

ДЕВОНСКИЙ МАГМАТИЗМ ХРЕБТА КРОПОТКИНА (*Восточный Саян*) И ИСТОЧНИКИ БАЗИТОВ: ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ Sr-Nd ДАННЫЕ

А.А. Воронцов, И.В. Сандимиров

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1-а, Россия

В восточной части Тувинского прогиба в пределах хр. Кропоткина образование девонских вулканических ассоциаций было тесно сопряжено с рифтогенными процессами в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы. В составе ассоциаций участвуют пикритоподобные базальты, трахибазальты, базальтовые трахиандезиты, трахиандезиты, трахиты, трахириодациты, трахириолиты и комендиты, а также субвулканические долериты. Породы основного и среднеосновного составов разделяются на две группы по содержанию TiO_2 : первая группа — высокотитанистая ($TiO_2 \sim 2.2\text{—}4.2$ мас.%), вторая — умеренно-титанистая ($TiO_2 \sim 1.3\text{—}2.0$ мас.%). Умеренно-титанистые базиты по сравнению с высокотитанистыми обеднены K, Rb, REE, Nb, Ta, Th, U и несут в себе признаки магматических серий активных континентальных окраин. Высокотитанистые породы близки по составу к базальтам внутриплитового типа. Однако по изотопному составу Sr и Nd обе группы базитов близки между собой и отвечают составу мантийных источников, формирующих обогащенные внутриплитовые базальты типа OIB. Подобное совмещение «внутриплитовых» и «краинно-континентальных» геохимических признаков в базитах, сосредоточенных в одинаковых структурно-геологических условиях, вероятно, указывает на формирование породных ассоциаций в рифтовой зоне тыловой части активной континентальной палеоокраины при эволюции общего плюмового источника. Его взаимодействие с надсубдукционной литосферной мантией определяет соответствующие геохимические характеристики пород.

Девонский магматизм, рифтогенез, Восточный Саян.

THE DEVONIAN MAGMATISM IN THE KROPOTKIN RIDGE (*East Sayan*) AND SOURCES OF BASITES: GEOLOGICAL, GEOCHEMICAL, AND Sr-Nd ISOTOPE DATA

A.A. Vorontsov and I.V. Sandimirov

In the east of the Tuvian trough within the Kropotkin Ridge, the formation of Devonian volcanic associations was intimately conjugate with rifting on the southwestern framing of the Siberian Platform. The associations include picrite-like basalts, trachybasalts, basaltic trachyandesites, trachyandesites, trachytes, trachyrhyodacites, trachyrhyolites, comendites, and subvolcanic dolerites. The basic and normal-basic rocks are subdivided into two groups by TiO_2 contents: high-Ti ($TiO_2 \sim 2.2\text{—}4.2$ wt.%) and medium-Ti ($TiO_2 \sim 1.3\text{—}2.0$ wt.%). Compared with the high-Ti basites, the medium-Ti ones are depleted in K, Rb, REE, Nb, Ta, Th, and U and have features of magmatic series of active continental margins. The high-Ti rocks are similar in composition to within-plate basalts. But in the isotopic compositions of Sr and Nd the above groups of basanites are similar and correspond to mantle sources forming enriched within-plate basalts of the OIB type. This combination of within-plate and continent-marginal geochemical features in the basites localized in the same structure-geologic conditions might indicate the formation of rock associations in the rift zone at the rear of active continental paleomargin during the evolution of their common plume source. Its interaction with the suprasubductional lithospheric mantle determined the geochemistry of rocks.

