведение европия. Вторая группа вулканитов характеризуется наиболее высокими содержаниями РЗЭ, в 30-50 раз превышающими хондритовые и резко выраженным европиевым максимумом. В вулканитах третьей группы отчетливо виден Eu-минимум при общем уровне концентраций РЗЭ, близком к вулканитам 2 группы. Общим для диабазов и базальтов четвертой и пятой групп является то, что графики нормированных содержаний лишены европиевого минимума или максимума при средних содержаниях РЗЭ пятой группы в 1,5-2 раза ниже, чем в четвертой.

Проанализированные породы Борусского пояса по своим геохимическим параметрам сильно отличаются от офиолитовых пород Куртушибинского пояса. Они обогащены литофильными элементами (Rb, Sr, Ba, Cs в табл.4) и РЗЭ (табл.3). Характер распределения в них РЗЭ также отличается прежде всего резким преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $(Ce / Yb)_N$ - 2,21-5,78). Максимальные концентрации РЗЭ, в 30-100 раз превышающие хондритовые, характерны для метабазальта (Д8А). На графике нормированных содержаний отчетливо проявлен европиевый максимум. В амфиболите и метагаббро при близких к базальту концентрациях La и Ce отмечаются более низкие количества остальных лантаноидов.

В Ильчирском поясе минимальными содержаниями РЗЭ и литофильных элементов и максимальными содержаниями Sr, Ni, Co также характеризуются ультрабазиты (обр.1282). Верхние габбро, в отличие от куртушибинских, содержат более высокие концентрации Sr, Ni, Co и более низкие, всего в 3-8 раз превышающие хондритовые - РЗЭ. График нормированных содержаний имеет отрицательный наклон $(Ce / Yb)_N$ - 1,44). В данном случае отчетливо выражен евро-

Содержание РЗЭ в породах офиолитовых комплексов

Эле- мен- ты	Куртушибинский пояс													
	Вер- лит	Пирок- сит	Габбро	I		Диабазы		Базальты		U		У		
	9244	9343	8009I	9064	9275	9063**	9221	9095	9229	80002**	9094	9266	80069	8011I
Ca	1,1	0,7	1,2	5,2	3,4	7,8 (13)	15	13	14	10,6 (11)	10,5	8,8	11	9,7
Сг	3,7	сл.	сл.	16,1	9,0	22 (22)	45	38	41	26 (15)	29	22	19	22,1
Pg	-	-	-	2,5	1,1	н.о. (5)	6,7	5,5	5,5	3 (5)	4,3	3,0	2,3	3'
Na	0,7	1,1	1,3	10,5	7,6	17 (28)	28	18	17	18 (14)	19	11	15	13
Sm	0,25	0,6	0,75	3,3	2,8	5,7 (7,1)	10,5	6,9	6,3	5,7 (6,9)	10	4,8	4,4	4,4
Eu	0,03	0,18	0,27	0,8	0,6	4,25 (5,1)	4,6	1,5	1,0	1,95 (1,8)	3,1	1,6	1,0	1,2
Gd	-	-	-	3,3	4,0	6,8 (5,8)	8,3	7,1	5,5	6,9 (6,1)	6,8	4,5	4,4	4,3
Tb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,18 н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1,19 н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Dy	-	-	-	4,3	5,5	н.о. (7,0)	8,2	7,8	7,7	н.о. (6,2)	7,5	5,9	5,4	6,3
Ho	-	-	-	0,67	1,1	н.о. (1,3)	1,5	1,4	1,6	н.о. (1,2)	1,4	1,2	1,0	1,0.
Er	-	-	-	2,8	3,6	н.о. (4,1)	5,3	5,0	6,0	н.о. (3,6)	4,6	3,7	3,2	3,6
Yb	0,07	0,5	0,6	0,23	4,0	3,72 (3,9)	4,0	4,1	6,5	3,4 (3,9)	3,9	3,8	3,9	4,1
Lu	-	-	-	0,28	0,27	0,59 (0,4)	0,40	0,30	0,60	0,56 (0,19)	0,37	0,37	0,17	0,36
(Ce/Yb) _n	14,3	-	-	1,97	0,57	2,44	2,66	2,36	1,61	1,67	1,89	1,47	1,94	1,37

Эле- мен- ты	Борусский пояс				Ильчирский пояс				Северное Прибайкалье							
	Габбро	Амфи- болит	Базальт	Пери- дотит	Габбро	Диабазы			Метаба- зальт	Амфи- болит	Гр. амфи- болит	Ол- габ- бро	Диабаз	Метабазаль- ты		
	Д7Б*	Д2Д*	ДВА*	Д2В*	И32*	И372*	И375*	И314*	И641*	И28А*	И42В*	И371*	И41А*	И003*	И004*	
Ca	17,7	26,4	20,7	0,9	2,4	2,6	0,9	3,5	6,6	30,8	26,7	1,6	1,9	21,6	19,6	
Сг	39	5,1	47	1,4	5,2	4,6	1,9	8,1	17	61	53-	4	5	39	36	
Pg	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Na	23	23	34	1	2,8	3,4	1,2	4,9	11	29	27	2,5	6	19	18	
Sm	6,4	5,2	11	0,1	0,82	0,88	0,31	1,4	3,4	6,6	7,0	0,76	2,3	4,3	3,7	
Eu	1,94	1,37	5,34	0,05	0,42	0,28	0,13	0,43	1,18	1,18	2,27	0,42	0,88	-	1,29	
Gd	7,3	4,5	12	0,6	1	1,3	0,5	1,8	3,8	6,2	7,6	1	3,4	4,6	4,0	
Tb	1,09	0,59	1,94	0,013	0,14	0,24	0,09	0,34	0,61	1,02	1,13	0,22	0,65	0,7	0,66	
Dy	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Ho	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Er	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	
Yb	2,28	1,78	4,3	0,029	0,7	1,37	0,57	1,44	1,82	3,47	3,24	0,96	1,52	2,20	1,98	
Lu	0,41	0,29	0,59	0,02	0,11	0,21	0,09	0,23	0,29	0,68	0,56	0,21	0,30	0,41	0,37	
(Ce/Yb) _n	3,46	5,78	2,21	10,0	1,44	0,68	0,68	1,13	1,89	3,56	2,44	0,86	0,67	3,60	3,70	

Примечание. "-" - не обнаружено при анализе; н.о. - содержание элемента не определялось; * - проанализировано нейтронно-активационным методом; ** - проанализировано спектральным методом с предварительным хим. обогащением. В скобках данные спектрального метода. Остальные образцы проанализированы спектральным методом. I-U группы вулканитов нейтронно-активационным методом.

пиевый минимум, обусловленный накоплением Eu в плагиоклазах. Диабазы из даек по своим петрохимическим параметрам являются переходными от бонинитов к островодужным андезито-базальтам (см. рис.2). Для них характерны низкие содержания TiO₂, РЗЭ и повышенные Cr, Ni, Co. Главной особенностью двух диабазов с наименьшими концентрациями РЗЭ является V-образная форма графиков

нормированных содержаний, обусловленная относительно пониженными количествами Sm, Eu, Tb, Gd. Карбонатизированный и хлоритизированный пикритоид (обр. I64I) характеризуется более высокими содержаниями PЗЭ и отрицательным наклоном кривой нормированных содержаний ($(Ce/Yb)_N - 1,89$), в чем проявляется его сходство с диабазами и базальтами Куртушибинского пояса. На его сильное вторичное изменение указывают повышенные количества Ba.

В проанализированных породах Северного Прибайкалья минимальные концентрации PЗЭ, в 3-5 раз превышающие хондритовые, содержатся в оливиновом габбро. Для него характерен слабый европиевый максимум. Более высокие содержания PЗЭ и своеобразная форма графика нормированных содержаний характерна для метадиабазы (обр. I4IA). Амфиболиты и metabазальты характеризуются высокими содержаниями PЗЭ и резко выраженным преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми ($(Ce/Yb)_N - 2,44-3,70$). В этом, а также повышенном содержании литофильных элементов проявляется их сходство с амфиболитом и метагаббро Бурусского пояса.

Обсуждение результатов

Вышеприведенные данные указывают на существенные геохимические различия изученных офиолитовых комплексов, обусловленные главным образом геодинамическими условиями их образования, хорошо коррелируют с результатами предыдущих геологических и петрологических исследований. Наиболее информативным при генетических построениях является состав офиолитовых вулканитов.

В офиолитах северной части Куртушибинского пояса выделяется два основных типа вулканитов. Первый - характеризуется низкими содержаниями PЗЭ и преобладанием тяжелых лантаноидов над легкими. График нормированных концентраций расположен в поле базальтов MORB (рис.3). Базальты этого типа встречаются только в скринах между силами. Второй тип, наряду с более высоким содержанием PЗЭ, характеризуется отрицательным наклоном кривых нормированных содержаний, типичным для щелочных базальтов океанических островов [I7], то есть в большинстве вулканиты северной части Куртушибинского хребта и по петрохимии, и по содержанию PЗЭ можно отнести к промежуточному типу между срединно-океаническими (MORB) и щелочными внутриплитными базальтами. Значительные вариации концентраций PЗЭ,

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в породах офиолитов

Элемент	Куртушинский пояс													
	Лиро-ксенит			Габбро			Вулканы			Пояс				
Вер-лит	Габбро	Лиро-ксенит	Габбро	9063**	9221**	9095**	9229**	80002**	9094**	9286**	80069**	80III**	Д7Б	
9244*	9343*	80091*	9064*	9275*	9063**	9221**	9095**	9229**	80002**	9094**	9286**	80069**	80III**	Д7Б
Rb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	6	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cv	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,11	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,15	н.о.	н.о.	н.о.	0,36
St	II	22	36	220	59	207	(150)	280	320	100	294	(330)	74	300
Ba	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	50	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	122	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cr	730	1800	450	83	90	67	(98)	130	89	43	32	(86)	130	59
Co	55	42	59	42	43	26	(37)	40	47	47	47	(47)	34	45
Ni	660	2200	2300	82	27	37	(41)	39	40	28	16	(27)	76	31
Hf	3	4	5	6	2	2,2	(2,9)	8	6	8	3,2	(9)	6	7
Zr	5	7	8	16	6	н.о.	(23)	27	12	125	н.о.	17	17	15
Ta	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,29	н.о.	н.о.	н.о.	0,36	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Th	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,82	н.о.	н.о.	н.о.	1,19	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Li	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,63	н.о.	н.о.	н.о.	0,80	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sc	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	47,4	35,1	н.о.	н.о.	н.о.	36,9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Y	0,6	5,0	5,2	20	24	н.о.	37	34	36	36	н.о.	26	41	19
Bt	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,25	н.о.	н.о.	н.о.	1,5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
As	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,9	н.о.	н.о.	н.о.	0,9	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Sb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,16	н.о.	н.о.	н.о.	0,26	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Zn	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	79	н.о.	н.о.	н.о.	110	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.

Суммарный	Борусский пояс			Ильчирский пояс				Северное Прибайкалье						
	Амфи-болит	Ба-зальт	Перидотит	Габбро	Д и а б а з ы			Мета-база-льт	Амфи-болит	Гр. ам-фиболит	Ол. габбро	Диа-баз	Метабаза-льты	
	Д2Д	Д8А	И282	И132	И372	И375	И314А	И641	И28А	И42В	И37Г	И41А	И003	И004
Rb	33	10	5	3	5	5	8	11	78	30	6	17	26	54
Сs	1,42	0,13	0,07	0,06	0,06	0,04	0,13	0,32	2,18	0,53	0,06	0,91	1,31	3,1
Sr	524	798	-	184	201	120	126	246	250	222	204	250	378	400
Ba	1279	992	9	7	81	151	61	362	837	55	30	78	474	469
Сг	342	236	2044	350	180	300	110	752	503	181	372	827	645	
Сo	14	7,9	95	32	36	33	34	51	35	40	43	69	37	26
Ni	28	11	3304	84	67	128	66	643	87	67	57	655	93	119
Nf	4,1	2,3	1	0,5	0,6	0,21	1,3	1,8	3,4	4,8	0,44	1,7	2,5	2,5
Zr	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Th	0,34	0,18	0,05	0,054	0,06	0,04	0,13	0,57	0,83	2,4	0,006	0,35	0,43	0,46
Ta	3,62	0,45	0,07	0,38	0,65	0,14	1,04	0,36	10,4	3,4	0,2	0,39	1,67	2,2
Li	0,54	0,19	0,05	0,24	0,40	0,15	0,74	0,48	2,03	1,05	0,11	0,16	0,39	0,34
Sc	14,6	29,4	3,68	52,7	42,8	36,1	40,2	29,6	20,6	37,7	55,1	32,3	41,0	42,0
Y	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	15,2	25,1
U	1,2	1,5	0,6	0,48	1	0,36	0,6	1,2	1	0,5	0,3	0,6	0,4	0,4
As	1	0,7	0,5	0,4	2,3	1	0,2	0,9	3,0	1,1	0,7	0,4	0,4	1,2
Sb	0,10	0,14	0,04	0,62	0,16	0,08	0,06	0,44	0,53	0,22	0,12	0,21	0,36	0,65
Zn	73	159	37	74	63	44	63	240	92	84	67	3	62	

Примечание. "-" не обнаружено, "н.о." - не определялось, ж - отмечены анализы, выполненные спектральным методом, жж - анализы, выполненные двумя методами. В скобках данные спектрального анализа.

как и наличие европейских максимумов и минимумов в базальтоидах объясняются особыми условиями фракционирования в малых магматических камерах [21], описанными для офиолитового комплекса Сакраменто (Южное Чили). Следует подчеркнуть, что по содержанию и характеру распределения РЗЭ вулканы этих двух офиолитовых комплексов весьма схожи. В целом, механизм формирования офиолитов представляется следующим образом. На начальной стадии формирования офиолитов Куртушибинского пояса в условиях тыловодужного бассейна активной континентальной окраины изливались базальты типа MORB, которые в дальнейшем сохранились лишь в межсиловом пространстве. Далее низкая скорость спрединга обуславливала формирование малого магматического очага. Первые порции поступавших из этого очага расплавов, частично изливавшиеся на поверхность, а

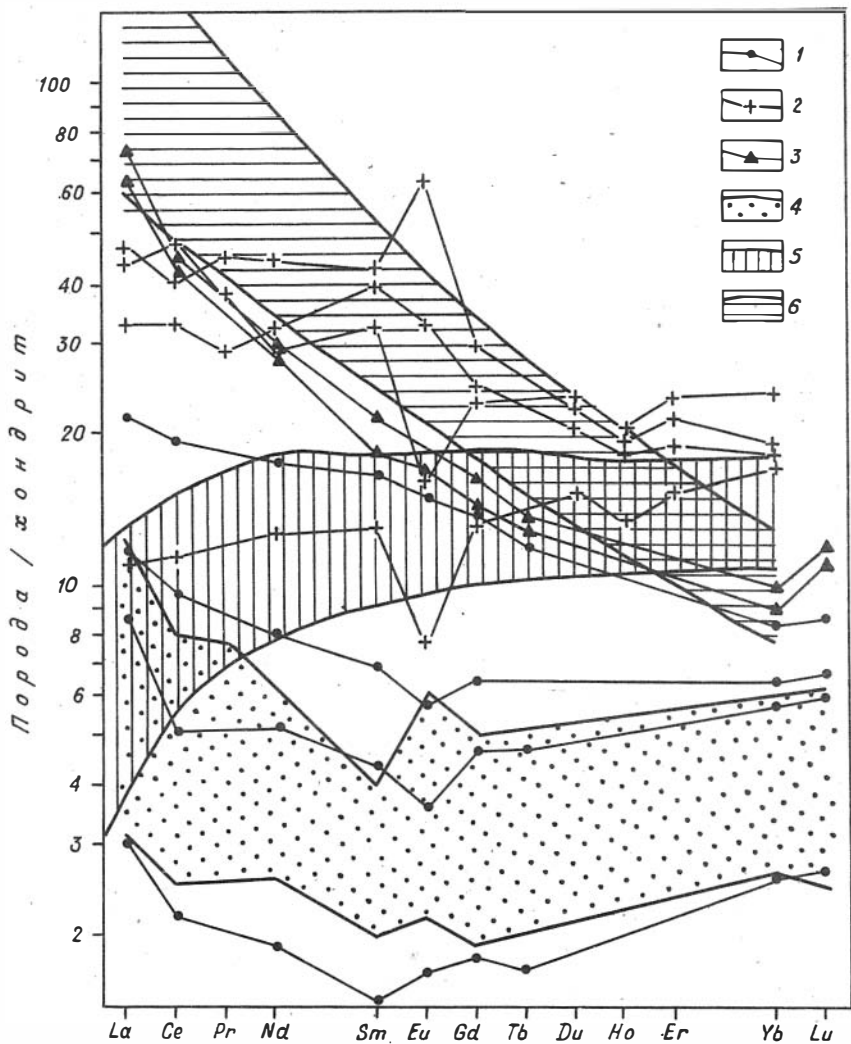


Рис.3. Распределение РЗЭ в офиолитовых вулканитах
 1 - Ильчирский пояс; 2 - Куртушибинский пояс; 3 - Северное Прибайкалье. Поля составов: 4 - бонинитов по [17,18,23,25], 5 - срединно-океанических базальтов (MORB) по [20,26], 6 - щелочных базальтов океанических островов по [20].

большей частью кристаллизующиеся в виде относительно мощных силлов, были обогащены, а последние – обеднены европием, что и обусловило наличие в одном типе пород Eu-минимума и максимума. Этим можно также объяснить, что остаточные офиолитовые габбро также обеднены европием. В целом офиолиты Куртушибинского пояса, по классификации Беккалувы и др. [12], относятся к высокотитанистому типу.

Офиолиты Восточного Саяна по геохимическим и петрохимическим особенностям сильно отличаются от офиолитов Западного Саяна. При предыдущих исследованиях было выделено три типа офиолитовых вулканитов. 1. Океанические титанистые толеиты. К ним относится проанализированный измененный пикритоид I64I. Характер распределения и общий уровень РЗЭ и других элементов-примесей в нем близок к куртушибинским титанистым базальтам. 2. Марианиты и бониниты, характеризующиеся высокими содержаниями SiO_2 , MgO , Cr и низкими TiO_2 , Al_2O_3 , CaO . 3. Островодужные толеиты, андезито-базальты и андезиты – низкотитанистые, богатые кремнеземом породы, образующие единый тренд составов с породами марианит-бонинитовой серии. К последующему типу относятся три проанализированных диабаза из даек. В двух из них (I372, I375), по составу переходных от бонинитов к андезитам, характер распределения (V-образная форма графиков нормированных содержаний) и общий уровень концентраций РЗЭ отвечают типично бонинитовому (см. рис. 3). В образце I314A (андезит) содержания и характер распределения РЗЭ отклоняются к островодужному типу. Все это достаточно определенно подтверждает сделанное ранее предположение об образовании типично островодужных серий в результате эволюции магм бонинитового состава [3]. По геохимическим особенностям и в первую очередь по распределению РЗЭ офиолиты Восточного Саяна близки к офиолитам Хан-Тайширского комплекса Западной Монголии [6]. Это позволяет предполагать существование близких геодинамических условий их формирования, характеризующих заложение островных дуг на коре океанического типа в активных континентальных окраинах.

Для офиолитов Бурусского пояса и Северного Прибайкалья недостаточность анализов не позволяет сделать определенные выводы об условиях их образования. По содержанию и характеру распределения РЗЭ они ближе всего к щелочным базальтам океанических островов. В то же время сильная обогащенность базальтоидов литофильными

элементами (Rb, Cs, Sr, Ba) указывает на их сильную вторичную переработку в процессе метаморфизма и возможное нарушение первичных соотношений индикаторных элементов-примесей.

Литература

1. Балашов Ю.А. Среднее содержание и характер дифференциации редкоземельных элементов в мантии.- В кн.: **Геохимия магматических пород.** (Тез.докл.Всесоюз.семинара). М.: ГЕОХИ, 1984, с.162.

2. Габов Н.Ф., Картавченко В.Г. Метаолистогоровые формации и их соотношения с офиолитовыми комплексами.- В кн.: **Минералогия и петрология базитов Сибири.** М.: Наука, 1984, с.214-232.

3. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Склярв Е.В. Условия формирования офиолитов Восточного Саяна. - В кн.: **Геохимия магматических пород.** (Тез.докл.Всесоюз.семинара). М.: ГЕОХИ, 1984, с.92.

4. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Склярв Е.В. и др. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.- В кн.: Тез.докл.27 Международ.Геол.Конгресса. М.: Наука, 1984, т.4, с.106.

5. Добрецов Н.Л., Татаринков А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах. Новосибирск: Наука, 1983. 125с.

6. Кузьмин М.И., Конусова В.П. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах Хантайширского офиолитового комплекса (Западная Монголия). - В кн.: **Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах.** Новосибирск: Наука, 1982, с.124-135.

7. Николас Г.Д., Ислам М.Р. Геохимические исследования базальтов и ассоциирующих с ними пород дна океана.- В кн.: **Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана.** М.: Мир,1973, с.75-90.

8. Петрология и метаморфизм древних офиолитов. Новосибирск: Наука, 1977. 218 с.

9. Сибилев А.К. Петрология и асбестоносность офиолитов (на примере Иджимского массива в Западном Саяне). Новосибирск: Наука, 1980. 216с.

10. Склярв Е.В. Метаморфизм черносланцевых формаций Тувы и Западного Саяна и некоторые вопросы их золотоносности. Автореф. канд.дисс. Новосибирск, 1983. 16с.

11. Шиллинг Дж.-Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М : Мир, 1973, с.198-241.
12. Beccaluva L., Cirolamo P.Di, Macciotta G., Morra V. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites.- *Ophiolites*, 1983, v.8, N 3, p.307-323.
13. Cann J.R. Rb, Sr, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, v.10, p.7-11.
14. Hickey R.L. and Frey F.A. Rare-earth element geochemistry of Mariana forearc volcanics: Deep Sea Drilling Project. Site 458 and Hele 454. - In: *Int. Report of Dsop*, 1981, v.60, p.735-742.
15. Hickey R.L. and Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implication for their source.-*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1982, v.46, p.2099-2115.
16. Humphris S.E. and Thompson G. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v.42, p.127-136.
17. Kay R., Hubbard N., Gast P.W. Chemical characteristics of oceanic ridge volcanic rocks.- *J.Geophys. Res.*, 1970, v.75, p.1585-1613.
18. Pearce J.A. and Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.- *Earth Planet. Sci Lett.*, 1973, v.19, p.290-300.
19. Saunders, J.Tarney, Marsh N.G. and Wood D.A. Ophiolites as ocean crust or marginal basin crust: A geochemical approach.- In: *Ophiolites Proceed. Intern. Ophiolite Symp.*, Cyprus, 1979, 1980, p.193-204.
20. Sharaskin A.Ya., Pustchin I.K., Zlobin S.K. and Kolesov G.M. Two ophiolite sequence from the basement of the northern Tonga Arc. - *Ophiolite*, 1983, v.8, N 3, p.411-430.
21. Stern C.R. Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and a tectonic implications.- *Contrib. Miner.Petrol.*, 1979, v.68, p.243-259.
22. Sun S.S. and Nisbitt R.W. Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts.- *Geology*, 1978, v.6, p.689-693.