Devonian magmatism, rifting, East Sayan

ВВЕДЕНИЕ И ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Девонский магматизм сыграл важную роль в формировании структуры Алтае-Саянской рифтовой области [Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963; Гордиенко, 1969, 1987; Поляков и др., 1972; Гаврилова, Лувсанданзан, 1983; Зубков и др., 1986; Зоненшайн и др., 1990; Ярмолюк, Коваленко, 2003], включившей систему Минусинских котловин (Назаровскую, Чулымо-Енисейскую, Сыдо-Ербинскую и другие), Манский грабен, Рыбинскую впадину, Тувинский прогиб и его южное (Сангиленское) обрамление, а также Делюно-Юстыдский прогиб, рифтовые зоны восточного фланга Монгольского Алтая и Хан-Хухея [Воронцов, Ярмолюк, 1992; Ярмолюк, Воронцов, 1993; Воронцов и др., 1997] и охватившей общую площадь более 300 тыс. км². Существуют модели, предполагающие, что развитие среднепалеозойского магматизма и рифтогенеза Алтае-Саянской рифтовой области [Зоненшайн и др., 1990], так же как и Виллюнского авлакогена [Киселев и др., 2006], обусловлено существованием крупного мантийного плюма, под воз-

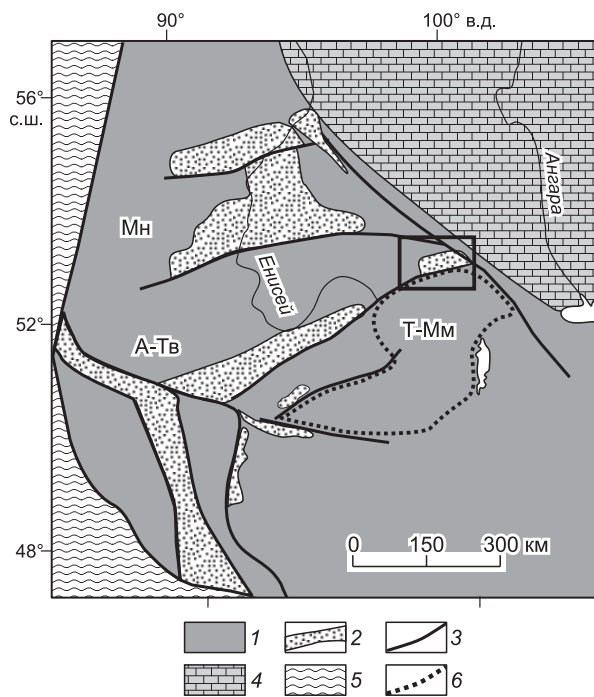


Рис. 1. Закономерности проявления девонского внутриплитного магматизма в пределах юго-западного обрамления среднепалеозойского Сибирского палеоконтинента. Составлена с использованием материалов [Гордиенко, 2006].

1 — территория палеоконтинента; 2 — вулканические впадины и грабены (Мн — Минусинский сектор, А-Тв — Алтае-Тувинское тройное сочленение); 3 — разломы; 4 — Сибирская платформа; 5 — Палеоазиатский океан; 6 — контуры Тувино-Монгольского массива (Т-Мм), по [Кузьмичев, 2004].

Прямоугольником выделена область распространения девонского магматизма в районе хр. Кропоткина (см. рис. 2, 3).

действием которого была образована Алтае-Тувинская система рифтов тройного сочленения (рис. 1). Одна из этих ветвей, вытянутая в субширотном направлении в сторону Сибирской платформы на расстояние свыше 600 км, представляет собой Тувинский прогиб (рис. 2). Магматизм этого прогиба, как и его структурные условия локализации, пока еще слабо изучены. Практически отсутствуют современные геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные о магматических ассоци-

ациях и составе их источников. Известно лишь, что прогиб характеризуется сложной структурой и магматизмом повышенной щелочности. Заложение западной части прогиба происходило на раннекаледонском основании и сопровождалось накоплением вулканогенно-осадочных толщ, образованием крупных продольных дайковых поясов щелочных ультраосновных—основных пород, мощными существенно базальтовыми излияниями и щелочно-гранитным магматизмом в обрамлении прогиба. Восточная часть прогиба, где расположен хр. Кропоткина, относится к одному из наиболее сложных тектонических узлов Восточного Саяна, поскольку она располагается на границе пояса каледонид с областью развития раннебайкальских-раннекаледонских структур Тувино-Монгольского массива. В этом секторе среди вулканитов породы кислого состава резко доминируют над базальтами, а интрузивные ассоциации представлены субщелочными и щелочными габброидами, долеритами, сиенитами и гранитами. Как правило, сиениты и граниты прорывают вулканиты, но в ряде случаев наблюдаются фациальные переходы между ними: в интрузивных телах наблюдается вертикальная зональность с появлением в апикальных частях микросиенитов, микрогранитов и трахириолитов. Это позволило И.В. Гордиенко [Гордиенко, 1969] включить вулканиты и ассоциирующие с ними щелочные габброиды, щелочные граниты, граносиениты, сиениты, нордмаркиты и монцониты в единую, предположительно девонскую, вулканоплутоническую формацию. Возникновение формации связывалось с процессами активизации, сопровождавшимися грабенообразованием и сбросово-сдвиговой тектоникой. Тем не менее время проявления этих событий не было строго определено. Так, в соответствии с данными К-Аг датирования возраст рибекит-эгириновых граносиенитов и нефелиновых сиенитов Урда-Хойт-Окинского междуречья установлен в диапазоне от 486 до 138 млн лет [Гордиенко, 1969]. Возраст таких же пород сопредельных территорий Восточной Тувы, полученный свинцово-уран-ториевым методом, оценен в интервале 430—390 млн лет [Павленко, 1963]. Контрастные вулканические ассоциации с участием щелочно-сиалических пород относятся к хамсаринской, илейской и сайлыгской толщам. Возраст хамсаринской толщи определялся как нижнекембрийский на основании находок фауны в линзах карбонатных пород, залегающих среди эффузивов [Пелепягин, 1975]. Возраст двух последних толщ принимался условно девонским на основе сопоставления с подобными толщами Рыбинской и Минусинской впадин [Дубин, Рик, 1965]. Как показали наши Rb-Sr изохронные исследования [Воронцов и др., 2008] базальтов, трахириолитов и комендитов, бимодальные вулканические ассоциации хр. Кропоткина имеют возраст 402.1 ± 11.1 млн лет, что отвечает раннему девону.

В связи с этим для решения вопросов пространственного размещения бимодальных магматических комплексов в пределах Тувинского прогиба, их связи с процессами девонского рифтогенеза, определения источников расплавов и геодинамических условий проявления магматизма ключевое значение приобретает характеристика их вещественного состава. В настоящей статье эти вопросы рассматриваются на основе результатов геологического изучения, геохимии и Sr-Nd изотопии девонских вулканических образований, распространенных в хр. Кропоткина на восточном окончании Тувинского прогиба.