23. Sun S.S., Nisbitt R.W. and Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts - Earth Planet. Sci. Lett., 1979, v.44, p.119-138.

Ю.М.Пузанков, В.А.Селиверстов, С.Т.Шестель

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРЕДЕЛЕНИИ РЕДКИХ ЗЕМЕЛЬ В МЕЛОВЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ КАМЧАТКИ

Мощные вулканогенные толщи позднемелового возраста, развитые в восточной части Камчатского полуострова, относятся к эвгеосинклинальным комплексам, накопление которых происходило на структурах океанического ложа [1] или на континентальном основании, в процессе его деструкции в связи с океанизацией крупного куполообразного поднятия, охватывавшего, помимо Восточной Камчатки, прилегающие акватории Берингова моря и Тихого океана [4]. В составе рассматриваемых вулканических отложений преобладают базальты, обнаруживающие широкие вариации содержаний титана, глинозема, магния и, особенно, щелочей. В ряде районов, преимущественно вблизи Срединного Камчатского хребта, встречены высококалийные базальты. Стратиграфия меловых наслоений разработана лишь в общем виде, поэтому при геохимической интерпретации мы ограничились примерами достоверно установленной последовательности.

Содержания микроэлементов определялись инструментальным нейтронно-активационным методом в ИГиГ СО АН СССР [2]. Результаты приведены в таблице.

Некоторые особенности распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в меловых базальтоидах Камчатки заслуживают специального обсуждения. Спектры РЗЭ характеризуются умеренным наклоном, минимальным у низкокалийных базальтов. В большинстве случаев заметно выражен цериевый минимум; для многих низкокалийных образцов наблюдается дефицит легких лантаноидов, исчезающий с увеличением наклона спектра. Распределение редких земель в меловых базальтах восточного побережья Камчатки близко к типу СОХ,

Средние содержания породообразующих окислов (%) и микроэлементов (г/г)
в меловых базальтоидах Камчатки

Компоненты	I. Средний хребет				II. Восточные хребты					III. Восточные п-ва		IV. Меланокр. фундамент	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3
SiO ₂	49,00	49,67	49,43	52,00	50,50	51,16	49,98	50,12	52,10	47,30	49,98	48,07	48,40
TiO ₂	1,74	1,00	0,75	0,74	-	1,03	0,78	0,71	0,72	1,47	0,66	1,00	1,58
Al ₂ O ₃	14,83	15,18	11,70	14,23	14,33	14,32	15,87	14,80	17,23	15,03	18,45	16,62	14,10
Fe ₂ O ₃	3,86	2,47	2,42	2,70	3,31	5,80	3,19	2,30	2,93	2,19	3,20	2,32	3,32
K ₂ O	0,94	1,48	2,83	5,37	0,48	0,32	1,92	2,44	3,12	0,21	2,00	0,12	0,40
Ca	0,25	0,61	0,23	0,32	0,16	0,23	0,31	0,26	1,2	0,18	0,26	0,10	0,19
Th	0,51	1,4	0,63	0,86	0,18	0,36	0,50	0,65	4,0	0,23	0,28	0,14	0,28
La	5,6	10,5	4,1	5,8	3,5	4,2	6,4	7,1	24,6	4,7	2,2	1,9	2,5-4,9
Ce	11,8	19,7	8,5	10,4	9,9	10,9	12,4	11,0	43,6	12,0	6,2	4,8	6,3-11,0
Nd	12,9	16,0	5,6	7,4	12,9	11,8	12,6	9,3	21,8	10,9	8,6	7,4	6,2-11,9
Sm	5,1	4,6	1,7	2,4	3,7	2,8	3,5	2,4	6,4	4,0	2,8	3,2	2,4-5,4
Eu	1,45	1,30	0,79	0,92	1,26	0,94	1,14	0,87	1,86	1,57	0,70	1,07	0,87-1,52
Gd	-	-	-	3,2	4,5	3,0	-	-	4,1	-	2,2	4,2	0,56-1,10
Tb	0,92	0,65	0,50	0,53	0,86	0,51	0,56	0,46	0,71	0,98	0,40	0,68	2,23-4,40
Yb	3,20	1,97	1,30	1,60	4,00	2,30	2,55	1,70	2,33	4,15	2,30	3,03	0,30-0,54
La	0,48	0,30	0,24	0,22	0,54	0,30	0,33	0,26	0,33	0,61	0,36	0,44	1,5
Th/U	2,0	2,3	2,7	2,7	1,1	1,6	1,6	2,5	3,3	1,3	1,1	1,4	1,1
La/Yb	1,8	5,3	3,2	3,6	0,9	1,8	2,6	2,8	10,6	1,1	1,0	0,6	1,1
Число проб	3	3	3	2	1	1	2	2	2	3	2	-	-

Примечание. I - квахонская свита (K₁), лавы; 2 - квахонская свита, субвулканические тела и дайки; 3 - ирунейская свита (K₂), лавы и агломераты; 4 - кирганикская свита (K₂), агломеративные лавы, экструзии; 5 - шаровые базальты мыса Сигнального (K₁₋₂?); 6 - ветловская свита (K₂?); 7 - уюклинская свита (K₂); 8 - попутновская свита (K₂); 9 - темнореченская свита (K₂); 10 - африканская серия (K₂); 11 - каменистовская свита (K₂); 12 - меланократовый фундамент п-ва Камчатский Мыс, диабазы и metabазальты; 13 - кристаллический фундамент Камчатки, амфиболиты и пироксен-роговообманковые гнейсы, по [3].

за исключением пород каменистовской свиты, обнаруживающих Nd-Sm максимум, не получивший пока объяснения. Шаровые базальты мыса Сигнального (г.Петропавловск-Камчатский), относимые к позднему мелу, по характеру спектра лантаноидов полностью соответствуют докембрийским (?) диабазам из фундамента п-ва Камчатский Мыс; возможно, это неслучайное сходство (рис.1).

Присущая вулканическим образованиям четкая корреляция величин La/Yb и содержаний K₂O слабо проявлена в рассматриваемых комплексах. На соответствующем ковариационном графике выделяется лишь два поля, отвечающие низкокальцевым и высококальцевым базитам. Сходно поведение радиоактивных элементов, поскольку значения La/Yb и Th/U скоррелированы достаточно тесно (рис.2). В координатах Th-K₂O и U-K₂O выявляется два вариационных тренда.

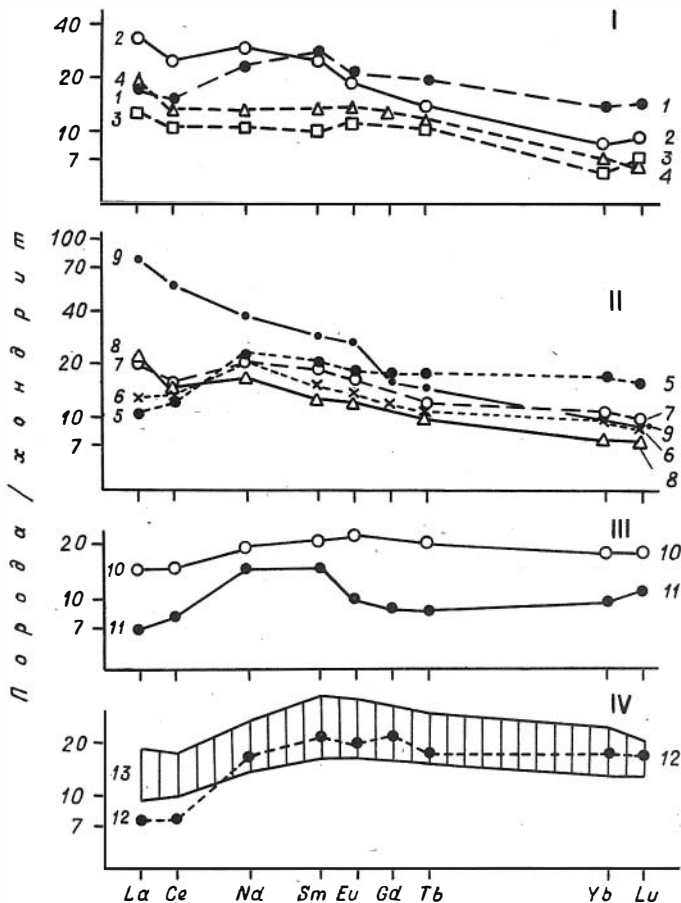


Рис. I. Распределение РЗЭ в меловых базальтах Камчатки. Нумерация спектров - см. таблицу.

Значительное фракционирование радиоактивных и редкоземельных элементов наблюдается для магматических построек центрального типа, предваряющих явления островодужного вулканизма (темнореченская свита). Более обычно лишь небольшое накопление рассматриваемых компонентов с увеличением содержаний калия (рис. 3). Возможно, что это направление дифференциации обусловлено особыми

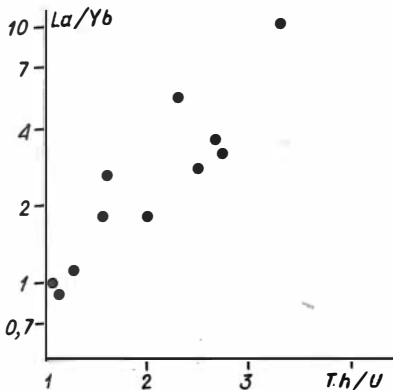


Рис.2. Ковариация лантан-иттербиевого и торий-уранового отношений в меловых базальтах Камчатки.

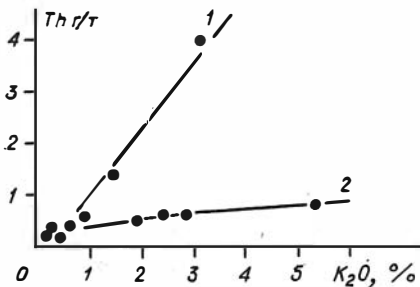


Рис.3. Вариационная диаграмма содержаний тория и калия в меловых базальтах Камчатки. 1 - тренд глубинного фракционирования; 2 - тренд докристаллизационного ощелачивания.

геодинамическими условиями вулканизма, когда проявляется докристаллизационное ощелачивание расплава, в процессе которого, как это показано на примере сиенит-габбровых комплексов Сибири, мобилизуются только "внутренние ресурсы" U и Th, имеющиеся в магматической камере.

Аномалии в распределении европия в меловых базальтах не проявлены, что свидетельствует об отсутствии плагиоклазсодержащих котектик в области магмообразования и исключает фракционирование полевых шпатов как механизм дифференциации расплава.

В целом, по типу распределения РЗЭ геосинклинальные меловые базальты Камчатки обнаруживают существенные различия, связанные с гетерогенностью магм.

Литература

1. Авдейко Г.П. Эволюция и структурные позиции геосинклинального вулканизма Камчатки. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с.132-134.

2. Пархоменко В.С. Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии. – В кн.: Спектрохимические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с.18–30.

3. Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Шестель С.Т. Редкие земли в четвертичных вулканитах Камчатки и породах кристаллического фундамента.– Докл. АН СССР, 1984, т.275, № I, с.177–182.

4. Селиверстов В.А., Пузанков Ю.М. Об эволюции глубинных зон Восточной Камчатки в связи с содержаниями SiO_2 , К, U, Th в изверженных горных породах.– В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с.149–150.

О.Н.Вольнец, Ю.М.Пузанков, Г.Н.Аношин, В.С.Пархоменко

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТАХ КАМЧАТКИ

Обобщенные сведения о распределении редкоземельных элементов (РЗЭ) в базальтах Курило-Камчатской вулканической провинции до последнего времени практически отсутствуют, хотя данные о содержаниях этих элементов в породах основного состава приведены в ряде публикаций [1,2,4,5 и др.]. Представительная коллегия позднекайнозойских, в основном четвертичных, базальтов различных петрохимических типов, отобранных в пределах главных геолого-структурных зон Камчатки, проанализирована нами методом нейтронной активации, описание которого содержится в работе [3]. Места отбора образцов и результаты определения содержаний РЗЭ приведены в табл.1,2.

Молодые базальты Камчатки многообразны по составу. Среди них могут быть выделены породы, относящиеся к толеитовой (низкокалциевой), известково-щелочной (высокоглиноземистой и магнезиальной), шононитовой, щелочно-оливин-базальтовой (калинатровой) и калиевой щелочной сериям. Наиболее распространенным типом позднекайно-

Содержания редкоземельных элементов в позднекайнозойских базальтах Камчатки

№ п/п	Состав, %		Содержание REE, г/т												
	SiO ₂	K ₂ O	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	La/Yb	Eu/Bu*	
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
Базальты Восточно-Камчатского вулканического пояса															
I	49,46	0,36	1,9	4,7	4,2	1,50	0,62	2,1	0,37	0,30	1,85	0,26	0,77	1,08	
2	47,42	0,29	3,0	7,2	5,0	1,62	0,58	1,9	0,39	0,24	1,62	0,22	1,32	1,04	
3	51,90	0,48	2,7	6,9	5,0	1,81	0,65	2,1	0,44	0,31	2,08	0,30	0,93	1,04	
4	51,16	0,40	3,7	9,6	8,5	3,06	1,07	4,2	0,73	0,46	3,03	0,45	0,87	0,93	
5	48,88	0,25	1,8	4,9	3,8	1,42	0,50	2,1	0,37	0,24	1,65	0,22	0,78	0,91	
6	52,16	1,20	6,5	16,2	11,2	3,38	1,06	4,3	0,71	0,42	2,76	0,40	1,66	0,88	
7	52,68	1,00	6,3	13,0	9,7	2,80	0,80	3,5	0,59	0,33	2,33	0,33	1,94	0,79	
8	50,76	0,77	6,1	15,0	11,0	3,22	0,89	4,1	0,70	0,36	2,30	0,26	1,86	0,77	
9	51,04	0,89	4,4	10,5	8,3	2,23	0,71	2,2	0,40	0,24	1,64	0,24	1,91	1,00	
10	51,94	0,70	6,8	16,0	13,0	3,23	1,01	4,0	0,65	0,34	2,44	0,30	2,00	0,89	
11	50,17	1,06	5,7	13,2	9,4	2,59	0,85	2,7	0,52	0,23	1,60	0,21	2,53	1,00	
12	49,96	1,08	6,1	13,0	9,7	2,83	0,92	3,2	0,55	0,30	1,92	0,27	2,24	0,96	
Базальты вулканического пояса Срединного Камчатского хребта															
13	49,74	1,24	8,0	19,0	12,0	3,30	1,10	4,1	0,68	0,29	1,93	0,27	2,96	0,93	
14	48,26	0,86	12,1	25,0	16,0	3,96	1,31	4,5	0,71	0,31	2,27	0,28	3,60	0,96	
15	51,38	1,20	10,7	24,0	13,0	3,05	0,95	3,4	0,55	0,28	2,05	0,27	3,72	0,94	
16	52,94	1,20	13,5	30,0	17,5	4,18	1,41	4,7	0,76	0,38	2,62	0,36	3,71	1,00	
17	48,92	1,37	15,3	33,0	18,0	4,74	1,56	4,9	0,83	0,42	2,70	0,28	3,98	1,01	
18	49,48	1,85	18,8	40,0	20,0	4,82	1,50	5,0	0,81	0,34	2,38	0,27	5,50	0,97	
19	49,53	1,97	25,5	52,8	27,5	6,09	1,90	6,1	0,96	0,44	2,57	0,37	6,92	1,00	
20	49,56	1,87	23,9	47,0	22,3	4,97	1,84	5,5	0,87	0,39	2,51	0,34	6,76	1,10	
21	51,66	1,98	13,0	26,7	16,2	4,18	1,38	4,6	0,78	0,40	2,54	0,33	3,63	0,98	
22	49,73	2,04	11,4	23,5	16,8	4,56	1,58	5,4	0,94	0,49	3,21	0,42	2,54	1,01	
23	51,75	2,31	11,0	24,4	14,8	4,11	1,30	4,6	0,75	0,40	2,30	0,27	3,39	0,98	
24	49,20	1,61	11,4	26,0	16,0	4,67	1,28	5,0	0,74	0,39	2,49	0,36	3,24	0,84	
Щелочные базальтоиды Западной Камчатки (тыловой зоны неогеновой островной дуги)															
25	51,25	3,00	17,3	36,0	20,0	4,02	1,31	3,8	0,59	0,30	1,97	0,27	6,31	1,07	
26	46,11	4,37	26,5	56,0	26,4	5,56	2,39	5,9	0,86	0,29	1,60	0,22	11,75	1,13	
27	51,34	6,37	54,8	112,5	41,0	5,92	1,84	5,0	0,75	0,35	2,13	0,31	18,41	1,05	
28	53,70	7,20	22,2	50,0	21,0	4,21	1,36	4,1	0,60	0,20	1,30	0,18	12,02	1,02	
29	45,18	3,30	31,6	66,0	27,0	4,85	1,88	5,1	0,69	0,31	1,92	0,28	11,75	1,20	

Примечание. Значения индикаторных отношений рассчитаны по нормированным данным. № п/п - типы базальтов, места отбора и номера образцов. Низкокальциевые базальты: 1 - влк.Кроноцкий, 2147; 2 - влк.М.Семьячич, 5254; 3 - влк.Кихлиныч, 5350/2; 4 - влк.Мутновский, 5617; 5 - влк.Ильинский, 5839. Известково-щелочные высокоглинозёмистые базальты: 6 - влк.Ключевская сопка, 6008; 7 - влк.М.Семьячич, 5248; 8 - влк.Нарымский (г.Плюская), 5185/77; 9 - влк.Крашенинникова, 2461; 10 - влк.Корякский, 2663. Известково-щелочные магнезиальные базальты: 11 - влк.Харчинский, 5601, 5606 (среднее); 12 - БТИ, 6025. Известково-щелочные высокоглинозёмистые базальты: 13 - кальдера Уксичан, 6607; 14 - влк.Алмазный, 2633; 15 - влк.Ичинский (ареальная зона), 6446/1; 16 - влк.Хангар (ареальная зона), 5557. Щелочно-оливиновые базальты: 17 - влк.Анжелкан, 2316; 18 - ур.Дол.геологов, 6732, 6771 (среднее); 19 - верх.р.Вологоловской, 6254, 6256, 6257 (среднее); 20 - влк.Ичинский (ареальная зона), 6409. Базальты шошоновитовой серии: 21 - влк.Кекунайский, 6746, 6748 (среднее); 22 - влк.Кетепана, 6934, 6963 (среднее); 23 - влк.Уксичан, 6521, 6522 (среднее); 24 - влк.Бол.Ипелька, 2686. Щелочные калиевые базальтоиды: 25 - Шадринские сопки, 1542; 26-27 - р.Льбная, 6982, 6983 (среднее), 6984; 28 - с.Моршечное; 1417; 29 - мыс Амбан, 2268.

Оценки средних содержаний редкоземельных элементов в позднекайнозойских базальтах Камчатки

Геолого-структурная зона	Типы базальтов	Кол-во образ.	Содержания РЗЭ, г/т										La/Tb	Eu/Yu*
			La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu		
Восточно-Камчатский вулканический пояс	Толентовый	5	2,6	6,7	5,3	1,88	0,68	2,5	0,46	0,31	2,04	0,29	0,93	0,97
	Известково-щелочной высокоглиноземистый	5	6,0	14,1	11,0	3,00	0,89	3,6	0,61	0,34	2,29	0,31	1,9	0,86
	Известково-щелочной магнезиальный	3	5,8	13,1	9,5	2,67	0,87	2,9	0,53	0,26	1,71	0,23	2,4	0,88
Вулканический пояс Срединного Камчатского хребта	Известково-щелочной	4	11,1	24,5	14,6	3,68	1,19	4,2	0,68	0,32	2,22	0,30	3,5	0,96
	Щелочно-оливиновый	7	22,0	45,2	24,2	5,43	1,74	5,5	0,88	0,40	2,43	0,31	5,8	1,02
	Шшонитовый	7	11,7	25,0	15,9	4,34	1,40	4,9	0,81	0,43	2,66	0,34	3,2	0,96
Западная Камчатка	Калиевые базальтоиды	6	30,4	64,1	27,0	4,91	1,75	4,7	0,69	0,29	1,78	0,25	12,0	0,97
	Средние без калиевых базальтоидов	-	9,9	21,4	13,4	3,50	1,12	3,9	0,66	0,34	2,22	0,29	3,2	0,97

зойских базальтов Камчатки являются высокоглиноземистые разновидности известково-щелочной серии. Толентовые базальты проявлены преимущественно во фронтальной зоне Восточно-Камчатского вулканического пояса; субщелочные эффузивы основного состава - в тыловой зоне этого пояса, а также совместно со щелочными разностями, в западной части вулканического пояса Срединного Камчатского хребта. Калиевые щелочные базальтоиды встречены только на территории Западной Камчатки, где они слагают субвулканические тела и ассоциируют с одновозрастными породами шшонитовой серии. Магнезиальные известково-щелочные базальты имеют самостоятельное значение лишь в пределах Центрально-Камчатской депрессии (северная часть Восточного вулканического пояса), тогда как в других районах они встречаются редко.

Концентрация и тренды распределения РЗЭ в камчатских базальтах весьма разнообразны, причем различия проявляются прежде всего благодаря разным уровням накопления легких лантаноидов, коррелирующихся со щелочностью пород (табл.2, рис.1). Дефицит легких РЗЭ резко отличает толенты от всех остальных типов базальтов, известково-щелочные разности занимают промежуточное положение, щелочно-оливиновые базальты и калиевые базальтоиды характеризуются максимальным накоплением лантана и церия. Редкоземельные составы являются даже более эффективным инструментом

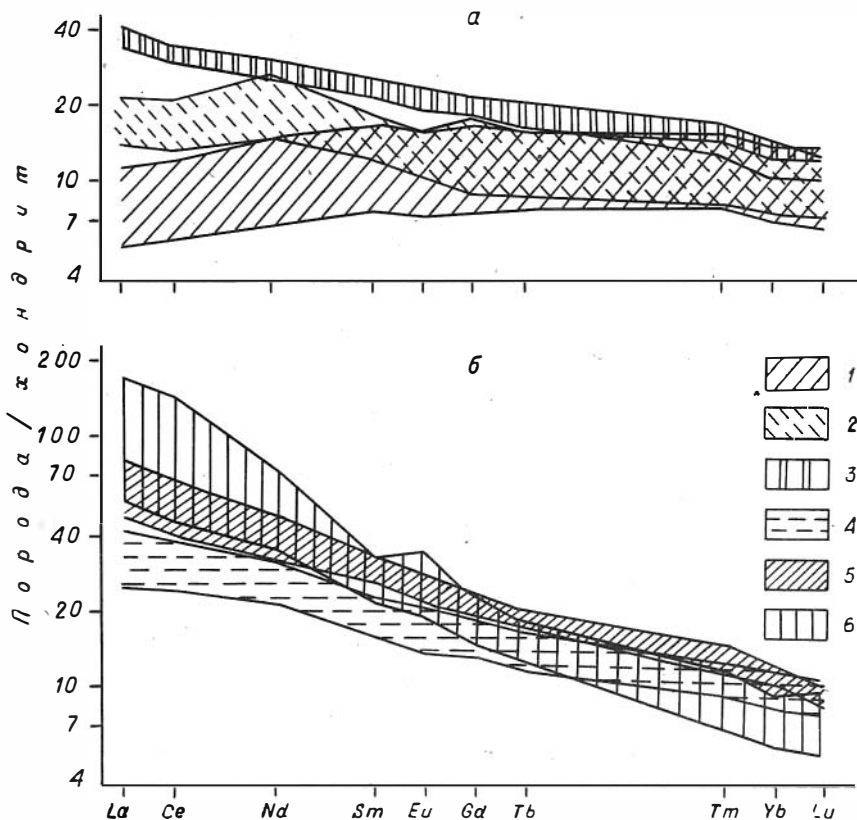


Рис.1. Графики распределения РЗЭ в позднекайнозойских базальтах Камчатки. а - собственно островодужная ассоциация: толеиты (1), известково-щелочные базальты (2), шонониты (3); б - ассоциации, связанные с периодами консолидации и растяжения фундамента островной дуги: известково-щелочные базальты (4), щелочно-оливиновые базальты (5), калиевые базальтоиды (6).