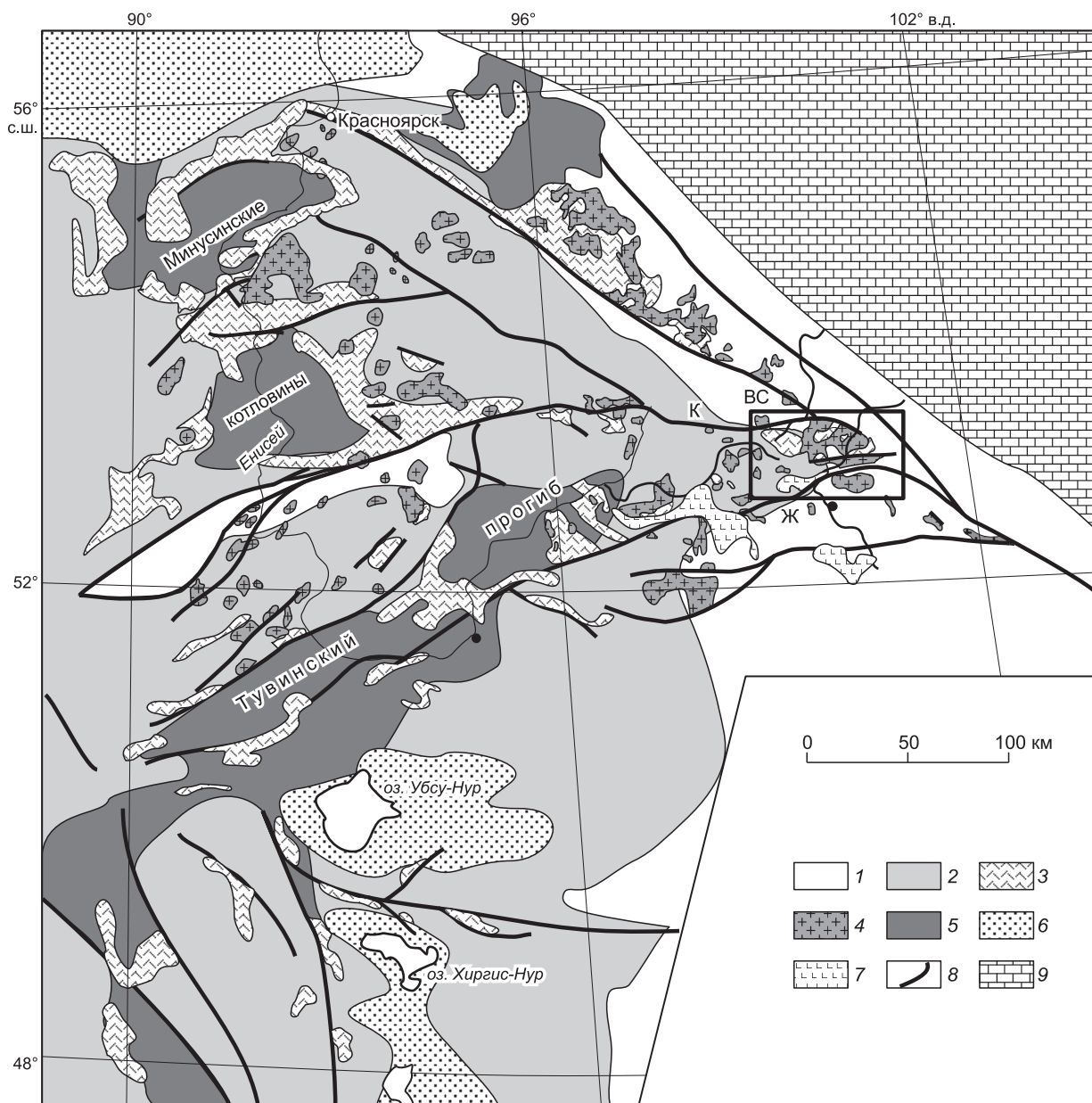


Рис. 2. Схема размещения девонских вулканоплутонических ассоциаций в структурах Алтае-Саянской области. Составлена на основе материалов [Лучицкий, 1960; Государственная..., 1973].

1 — байкалиты; 2 — каледониды; 3, 4 — раннедевонские магматические ассоциации: 3 — бимодальные базальт-трахириолит-командитовые; 4 — субщелочные и щелочные граниты и сиениты; 5, 6 — осадочные комплексы: 5 — среднепозднепалеозойский; 6 — мезокайнозойский; 7 — позднекайнозойские базальты; 8 — разломы; 9 — Сибирская платформа. Разломы: Ж — Жомболокский, К — Кандатский, ВС — Восточно-Саянский.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ВУЛКАНИТОВ

В пределах хр. Кропоткина бимодальные вулканические ассоциации повышенной щелочности распространены в Урда-Хойт-Окинском междуречье. В структурном плане площадь их выходов ограничивается с севера зоной сопряжения Восточно-Саянского и Кандатского глубинных разломов, с юга — Жом-Болокским разломом (см. рис. 2). Вулканические толщи сохранились фрагментарно в виде разрозненных останцов лавового поля, гипсометрические отметки подошвы которого варьируют по высоте в интервале от 1700 до 2500 м над уровнем моря (рис. 3). В дроблении этого поля главную роль сыграла система мелких субширотных разломов и позднейшая речная и ледниковая эрозия, поэтому точно восстановить истинные контуры вулканического ареала невозможно. Однако можно предполагать, что этот

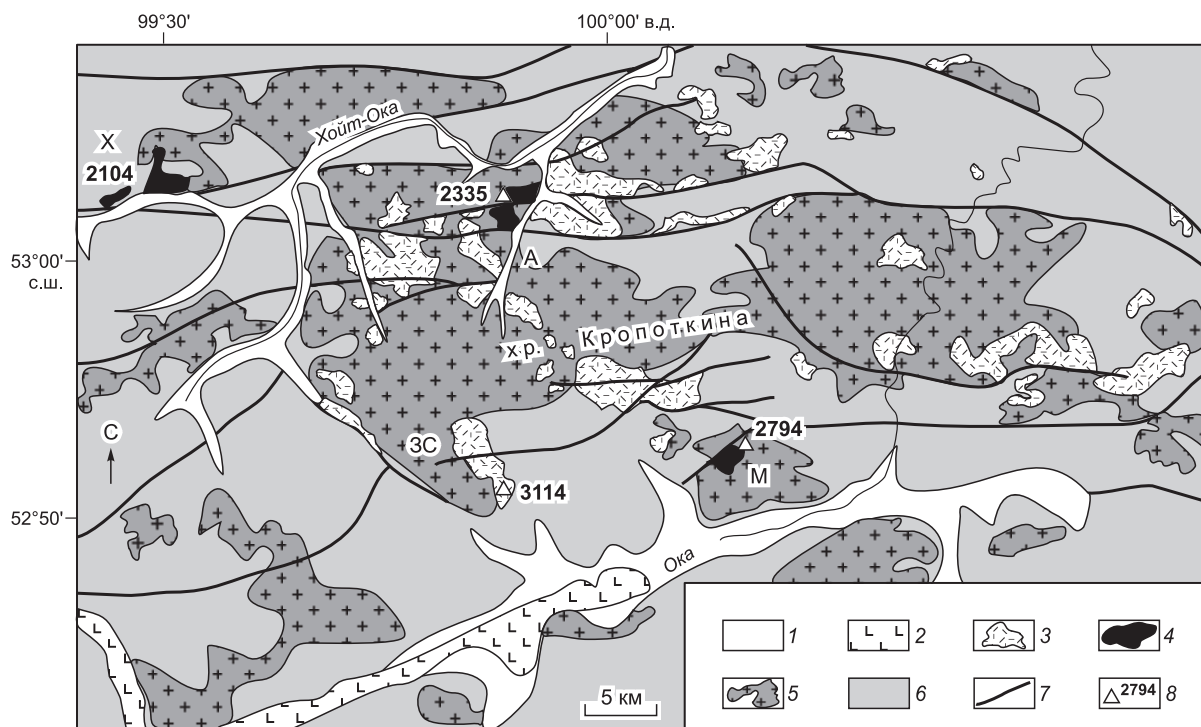


Рис. 3. Схема распространения раннедевонских вулканоплутонических ассоциаций в районе хр. Кропоткина на основе [Геологическая..., 1973].

1 — рыхлые отложения; 2 — четвертичные базальты; 3—5 — раннедевонские магматические ассоциации: 3 — трахириолит-комендитовые, 4 — базальтовые и бимодальные базальт-трахириолит-комендитовые; 5 — субщелочные и щелочные граниты и сиениты; 6 — додевонские гнейсограниты, габброиды, гранодиориты и плагииграниты; 7 — разломы; 8 — абсолютные отметки высот (м).

Буквами обозначены участки исследований: 3С — Зуун-Салаа, М — Мунгорга, А — Ары, Х — Холба (см. рис. 4).

ареал, так же как и хр. Кропоткина, был вытянут в субширотном направлении на расстояние более 60 км и занимал площадь не менее 1200 км². В строении лавового поля участвуют разнообразные по составу вулканы, которые образуют ассоциации с участием контрастных по составу пород. Они обычно разделены и формируют обособленные серии покровов базальтов, базальтовых трахиандезитов, трахитов, трахириодацитов, трахириолитов и комендитов, а также слои и линзы пирокластического материала. В целом щелочно-сиалические породы преобладают и слагают более 95 % объема всех выходов вулканических толщ. Отдельные их фрагменты сложены исключительно лавами, лавобрекчиями, туфобрекчиями, туфами и игнимбритами трахириолит-комендитового состава. Разрезы вулканитов характеризуются фациальной изменчивостью и сменой пород разной фациальной принадлежности как по простиранию, так и по вертикали. Вулканические породы залегают на размытых поверхностях протерозойских гнейсогранитов и раннепалеозойских габброидов, гранодиоритов и плагиигранитов, относимых к таннуольскому комплексу.