типизации базитов по сравнению с петрохимическими данными, и по мере накопления аналитического материала роль РЗЭ в этом вопросе станет более весомой.

Некоторые особенности распределения редких земель в позднекайнозойских базальтах Камчатки требуют специального обсуждения.

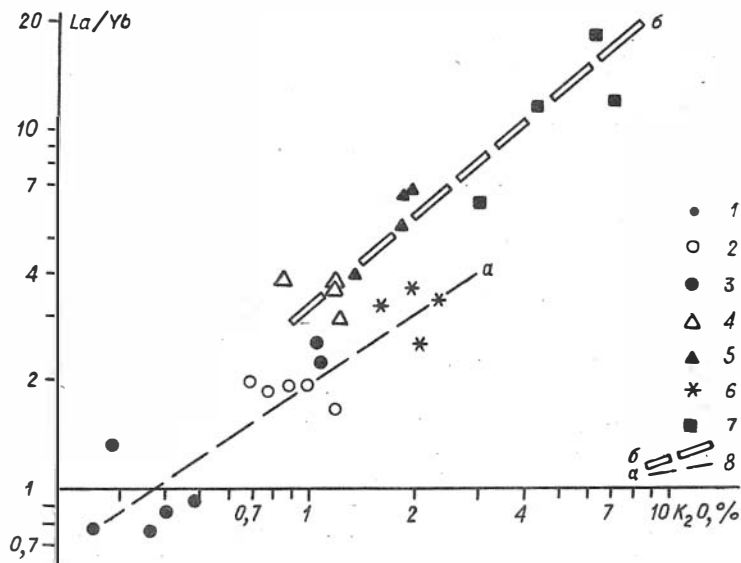


Рис.2. Соотношение легких и тяжелых РЭЭ в зависимости от содержания калия в базальтах Камчатки. Типы базальтов. 1-3. Восточно-Камчатский вулканический пояс: 1 - толеитовый; 2 - известково-щелочной высокоглиноземистый; 3 - известково-щелочной магнезиальный. 4-6 - вулканический пояс Срединного Камчатского хребта: 4 - известково-щелочной высокоглиноземистый, 5 - щелочно-оливиновый, 6 - шононитовый. 7 - Западная Камчатка (тыловая зона неогеновой островной дуги); щелочные калиевые базальтоиды. 8 - линии регрессии, отвечающие ассоциациям а и б на рис.1.

1. Вулканические центры, относящиеся к одинаковым петрохимическим типам продуктов извержений с идентичным спектром лантаноидов, заметно различаются по уровням накопления РЭЭ, что наиболее выражено для толеитовых построек. Это обстоятельство свидетельствует о латеральной неоднородности в области генерации магм. Естественно, что такие неоднородности проявлены резче на меньших глубинах литосферы.

2. Вся популяция камчатских базальтов обнаруживает отчетливую дискретность. На графике, показывающем зависимость лантан-иттербиевого отношения от концентраций калия, выделяются две ассоциации пород, в каждой из которых устанавливается корреляция ме-

жду указанными величинами (рис.2). Первая ассоциация (с пониженными значениями La/Yb) включает толеиты, известково-щелочные базальты Восточной Камчатки и шшониты Срединного хребта. Вторая (с повышенными значениями La/Yb) – известково-щелочные и щелочно-оливиновые базальты Срединного хребта, а также калиевые щелочные базальтоиды Западной Камчатки. Возможно, что наличие указанных дискретных ассоциаций пород отражает существование двух различных в части обогащенности РЗЭ источников базальтовых магм. В связи с этим обращает на себя внимание два обстоятельства. Во-первых, ассоциация толеит-известково-щелочной базальт – шшонит типична для островных дуг, тогда как щелочно-оливиновые и калиевые щелочные базальты в островных дугах весьма редки, но обычны в континентальных рифтах. Во-вторых, щелочно-оливиновые базальты и калиевые щелочные базальтоиды попали в одну группу со щелочно-земельными базальтами Срединного хребта, тогда как шшониты и калиевые трахибазальты этого вулканического пояса образовали другую группу совместно с лавами Восточно-Камчатской зоны. Таким образом, вероятно, что шшониты Срединного Камчатского хребта зазершают собственно островодужный этап развития региона, а все остальные типы базальтов, проявленные здесь, связаны с другой геотектонической обстановкой, обусловленной консолидацией фундамента вулканической дуги и растяжением в глубинных зонах, когда формирование магм происходит на более низких горизонтах литосферы, чем раньше.

3. Большинство исследованных пород Восточной Камчатки, а также шшониты Срединного хребта, т.е. базальты собственно островодужной ассоциации, имеют более или менее выраженный цериевый минимум; у всех остальных типов базальтов Срединного хребта и щелочных базальтоидов Западной Камчатки такой минимум обычно отсутствует, что характерно для лав континентов.

В связи с возможностью церия иметь переменную валентность, следует, очевидно, предполагать различие величин фугитивности кислорода в расплавах, исходных для двух выделенных базитовых ассоциаций.

4. Фракционирование полевых шпатов не играло существенной роли при образовании почти всех типов базальтов, за исключением щелочно-земельных лав Восточной Камчатки (отрицательные европиевые аномалии небольшой величины) и калиевых щелочных ба-

зальтоидов Западной Камчатки (слабоположительные аномалии). Это важно подчеркнуть особенно для толеитов, которые вследствие высокого содержания глинозема рассматриваются рядом авторов как породы, аккумулировавшие основной плагиоклаз.

5. Ассоциирующиеся высокоглиноземистые и магнезиальные базальты Восточно-Камчатского вулканического пояса практически идентичны по содержанию легких РЗЭ, но концентрация тяжелых лантаноидов в последних более низкая. Эти данные, с учетом имеющихся сведений о коэффициентах распределения РЗЭ между вкрапленниками и расплавом, не позволяют рассматривать магнезиальные базальты как кумулятивные разности, образовавшиеся из высокоглиноземистой известково-щелочной магмы за счет накопления оливина и клинопироксена. Отсутствие же в магнезиальных базальтах европиевой аномалии указывает, что и флотация плагиоклаза не играла существенной роли в их генезисе. Приведенные данные свидетельствуют о самостоятельности высокоглиноземистых и магнезиальных известково-щелочных расплавов.

6. Латеральные вариации составов РЗЭ в базальтах Камчатки проявлены достаточно отчетливо. Это связано с известной петрохимической зональностью в распределении калия, с которым тесно коррелируются содержания легких лантаноидов. На приведенном графике, показывающем зависимость величин лантан-иттербиевого отношения и расстояний от вулканических центров до Курило-Камчатского глубоководного желоба (рис.3), видны различия редкоземельных составов для пород, относящихся к одним и тем же петрохимическим семействам, в зависимости от их положения в геотектонической структуре полуострова.

Исходя из дискретности поля фигуративных точек, можно предположить существование в восточной части вулканического пояса Срединного хребта базальтов с толеитовым типом распределения РЗЭ.

Итак, особенности распределения РЗЭ в позднекайнозойских базальтах Камчатки отражают основные закономерности процессов магмогенерации и последующей эволюции базитовых расплавов и могут успешно использоваться для их расшифровки.

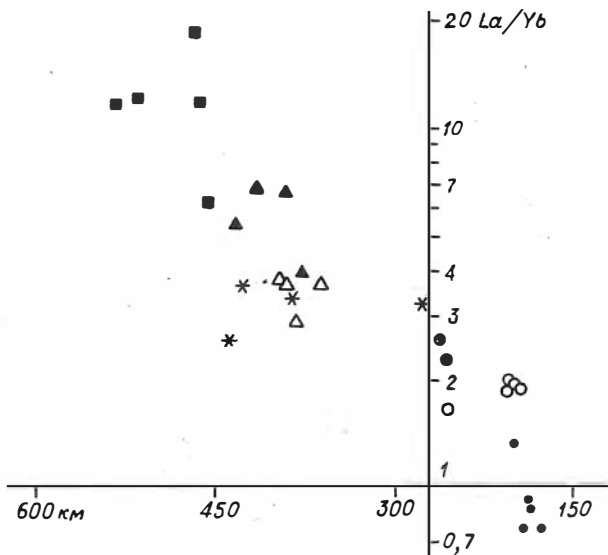


Рис.3. Изменение составов РЗЭ в базальтах в зависимости от расстояния до глубоководного желоба. Усл.сбозн. на рис.2.

Литература

1. Антипин В.С., Вольнец О.Н., Флеров Г.Б. и др. Распределение редкоземельных элементов в базальтах большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг. - Вулканол. и сейсмология, 1984, № 3, с.45-56.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 267с.
3. Пархоменко В.С. Анализ элементного состава стандартных образцов геологических проб на основе высокоразрешающей полупроводниковой гамма-спектрометрии. - В кн.: Спектрометрические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с.18-30.
4. Пополитов Э.И., Вольнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182с.

5. Пузанков Ю.М., Бобров В.А., Шестель С.Т. Редкие земли в четвертичных вулканитах Камчатки и породах кристаллического фундамента.- Докл. АН СССР, 1984, т.275, № I, с.177-182.

Л.В.Соловьева, В.Г.Семенова, В.А.Пономарчук,
Б.М.Владимиров, В.И.Липская

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛАХ ИЗ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ (Токинский Ставовик)

Традиционные петрологические модели, объясняющие дифференциальное обогащение расплавов типа базанитов, нефелинитов, щелочных оливиновых базальтов такими редкими элементами, как летучие литофилы - Ta, Nb, Zr, Hf, U, Th, TR, Y, Ba, Sr, а также калием, редкими щелочами, F, Cl, B, P не согласуются с природными распределениями элементов в породах. Это относится к таким моделям, как малая степень плавления безводных мантийных субстратов типа шпинелевых и гранатовых лерцолитов [3, 5, 16] и к механизму высокобарного фракционирования пикритовых или оливинтолеитовых расплавов в условиях верхней мантии [19]. О'Хара, предложивший модель образования щелочных базальтоидов типа нефелинитов за счет фракционирования 40 % эклогита (гранат+клинопироксен) из толеитового пикрита на глубине более 100 км и 40 % оливина на более высоких уровнях, отмечает, что она не дает необходимых высоких концентраций таких элементов, как La, Ba, Zr, K, Ti, P, Sr, Ta, наблюдаемых в нефелинитах. А.Е.Рингвуд [5], проанализировав эту модель с точки зрения поведения Ni и Cr, нашел, что конечный расплав, составляющий 20 % от начального толеитового пикрита, должен содержать около $2 \text{ млн}^{-1} \text{ Ni}$ и $80 \text{ млн}^{-1} \text{ Cr}$ и характеризоваться низким отношением $\frac{\text{Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$ (0,55). В то же время реальные содержания Ni и Cr в щелочных оливиновых базальтах и нефелинитах практически не отличаются от толеитовых ($290 \text{ млн}^{-1} \text{ Ni}$ и $380 \text{ млн}^{-1} \text{ Cr}$) [5] и иногда превышают пос-

ледние [13], а величина $\frac{Mg}{Mg+Fe}$ варьирует в пределах 0,63 - 0,73.

Модель парциального плавления безводных мантийных субстратов, применяемая для объяснения распределения редких элементов в кимберлитах, нефелинитах, щелочных оливиновых базальтах, накладывает жесткое ограничение на степень парциального плавления в мантии - не более 1%. Кроме того, она сталкивается с большими затруднениями при объяснении содержаний магния и таких типичных совместимых элементов, как Ni, Co, Cr, а также при рассмотрении геохимии изотопов стронция [8].

Рассматривая петрографические и геохимические особенности глубинных включений в щелочных базальтоидах Токинского Становика, а также распределение редких элементов в минералах включений, мегакристах и несущих их базальтоидах, авторы [6] пришли к заключению, что эти особенности наиболее рационально объясняются петрологической гипотезой мантийного метасоматоза. Эта гипотеза широко обсуждалась и обсуждается целым рядом исследователей при рассмотрении взаимоотношений пород разных парагенезисов во включениях сложного типа, при обсуждении особенностей состава минералов и их взаимоотношений [12, 18, 23], а также при рассмотрении геохимии редких элементов и их изотопов [4, 11, 24, 25].

В целом гипотеза мантийного метасоматоза может быть рассмотрена как трехстадийный процесс:

1. Привнос на уровни формирования в мантии очагов щелочной базальтоидной магмы (глубины 80-120 км) вещества в виде потоков мантийных расплавов-флюидов, пропитывающих соответствующий блок мантии, осуществляющих его нагрев, разуплотнение и подъем по типу мантийного диапира. Эти потоки жидкого вещества поступают из более глубоких горизонтов, возможно, из переходного слоя мантии.

2. В блоке мантии, подвергшемся воздействию потоков, происходит интенсивная метасоматическая переработка безводных субстратов (шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты) в минеральные ассоциации, характеризующиеся титанистым, железистым, алюминиевым и щелочным составом пород и минералов. В щелочных базальтоидах этому типу мантийных метасоматитов отвечают включения Al-авгитового ряда. В образцах из глубинных включений устанавливаются многочисленные примеры, когда шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты Cr-диопсидового ряда (безводная мантия) пропитываются, метасомати-

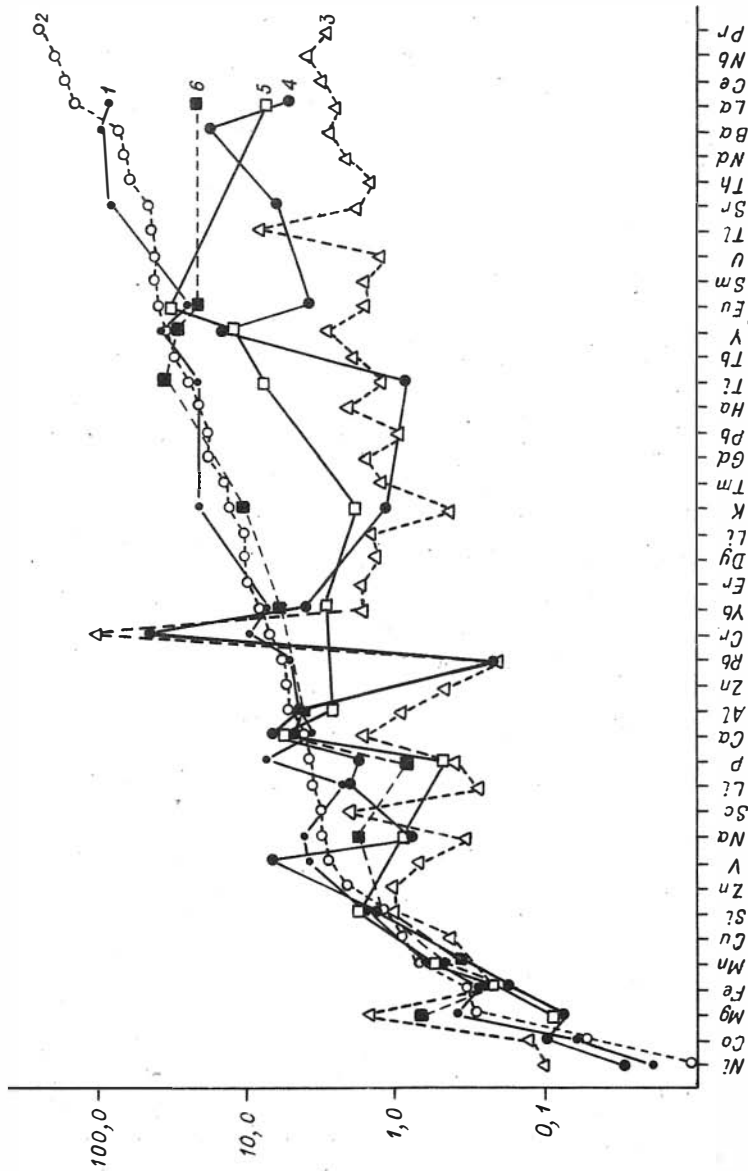


Рис. 1. Нормированные по хондриту [I] содержания редких и петрогенных элементов

1 - в щелочных базальтоидах Токинского Становика - среднее; 2 - в щелочных оливиновых базальтах, по К. Велеполу [26]; 3 - в среднем мантийном субстрате, по К. Велеполу [26]. Во включени-ях А1-автитонового ряда (Токинский Становик); 4 - в шпинелевом оливиновом клинопироксените; 5 - в вебстерите с акцессорными флогопитом и шпинелью; 6 - в флогопит-амфиболовом верлите.

чески преобразуются в парагенезисы Al-авгитового ряда [6,8,23].

3. Так как развивающаяся метасоматическая ассоциация является более легкоплавкой, то на определенной стадии метасоматической переработки и, возможно, за счет снятия общего давления при диапиризме в блоке мантии развивается анатексис, начинается селективное плавление минералов по границам зерен. Этот процесс хорошо прослеживается при изучении интерстициальных включений во включениях, которые сложены стеклом и закалочными фазами [15,21].

При исследовании геохимических особенностей щелочных базальтоидов Токинского Становика (щелочные оливиновые базальты, гавайиты, нефелиновые и лейцитовые базаниты и другие), а также включений Cr-диоксидового и Al-авгитового ряда, минералов из включений и ассоциации мегакристаллов (Al-авгит, керсутит, Ti-флогопит, анортоклаз) было показано, что все эти образования на диаграммах корреляционных соотношений родственных пар элементов (K-Rb, Ba-Rb, Ba-Sr, Cr-V, Ni-Co) образуют сериальные ряды, в которых точки базальтоидов располагаются вблизи и между точками включений Al-авгитового ряда, а также Al-авгита, керсутита, Ti-флогопита из этих пород или из ассоциации мегакристаллов [6]. На графике (рис.1) нормированных по хондриту редких и петрогенных элементов в щелочных базальтоидах Токинского Становика, а также в трех валовых пробах из включений Al-авгитового ряда (табл.1) наиболее близкое положение к базальтоидам занимает линия флогопит-амфиболового верлита, т.е. породы, представляющей по схеме авторов крайнюю степень мантийного метасоматоза. Наиболее существенные различия между флогопит-амфиболовым верлитом и базальтоидами Токинского Становика отмечаются для P и La (ниже - во включении). На диаграмме хорошо видно, что по распределению представленных элементов базальтоиды Токинского Становика довольно близки среднему кларковому щелочному оливиновому базальту, по K.Ведеполю и Ю.Мараматцу [26]. Два включения Al-авгитовой группы - вебстерит с аксессуарными флогопитом и шпинелью и шпинелевый оливиновый клинопироксенит образуют ломаные линии, располагающиеся по большей части элементов между базанитом и кларковой ультраосновной породой, представляющей, по мнению К.Ведеполя и Ю.Мараматцу [26], средний материал верхней мантии.

Для оценки редкоэлементного вклада в развивающиеся в мантии щелочно-базальтовые выплавки исключительный интерес представляют

Таблица I

Содержание K, Ti и ряда редких элементов (в млн.⁻¹) в щелочных базальтоидах, включениях Al-авгитового ряда и минералах из этих включений

Элементы	Щелочные базальтоиды		Включения Al-авгитовой группы					Апатит		Флогопит		Клинопироксен			Амфибол		
	I	2	4-77	25-77/2	25-77	39-77	2638		H-3 ^a -77	75-173	4-77	КАШ		4-77	КА105		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
Li	12	8,4 ^{xx}			7,1 ^{xx}				4,2 ^{xx}		2,8 ^{xx}				4,3 ^{xx}		
P	2090	4800 ^A	440 ^x	220 ^x	924 ^x		168168 ^x	185560	172040	220 ^x	660 ^x				306 ^x		
K	13280	23300 ^x	11962 ^x	1577 ^x	1245 ^x		664 ^x			68475 ^x	1200 ^{xx}		380		16600 ^x		
Se	20						2,62			27,8	2,17	61	69,3		55,8	21,1	
Ti	14390	13000 ^{xx}	22440 ^x	4860 ^x	6600 ^{xx}					38400 ^x	9180 ^x		1750		33360 ^x	15000	
V	213	300 ^{xx}			561 ^{xx}					726 ^{xx}	726 ^{xx}		200		924		
Cr	202	266 ^{xx}			1496 ^{xx}					156 ^{xx}		3400	5860		7530	1020 ^{xx}	1250
Co	43	58 ^{xx}			96 ^{xx}	7,1				76,3	55,6	43 ^{xx}	25,5	40	52,1	53,2	
Ni	145	208 ^{xx}			434 ^{xx}	127				800	1204	240		330	353	990	
Rb	32	32 ^{xx}			1,2 ^{xx}	5,21				124	647	3,4		1	9,9	42,3	
Sr	530	1226			84 ^{xx}	16186				7272	306 ^{xx}			100	731	310	
Zr	189				771												
Ba	528	736			150 ^{xx}	171				4831	227	57,4		84	420	380	
La	54	30 ^{xx}	8,2 ^{xx}	2,9 ^{xx}	2,2 ^{xx}	304,2	4200			2964	0,2	0,5	10	1,3	2,5	8,2	11,3
Ce	105					1730	8000			5463	0,85	0,4	30,1		6,3	29	34
Nd	49	30 ^{xx}	н/опр	н/опр		1007	3400			23,4	2,2	25,8		7,0	23,5		
Sm	9,1					107	480			258	0,04	0,17	8,5	1,6	1,8	9,5	5,38
Eu	3,5	2,2 ^{xx}	2,2 ^{xx}	0,29 ^{xx}	0,6 ^{xx}	46	130			0,6	0,044	2,8		0,67	0,75	2,7	1,79
Gd	8,2					122	380	698							3,0		
Tb	1,8					13,3	48			0,017	0,029	1,36		0,45	1,1	0,61	
Ho	1,9					10,2						1,4					
Tm	0,7					1,76						0,14			0,26		
Yb	1,9	1,8 ^{xx}	1,5 ^{xx}	0,64 ^{xx}	1,0 ^{xx}	9,4	25			0,13	0,07	1,85	2,11	1,0	1,63	1,21	
Hf						0,46				0,48	3,7	4,2	0,94		3,4	4,1	
Ta										2	0,6	0,25			2,2	3,4	
Th	3					43				0,048	0,068	0,61			0,27	0,5	
U	0,7					9,53	32			2,017	0,2	0,17		0,12		1,3	

Примечание. ^x Данные химического анализа [6]. ^{xx} Данные спектрального анализа (там же); все остальные анализы выполнены методом нейтронной активации в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

I - средний щелочной оливиновый базальт, по К.Ведеполу и D.Марематту [26]; 2 - среднее для щелочных базальтоидов Токинского Становика, в том числе данные по La, Ce, Eu, Yb - по средней пробе базанита Токинского Становика; 3 - (4-77) флогопит-амфиболовый верлит, общая проба; 4 - (25-77/2) вебстерит с акцессорными флогопитом и шпинелью; 5 - (25-77) шпинелевый оливиновый клинопироксенит; 6 - апатит из амфиболового (с флогопитом?) лерцолита Cr-диопсидового ряда; 7 - апатит из лерцолитового включения [15]; 8 - апатит из апатит-доломитового включения в мегакристалле Cr-диопсида 27; 9 - флогопит из флогопит-амфиболового верлита, Токинский Становик; 10 - (75-173) - флогопит из слюдита, включение в кимберлитовой трубке, Якутия; 11 - (4-77) Al-авгит из флогопит-амфиболового верлита, Токинский Становик; 12 - (КАШ) клинопироксен из амфиболового шпинелевого лерцолита, Капфенштейн, Австрия [22]; 13 - средний клинопироксен из предполагаемого мантийного источника [26]; 14 - (4-77) керсутит из флогопит-амфиболового верлита, Токинский Становик; 15 - (КА105) паргасит из горблендитового слоя (жиль?) в амфиболовом шпинелевом лерцолите, Капфенштейн, Австрия [22].