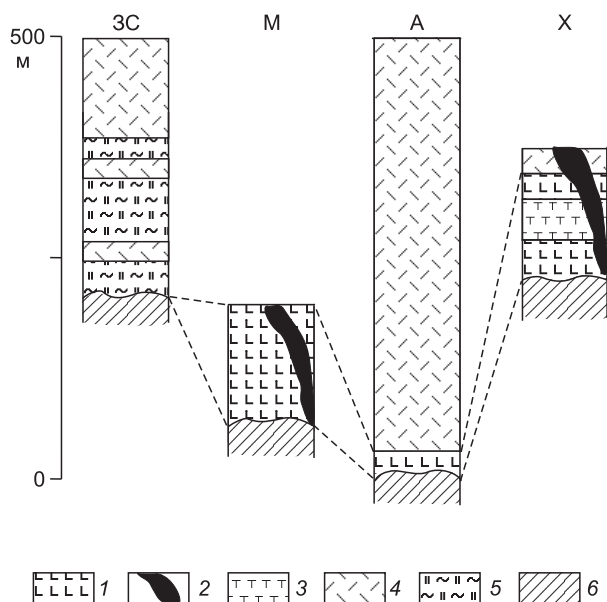
Объектами исследований стали вулканические поля и соответствующие им вулканосубвулканические ассоциации в бассейнах рек Зуун-Салаа, Мунгорга, Ары и Холба.

В верховьях левого притока р. Зуун-Салаа в районе высоты 3114.0 м в отвесных скалах вскрывается фрагмент стратифицированной вулканической толщи (участок 3С на рис. 3, 4). Ее строение определяет серия крутопадающих (50°) покровов флюидальных трахириолитов и комендитов, переслаивающихся с невыдержанными по мощности горизонтами лавобрекчий того же состава. Мощность отдельных лавовых тел достигает 30 м, видимая общая мощность толщи составляет 300 м.

На водоразделе рек Мунгорга и Халбая-Хара-гол на западном склоне выс. 2794.0 м лавовое поле в значительной степени эродировано, в его строении участвуют хлоритизированные пикритоподобные базальты, трахибазальты и трахиандезиты, прорываемые многочисленными штоками мелкозернистых биотит-эгириновых долеритов (см. рис. 3, 4, участок М). Туфы и агломераты нехарактерны. Практически на всей площади поля среди вулканических пород невозможно выделить маркирующие горизонты и отдельные покровы за исключением вытянутой гряды в 1 км к югу от высоты 2794.0 м. Вершина этой гряды сложена фрагментами, по крайней мере, двух сохранившихся покровов базальтов.

Рис. 4. Схема корреляции раннедевонских магматических образований в районе хр. Кропоткина.

1 — пикритоподобные базальты, субщелочные базальты, базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты, 2 — штоки и дайки субщелочных долеритов, 3 — трахиты, 4 — трахириодациты-трахириолиты и их лавобрекчии, 5 — трахириолиты-комендиты и их лавобрекчии, 6 — додевонский фундамент.



Вулканическое поле Ары сложено лавами, лавобрекчиями и туфобрекчиями преимущественно трахириодацит-трахириолитового состава с крайне ограниченным распространением базальтов и базальтовых трахиандезитов (см. рис. 3, 4, участок А). Базальты вскрываются в основании разреза вулканической толщи по левому борту р. Ары вблизи ее устья. Здесь на северном склоне высоты 2335.0 м среди кислых вулканитов залегают три покрова базальтов мощностью по 10 м каждый.

По правому борту р. Холба у южного основания высоты 2104.0 м в строении вулканической толщи преобладают афировые стекловатые базальты, трахиандезиты, но, кроме того, в виде единичных покровов редко встречаются флюидальные трахиты и трахидациты (см. рис. 3, 4, участок Х). Резко подчиненное распространение имеют дайки и штоки мелкозернистых субщелочных долеритов.