данные по содержанию редких элементов в минералах наложенной метасоматической ассоциации - Ti-флогопите, амфиболе керсутит-паргаситового ряда, Al-авгите и особенно в малых минеральных фазах, таких, как апатит. Геохимическая характеристика этих минералов тем более ценна, что имеющиеся в литературе данные по со-

держанию целого ряда редких элементов, таких как Та, Nb, U, Th, TR, Y, Zr, Hf единичны или отсутствуют вообще. Для определения Та, Th, U, Zr, Hf, Sc, Co, Ni, Rb, Sr, Ba, TR в минералах наложенной ассоциации из глубинных включений был использован метод нейтронной активации, детальное описание которого дается в методической статье сборника. Анализировал пробы один из авторов статьи - В.А. Пономарчук. Были исследованы следующие минералы: апатит из амфиболсодержащего шпинелевого лерцолита Cr-диоксидовой группы (образец 39-77); флогопит из флогопит-амфиболового верлита Al-авгитовой группы (образец H-3^a-77), керсутит и Al-авгит из флогопит-амфиболового верлита Al-авгитовой группы (образец 4-77). Кроме того, для сопоставления с флогопитом из мантийных включений иного типа был проанализирован флогопит из слюдита (образец 75-173 - включение из кимберлитовой трубки "И" Мало-Ботубинского поля, Якутия).

Ниже приводится краткое описание образцов и сведения о составе минералов.

Образец 39-77 - плоское эллипсоидальное включение размером 5,5 x 11 x 14 см, покрытое шлаковой пористой корочкой из темного базальта, наличие которой свидетельствует о том, что включение было вулканической бомбой. Порода светлая, средне-крупнозернистая, имеет типичную сланцеватую текстуру. Модальный минеральный состав: 75 % оливина (9-10 % Fa), 12-15 % ортопироксена (9 % Fs, 1,90 % Al₂O₃), 10-15 % клинопироксена ($\frac{Ca}{Ca+Mg}$ ат = 46,1, 2,12 % Cr₂O₃) 1-3 % шпинели (42,5 % Cr₂O₃; 26,20 % Al₂O₃; 14,65% MgO). В акцессорных количествах (1 %) встречаются короткопризматический сероватый (в штуфе) апатит и единичные зерна бурого (в шлифе) амфибола. Оба этих минерала развиты в неправильных удлиненных по сланцеватости участках, выполненных клинопироксеном и шпинелью. Амфибол образует мелкие пятнистые выделения, развитие по клинопироксену, и иногда мелкие самостоятельные зерна. К этим же межзерновым заполнениям приурочены извилистые обособления интерстиционного материала, состоящего из рыжего стекла (15 %), которое как бы пропитывает скелетные закалочные кристаллы оливина (35 %) и клинопироксена (45 %). В интерстициях содержится также 10-15% округлых пор, окаймленных окисленным непрозрачным стеклом. Взаимоотношения между минералами и их состав свидетельствуют о том, что порода представляет собой частично метасоматизированный

шпинелевый лерцолит Cr -диопсидового ряда. Наложенные минералы представлены апатитом, керсутитом и, возможно, флогопитом (предположение строится на анализе составов стекол в интерстициях). Материал интерстиций представлял участки расплава, развивающегося благодаря декомпрессии при подъеме включения в базальтовом расплаве или, возможно, в мантии при плавлении мантийного диандра - до попадания включения в базальт [21].

Образец Н-3а-77 - небольшое (4 x 5 x 7 см) включение темно-серого цвета, имеющее сильно обожренную поверхность. Порода состоит из 30-35 % псевдоморфоз гетита, магнетита и серпентина (?) по субидiomорфным кристаллам оливина (0,1 - 3 мм); 15-20 % клинопироксена, который интенсивно замещается пятнистыми, пластинчатыми участками и гомоосевыми псевдоморфозами рыжего в шлифе амфибола (керсутит). Керсутит образует также мелкие неправильные кристаллы по границам зерен других минералов, его общее содержание в породе 10 %. Остальной объем выполняет флогопит, образующий крупные (2 см и более) пластинчатые ойкокристаллы, пойкилитически прорастающие и включающие зерна остальных минералов (40 %). Цвет флогопита в образце бронзово-коричневый (за счет окисления), в шлифе - рыжий. В породе содержится 3-5 % пустых пор (0,1 - 3 мм), в которых не обнаружено стекла или закалочных фаз.

Образец 4-77 - небольшое округлое включение (5 x 6 x 6,5 см) темно-серой среднезернистой породы, пронизанной кавернозными округлыми породами и пустыми ветвящимися каналами (5 - 10 %). Модальный минеральный состав: Ti - флогопит 1-3 % (2,71 TiO₂), ортопироксен 2-5 %, оливин 7-10 % (23 % Fa), клинопироксен 30-40% ($\frac{Ca}{Ca+Mg}$ ат. = 48,8; 8,1 % Al₂O₃, 1,53 % TiO₂), керсутит 45-50 % (5,56 % TiO₂, 2,00 % K₂O), шпинель 1-2 %. Керсутит образует крупные кристаллы, развивающиеся между зернами клинопироксена, оливина, ортопироксена и нередко включающие мелкие резорбированные реликты этих минералов. Флогопит развит в виде пятнистых неправильных участков по керсутиту. Интерстиционные участки со стеклом малочисленны - это извилистые мелкие обособления, развитые на стыках зерен и чаще приуроченные к границе керсутита и флогопита. Они на 90 % сложены светло-коричневым стеклом, как бы испещренным очень тонкими (<1 мкм) иглами нераспознанного минерала, а также более крупными иголками керсутита (~5 %),

скелетными кристаллами оливина и, возможно, клинопироксена (в сумме ~5 %), а также точечными выделениями титано-магнетита. В целом порода представляет типичный флогопит-амфиболовый верлит Al-авгитового ряда.

Образец 75-173 - лепешковидное включение размером 3x3x11 см из кимберлитов одной из трубок Мало-Ботубинского поля, Якутия. Почти нацело сложено мономинеральным флогопитом, когда-то представлявшим, вероятно, один крупный кристалл, сейчас очень сильно деформированный. Флогопит хлоритизирован, особенно с поверхности включения и по спайности. Внутри включения содержатся неправильные выделения магнетита. По мнению ряда исследователей, слюдиты представляют собой обычные образования в верхней шпинелевой зоне континентальной мантии [17]. По мнению И.Доусона и И.Смита [14], они относятся к образованиям "mafid" и являются продуктом кристаллизации в верхних частях мантии расплавов, близких по составу к кимберлитам.

Данные по содержанию редких элементов, а также K и Ti в апатите, флогопите, керсутите и Al-авгите из описанных выше образцов приведены в таблице 1. Здесь же представлены литературные данные по содержанию редких элементов в минералах из подобных по типу парагенезисов глубинных включений в щелочных базальтоидах мира, а также редкоэлементный состав щелочных базальтоидов Токинского Становика, щелочных оливиновых базальтов, по К.Ведеполу и Ю.Мараматцу [26], и трех валовых проб из включений Al-авгитовой группы (Токинский Становик). В таблице 2 приведен состав проанализированных на главные окислы минералов: апатита по главным окислам - наш образец (39-77), апатит из шпинелевых лерцолитов, содержащих интерстиции со стеклом, оливином, клинопироксеном и шпинелью (включение в базанитах Виктории, Австралия; [15]), а также анализ апатита из доломит-apatитового включения в мегакристе хром-диоксида (включение в кимберлите Баллсбанк, Южная Африка [27]). В таблице 2 приведен химический состав флогопита (H-3^a-77), керсутита (4-77) и Al-авгита (4-77).

Сопоставление геохимических особенностей апатита из шпинелевого лерцолита Токинского Становика с содержаниями редких элементов в апатите из шпинелевого лерцолита Виктории и в апатите - включении в мегакристе Cr-диоксида из Баллсбанк, показывает, что концентрации каждого элемента в трех образцах мож-

Таблица 2

Состав апатита, флогопита, керсутита, Al-авгита из включений Токинского Становика и состав апатита из Виктории и Баллсбанк

Окисел, элемент	Апатит		Флогопит		Амфибол	Al-авгит
	I	2	3 ^{ЖК}	4	5	6
	39-77	2368 ^Ж		H-3 ^а -77	4-77	4-77
SiO ₂	-	0,2	0,9	35,70	40,80	48,70
TiO ₂	-	0,1	-	6,40	5,56	1,53
Al ₂ O ₃	-	0,2	-	16,70	15,13	8,10
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,02	0,15	0,40
Fe ₂ O ₃	-	-	-	9,55	3,91	1,71
FeO	-	0,1	-	0,20	5,12	4,76
MnO	0,04	-	-	0,08	0,08	0,10
SrO	0,811	0,35	-	0,04	0,10	0,02
MgO	2,55	0,7	-	17,98	13,64	14,08
CaO	44,88	53,2	52,1	0,56	10,70	18,64
Na ₂ O	1,11	0,9	-	0,98	2,36	1,35
K ₂ O	0,08	-	-	8,25	2,00	0,15
P ₂ O ₅	38,22	42,4	39,1	0,05	0,07	0,15
Cl	0,90	0,9	0,87	не опр.	не опр.	не опр.
F	0,56		1,41	0,09	не опр.	не опр.
Сумма	89,15	99,05	94,38	96,60	99,62	99,69

Примечание. 1,4,5,6 - анализы выполнены химическим методом, содержание Sr отличается от определения методом нейтронной активации (см. табл. I); ^Ж№ 2 (2638) - апатит из шпинелевого лерцолита, Виктория [15]; ^{ЖК}№ 3 - апатит из апатит-доломитового включения в мегакристалле Sr-диоксида из кимберлитов Баллсбанк, Южная Африка [27].

но рассматривать как величины одного порядка, отражающие природную дисперсию минерала в образованиях этого типа. Из наиболее существенных отличий следует отметить пониженные в 2-5 раз концен-

трации TR и U. В целом же высокие концентрации TR, Sr, Zr, U и Th в апатитах из глубинных включений согласуются с выводами А.Бэсвика и И.Кармиселя [10] и Ф.Фрэй с соавторами [15] о роли апатита как минералоносителя Sr, Ba, TR, U, Th, Zr в щелочных базальтоидах. Положение линии апатита Токинского Становика на диаграмме нормированных по хондриту концентраций редких и петрогенных элементов показывает подобие линии базальтоидов Токинского Становика по многим элементам, в том числе по TR, U, Th, Sr. Следует обратить внимание на положительную аномалию Р на графике в щелочных базальтоидах Токинского Становика, которая может быть связана с повышенной ролью апатита как источника Р и редких элементов.

Сопоставление содержаний редких элементов во флогопите Токинского Становика и флогопите из слюдита в кимберлите характеризует одинаковый порядок концентраций и некоторые различия (см. табл. I). По содержанию редких земель этот минерал не обнаруживает дифференцированного накопления цериевой группы и не является концентратором TR вообще, как это приводится для мантийного флогопита в сводке К.Ведеполя и Ю.Мараматцу [26]. Флогопит из флогопит-амфиболового верлита Токинского Становика содержит около 0,5% Ba, что почти в 20 раз выше, чем во флогопите слюдита. Последний напротив содержит значительно больше Rb (647 млн^{-1}) и Ni (1204 млн^{-1}), чем флогопит из флогопит-амфиболового верлита (124 млн^{-1} Rb и 800 млн^{-1} Ni). Линия нормированных по хондриту содержаний элементов на рис. I имеет очень неровный, ломаный характер. Такие элементы, как Ba, K, Rb расположены существенно выше линии базальтоидов Токинского Становика и, по-видимому, именно флогопит может являться главным источником Ba, K и Rb для щелочных базальтов.

Сопоставление геохимической характеристики амфибола из флогопит-амфиболового верлита Токинского Становика (4-77) производится (см. табл. I, 2) с амфиболом из шпинелевого лерцолита Капфенштейн, Австрия [22]. Этот амфибол имеет паргаситовый состав и образует в паргаситсодержащем шпинелевом лерцолите (Sr-диопсидовый ряд, судя по составу главных минералов) слой, возможно, секущую жилу. По мнению Г.Курата с соавторами, паргасит в жиле и в лерцолите имеет поздний наложенный характер и кристаллизовался из расплава базальтоидного состава, пропитавшего шпинелевые лер-

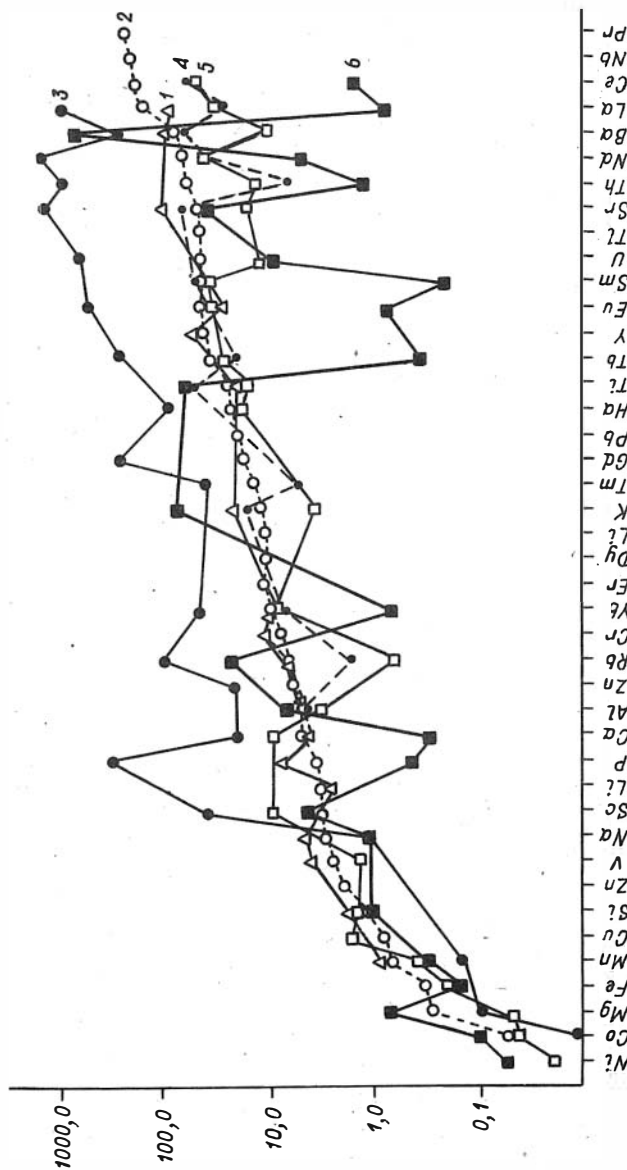


Рис.2. Нормированные по хондриту содержания редких и петрогенных элементов: 1 - в щелочных базальтоидах Токинского Становика, 2 - в щелочных оливиновых базальтах, по К.Веделю [26], 3 - апатите из шпинелевого лерцолита Ст-диспидовой группы. В минералах из включений Al-авгитовой группы: 4 - в керсутите, 5 - в Al-авгите, 6 - в Al-флогопите.

цолиты. При близости концентраций большей части редких элементов в керсутите Токинского Становика паргаситовому амфиболу Капфенштейн в первом фиксируются более высокие концентрации Sc, Sr, Ba и более низкие содержания Ni и Rb. На диаграмме нормированных по хондриту концентраций элементов (см.рис.2) линия керсутита Токинского Становика расположена заметно ниже линии базанита, но в грубом приближении образует некоторое подобие. Наиболее резко линия керсутита (4-77) уходит вниз для элементов Th, Tm, Rb, P и вверх для Ti и Mg. Учитывая высокую роль амфибола во включениях Al-авгитового типа Токинского Становика и близость типа распределения петрогенных и редких элементов базаниту, можно допустить, что керсутит метасоматических парагенезисов мог отвечать за существенный вклад в возникающие базальтовые выплавки таких элементов, как Ti, K, Sr, TR, V.

Линия клинопироксенов на диаграмме нормированных по хондриту отношений элементов (см.рис.2) располагается заметно ниже линии щелочных базальтоидов Токинского Становика. На графике наиболее резко проявлены минимумы содержаний следующих элементов - Ba, U, K, Rb и максимумы для Sc и Ca. В целях сопоставления в таблице I приведены данные по содержанию редких элементов в клинопироксене из амфиболового шпинелевого лерцолита (Капфенштейн, Австрия [22]) и в среднем клинопироксене из предполагаемого мантийного источника [26]. Наиболее интересной особенностью Al-авгита (4-77) является в целом более высокое содержание редких земель и таких элементов, как K, Ti, V. Эти различия обязаны, вероятно, Sr-диоксидовому типу клинопироксенов из лерцолитов Капфенштейн и из мантийного источника. С другой стороны, - Ф.Фрей и Д.Грин показали, что в некоторых лерцолитах и гарцбургитах из базанитов Виктории (Австралия, [15]) содержание и распределение редких земель в клинопироксенах приближаются к их распределениям в хозяйском базаните.

Переходя к обсуждению роли того или иного минерала как источника редких элементов в возникающей в мантии базальтоидной выплавке, нужно учитывать петрографические наблюдения, свидетельствующие о сложном индивидуальном характере плавления минералов. По-видимому, нужно принять в качестве необходимого условия, что практически почти все минералы метасоматического парагенезиса плавятся лишь частично. Так, расчет объема интерстиционного мате-

риала во включениях Al-авгитовой группы Токинского Становика показал, что в них плавление захватывает в среднем 5–15 % объема метасоматического парагенезиса. Петрографические исследования включений этой группы свидетельствуют о наименьшей устойчивости при плавлении Ti-флогопита и керсутита. Al-авгит и в меньшей степени ортопироксен также обнаруживают признаки плавления на границе с интерстиционным материалом. По-видимому, наиболее устойчив в этом процессе оливин. Эти наблюдения не противоречат выводам других авторов [9, 15, 21] так же, как и выводы о индивидуальной схеме плавления каждого минерала (инконгруэнтное или по типу изоморфной смеси). Если процесс плавления рассматривается как равновесный, то микроэлементы будут обогащать или обеднять возникающую выплавку в соответствии с величиной коэффициента распределения и в конечном счете – в зависимости от степени парциального плавления породы. Поэтому рассмотренная ниже оценка роли минералов метасоматического парагенезиса на основании их редкоэлементного состава и величин индикаторных отношений геохимически родственных пар элементов (табл.3) ни в коем случае не является строгой, а носит лишь приблизительный качественный характер.

Как показано в таблице 3, величина K/Rb отношения в щелочных базальтоидах Токинского Становика равна 736 при содержании $K - 2,33\%$ и $Rb - 32 \text{ млн}^{-1}$. Исходя из содержаний этих элементов в минералах метасоматической ассоциации (см. табл.1) решающую роль в их вкладе в расплав могут играть лишь два минерала: K – флогопит и керсутит, а Rb – флогопит. Величина K/Rb отношения (552) во флогопите несколько ниже, чем в базальте, и разумно допустить, что она увеличивается в выплавке за счет влияния плавящегося керсутита ($K/Rb = 1676$). Отношение Ba/Sr в щелочных базальтоидах Токинского Становика равно 0,65 и близко этой величине для керсутита из флогопит-амфиболового верлита (4–77) – 0,57. Однако содержания Ba и Sr в керсутите (420 млн^{-1} и 731 млн^{-1}) определено ниже, чем в базальтоидах ($736 \text{ млн}^{-1} Ba$ и $1226 \text{ млн}^{-1} Sr$). По-видимому, существенную роль во вкладе Ba играет флогопит (4831 млн^{-1}), а Sr – апатит (16186 млн^{-1}). Эти минералы характеризуются резко различными значениями Ba/Sr отношения (16 во флогопите, 0,01 – в апатите) и могут сместить эту величину в выплавке в различных направлениях.

По величине Rb/Sr отношения базальтоидам (0,026) также

Таблица 3

Индикаторные отношения элементов в щелочных базальтоидах Токинского Становика, в щелочных оливиновых базальтах мира, по К.Ведеполю и Ю.Мараматцу [26], в апатите, флогопите, керсутите, Al-авгите из глубинных включений Al-авгитового типа (Токинский Становик)

Порода, минерал	K/Rb	Ba/Sr	Rb/Sr	Ti/V	La/Yb	Th/U
Щелочные оливинорче базальтоиды Токинского Становика	736	0,65	0,026	43	17	-
Щелочные оливиновые базальты, по К.Ведеполю и Ю.Мараматцу [26]	415	1,00	0,06	67,6	28,4	4,3
Апатит (39-77)	-	0,01	0,0003	-	31	4,5
Флогопит (H-3 ^a -77)	552	16	0,43	53	1,5	0,3
Керсутит (4-77)	1676	0,57	0,014	36	5	-
Al-авгит (4-77)	353	0,31	0,018	13	5,4	3,6

наиболее близки керсутит (0,014) и Al-авгит (0,018), которые характеризуются существенно меньшими концентрациями этих элементов (см. табл. I, 3). Концентратором Rb является флогопит (124 млн⁻¹), а Sr-apatит (16186 млн⁻¹), и их редкоэлементный вклад в расплав смещает Rb/Sr отношение в разные стороны, что так же, как и в случае элементов Ba и Sr может свидетельствовать об интегральном участии рассмотренных минералов (керсутит, флогопит, апатит) в определении существующей величины Rb/Sr отношения в базальтоидах.

По-видимому, более однозначно проявляется роль минералов метасоматического парагенезиса во вкладе Ti и V. Ti/V отношение в базальтоидах Токинского Становика (43) близко к этой

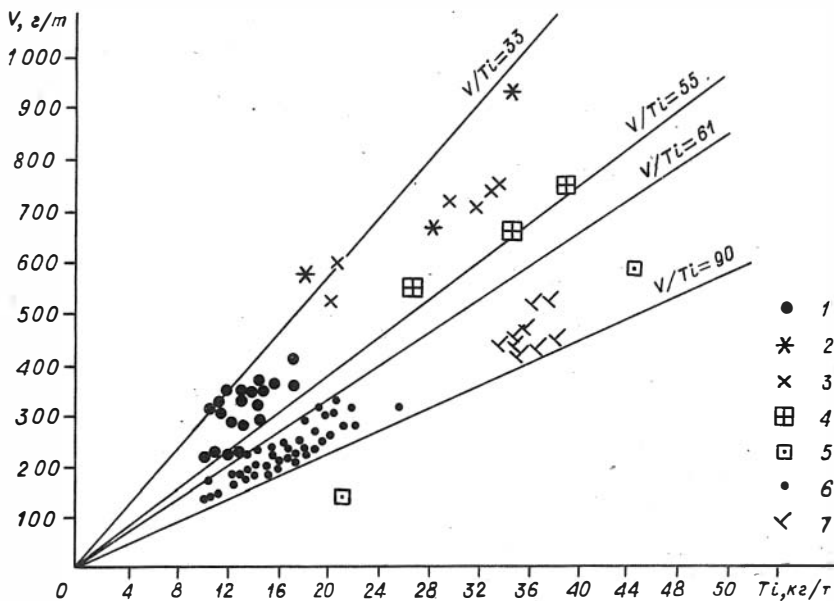


Рис.3. Соотношение $V-Ti$ в щелочных оливиновых базальтах. 1 - Токинского Становика; 2 - в керсутитах из включений Al-авгитовой группы; 3 - в мегакристаллах керсутита; 4 - в Ti-флогопите из включений Al-авгитовой группы; 5 - в мегакристаллах Ti-флогопита; 6 - щелочные базальтоиды различных районов мира, по С.Уэсс [25]; 7 - керсутиты из возможного мантийного источника по тому же автору.

величине в двух минералах - керсутите (36) и флогопите (53), причем оба они являются концентраторами как Ti, так и V (см. табл. I, рис.3). В то же время из графика корреляционных соотношений между Ti и V, для базанитов ЮВ Уэллса Австралии [25] видно, что точки керсутита ложатся в сектор базальтоидов Токинского Становика более точно, чем точки флогопита (в том числе мегакристаллы этих минералов), что подтверждает преимущественное значение керсутита как источника этих элементов.

Величина La/Yb (коэффициент фракционирования, используемый для оценки степени разделения легких и тяжелых редких земель - 3, 5) в базальтоидах Токинского Становика равна 17 и почти в 2 раза ниже La/Yb отношения в апатите (31) - основном концент-

раторе редких земель. По-видимому, La/Yb отношение в выплавке смещается в сторону уменьшения за счет плавления таких минералов, как керсутит и Al -авгит (La/Yb равно 5), которые содержат ощутимые количества редких земель.

Определение концентраций Th и U в щелочных базальтоидах Токинского Становика не производилось. Величина Th/U отношения для кларкового щелочного оливинового базальта [26] равна 4,3 при содержаниях $3 \text{ млн}^{-1} \text{Th}$ и $0,7 \text{ млн}^{-1} \text{U}$. Она близка к Th/U отношению в апатите Токинского Становика, который из всех минералов метасоматического парагенезиса является единственным минералом - концентратором Th (43 млн^{-1}) и U ($9,53 \text{ млн}^{-1}$). Остальные метасоматические минералы (керсутит, флогопит, Al -авгит) содержат U и Th в количествах существенно меньших, чем в щелочных оливиновых базальтах.

При обсуждении редкоэлементного вклада наложенных минералов в возникающие базальтоидные выплавки не рассматривалась роль более редких минеральных фаз, таких как сульфиды, ильменит, рутил, циркон, сложные титанаты и другие. Эти минералы отмечаются в метасоматизированных включениях из щелочных базальтов и кимберлитов [2, 14, 17, 18, 20] и несмотря на очень малые содержания* (сотые, тысячные доли процента) концентрируют несовместимые редкие элементы в количестве десятых долей процента, целых процентов и более.

На основании анализа содержаний редких элементов в минералах наложенного парагенезиса, а также величин индикаторных отношений геохимически родственных пар элементов, можно сделать вывод, что в целом редкоэлементную характеристику возникающих в мантии щелочно-базальтовых выплавки определяет не какой-либо один минерал, а вся совокупность наложенной минеральной ассоциации. Роль отдельной минеральной фазы помимо концентраций в ней редких элементов определяет величина коэффициента распределения для каждого элемента, а также степень плавления минерала. По-видимому, для таких минералов, как флогопит, амфибол, апатит и других малых фаз возможно, при соответствующих условиях плавления, полное вхождение в возникающие выплавки и соответственно полный редкоэлементный вклад.

* За исключением ильменита во включениях из кимберлитов.

Литература

1. Виноградов А.П. Атомные распространенности химических элементов Солнца и каменных метеоритов. - *Геохимия*, 1962, № 7, с.555-571.
2. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
3. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 283 с.
4. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Наука, 1982. 414 с.
5. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
6. Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
7. Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 34 с.
8. Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Семенова В.Г. и др. Мантийный метасоматоз и его роль в образовании кимберлитовых и щелочных оливин-базальтовых расплавов. - В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1984, с.4-18.
9. Best M.G. Kaersutite-peridotite inclusion and kindred megacrysts in basanitic lavan, Grand Canyon, Arisona. - *Contrib. Mineral. Petrol.* 1970, v.27, n.1, p.25-44.
10. Beswick A.E., Carmichael J.S.E. Constraints on mantle composition imposed by phosphorous and rare-earth elements. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1978, v.68, n.3, p.317-330.
- II. Boettcher A.L., O'Neil J.R. Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence for metasomatism in the mantle source regions of alkali basalts and kimberlites. - *Amer. J. Sci.*, 1980, v.280-A, p.594-621.
12. Carswell D.A. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths. - In: *Physics and Chemistry of the Earth*, 1975, v.9, p.417-427.
13. Chent E.D., Coleman K.J., Hadley D.J. Ultramafic inclusions and host alkali olivine basalts of the southern coastal-

plain of the Red Sea, Saudi Arabia,- Smer. J.Sci., 1980, v.280-A, p.499-527.

14. Dawson J.B. a. Smith J.V. The Marid (Mica Amphibole Rutile Ilmenite Diopside) suite of kimberlite xenoliths.- Geochim. Cosmochim. Acta, 1977, v.41, p.309-323.

15. Frey F.A. a. Green D.H. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites.- Geochim. Cosmochim Acta, 1974, v.38, p.1023-1059.

16. Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. - Geochim. Cosmochim. Acta. 1968, v.32, p.1057-1086.

17. Haggerty S.E. The mineral chemistry of new titanates from the Jagersfontein kimberlite, South Africa: Implications for metasomatism in the Upper mantle. - Geochim. Cosmochim. Acta, 1983, v.47, p.1833-1854.

18. Harte B., Gurney J.J. Ore mineral and phlogopite mineralisation within ultramafic nodules from the Matsoku kimberlite Pipe, Lesotho.- Carnegie Inst. Year Book, 1975, v.74, p.528-536.

19. O'Hara M.J. The bearing of phase equilibration on synthetic and natural system on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks.-Earth Sci.Rev.1968,v.4, p.69-133.

20. Irving A.J. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts from the South Western United States and eastern Australia and implications for magmatic processes within the mantle.- Amer. J. Sci., 1980, v.280-A, p.389-426.

21. Jones A.P., Smith J.V., Dawson J.B. and Hansen E.C. Glasses in mantle xenoliths from Olmani, Tanzania.- J.Geol., 1983, v.91, n.2, p.167-178.

22. Kurat G., Palme H., Spettel B., et al. Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: evidence for a variety of upper mantle processes.- Geochim. Cosmochim. Acta, 1980, v.44, n.1, p.45-60.

23. Lloyd F.E., Bailey D.K. Light element metasomatism of the continental mantle: the evidence and consequences. - In:Physics and Chemistry of the Earth. N.Y., 1975, v.9, p.389-416.

24. Menzies M., Murthy V.R. Mantle metasomatism as a precursor to the genesis of alkaline magmas - isotopic evidence.- Amer.J.Sci., 1980, v. 280-A, p.622-638.

25. Wass S.Y. Geochemistry and orogin of xenolith-bearing and related alkali basaltic rocks from the southern Highlands, New-South Wales, Australia.- Amer. J. Sci., 1980, v.280-A, p.639-666.

26. Wedepohl K.N., Muramatsu Y. The chemical composition of kimberlites compared with the average composition of three basaltic magma types.- In: Kimberlites, diatremes and diamonds: their geology, petrology and geochemistry. Proc. 2 Intern. Kimberlite Conf., Washington, 1979, v.1, p.300-312.

27. Hervig R.N., Smith J.V. Dolomite apatite inclusion in Cr-diopside crystal, Bellsbank kimberlite, South Africa.- Amer. Mineralog., 1981, v.66, n.3/4, p.346-349.

А.П.Кривенко, В.А.Пономарчук, В.А.Бобров

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПОРОДАХ ПИРОКСЕНИТ-СИЕНИТ-ГАББРОВОЙ ФОРМАЦИИ (Алтае-Саянская область)

Интрузивные тела габброидов, ассоциирующих с сиенитами и пироксенитами, широко распространены в салаирских структурах Алтае-Саянской области. Геология и петрография многих массивов этого типа детально изучены, вместе с тем ряд вопросов петрогенезиса до сих пор остается дискуссионным. В связи с этим нами предпринято исследование распределения редкоземельных элементов в различных породах этой формации на примере массивов Большой Таскыл в Кузнецком Алатау и Осередок в Восточном Саяне. Определение редкоземельных элементов производилось инструментальным нейтронно-активационным методом в лаборатории ядерно-геохимических методов анализа (отдел геохимии ИГиГ СО АН СССР). Методика анализа рассматриваемых объектов изложена в работе [12].

Пироксенит-сиенит-габбровая формация наиболее изучена в трех районах: в Горной Шории, Мартайге и Восточном Саяне. Несмотря на значительную удаленность этих районов друг от друга, массивы уверенно сопоставлялись не только по типичному сонахождению габброидов с сиенитами, но и по четко выраженным петрографическим особенностям пород основного состава. К последним относится широкое развитие титанистых минералов, а также контрастная расслоенность базитов с появлением прослоев меланократовых рудных габбро, обогащенных ильменитом и титаномагнетитом. В Горной Шории интрузивы пироксенит-сиенит-габбровой формации объединены в патынский или культайгинский комплекс, типичные представители которого размещены в пределах Мрасского выступа. Наиболее крупными и лучше других изученными являются массивы Патын, Большая Культайга и Узасский [2, 4, 6, II]. В Мартайге представителями этой формации являются массивы Большой Таскыл, Ударнинский и Новоберикульский, образующие меридиональный пояс почти соединяющихся друг с другом тел. Наиболее полным по набору горных пород является массив Большой Таскыл [5, 8, 9, 10]. В Восточном Саяне к пироксенит-сиенит-габбровой формации относятся массивы: Кизирский, Аржанский, небольшой интрузив в истоках реки Аксуг, существенно сиенитовый Катунский и Осередок. Последний не содержит в своем составе сиенитов, но по особенностям габброидов настолько близок к Кизирскому и другим массивам, что принадлежность его к этой формации не вызывает сомнений [3].

В целом в Алтае-Саянской области массивы пироксенит-сиенит-габбровой формации довольно разнообразны по количественному соотношению пород, участвующих в их строении. Они могут быть сгруппированы в следующие три типа. А - существенно сиенитовые массивы с подчиненным количеством габбро или без них (Малая Культайга, Ударнинский, Катунский). Б - сиенит-габбровые, наиболее характерные для этой формации (Большой Таскыл, Кизирский, Большая Культайга и др.). В - пироксенит-габбровые, без сиенитов или с очень небольшим их количеством (Осередок, Патын). Базитовая часть интрузивов рассматриваемой формации представлена габбро и оливиновым габбро с характерным титанистым авгитом, керсутитом, иногда с высокотитанистым биотитом. Непременной составной частью этих пород являются ильменит и титаномагнетит, количество которых достигает 15 %. Среди габброидов отмечаются троктоли-

ты, керсутитовые габбро, а в участках с наиболее контрастной слоенностью - лейкогаббро и анортозиты, а также меланократовые габбро, вплоть до плагиоклазовых верлитов, богатых ильменитом и титаномагнетитом. Особо следует подчеркнуть широкое развитие оливиновых габбро, в то время как породы с ромбическим пироксеном либо совершенно отсутствуют, либо встречаются в ограниченном количестве. Кроме того, в массивах этой формации распространены диориты или андезиновые габбро, которые обычно тяготеют к периферическим частям интрузивов и к контактам с сиенитами. Диориты, как правило, содержат моноклинный пироксен, оливин, титаномагнетит, ильменит и отличаются от габбро лишь более кислым составом плагиоклаза и повышенной железистостью темноцветов.

Сиениты в этой ассоциации представлены натриевым типом с полевыми шпатами антипертитового строения, отвечающими по составу анортоклазу. Весьма типичны одношпатовые разновидности сиенитов. Характерными темноцветными минералами являются клинопироксен, гастингсит и биотит, в некоторых массивах - оливин. Пироксениты размещаются в приконтактных частях массивов или образуют линзы среди габбро. В массиве Осередок преобладают плагиоклаз-апатитовые клинопироксениты, сложенные преимущественно высокоглиноземистым титан-авгитом с отчетливой кремовой окраской. Иногда в породе присутствует бесцветный или зеленый клинопироксен, развивающийся по титан-авгиту. Плагиоклаз содержится в количестве от единичных зерен до 10 %, ксеноморфен по отношению к пироксену или образует в нем мелкие вростки неправильной формы. Состав его отвечает андезину или лабрадору (40-60 % An). Содержание апатита в клинопироксенитах достигает 10%. Характерной текстурной особенностью этих пород является их крупнозернистость, полное отсутствие ориентировки минералов, неравномерное распределение плагиоклаза и апатита, а также обилие гнезд кальцит-эпидот-уралитового состава. В гнездообразных обособлениях часто отмечается сфен, реже - скаполит, хлорит, мусковит, слабо окрашенный биотит. Все эти минералы обычно за пределами гнездообразных обособлений не встречаются.

Представляется, что сиениты в массивах рассматриваемой формации размещаются в верхней части интрузивных тел, пироксениты - на более глубоких горизонтах. Таким образом, отсутствие сиенитов или пироксенитов в конкретных интрузивах определяется уровнем

Таблица I

Элементы-примеси в породах сиенит-габбрового
массива Большой Таскы

Эле- мент	1	2	3	4	5	6	7
Ni	50	34	12	11	7	11	10
Co	68	72	33	19	20	16	4
Cu	55	60	47	52	57	60	38
Cr	29	25	10	11	10	14	15
V	283	246	69	21	25	52	8
Ba	317	350	371	1030	1700	5920	4670
Sr	1240	1290	1240	1500	1345	1020	515
Zr	41	54	68	85	111	80	147
Sc	36	26	21	16	14	12	7
Pb	2	1,3	1,8	1,7	1,5	3,5	4
Zn	83	93	82	105	94	66	36
Sn	4	4	3	3	2	2	3
%АН ^x	76	62,5	53,3	43,5	34,5	22	5

Примечание. Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГИГ (Н.В.Арнаутов, В.И.Симонова, А.А.Алабина). 1 - габброиды, среднее из 21 ан.; 2 - габброиды, среднее из 26 ан.; 3 - габброиды, среднее из 18 ан.; 4 - габбродиориты, среднее из 14 ан.; 5 - диориты, среднее из 8 ан.; 6 - плагиосиениты, среднее из 7 ан.; 7 - сиениты, среднее из 19 ан.; x - приведено среднее содержание анортита в полевых шпатах (в мол. %).

эрозионного среза. По петрохимическим данным габброиды относятся к классу мезо- и меланократовых, варьирующих от магнезиальных до железистых. Замечено, что массивы, в которых присутствуют сиениты, сложены более железистыми габброидами. Это может быть увязано с уровнем эрозионного среза интрузивных тел. Щелочность габброидов меняется от субщелочного до умеренно щелочного классов, при этом в массивах с сиенитами габброиды более щелочные. Сиениты обладают устойчивым высокожелезистым, повышено-щелочным, умеренно натриевым составом.

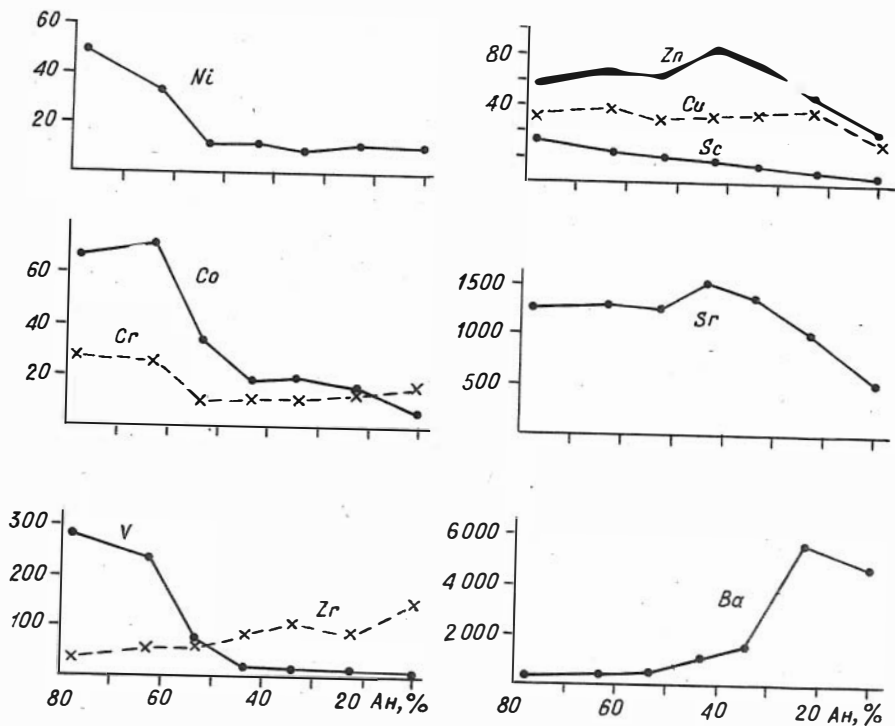


Рис. I. Распределение элементов-примесей в породах массива Большой Таскыл в зависимости от состава полевого шпата.

Одним из наиболее дискуссионных является вопрос о происхождении сиенитов, ассоциирующих с габброидами. Сейчас установлено, что сиениты образуют тела, залегающие согласно с трахитоидностью в габброидах, причем ориентировка кристаллов в сиенитах совпадает с ориентировкой и полосчатостью в габбро. В ряде массивов сиениты размещаются в приконтактовых частях и при чашеобразной внутренней структуре оказываются в основании расслоенной серии габброидов. Переходы между габбро и сиенитами постепенные и осуществляются путем изменения состава минералов и их количества. Так, в массиве Большой Таскыл сиениты расположены в основном в северной и северо-западной частях интрузива. Падение трахитоидности в си-

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов в габброидах и связанных с ними породах пироксенит-сиенит-габбровой, габбромондиоритовой и других формаций, г/т

Элемент	Массив Большой Таскы								Массив Осередок						
	107	108	110	III	250	489e	491a	728	1410	2030	36,10	3190	3193	3209	3261
La	4,55	3,86	3,68	4,37	7,06	11,70	7,40	27,00	37,60	36,10	37,20	22,60	11,10	15,70	
Ce	12,20	10,50	8,90	9,70	28,60	26,80	19,00	63,80	92,00	72,40	66,00	67,00	36,20	48,70	
Nd	8,13	7,60	7,80	6,90	17,60	17,00	10,70	26,80	51,00	35,70	49,60	38,00	23,60	32,40	
Sm	2,10	2,40	2,10	2,00	4,72	3,34	2,93	4,10	8,40	5,50	10,00	8,40	5,30	6,30	
Eu	1,10	1,33	0,93	1,50	1,78	2,10	2,30	6,15	4,60	7,60	3,31	3,10	1,80	2,40	
Gd	2,31	2,20	3,10	2,60	6,00	3,80	3,90	7,05	6,70	7,40	14,10	10,00	7,06	6,60	
Tb	0,56	0,46	0,43	0,44	0,52	0,57	0,55	0,50	1,20	0,80	1,30	1,50	0,88	1,20	
Ta	0,22	0,26	0,20	0,22	0,25	0,28	0,38	0,14	0,43	0,48	0,59	0,71	-	0,56	
Yb	1,30	1,12	0,90	0,83	1,70	1,10	0,60	1,13	1,96	1,70	3,20	3,23	2,20	2,80	
Lu	0,17	0,13	0,16	0,16	0,22	0,11	0,13	0,20	0,27	0,24	0,47	0,61	0,43	0,46	
Bu/Bu*	1,53	1,75	1,12	2,02	1,03	1,80	2,10	3,50	1,82	3,66	0,86	1,04	0,91	1,14	

Элемент	Массив Осередок				Когтах		Максут		Массив Лукюнда				
	3309	3177	3181	3200	3553	П-8	Г-2	П-1545	П-1597	Б-1432	Б-1456	Б-1445	Б-1471
La	10,80	28,80	31,00	22,20	19,40	50,60	16,80	0,82	0,58	1,37	0,96	2,17	3,62
Ce	47,00	59,00	45,10	47,60	50,70	85,00	39,40	2,42	1,91	2,05	4,50	6,57	7,30
Nd	29,20	32,60	27,90	28,00	33,10	47,20	18,00	1,50	1,37	1,77	3,90	7,00	4,55
Sm	6,20	7,00	4,30	7,00	7,23	7,78	3,30	0,50	0,44	0,29	1,10	1,55	1,05
Eu	2,80	2,40	2,94	3,55	2,30	3,05	2,14	0,29	0,39	0,35	0,80	0,75	0,85
Gd	10,00	8,80	6,80	14,00	-	7,20	-	0,70	0,60	0,25	0,92	1,71	1,48
Tb	1,08	1,00	0,68	1,40	1,04	1,00	0,58	0,12	0,09	0,04	0,20	0,33	0,22
Ta	0,51	0,50	0,31	0,44	0,30	0,34	0,34	0,09	0,08	0,02	0,13	0,21	0,12
Yb	2,70	1,90	0,90	1,70	1,80	-	1,73	0,42	0,44	0,10	0,64	0,96	0,70
Lu	0,38	0,31	0,22	0,21	0,23	0,33	0,28	0,06	-	0,02	0,09	0,15	0,07
Bu/Bu*	1,09	0,94	1,67	1,08	0,99	1,23	1,90	1,51	2,33	3,82	2,37	1,41	2,09

Примечание. $Bu/Bu^* = C_{Bu} / 0,5(C_{Sm} + C_{Gd})$, где C_{Bu} , C_{Sm} , C_{Gd} - нормированные концентрации элементов. Петрохимические данные для пород см. в таблице 3.