СОСТАВЫ ПОРОД

Краткая петрографическая характеристика. Для пикритоподобных базальтов и трахибазальтов характерны афировая мелкозернистая и стекловатая структуры. Их минеральный состав определяют плагиоклаз, оливин и титан-авгит. Кроме того, всегда обнаруживаются игольчатый апатит, рудные и акцессорные минералы, равномерно распределенные в виде изометричных мелких кристаллов, биотит в виде пластинок и выполняющее интерстиции буровато-зеленое вулканическое стекло. Иногда встречаются мелкие кристаллы титанистой роговой обманки. Субщелочные долериты обладают пойкилоофитовой, реже порфириформной структурой. Их минеральный состав, так же как и трахибазальтов, определяют плагиоклаз, оливин и титан-авгит. Иногда встречается крупный (до 1 см) призматический эгирин, а также биотит. Базальтовые трахиандезиты — обычно порфириформные породы. Вкрапленники составляют от 5 до 30 % и представлены плагиоклазом и авгитом, оливин встречается крайне редко в виде единичных мелких зерен. Структура основной массы, как правило, микропойкилитовая, микроинтерсертальная, иногда стекловатая. В ней всегда различимы плагиоклаз, авгит и титаномагнетит. Для пород основного состава типичны вторичные изменения, которые выражены в виде хлоритизации стекла, серпентинизации и опацизации оливина и пироксена, серицитизации плагиоклаза. Нередко породы содержат мелкие карбонатные прожилки.

Трахиандезиты и трахиты содержат не менее 20 % вкрапленников щелочного полевого шпата и пироксена (авгита, реже гиперстена), кварца и зонального плагиоклаза (An_{20-40}). Для основной массы типична трахитовая структура, определяемая субпараллельным расположением микролитов щелочного полевого шпата и олигоклаза в буровато-коричневом девитрифицированном стекле. Кроме того, в ней присутствуют кварц, измененные темноцветные минералы и магнетит.

Трахидациты, трахириодациты, трахириолиты и комендиты обладают порфириформными, реже афировыми, стекловатыми структурами. Вкрапленники представлены щелочным полевым шпатом, кварцем, альбит-олигоклазом, иногда встречается биотит. Для основной массы характерны микрофельзитовые и микросферолитовые структуры. В ней присутствуют те же минералы, которые образуют вкрапленники, а также стекловатый базис. В комендитах, кроме того, обнаруживаются мелкие (0.1—0.2 мм) иголки эгирин-авгита и арфведсонита. В незначительном количестве в них присутствует флюорит.

Петрогеохимические особенности. Химический состав пород приведен в табл. 1. Диапазон колебаний SiO_2 в вулканических породах достаточно широк. На классификационной диаграмме SiO_2 —($Na_2O + K_2O$) (рис. 5) точки составов вулканитов приурочены к полям составов субщелочных пород или к границе полей субщелочных и щелочных рядов и статистически разбиваются на две группы по содержанию SiO_2 . В первой группе содержание SiO_2 варьирует в интервале 43—62 мас.%. К этой группе относятся пикритоподобные базальты, трахибазальты, базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты. Ко вто-