енитах и габбро юго-восточное и, таким образом, сиениты располагаются в нижней части расслоенной серии. Переход от габбро к сиенитам осуществляется путем плавного изменения состава полевых шпатов, оливина, клинопироксена и других минералов. Взаимоотношение минералов в габбро и сиенитах, а также в переходных между ними оливин-пироксеновых диоритах и плагиосиенитах свидетельствует о их магматической природе [10]. Генетическое единство габбро и сиенитов в массиве Большой Таскыл подтверждается характером распределения элементов-примесей в породах с разным составом полевых шпатов, которые меняются от битовнита в наиболее основных габброидах до анортклаза в сиенитах (табл. I, рис. I). Содержания хрома, никеля, кобальта и ванадия уменьшаются в этом ряду от пород с битовнитом до габбродиоритов с плагиоклазом № 53-43 и

Таблица 3

Химический состав габброидов и связанных с ними пород
из различных габброидных формаций

Окси-сел	Массив Большой Таскый								Массив Осередок					
	IO7	IO8	II0	III	250	4896	491a	728	1410	2030	3190	3193	3209	328I
SiO ₂	36,0	42,60	39,08	46,72	43,80	43,20	45,80	51,06	42,61	49,90	43,80	43,40	41,50	40,20
TiO ₂	4,27	2,55	3,45	0,77	2,76	4,51	2,87	1,67	2,80	1,42	2,18	1,72	1,62	3,04
Al ₂ O ₃	6,25	14,87	9,19	19,92	15,65	16,05	17,85	15,54	16,18	16,87	9,28	7,64	12,30	10,45
Fe ₂ O ₃	4,45	4,10	6,14	1,68	3,06	3,60	3,72	1,67	3,19	2,31	3,00	2,52	3,27	1,65
FeO	22,63	11,17	16,09	7,04	11,64	11,35	9,70	14,03	12,21	13,22	8,01	8,90	8,58	13,36
MnO	0,35	0,20	0,37	0,16	0,19	0,13	0,16	0,36	0,24	0,24	0,17	0,20	0,14	0,17
MgO	14,26	8,74	12,08	7,28	6,99	5,82	5,30	1,74	5,16	1,29	8,00	13,12	9,50	7,05
CaO	8,76	12,59	11,01	13,84	12,70	11,30	11,40	4,08	11,50	5,12	21,10	18,50	20,30	20,00
Na ₂ O	0,65	1,32	0,82	1,68	1,79	2,00	2,00	4,85	3,05	5,00	1,17	0,79	0,50	1,03
K ₂ O	0,50	0,25	0,09	0,13	0,50	0,50	0,50	2,53	0,40	2,00	0,50	0,50	0,25	0,50
П.п.п.	0,99	0,76	1,79	0,83	0,97	1,20	0,87	1,47	1,23	1,66	1,20	1,90	1,27	2,10
F ₂ O ₅	0,07	0,04	0,10	0,05	0,16	0,51	0,17	0,35	0,98	0,35	2,06	0,32	0,23	0,54
Сумма	99,18	99,19	100,21	100,12	100,21	100,17	100,34	99,35	99,55	99,38	100,47	99,51	99,46	100,09

Примечание. Анализ выполнен в химической лаборатории ИГГ СО АН СССР, Массив Большой Таскый: IO7 - ферро-перидотит; IO8 - оливиновое габбро; II0 - меланократовое оливиновое габбро; III, 250, 4896, 491a - оливиновое габбро; 728, 2030 - оливин-пироксеновые плагиосиениты; 1410 - меланократовый оливиновый диорит.

Окончание табл.3

Окси-сел	Массив Осередок				Котгах			Максут		Массив Лукинда				
	3309	3177	3181	3200	3553	П-8	Г-2	П-1545	П-1597	Б-1432	Б-1456	Б-1445	Б-1471	
SiO ₂	43,00	43,10	49,10	39,40	40,24	52,11	49,61	40,27	44,20	45,07	51,30	50,60	50,10	
TiO ₂	2,38	1,53	1,06	3,41	1,68	1,31	1,26	0,05	0,27	0,32	0,59	0,51	0,35	
Al ₂ O ₃	12,58	9,87	22,52	15,35	14,14	17,79	19,67	6,18	14,00	26,90	19,90	16,40	23,60	
Fe ₂ O ₃	3,24	0,68	0,65	7,72	5,72	1,45	2,55	2,96	0,71	0,27	1,25	1,13	0,41	
FeO	4,74	18,28	6,43	11,28	8,53	7,31	5,96	9,63	7,55	2,91	3,88	6,00	2,96	
MnO	0,10	0,28	0,08	0,22	0,18	0,14	0,11	0,17	0,11	0,06	0,08	0,12	0,05	
MgO	10,00	14,53	2,20	5,85	9,78	3,83	5,69	32,96	18,40	7,96	6,50	9,63	5,60	
CaO	22,68	6,40	10,10	11,00	15,36	7,89	8,79	3,36	9,50	13,18	12,00	11,80	13,90	
Na ₂ O	0,50	2,00	3,50	2,00	0,79	3,67	3,46	0,72	1,33	1,78	2,33	2,45	2,36	
K ₂ O	0,25	1,00	0,88	0,38	0,36	2,91	0,72	0,06	0,09	0,09	0,23	0,16	0,18	
П.п.п.	1,20	0,96	2,07	1,51	2,45	0,74	1,30	3,59	3,64	1,93	1,61	0,83	0,85	
F ₂ O ₅	0,13	0,69	0,96	1,84	0,62	0,60	0,37	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	
Сумма	100,80	99,31	99,55	99,96	99,85	99,75	99,49	99,96	99,81	100,38	99,67	99,63	100,37	

Примечание. Массив Осередок: 3190, 3193, 3209, 3281, 3309 - клинопироксениты; 3177 - меланократовое оливиновое габбро; 3181 - лейкократовое оливиновое габбро; 3200 - рудное габбро. Массив Котгах: 3553 - меланократовое оливиновое габбро; П-8 - монцидиорит. Массив Максут: Г-2 - лейкократовый габбронорит. Массив Лукинда (образцы Г.В.Полякова, П.А.Балькина): П-1545 - перидотит; П-1597 - меланократовое оливиновое габбро; Б-1432 - лейкократовый троктолит; Б-1456 - габбронорит; Б-1445 - оливиновый габбронорит; Б-1471 - оливиновое лейкогабро.

далее сохраняются примерно на одном уровне. Концентрация меди стабильна почти для всего ряда пород, содержание скандия плавно уменьшается, циркония - возрастает. Распределение цинка, стронция и бария обнаруживает максимумы, причем для первых двух элементов максимумы приходятся на породы с плагиоклазом № 43, наи-

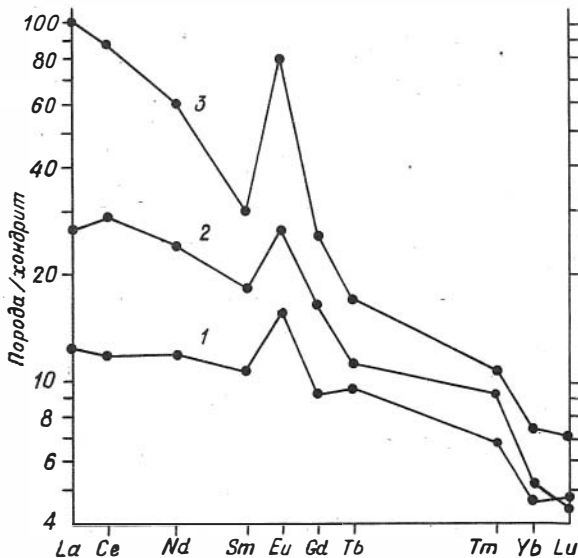


Рис.2. Распределение редкоземельных элементов в породах массива Большой Таскыл.
 1 - битовнитовые габброиды (обр. 107, 108, 110, 111); 2 - габбро (обр. 250, 289б, 291а); 3 - плагиосиениты и диорит (обр. 728, 2030, 1410). Нормировано по хондриту [25].

более высокие концентрации бария зафиксированы в породах с олигоклазом. Характерно, что не устанавливается резкого изменения концентрации элементов-примесей на границе между габбро и сиенитами, переломы вариационных линий чаще всего размещаются внутри габброидной серии.

В таблице 2 приведены содержания редкоземельных элементов в породах массивов Большой Таскыл и Осередок, а также для сравнения из пород других габброидных формаций, петрохимические данные для этих же пород приведены в табл.3. В породах массива Большой Таскыл концентрация РЗЭ увеличивается от битовнитовых габбро до сиенитов, причем наиболее интенсивно возрастает содержание легких лантаноидов (рис.2). Это является типичным для магматических ассоциаций как вулканических, так и интрузивных [1, 7, 14, 16, 18, 24, 27]. Вместе с тем, полученные для массива Большой Тас-

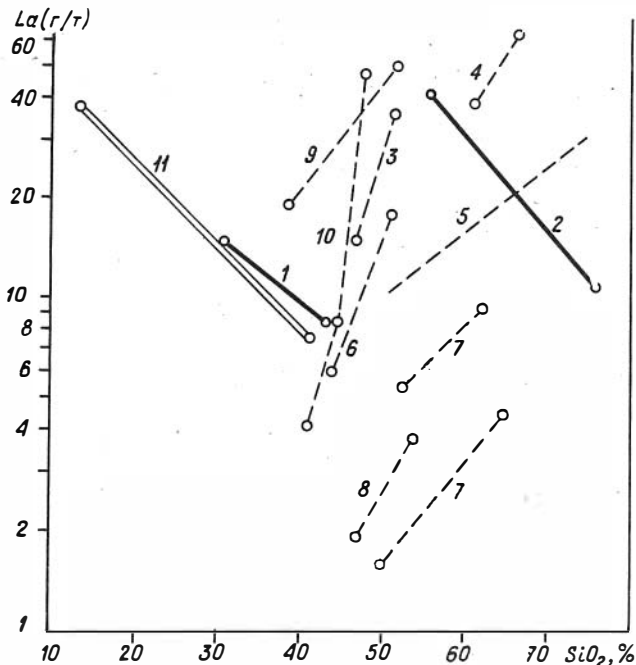


Рис.3. Соотношение SiO_2 и La в ликватах и некоторых магматических ассоциациях.
 1 - ликваты высокофосфористого базита, наши данные, содержание лантана уменьшено в 10 раз; 2 - ликваты в системе $\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ [28], среднее содержание уменьшено в 100 раз; 3 - доделериты и сиениты в дифференцированном силле [18]; 4 - андезиты и дациты щелочно-земельной вулканической ассоциации, Перу [15]; 5 - габбро-гранодиорит-гранитная серия плутона Кэптенс Бэй, Аляска [26]; 6 - пикриты и долериты протерозойского дайкового комплекса в Шотландии [29]; 7 - базальты и андезиты молодых вулканов Японии (две ассоциации) [19]; 8 - пикриты и базальты, Квебек, Канада [17]; 9 - габбро и монцодиориты Когтахского массива (табл.2,3); 10 - битовнитовые габбро, габбро и плагиосиениты массива Большой Таскыл; 11 - апатит-титаномагнетитовые руды и габброиды Ангаханского массива, наши данные.

кал данные свидетельствуют, что образование сиенитов не связано с процессом ликвации базитовой магмы. На рис.3 приведены приме-

ры, иллюстрирующие противоположное соотношение лантана и кремнезема в ряде магматических ассоциаций и экспериментально полученных ликватов. Данные для габбро и сиенитов массива Большой Таскы явно противоречат предположению о их ликвационном происхождении. Приведенные на рис.3 примеры показывают, что ликвация не имеет широкого распространения, и в большинстве магматических ассоциаций разнообразие пород обязано другому механизму дифференциации.

Попытка создать модель, объясняющую происхождение сиенитов и не противоречащую известным геологическим, петрографическим и геохимическим данным, привела к следующим представлениям. В апикальной части камеры интрузивного тела, выполненной базальтоидной магмой, произошло обособление лейкократового, обогащенного щелочами расплава (рис.4). Перенос щелочей и кремния в апикальную часть камеры мог осуществляться газами, выделяющимися при остывании магмы и, возможно, кристаллизации ее в нижней части магматической камеры. Не исключено участие в этом процессе трансмагматических флюидов. Конвекция должна способствовать переносу флюидных пузырей в апикальную часть камеры. В рамках этой модели находит объяснение избыточное количество европия, наблюдаемое во всех породах сиенит-габбрового массива. Известно, что в эффузивных образованиях практически не установлено аномального содержания европия, которое не могло бы быть обеспечено фракционированием полевых шпатов. Наряду с этим, известен ряд случаев, когда положительная европиевая аномалия вызывается перераспределением РЗЭ постмагматическими флюидами [20, 21, 22, 23]. Логичным является предположение, что и в магматическую стадию флюидная проработка расплава обеспечивает такое же перераспределение РЗЭ. Прямым свидетельством правомерности модели флюидного переноса компонентов при образовании сиенитов является линзообразное тело сиенитов в восточной части Кизирского массива, расположенное под пластинообразным ксенолитом роговиков [3, II]. Ксенолит в этом случае выполнял роль экрана, подпруживающего поток флюидов.

Последующая кристаллизация и возникающая при этом расслоенность обусловили перемежаемость пород основного и щелочно-салического состава в краевых частях интрузива. Различные уровни эрозионного среза обеспечивают любые соотношения габбро и сиенитов, наблюдаемые в интрузивных телах. Так, срез по линии I на рис.4 соответствует массивам, в которых сиениты размещаются в краевых ча-

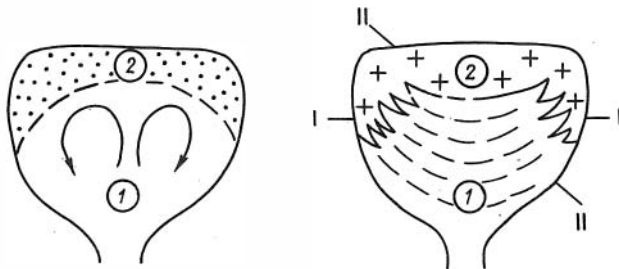


Рис.4. Схема формирования сиенит-габбрового plutона.
 Слева: I - базальтоидный расплав; 2 - щелочно-салический расплав. Справа: I - расслоенные габбро; 2 - сиениты. Римскими цифрами показаны возможные поверхности эрозионного среза.

стях и залегают в основании расслоенной серии габброидов (массив Большой Таскыл и др.). Срез по линии 2 вскрывает массив таким образом, что сиениты оказываются в верхней части расслоенной серии (массив Большая Культайга). Неглубокий эрозионный срез должен вскрыть только сиениты и, наоборот, глубоко вскрытые массивы будут сложены габброидами без участия сиенитов.

Для массива Осередок определено содержание РЗЭ в клинопироксенитах и габброидах различной меланократовости. Относительно клинопироксенитов существует предположение о их реакционном генезисе. Данные по содержанию РЗЭ не противоречат такой гипотезе. В габброидах количество избыточного европия положительно коррелируется с содержанием глинозема (см.табл.2 и 3). Это свидетельствует, что процесс расслоенности происходил с участием фракционирования плагиоклаза. Весьма существенно, однако, что даже в меланократовых габбро установлено избыточное количество европия, что не может быть объяснено фракционированием плагиоклаза.

Таким образом, исследованиями установлено широкое развитие в габброидных plutонах пород с отчетливо выраженной положительной европиевой аномалией. Эта особенность характерна не только для массивов пироксенит-сиенит-габбровой формации, но и для других типов, в частности для массива Лукинда, относящегося к группе ультрабазит-базитовых формаций (см.табл.2 и 3). Пород с отрицательной европиевой аномалией в изученных массивах не обна-

ружено. Вероятно, проникающие через базитовую магму флюиды выносят часть РЗЭ с дефицитом европия за пределы магматической камеры. В связи с этим уместно напомнить, что большинство гранитоидов характеризуется отчетливым дефицитом европия [13]. Не исключено, что флюиды, проникающие через очаги базитовой магмы в глубинных условиях, обеспечивали на более высоких уровнях литосферы выплавление гранитоидных магм, унаследовавших от этих флюидов дефицит европия. Возможно, что исследование геохимии редкоземельных элементов в интрузивных магматических ассоциациях позволит найти новые доказательства существования трансмагматических флюидов, проникающих через базитовую магму и обусловивших появление гранитоидных магм. Этот вопрос нуждается в дополнительном изучении.

Литература

1. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268с.
2. Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.
3. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна / Г.В.Поляков, А.П.Кривенко, Д.М.Орлов, Г.С.Федосеев, П.А.Балыкин. Новосибирск: Наука, 1974. 131 с.
4. Довгаль В.Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1968. 204с.
5. Довгаль В.Н., Богнибов В.И. Древний габбро-сиенитовый комплекс Кузнецкого Алатау. - В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1965, с.45-64.
6. Ильенко С.С. Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. Томск: Изд. ТГУ, 1964. 130 с.
7. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 414 с.
8. Кортусов М.П. Кийский габбро-сиенитовый интрузивный ко-

мплекс Мариинской Тайги (Кузнецкий Алатау).— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1963, с.78-91.

9. Кривенко А.П. Особенности строения и некоторые вопросы генезиса габбро-сиенитового плутона Большой Таскыл в Кузнецком Алатау.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1971, с.3-20.

10. Кривенко А.П. Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск: Наука, 1973. 104с.

11. Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1975. 200с.

12. Пономарчук В.А. Инструментальный нейтронно-активационный анализ редких элементов для геохимических исследований. Автореф.канд.дисс. Новосибирск, 1983. 16с.

13. Хаскин Л.А., Фрэй Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 186с.

14. Arth J.G. Rare - earth element geochemistry of the island-arc volcanic rocks of Rabaul and Talasea, New Britain.— Geol. Soc. Am. Bull., 1981, v.92, p.858-863.

15. Dostal J., Dupuy C., Lefevre C. Rare-earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru.— Lithos, 1977, v.10, p.173-183.

16. Plower M.P.J., Schmincke H.-U., Bowman H. Rare earth and other trace elements in historic Azorean lavas.— J.Volcanol. Geotherm. Res., 1976, v.1, p.127-147.

17. Francis D.M., Hynes A.J., Ludden J.N., Bedard J. Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava. Quebec.— Contrib. Mineral. Petrol., 1981, v.78, n.1, p.27-36.

18. Fujimaki H., Kurasawa H. Geochemistry of major and rare earth elements in a differentiated alkaline dolerite sheet in Atsumi district, northeastern Japan.— J.Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 1979, v.74, n.8, p.311-319.

19. Fujimaki H., Kurasawa H. Rare earth patterns for tholeiitic andesite and its associated calc-alkali andesite.— J.Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 1981, v.76, n.3, p.93-101.

20. Graf J.L. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic

rocks.- *Econ. Geology*, 1977, v.72, N 4, p.527-548.

21. Hellmann P.L., Smith R.E., Henderson P. The mobility of the rare earth elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism.- *Contrib.Mineral. Petrol.*, 1979, v.71, N 1, p.23-44.

22. Kähkönen Y., Mäkelä K., Rosenberg R.J. Rare earth elements in proterozoic metabasalts and associated volcanogenic sulphide ore from Heveri, southwestern Finland.- *Bull. Geol.Soc Finl.*, 1981, N 53, part 1, p.11-16.

23. Kerrich R., Fryer B.J. Archean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt.-*Can. J. Earth Sci.*, 1979, v.16, N 3, p.440-458.

24. Masuda Y., Aoki K-I. Trace element variations in the volcanic rocks from the Nasu zone, northeast Japan.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1979, v.44, p139-149.

25. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, v.38, N 5, p.5757-775.

26. Perfit M.R., Brueckner H., Lawrence J.R., Kay R.W. Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Island, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calcalkaline suite.- *Contrib.Mineral. Petrol.*, 1980, v.73, N 1, p.69-87.

27. Shimizu H., Masuda A., Masui M. Rare-earth element geochemistry of volcanic and related rocks from the Galapagos Islands.- *Geochem. J.*, v.15, N 2, p.81-93.

28. Watson E.B. Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications.- *Contrib.Mineral.Petrol.*, 1981, v.78, N 2, p. 175-188.

29. Weaver B.L., Tarney J. The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1981, v.78, N 2, p.175-188.

СВЯЗЬ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ С ХИМИЗМОМ
И СЕРПЕНТИНИЗАЦИЕЙ ГИПЕРБАЗИТОВ

В последние годы многие вопросы генезиса базальтоидов и ультрамафитов в различных структурных элементах континентов и океанов решаются взаимосвязанно, с привлечением для этой цели геохимической модели парциального плавления вещества мантии. В зависимости от степени плавления исходного субстрата получают базальтоидные выплавки с распределением РЗЭ, отвечающим или максимально приближающимся к наблюдаемому, и соответствующие им тугоплавкие остатки. При этом допускается, что как в базальтоидах, так и в ультрамафитах первичное содержание лантаноидов в результате вторичного низкотемпературного изменения или зеленокаменного метаморфизма пород не изменяется, а если нарушается, то весьма незначительно. Поскольку гипербазиты, трактуемые чаще всего как тугоплавкий остаток, в складчатых областях всегда в той или иной степени серпентинизированы, важно проследить влияние серпентинизации на поведение лантаноидов в этом процессе. Поскольку серпентинизация, сопровождающаяся гидратацией оливина и ромбического пироксена, также зависит от химического состава пород, небезынтересно одновременно рассмотреть зависимость содержания РЗЭ от химизма ультрамафитов.

Прежде чем перейти к изложению результатов исследования, кратко остановимся на систематике редкоземельных элементов. Последние представляют собой типичные литофильные элементы, накапливающиеся в поздних продуктах кристаллизации магмы. РЗЭ подразделяются на 2 подгруппы: 1) цериевые - La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm и 2) иттриевые - Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu. Среди них выделяют промежуточные РЗЭ - Sm, Eu, Gd, Tb, Dy. При таком разделении элементы цериевой группы относятся к легким, а элементы иттриевой группы к тяжелым РЗЭ. Указанные границы при делении на цериевые и иттриевые, а также соответственно на легкие и тяжелые большей частью являются подвижными, и разными исследователями трактуются неоднозначно. Детально вопросы систематики лантаноидов с химической, геохимической и кристаллохимической точек зрения рассмотрены Д.А.Минеевым [5], который вслед за Д.Н.Трифоновым [8]

признает самым рациональным разделение РЗЭ на три группы: I - La, Ce, Pr, Nd; 2 - Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho; 3 - Er, Tm, Yb, Lu. Обоснованность такой систематики следует также из атомных объемов и теплот растворения металлов [4]. Такое же подразделение лантаноидов на три группы (легкие, средние и тяжелые) принято и в данной работе. Заметим, что рациональность такого подразделения в какой-то мере подтверждается корреляционным анализом.

В процессе изучения альпинотипных гипербазитов Монголии [6] исследовались РЗЭ в различных петрографических типах ультраосновных пород этого региона. Особое внимание уделялось лерцолитам. Это позволило сопоставить распределение лантаноидов в альпинотипных лерцолитах и породах этого же парагенезиса, но практически не затронутых серпентинизацией и встречающихся в одном и том же регионе, но в другой структурной позиции - в виде ксенолитов в щелочных базальтоидах.

Указанные зависимости изучались с помощью корреляционного анализа содержаний РЗЭ и основных породообразующих компонентов ультраосновных пород разного петрографического состава. Общий объем выборки составил 33 образца. В их число вошло 12 образцов ультрамафитов из включений в базальтоидах, данные по которым опубликованы ранее [1], и 21 из альпинотипных гипербазитов, содержание РЗЭ в которых приведено в табл.1. Для каждого образца был выполнен химический анализ на основные породообразующие элементы и определено нейтронно-активационным методом [3] содержание всех редкоземельных элементов. Результаты корреляционного анализа показаны в табл.2, где среди компонентов не приведены SiO_2 , FeO и NiO поскольку их содержание статистически значимо (принят - 95 %-ный порог вероятности) не связано с количеством редкоземельных

Таблица 1

Содержание РЗЭ в альпинотипных гипербазитах, г/т

Элемент	1107 ^б	266	2022 ^а	1133 ^в	1136 ^г	1132 ^г	1847 ^а
La	0,826	0,12	1,61	1,48	1,61	1,36	2,00
	0,07	0,007	0,17	0,03	0,17	0,12	0,03
Ce	1,71	0,267	5,11	2,66	2,44	2,80	5,89
	0,095	0,03	0,17	0,05	0,10	0,16	0,18

Продолжение табл. I

Эле- мент	II07 ^б	266	2022 ^а	II33 ^В	II36 ^Г	II32 ^Г	I847 ^а
Pr	0,23	0,032	0,68	0,49	0,28	0,25	0,82
	0,017	0,0025	0,04	0,05	0,03	0,07	0,04
Nd	1,09	0,15	4,03	3,77	1,81	1,36	4,02
	0,078	0,02	0,36	0,43	0,26	0,10	0,20
Sm	0,306	0,041	0,15	0,15	0,23	0,32	0,14
	0,04	0,002	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Eu	0,164	0,046	0,027	0,077	0,022	0,079	0,036
	0,001	0,001	0,003	0,006	0,006	0,006	0,003
Gd	0,415	0,069	0,18	0,245	0,32	0,44	0,134
	0,017	0,009	0,02	0,06	0,04	0,05	0,01
Tb	0,086	0,017	0,022	0,018	0,032	0,06	0,039
	0,013	0,0027	0,006	0,004	0,005	0,004	0,002
Dy	0,56	0,107	0,11	0,17	0,30	0,39	0,22
	0,041	0,009	0,02	0,02	0,04	0,05	0,03
Ho	0,11	0,032	0,072	0,21	0,056	0,062	0,074
	0,018	0,007	0,01	0,01	0,007	0,02	0,01
Er	0,24	0,10	0,16	0,78	0,16	0,26	0,16
	0,036	0,012	0,01	0,08	0,012	0,06	0,02
Tm	0,032	0,018	0,027	0,096	0,042	0,044	0,022
	0,011	0,006	0,008	0,03	0,010	0,011	0,008
Yb	0,37	0,132	0,38	0,95	0,44	0,77	0,41
	0,014	0,002	0,02	0,05	0,03	0,02	0,05
Lu	0,075	0,023	0,058	0,158	0,07	0,092	0,064
	0,003	0,002	0,003	0,006	0,0014	0,02	0,003
Эле- мент	705 ^б	727 ^В	II24 ^а	M-250 ^а	M-296 ^а	222I-2	222I- 2 ^а
La	0,60	0,54	1,28	0,82	0,15	1,57	1,76
	0,004	0,005	0,065	0,004	0,007	0,11	0,10

Продолжение табл. I

Эле- мент.	705 ^б	727 ^В	II24 ^а	M-250 ^а	M-296 ^а	222I-2	222I-2 ^а
Ce	0,44	1,29	3,73	2,14	0,62	8,27	4,15
	0,065	0,27	0,48	0,36	0,05	1,80	0,50
Pr	0,096	0,168	0,36	0,32	0,038	0,94	0,568
	0,017	0,021	0,024	0,06	0,004	0,07	0,08
Nd	0,74	0,77	1,42	1,47	0,25	4,96	4,00
	0,09	0,20	0,13	0,10	0,031	0,11	0,21
Sm	0,315	0,30	0,154	0,26	0,032	0,088	0,17
	0,01	0,008	0,002	0,007	0,0004	0,003	0,002
Eu	0,113	0,103	0,012	0,058	0,0075	0,0375	0,062
	0,009	0,0027	0,001	0,002	0,0004	0,004	0,002
Gd	0,51	0,456	0,057	0,14	0,04	0,098	0,195
	0,07	0,058	0,012	0,023	0,0045	0,0077	0,01
Tb	0,107	0,092	0,0073	0,015	0,0048	0,041	0,015
	0,0082	0,0076	0,0011	0,0009	0,00069	0,005	0,002
Dy	0,74	0,58	0,066	0,12	0,046	0,30	0,042
	0,068	0,044	0,005	0,016	0,0038	0,05	0,001
Ho	0,12	0,12	0,0096	0,024	0,0113	0,0061	0,009
	0,009	0,009	0,00093	0,0014	0,0013	0,0009	0,001
Er	0,32	0,498	0,026	0,074	0,036	0,018	0,025
	0,04	0,05	0,006	0,007	0,0025	0,002	0,002
Tm	0,049	0,083	0,008	0,012	0,0038	0,0064	0,0044
	0,009	0,02	0,003	0,008	0,0004	0,0023	0,002
Yb	0,54	0,639	0,053	0,076	0,033	0,01	0,074
	0,048	0,0037	0,003	0,004	0,002	0,0004	0,001
Lu	0,096	0,076	0,098	0,0106	0,0063	0,0013	0,011
	0,0045	0,007	0,0026	0,0006	0,00048	0,0002	0,002
Эле- мент.	222I-18	222I-15	233 ^а	2206	I200 ^А	I200 ^В	II08 ^а
La	2,82	1,78	4,28	5,627	4,29	4,36	0,73
	0,17	0,02	0,20	0,59	0,20	0,39	0,009

Окончание табл. I

Элемент	222I-18	222I-15	233 ^a	220 ^b	I200 ^d	I200 ^b	II08 ^a
Ce	6,85	4,34	6,37	9,06	9,38	8,81	1,28
	0,42	0,32	0,56	0,82	0,23	0,38	0,17
Pr	0,59	0,61	1,00	1,018	0,83	0,987	0,22
	0,05	0,016	0,089	0,056	0,20	0,13	0,036
Nd	3,50	2,92	6,72	2,237	4,53	4,93	0,45
	0,22	0,16	0,78	0,32	0,59	0,41	0,03
Sm	0,16	0,29	0,28	0,284	0,19	0,25	0,154
	0,01	0,04	0,025	0,01	0,02	0,02	0,003
Eu	0,086	0,63	0,42	0,106	0,043	0,023	0,075
	0,002	0,04	0,028	0,05	0,002	0,001	0,004
Gd	0,32	0,28	0,36	0,93	0,29	0,32	0,25
	0,04	0,009	0,05	0,17	0,02	0,03	0,03
Tb	0,05	0,051	0,084	0,20	0,042	0,047	0,063
	0,008	0,003	0,008	0,03	0,005	0,005	0,016
Dy	0,32	0,33	1,13	1,01	0,27	0,30	0,58
	0,04	0,021	0,03	0,10	0,04	0,008	0,07
Ho	0,071	0,10	0,27	0,23	0,037	0,044	0,18
	0,008	0,009	0,045	0,05	0,0056	0,006	0,04
Er	0,192	0,29	0,93	0,73	0,198	0,20	0,59
	0,02	0,003	0,086	0,06	0,02	0,02	0,09
Tm	0,032	0,096	0,043	0,122	0,044	0,043	0,061
	0,01	0,023	0,01	0,02	0,010	0,011	0,011
Yb	0,165	0,57	0,26	1,49	0,27	0,30	0,556
	0,005	0,02	0,03	0,12	0,10	0,01	0,038
Lu	0,0312	0,10	0,055	0,35	0,037	0,041	0,104
	0,002	0,008	0,0056	0,02	0,003	0,001	0,08

Примечание: Лерцолиты: II07^b - Эгийнгольский массив (далее после названия слово "массив" опущено); 266 - Тайширинский; 2022^a, 1847^a - Алагульский; II33^b, II36^r, II32^r - Эрдэниулинский; 705^b, 727^b - Наранский. Серпентиниты: 222I-2, 222I-22^a - Наранский; M-250^a, M-296^a - Тайширинский. Вебстериты: II24^a - Тайширинский; 222I-18, 222I-15 - Наранский. Гарцбургиты: II24^a - Тайширинский. Вторичные дуниты: I200^d, I200^b - Наранский, II08 - энстатитит, Эгийнгольский. Верхняя строка - содержание, нижняя - стандартное отклонение.

элементов. Исходя из полученных данных, отметим, что лантан, тулий, иттербий и лютеций не коррелируются значимо с содержанием породообразующих компонентов ультрамафитов. Как видно (см. табл. 2), в группе тяжелых лантаноидов только эрбий связан положительно с Cr_2O_3 и отрицательно - с Fe_2O_3 . Количество других тяжелых РЗЭ не зависит от содержания породообразующих компонентов. В группе легких редкоземельных элементов набор значимых коэффициентов парной корреляции значительно шире, чем в первом случае. Так, количество неодима связано положительно с содержанием Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O и K_2O , а празеодима с натрием и калием, а церий имеет прямую связь с калием.

Наиболее широкий спектр коэффициентов парной корреляции характерен для средней группы лантаноидов, а из них для Sm, Eu и Gd. Здесь прежде всего отметим, что суммарное количество РЗЭ зависит главным образом от содержания алюминия, титана и щелочей (см. табл. 2). Из этого факта можно предположить, что обогащение лантаноидами ультрамафитов будет присуще породам с повышенным содержанием указанных компонентов. Если к тому же учесть состав РЗЭ в породообразующих минералах (снижение суммарного количества лантаноидов в ряду клинопироксен-ортопироксен-оливин), то можно утверждать, что породы, содержащие клинопироксен (лерцолиты, клинопироксениты, вебстериты, верлиты), будут богаче лантаноидами, чем дуниты или гарцбургиты, поскольку именно в структуре моноклинного пироксена максимально проявлен изоморфизм алюминия, титана и щелочей. В оливине изоморфные замещения отмеченных элементов отсутствуют, а в составе ромбических пироксенов содержится в заметных количествах только алюминий [6]. Этот элемент и титан имеют одинаковый характер положительных связей со средними элементами, исключая тербий, а также с неодимом. Железо трехвалентное, кроме эрбия, отрицательно связано с гольмием. Причем роль этих элементов возрастает в процессе низкотемпературного изменения гипербазитов. Как установлено анализом, при замещении хромшпинелидов магнетитом в процессе серпентинизации гипербазитов количество гольмия и эрбия в нем возрастает на порядок. Так, содержание Ho и Er в хромшпинелидах составляет соответственно 0,68 и 1,99 мг/т, а в магнетите, замещающем хромшпинелид - 12,47 и 44,82 мг/т. Известно [2], что во время начальной серпентинизации - лизардитизации Fe^{3+} не образует самостоятельной фазы. В

Коэффициенты парной корреляции содержания РЗЭ с породообразующими компонентами гипербазитов

Компонент	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Ta	Yb	Lu	Σ РЗЭ
Al ₂ O ₃	-	-	-	0,543	0,897	0,779	0,800	-	0,469	0,388	-	-	-	-	0,440
TiO ₂	-	-	-	0,418	0,783	0,465	0,674	-	0,416	0,391	-	-	-	-	0,384
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,372	-0,374	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	0,370	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-0,459	-0,566	-0,421	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	0,499	0,704	0,372	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	0,362	0,583	0,918	0,714	0,826	0,444	0,619	0,518	-	-	-	-	0,516
K ₂ O	-	0,382	0,510	0,472	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,445
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,380	-	-	-	-
H ₂ O*	-	-	-	-	-0,471	-0,511	-0,536	-0,467	-0,562	-0,496	-	-	-	-	-
Σ Fe	-	-	-	-	0,375	0,401	0,405	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ Fe+Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. $r_{05} = 0,361$; $r_{01} = 0,463$.

условиях метаморфизма при более высоких температурах, чем начальная серпентинизация, лизардит сменяется устойчивыми разновидностями: хризотилом и антигоритом. При этом Fe³⁺ образует самостоятельную фазу – магнетит. Поскольку количество Fe³⁺ имеет отрицательную связь с Ho и Er, то реальнее всего допускать между Fe³⁺ и указанными элементами изоморфные замещения, для которых наиболее благоприятными будут условия антигоритизации.

Марганец положительно коррелируется только с гадолинием, который является элементом с устойчивой электронной конфигурацией и встречается предпочтительно в трехвалентном состоянии. Это обстоятельство указывает, что в случае изовалентного изоморфизма между гадолинием и марганцем, последний в ультрамафитах, скорее всего, присутствует в трехвалентном состоянии.

С магнием, главным элементом ультраосновных пород, связаны отрицательно самарий, европий, гадолиний, что соответственно обусловило положительную связь этих лантаноидов с железистостью ультрамафитов. С кальцием, в противоположность магнию, отмеченные элементы имеют положительную связь.

О связи легких РЗЭ с Na и K говорилось выше, здесь же отметим, что калий имеет значимые коэффициенты корреляции только с легкими РЗЭ, а натрий наряду с легкими Pr и Nd коррелируется со всеми средними РЗЭ.

Полученные корреляционные зависимости, несомненно, отражают существующие изоморфные замещения редкоземельными элементами

породообразующих элементов в структуре минералов. Исходя из ионных радиусов породообразующих и редкоземельных элементов, связанных корреляционными зависимостями, можно предполагать, что между ними, вероятно, существует гетеровалентный изоморфизм. Однако тип этого изоморфизма в настоящее время на основании имеющихся данных установить трудно, не зная к тому же, в каком валентном состоянии присутствует в минералах ультрамафитов тот или иной лантаноид. То, что РЗЭ присутствуют в виде изоморфных примесей в решетках минералов, а не в виде механических, флюидных включений или в межзерновых пленках, подтверждается более высоким содержанием лантаноидов в лерцолитах ксенолитов по сравнению с альпинотипными. Первые не имеют практически потерь при прокаливании и в них микроскопически не обнаруживаются газопо- жидкие включения. В альпинотипных гипербазитах минералы, как правило, или даже, можно сказать, всегда, содержат многочисленные газовые, газопо- жидкие и жидкие включения. Гипербазиты интенсивно серпентинизированы, однако на общее содержание РЗЭ в них это не влияет. Количество лантаноидов в них остается более низким, чем в ультрамафитах ксенолитов, хотя вероятность обогащения РЗЭ за счет многочисленных включений в них выше.

Исходя из корреляционного анализа, следует, что количество H_2O^+ , отражающее степень серпентинизации ультрамафитов, отрицательно связано с элементами, начиная с самария по гольмий включительно, т.е. со всеми редкоземельными элементами средней группы. Кроме этого, существует отрицательная значимая связь H_2O^+ с количеством Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O . Таким образом, можно заключить, что с увеличением степени серпентинизации уменьшается содержание указанных породообразующих элементов и положительно связанных с ними РЗЭ средней группы. Другими словами, серпентинизирующими флюидами из пород выносятся алюминий, титан, щелочи и положительно коррелирующиеся с ними РЗЭ. Это еще раз указывает на то, что полученная связь содержаний РЗЭ средней группы с химическим составом ультраосновных пород обусловливается не флюидными или другими механическими включениями, а изоморфными замещениями в структуре минералов, особенно в моноклинном пироксене.

Ранее, с одной стороны, предполагалось [II], что при серпентинизации за счет флюидов перидотиты обогащаются легким РЗЭ. С другой стороны, изучая РЗЭ в перидотитах Лигурии, Г.Оттонелот

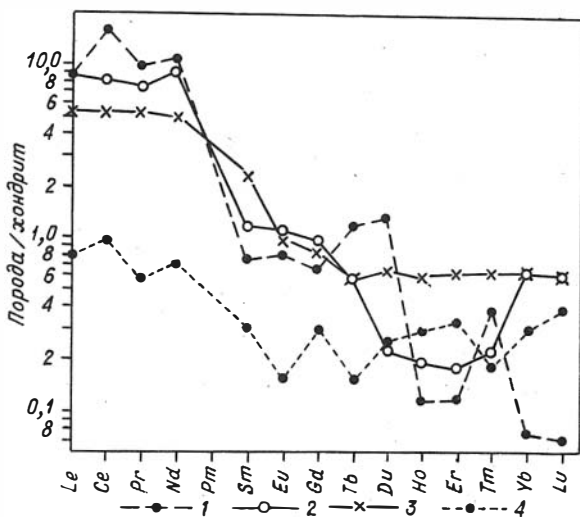


Рис.1. Кривые распределения РЗЭ в серпентинитах хр. Хан-Тайшин-Ула.

1 - обр.2221-2 - карбонатизированный, аполерцолитовый серпентинит лизардит-антигортитового состава с реликтами оливина и ромбического пироксена, $La/Yb = 107$, Наранский массив; 2 - обр.2221-22^a - существенно лизардитовый, петельчато-пластинчатой микроструктуры серпентинит, в пластинках бастита - антигортит, $La/Yb = 16$, Наранский массив; 3 - обр.250^a - лизардит-антигортит-хризотилитовый серпентинит с преобладанием лизардита, $La/Yb = 7,3$, Тайшинский массив; 4 - обр.296^a - существенно лизардитовый серпентинит с отдельными пластинками антигортитового бастита, $La/Yb = 3,1$, Тайшинский массив. Здесь и на рис.2 содержания РЗЭ нормированы относительно углистого хондрита CI^1 [10].

[12] пришел к выводу, что в процессе серпентинизации происходит обеднение легкими РЗЭ, связанное с их выносом из перидотитов. Исходя из результатов данного корреляционного анализа (табл.2), можно говорить лишь об отсутствии влияния серпентинизации на поведение как легких (La, Ce, Pr, Nd), так и тяжелых (Er, Tm, Yb, Lu) РЗЭ. Что же касается конкретных образцов полностью серпентинизированных пород, то в них в разных образцах распределение

РЗЭ характеризуется индивидуальными особенностями (рис.1). При этом отношение La/Yb , отражающее соотношение легких и тяжелых РЗЭ, колеблется в весьма широких пределах от 3,1 (обр.М-296^а) до 107 (обр.222I-2). Общей особенностью распределения РЗЭ в различных серпентинитах является снижение количества лантаноидов, начиная с самария. Каких-то иных закономерностей, связанных с химическим или минеральным составом, в характере распределения лантаноидов в серпентинитах не наблюдается.

Для подтверждения сказанного о влиянии серпентинизации на состав РЗЭ проведено сравнение альпинотипных лерцолитов, которые в среднем серпентинизированы на 60% с лерцолитами, встречающимися в виде ксенолитов в щелочных базальтоидах Монголии. Последние практически не серпентинизированы (табл.3). Графики распределения РЗЭ в обоих типах лерцолитов, построенные по средним данным, приведены на рис.2. Количество образцов с известным химическим составом и РЗЭ составило из альпинотипных лерцолитов 9, из включений 8, в числе которых 3 шпинелевых и 5 пироповых разновидностей [1]. В обоих типах лерцолитов рисунки распределения имеют одинаковый характер до неодима включительно. Далее характер кривой, отражающей распределение РЗЭ, изменяется. В лерцолитах из ксенолитов она постепенно снижается до лютеция. В целом распределение лантаноидов в лерцолитах ксенолитов представлено слабоволнистой линией. На кривой распределения лантаноидов в альпинотипных лерцолитах, начиная с самария, содержание которого резко падает, наблюдается постепенное возрастание тяжелых РЗЭ. Рассматриваемые совокупности лерцолитов характеризуются нормальным распределением содержания элементов [7]. Согласно оценке средних значений по t -критерию Стьюдента [9] сравниваемые лерцолиты не различаются по содержанию легких (La, Ce, Pr, Nd) и тяжелых (Er, Tm, Yb, Lu) РЗЭ. По остальным элементам, а также TiO_2, Al_2O_3 и Na_2O устанавливаются различия в содержаниях и в суммарном количестве РЗЭ с вероятностью 99 % (см.табл.3). Отношение La/Yb в сравниваемых лерцолитах не имеет значимых различий. Его величина указывает на очень слабое обогащение лерцолитов обеих групп легкими лантаноидами. Главное отличие сравниваемых пород – обеднение альпинотипных лерцолитов Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho , что обуславливает широкий провал на кривой распределения РЗЭ в этой области. Поскольку лерцолиты в ксенолитах представлены свежими разностями,

Таблица 3

Содержание РЗЭ в альпинотипных лерцолитах (I) и лерцолитах из включений в базальтах [2], г/т

Элемент	I		2		t-критерий (вычисл.)
	X	σ	X	σ	
La	1,15	0,63	1,97	1,07	1,78
Ce	2,51	1,93	4,67	2,50	1,98
Pr	0,34	0,27	0,49	0,25	1,19
Nd	1,97	1,55	3,29	1,45	1,81
Sm	0,22	0,10	0,59	0,22	4,37
Eu	0,074	0,047	0,22	0,11	3,48
Gd	0,31	0,16	0,66	0,22	3,71
Tb	0,053	0,035	0,16	0,11	6,15
Dy	0,35	0,23	0,97	0,25	5,30
Ho	0,095	0,053	0,21	0,06	4,17
Er	0,30	0,22	0,62	0,26	2,72
Tm	0,046	0,027	0,068	0,03	1,58
Yb	0,51	0,24	0,56	0,08	0,59
Lu	0,079	0,036	0,064	0,031	0,92
Σ РЗЭ	7,89	2,55	14,54	5,66	3,06
TiO ₂	0,08	0,05	0,18	0,06	3,71
Al ₂ O ₃	1,74	0,74	4,44	1,10	5,86
Na ₂ O	0,09	0,06	0,41	0,11	7,32
K ₂ O	0,05	0,03	0,07	0,03	1,31
CaO	2,76	2,27	3,16	0,84	0,56
La/Yb	2,36	1,52	3,73	2,25	1,45
H ₂ O ⁺	7,39	1,83	0,023	0,03	-
Кол-во образцов	9		8		

Примечание. Табличные значения t-критерия Стьюдента: $t_{95\%} = 2,11$; $t_{99\%} = 2,90$; $t_{99,9\%} = 3,97$. X - среднее содержание, σ - стандартное отклонение.

а альпинотипные серпентинизированы, то с учетом корреляционных зависимостей можно связывать уменьшение содержаний редкоземельных элементов средней группы и суммарного количества РЗЭ с серпентини-

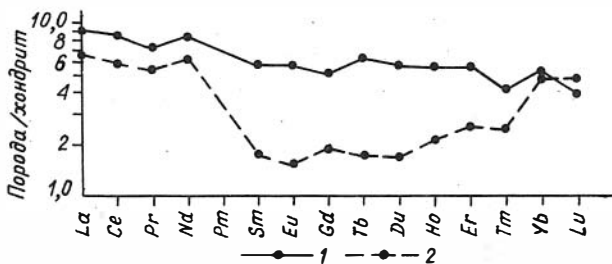


Рис. 2. Характер распределения РЗЭ в лерцолитах из включений в базанитах (1) и в лерцолитах из альпинотипных гипербазитов (2).

зацией. Это позволяет предполагать если не одинаковый, то близкий характер распределения лантаноидов в лерцолитах складчатых областей Монголии до серпентинизации к распределению РЗЭ в лерцолитах включений. В результате серпентинизации ряд элементов выносился серпентинизирующими растворами, изменяя первичные соотношения лантаноидов.

Выводы

1. Суммарное количество лантаноидов прямо зависит от содержания в ультрамафитах алюминия, титана и щелочей. Поскольку эти элементы входят главным образом в состав моноклинного пироксена, то количественная верхняя оценка РЗЭ определяется содержанием моноклинного пироксена в породах.

2. Самый широкий спектр связей лантаноидов с породообразующими компонентами характерен для редкоземельных элементов средней группы (Sm, Eu, Gd, Dy, Ho). Меньшее количество связей наблюдается для легких РЗЭ, и практически отсутствуют корреляционные зависимости тяжелых РЗЭ с составом ультрамафитов.

3. Характер связей РЗЭ с породообразующими компонентами, а также распределение флюидных включений в различных типах ультраосновных пород и степень их серпентинизации указывают на более вероятное присутствие РЗЭ в ультрамафитах в виде изоморфной примеси в решетках минералов.

4. В процессе серпентинизации ультрамафитов в пределах земной коры нарушается первичное соотношение РЗЭ, существовавшее в свежих ультраосновных породах при их кристаллизации в глубинных условиях.

Литература

I. Агафонов Л.В., Еркушов Ю.А. Распределение редкоземельных элементов в породах вулкана Шаварын-Царам (МНР).— Геол.и геофиз., 1984, № 6, с.65-76.

2. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы /Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Новосибирск: Наука, 1973. 320с.

3. Еркушов Ю.А. Нейтронно-активационный анализ редкоземельных элементов с применением экстракционной хроматографии.— В кн.: Полупроводниковая спектрометрия в геологии и геохимии. Новосибирск: Изд.: ИГиГ, 1983, с.108-118.

4. Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Современная неорганическая химия. М.: Мир, 1969: 592с.

5. Минаев Д.А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 182с.

6. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М. Наука, 1984. 200с.

7. Родионов Д.А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М.: Наука, 1964. 102с.

8. Трифонов Д.Н. Редкоземельные элементы и их место в периодической системе. М.: Наука, 1966. 192с.

9. Урбах В.Ю. Биометрические методы. М.: Наука, 1964. 415с.

10. Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978, v.42, N 8, p.1199-1212.

II. Menzies M., Blanchard D., Brannon J., Korotev R. Rare Earth Geochemistry of fused Ophiolitic and Alpine Lherzolites. II Beni Bouchera, Ronda and Lanzo.— *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1977, v.64, N 1, p.53-74.

12. Ottonellot G., Piccardo G.B., Ernst W.G. Petrogenesis of some Ligurian peridotites - II Rare earth element chemistry.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1979, v.43, N 8, p. 1273-1284.

✓ Н.С.Карманов, С.Н.Теплов, Н.Л.Добрецов,
П.А.Роцектаев

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО САЯНА

В последнее время накопился достаточно большой объем информации о составе самородного золота, в том числе и о содержании в нем микропримесей. Однако типоморфное значение микропримесей и их формы вхождения в самородное золото остаются неясными; неоднозначно также объяснение причин значительной изменчивости содержаний в самородном золоте как серебра, так и малых примесей [3]. Вместе с тем очевидно, что как и любой другой минерал переменного состава, самородное золото может служить источником сведений об условиях рудообразования и прежде всего об условиях отложения самого самородного золота.

В данной работе приводятся результаты исследования состава самородного золота некоторых месторождений Восточного Саяна. Золотое оруденение в этом районе локализовано в раннедокембрийских плагиогранитах и гранито-гнейсах, в сланцах, песчаниках, карбонатных и вулканогенно-осадочных породах. Часть оруденения сосредоточена в породах палеозойского (ордовик-силур) гранитоидного комплекса, с которым ранее обычно связывали золотое оруденение. Однако в последнее время установлена также связь оруденения с аллохтонными пластинами офиолитов и дайками основного состава, возраст которых, по данным Э.Г.Конникова [2], догранитный (рифей-кембрий), что указывает на полихронный и полигенный характер оруденения. Рудные тела на месторождениях представлены вкрапленными сульфидными рудами, сульфидными деформированными залежами, а также убого-, мало- и умеренно сульфидными кварцевыми жилами. Соотношение сульфидов в рудах значительно варьирует от существенно пиритового до галенит-сфалерит-халькопиритового состава. Из других рудных минералов отмечаются пирротин, различные теллуриды и редко блеклые руды и антимонит. Характерной особенностью изученных месторождений является практически полное отсутствие мышьяковой минерализации.

Методика исследования состава самородного золота

Изучение состава микропримесей самородного золота проводилось методом искровой масс-спектрометрии (ИМС), обладающим су-

ществными преимуществами по отношению к эмиссионному спектральному анализу, обычно применяемому для этой цели. Преимущества заключаются как в более низких пределах обнаружения примесей от $n \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-6}$ ат. % при используемой навеске от 0,05 до 5 мг, так и в количестве одновременно определяемых примесей, которое в принципе может достигать 70 [6]. Кроме того, метод ИМС позволяет оценить степень однородности распределения примесей в пределах индивидуальных золотин, а в некоторых случаях - установить вид минеральных вclusions в золотинах [1].

Анализу на микропримеси подвергались обычно золотины, выделенные из штуфов или протолок руд. Перед анализом их поверхность очищалась от сростков минералов путем последовательной обработки золотин в растворах HF, HCl, HNO₃. Обработку проводили во фторопластовых стаканчиках на песчаной бане, а чистоту поверхности золотин контролировали под биноклем. В случае необходимости процесс обработки повторяли. Путем прокатки кварцевыми кагками на кварцевой пластине из золотин готовили электроды толщиной $\geq 0,05$ мм, которые затем анализировались на масс-спектрометре MX3301.

Точность определения серебра методом ИМС в самородном золоте неудовлетворительна ($S_2 \approx 0,2 - 0,3$), поэтому пробность золотин определяли анализом остатков электродов методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) на микроанализаторе MS-46 "Каменка". Методом РСМА проводили также исследование состава золотин и сопутствующих рудных минералов непосредственно в аншлифах руд. Отметим, что такое комплексирование методов ИМС и РСМА в настоящее время дает наиболее полную и достоверную информацию о составе индивидуальных золотин массой менее 5 мг.

Минеральные парагенезисы и состав самородного золота

Нами изучено самородное золото из трех минеральных парагенезисов, соответствующих разным стадиям рудного процесса. Методом ИМС проанализировано более 100 золотин, в которых зарегистрировано свыше 30 элементов-примесей в концентрациях от $n \cdot 10^{-6}$ до n ат. %, из них практически постоянно встречаются 18 элементов. Это - C, O, Na, Mg, Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Ag и Hg. Частота встречаемости других примесей соста-

влет (в %) - Cd - 58,6; Te - 55,2; Sb - 48,3; Bi - 42,5; Pb - 36,8; Pd - 24,1; Co - 14,9; P, V - 13,8; Zn - 11,5. В единичных пробах установлены В, Se, As, Mo, Y, Sr, Zr, Ba, Tr, U.

Ранее, на основании анализа методом ИМС самородного золота различных золоторудных месторождений Сибири, было показано, что большинство примесей входит в состав самородного золота в виде минеральных включений [6]. Исключение составляют Ag, Cu, Sb и Hg, входящие в состав самородного золота изоморфно. Не обнаружено минеральных форм вхождения для Pd, а также для Cd, если отсутствуют включения сфалерита, в которых кадмий фиксируется в виде примеси. Это подтверждается данными R-модификации факторного анализа для самородного золота месторождений Восточного Саяна (табл. I). Выделившиеся девять независимых факторов объясняют

Таблица I
Ассоциации элементов-примесей самородного золота
месторождений Восточного Саяна

Номер фактора	Ассоциации элементов-примесей	Вероятная интерпретация	Вес фактора, %
1	Si, Ca, C, Cl, O, Mg, Na, K, (Ti, S)	Включения силикатов, карбонатов; газопо-жидкие включения.	14,0
2	Fe, Mn, S, Mg, (Ca, Ti, O)	Включения темноцветных минералов, пирита	11,8
3	Bi, Te, Pb, S	Включения теллуридов, галенита, висмутина	9,7
4	Cu/Ag, Sb	Изоморфное вхождение	10,0
5	Hg	"-	5,6
6	Pb	"-	5,4
7	Cd	"-	4,8
8	Ni, K, Na, Cr (Cl)	Включения фуксита ?	13,1
9	Al, (Pb, Ti) / (Cl)		6,0

Примечание. Элементы перечислены в порядке падения нагрузок; в скобках указаны элементы с нагрузками менее 0,5; через косую черту указаны элементы, входящие в факторы с противоположными знаками корреляции.

более 80 % изменчивости состава золотин. Часть факторов - I, 2, 8, 9 коррелируют в основном с литофильными элементами, кислородом, углеродом и хлором. Однозначная интерпретация каждого из этих факторов весьма сложна, однако в принципе возможна, так как они определяют наличие в золотилах минералов вмещающей руды среды жильных минералов и, возможно, газово-жидких включений. Например, фактор первый можно интерпретировать как изменчивость содержаний коррелирующих с ним элементов, обусловленную присутствием в золотилах включений силикатов, карбонатов, а также газово-жидких включений, второй - можно объяснить включениями в золотилах темноцветных минералов и пирита, а третий обязан своим существованием вхождению висмута, теллура, свинца и серы в состав самородного золота в виде минеральных включений висмутита, теллуридов и галенита.

Отметим, что изоморфные элементы-примеси образуют свои факторы, причем фактор четвертый указывает на существование общей для Ag, Cu и Sb причины, вызывающей изменчивость их содержаний в самородном золоте, а причины изменчивости содержаний Hg, Pd и Cd не взаимосвязаны.

В таблице 2 приведены геохимические характеристики самородного золота трех парагенетических минеральных ассоциаций. Кварц-пиритовая ассоциация с теллуридами содержит кварц с реликтами вмещающей среды, а из рудных - пирит, золото и теллуриды (петцит, теллурависмутит, калаверит, риккардит, мелонит, алтаит). Эта ассоциация наиболее ранняя и распространена главным образом в рудных телах, локализующихся в древних плагиогранитах. Золото этой ассоциации обладает высокой пробностью (920-980), высокими содержаниями меди и низкими - сурьмы. Отмечаются примеси кадмия и палладия, причем частота встречаемости последнего незначительна.

Кварц-карбонат-галенитовая ассоциация представлена кварц-карбонатными прожилками, наложенными на кварц-пиритовые руды. Золото ассоциирует с галенитом, теллуридами (алтаитом, хедлейитом, тетрадимитом), висмутином и иногда с халькопиритом. В некоторых случаях образует крупные скопления по трещинам спайности в анкерите. Золото этого типа характеризуется пробностью 820-900, "средними" содержаниями меди и значительным разбросом содержаний сурьмы; отмечается повышенная частота встречаемости палладия и повышенный уровень его содержаний. На одном из месторождений обна-

Таблица 2

Геохимические характеристики самородного золота месторождений Восточного Саяна

Минеральная ассоциация	Кол-во анал.	Ag, %	Микропримеси в ат.% x 10 ⁴				
			Cu	Sb	Hg	Pd	Cd
Кварц-пиритовая	46	1,5-6	890-5100	0,08-0,3	55-370	0,48-0,78	0,20-0,4
		4,0	2600	0,2(9)	178	0,58(4)	1,28(28)
Кварц-карбонат-галенитовая	26	10-14,1	140-530	0,1-29	25-300	0,39-39	0,9-3,2
		12	260	6,4(19)	102	10,6(17)	1,64(18)
Халькопирит-галенит-сфалеритовая	9	23-41	9,7-94	3,7-160	67-390	-	0,76-1,2
		31	53	55	190		0,98(2)

Примечание. В числителе указан размах содержаний, а в знаменателе - среднее. Числа в скобках - количество золотин, в которых выявлены содержания соответствующих элементов.

ружены сростки высокопробного (950) и среднепробного (870) золота, соответствующие золоту кварц-пиритовой и кварц-карбонат-галенитовой минеральной ассоциаций.

Халькопирит-галенит-сфалеритовая ассоциация представлена вкрапленными и массивными халькопирит-галенит-сфалеритовыми рудами, часто - наложенными на кварц-пиритовые руды и распространенными преимущественно вблизи контакта с палеозойскими гранитоидами или в гранитоидах. Соотношение халькопирита, галенита и сфалерита в ассоциации весьма изменчиво. Кроме названных минералов, отмечается ранний катаклазированный и корродированный пирит, пирротин, гессит, антимонит и блеклые руды, причем три последние обнаруживаются очень редко. Самородное золото отлагалось по трещинам пирита совместно с халькопиритом, галенитом и сфалеритом внутри этих минералов, а также по границам их зерен. Размер выделений золота десятые - тысячные доли миллиметра и редко 1-2 мм. Золото данной ассоциации обладает широким диапазоном пробыности (370-800), причем самая низкая отмечается в наиболее поздних выделениях совместно с галенитом и сфалеритом. Содержания меди в этом золоте низкие, а сурьмы - высокие. Ни в одной из золотин не зарегистрировано примеси палладия (в отличие от других типов), а примесь кадмия отмечена лишь в двух. Следует отметить, что в нашем распоряжении нет данных о составе микропримесей самородного золота халькопирит-галенит-сфалеритовой ассоци-

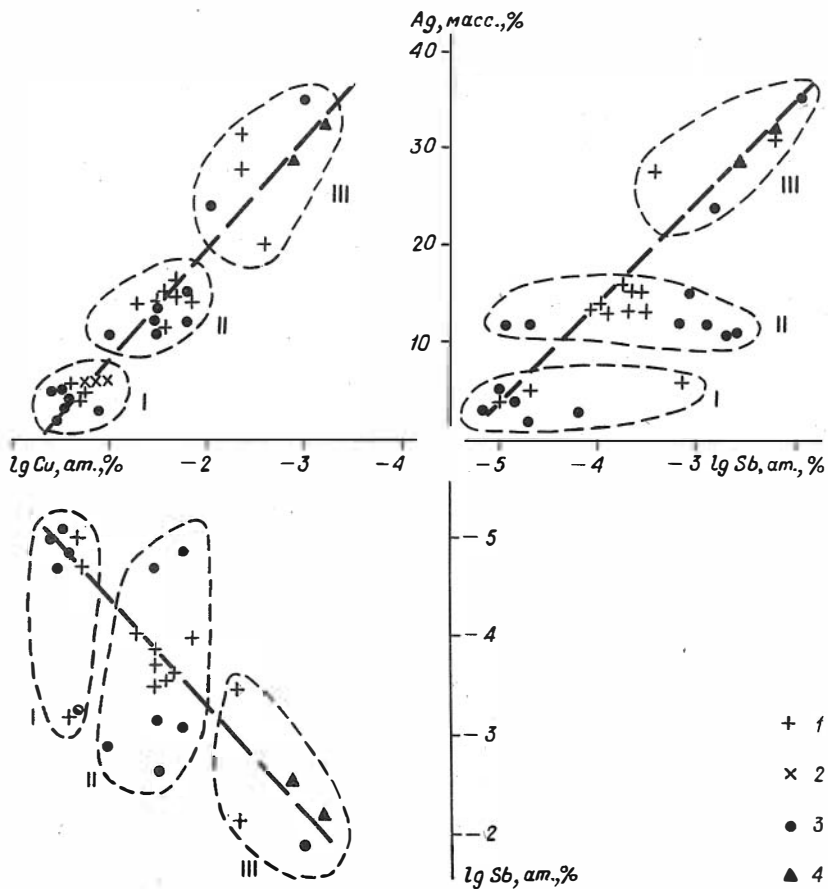
ции с пробностью менее 500, лишь в некоторых золотилах из галенит-сфалеритовых руд с пробностью 370-460 микрозондовым анализом установлены повышенные содержания сурьмы до 1,5 %.

Таким образом, из таблицы 2 видно, что состав самородного золота разных парагенетических минеральных ассоциаций отличается весьма контрастно. При этом наблюдается закономерное увеличение содержаний серебра и сурьмы и уменьшение - меди при переходе от ранней к поздней минеральной ассоциации. На рисунке представлены графики соотношения концентраций Ag, Cu и Sb в самородном золоте месторождений Восточного Саяна. Наблюдается четкая близфункциональная линейная зависимость между содержаниями в золоте серебра и логарифмом концентрации меди. При возрастании содержаний серебра от 1,5-5 до 30-35 % концентрация меди падает почти на три порядка. На графике имеются сгущения точек, каждое из которых представляет собой группу золотилов близкого состава, соответствующих самородному золоту кварц-пиритовой, кварц-карбонат-галенитовой и халькопирит-галенит-сфалеритовой минеральной ассоциаций.

Аналогично наблюдаются линейные взаимосвязи между серебром и сурьмой (положительная) и медью и сурьмой (отрицательная). В отличие от первого графика, последние два более рассеяны по координате содержаний сурьмы.

Подобная зависимость содержаний меди от пробности самородного золота была выявлена К.Р.Рабиновичем и др. [4] для месторождений и рудопроявлений одной из золотоносных провинций Сибири, а также В.П.Самусиковым [5] для рудных и россыпных месторождений Якутии, последний объясняет выявленную зависимость степенью пересыщения рудоносных растворов в отношении золота, серебра и меди. Свой вывод он обосновывает применением закона распределения Бергтло-Нернста ($C_T = KC_{\text{ж}}$, где C_T и $C_{\text{ж}}$ концентрация примеси в твердой и жидкой фазе, соответственно; K - коэффициент распределения примеси между твердой и жидкой фазой), а также зависимостью коэффициента распределения от степени пересыщения раствора. По его мнению, коэффициент распределения для меди больше 1, а для серебра меньше, однако, это противоречит здравому смыслу, так как в этом случае концентрация серебра в растворе будет составлять десятки процентов.

К.Р.Рабинович и др. [4] связывают выявленную зависимость и изменчивость содержаний других примесей с геологическими факто-



Соотношение концентраций серебра, меди и сурьмы в самородном золоте месторождений Восточного Саяна. Цифрами обозначено самородное золото кварц-пиритовой (I), кварц-карбонат-галенитовой (II) и халькопирит-галенит-сфалеритовой (III) минеральных ассоциаций. Месторождения: 1 - Первое, 2 - Второе, 3 - Третье, 4 - Пятое (назв. месторождений условные).

рами: формационной принадлежностью рудоносных магматических пород, типом рудной формации, минеральным составом месторождений и степенью их сульфидности, отмечая при этом, что ни один из этих факторов не может служить единственной причиной вариации состава самородного золота. Тем не менее в этой работе указывается, что более высокопробному золоту соответствуют высокие температуры го-могенизации газовой-жидких включений в кварце и убогосульфидный кварц-пиритовый состав руд, а низкопробному - существенно или умеренно сульфидный состав руд. Следует отметить, что как В.П.Самусиков [5], так и К.Р.Рабинович с соавторами [4] отмечают связь пробность - концентрация меди для самородного золота россыпей и рудных месторождений, относящихся к различным типам рудных формаций, и их данные получены для относительно-крупных выделений самородного золота весом более 10 мг. Наши данные получены как для крупного, так и для мелкого золота, кроме того, выявленные взаимосвязи между Ag, Cu и Sb верны не только для группы исследованных золотин в целом, но и для отдельно взятых Первого и Третьего месторождений.

Очевидно, что выявленные закономерности изменчивости состава самородного золота месторождений Восточного Саяна определяются взаимообусловленными изменениями параметров рудной физико-химической системы в процессе рудоотложения. Вероятнее всего, эти закономерности обусловлены зависимостью растворимости Au, Ag, Cu и Sb от температуры при соответствующем изменении состава рудоносных растворов. Большие вариации состава самородного золота указывают на существование значительной изменчивости физико-химических условий, при которых происходило отложение самородного золота, а следовательно, могут характеризовать оруденение.

Отметим, что законы распределения концентраций в самородном золоте месторождений Восточного Саяна серебра, меди и сурьмы носят полимодальный характер. Эта полимодальность обусловлена резким различием состава самородного золота разных минеральных ассоциаций, что, вероятно, связано с резкими изменениями физико-химических условий рудоотложения. Моды низких содержаний серебра и сурьмы и высоких - меди соответствуют высокопробному золоту кварц-пиритовой ассоциации с теллуридами (калаверитом, петцитом, теллурависмутитом и алтаитом). Моды средних содержаний всех

вышеназванных элементов соответствуют самородному золоту кварц-карбонат-галенитовой ассоциации, где присутствуют также халькопирит, висмутин и теллуриды (тетрадимит, алтаит, хедлейит). Моды высоких концентраций серебра и сурьмы и низких - меди соответствуют самородному золоту халькопирит-галенит-сфалеритовой ассоциации, в которой из теллуридов присутствует главным образом гессит.

Литература

1. Кренделев Ф.П., Теплов С.Н., Карманов Н.С. Распределение элементов-примесей в самородном золоте по данным искровой масс-спектрометрии. - В кн.: Неоднородность минералов и рост кристаллов. М.: Наука, 1980, с.95-104.

2. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляр Е.В. Условия образования офислитов Восточного Саяна. - В кн.: Геохимия магматических пород. М.:ГЕОХИ, 1984, с.92. (Тез.докл. Всесоюз.семинара).

3. Петровская Н.В. Современные исследования типоморфизма самородного золота. - В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980, с.25-43.

4. Рабинович К.Р. и др. Зависимость состава самородного золота от геологических условий образования месторождений. - В кн.: Минералогия и петрография пород и руд главнейших рудных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983, с.35-44.

5. Самусиков В.П. Зависимость концентрации меди в самородном золоте от его пробности (на примере месторождений Северо-Востока СССР). - ДАН СССР, 1981, т.260, № 5, с.1238-1241.

6. Теплов С.Н., Карманов Н.С. Определение элементов-примесей в самородном золоте методом искровой масс-спектрометрии. Улан-Удэ, 1980. 43с. (Геол.ин-т БФ СО АН СССР).

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
КЕПЕЖИНСКАС В.В., КЕПЕЖИНСКАС К.Б., БОБРОВ В.А., ПАРХОМЕНКО В.С. Геохимия вулканогенных пород метаофиолитовых формаций Монголии и условия образования палеоокеанической литосферы	4
+ ДОБРЕЦОВ Н.Л., СКЛЯРОВ Е.В., ПАРХОМЕНКО В.С. Особенности геохимии рифейско-нижнепалеозойских офиолитов южного обрамления Сибирской платформы	26
+ ✓ ПУЗАНКОВ Ю.М., СЕЛИВЕРСТОВ В.А., ШЕСТЕЛЬ С.Т. Первые данные о распределении редких земель в меловых базальтоидах Камчатки	42
+ ✓ ВОЛЫНЕЦ О.Н., ПУЗАНКОВ Ю.М., АНОШИН Г.Н., ПАРХОМЕНКО В.С. Редкоземельные элементы в позднекайнозойских базальтах Камчатки	46
+ ✓ СОЛОВЬЕВА Л.В., СЕМЕНОВА В.Г., ПОНОМАРЧУК В.А., ВЛАДИМИРОВ Б.М., ЛИПСКАЯ В.И. Геохимия редких элементов в метасоматических минералах из глубинных включений и генезис щелочных базальтоидов (Токинский Становик)	54
✓ ✓ КРИВЕНКО А.П., ПОНОМАРЧУК В.А., БОБРОВ В.А. Редкоземельные элементы в породах пироксенит-сиенит-габбровой формации (Алтае-Саянская область)	72
АГАФОНОВ Л.В., ЕРКУШОВ Ю.А. Связь редкоземельных элементов с химизмом и серпентинизацией гипербазитов	86
✓ ✓ КАРМАНОВ Н.С., ТЕПШОВ С.Н., ДОБРЕЦОВ Н.Л., РОЩЕКТАЕВ П.А. Геохимические особенности самородного золота месторождений Восточного Саяна	99

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Р.Н. Ильина
Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 02.09.85. МН 15102.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 6,75. Уч.-изд. л. 6,3.
Тираж 400. Заказ 217. Цена 45 коп.

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