Таблица 1. Составы пород магматических ассоциаций хр. Кропоткина

Компонент	Зуун-Салаа										Мунгорга																
	ШХ-1/2		ШХ-1/3		ШХ-1/5		ШХ-1/5а		ШХ-1/6а		ШХ-1\10		МНГ-1/1		МНГ-1/2		МНГ-1/3		МНГ-1/4		МНГ-1/5		МНГ-1/6		МНГ-1/7		
	комен.	спл	тр-риол.	спл	тр-риол.	спл	тр-риол.	спл	тр-двц.	спл	тр-риол.	спл	тр-риол.	спл	п. баз.	откр	п. баз.	откр	п. баз.	откр	п. баз.	откр	п. баз.	откр	п. баз.	откр	п. баз.
SiO ₂	71.93	72.11	72.72	74.52	67.70	72.57	73.04	71.33	43.50	45.69	48.61	57.13	46.49	46.49	54.93												
TiO ₂	0.30	0.30	0.24	0.20	0.60	0.31	0.26	0.28	3.81	3.39	3.73	1.73	3.63	1.57													
Al ₂ O ₃	11.90	12.23	13.14	12.02	13.96	12.06	13.30	13.71	13.39	15.03	16.56	18.17	14.79	16.46													
Fe ₂ O ₃ *	3.88	4.17	2.57	3.66	6.27	4.11	2.21	3.64	14.24	15.44	14.66	8.75	14.07	8.17													
MnO	0.10	0.11	0.04	0.07	0.13	0.09	0.03	0.09	0.16	0.21	0.18	0.06	0.17	0.12													
MgO	0.40	0.46	0.37	0.16	0.19	0.41	0.21	<0.050	10.53	4.94	2.97	1.70	5.65	2.25													
CaO	1.44	1.22	1.02	0.49	1.08	1.09	0.96	0.44	10.79	5.52	4.82	1.18	9.48	3.64													
Na ₂ O	2.60	2.92	3.77	3.42	4.87	1.80	3.48	4.95	2.02	3.56	4.60	3.20	3.21	4.89													
K ₂ O	5.56	4.88	5.23	4.51	3.78	5.60	5.26	5.06	0.51	3.12	1.35	5.10	1.17	4.54													
P ₂ O ₅	0.12	0.04	0.05	0.03	0.06	0.04	0.05	0.04	0.38	0.37	0.36	0.33	0.57	0.86													
П.л.п	1.82	1.62	0.86	0.92	1.26	1.84	1.11	0.33	1.01	2.73	2.10	2.56	0.73	2.37													
Сумма	100.13	100.13	100.09	100.10	100.09	100.01	100.01	99.99	100.07	100.13	100.10	100.13	100.11	100.16													
alk	8.16	7.80	9.00	7.93	8.65	7.40	8.74	10.01	2.53	6.68	5.95	8.30	4.38	9.43													
к. а.	1.01	0.91	0.97	0.93	0.82	0.93	0.93	1.00	—	—	—	—	—	—													
Rb	174.27	171.58	283.33	148.89	79.39	200.92	260.83	177.24	18.33	126.99	34.54	163.14	40.25	87.56													
Cs	3.08	1.29	9.07	2.60	3.80	4.02	6.41	3.56	1.02	6.44	1.11	4.08	4.53	0.71													
Ba	281.01	148.68	569.35	159.32	1025.36	161.27	523.94	251.81	211.38	644.14	682.05	1451.37	425.51	1944.90													
Th	20.22	24.83	25.00	19.96	13.69	24.81	30.25	18.83	2.88	2.96	7.64	22.23	2.63	6.19													
U	2.80	3.92	4.57	4.19	4.83	3.72	5.14	4.51	0.55	0.89	0.32	2.52	0.68	2.69													
Nb	24.06	26.13	18.61	32.35	20.14	30.85	44.46	24.59	38.95	39.91	38.44	55.29	49.73	85.79													
Nb	28	35	20	33	24	32	21	40	37	35	37	51	45	76													
Ta	1.55	2.72	3.09	1.72	2.42	1.81	3.60	2.61	2.00	2.59	2.34	3.33	2.71	4.76													
Pb	28.31	37.87	28.98	22.62	25.02	32.51	10.84	26.66	10.08	16.51	15.60	34.01	4.93	11.55													
Sr	89.78	81.72	115.87	79.56	39.07	83.89	88.60	16.56	700.13	324.47	540.01	178.27	936.55	1305.57													
Zr	524.86	543.15	180.04	582.81	570.00	539.92	293.45	800.68	42.68	28.14	13.30	203.11	68.26	265.89													
Zr	474	539	201	622	587	538	306	779	175	202	257	540	264	409													
Hf*	13.45	14.36	6.27	16.41	15.59	15.07	9.08	20.29	6.57	9.04	9.02	13.24	7.85	8.08													
Y	69.63	74.14	34.95	74.54	79.48	70.85	46.23	81.57	28.21	36.72	27.36	22.84	35.60	16.06													
La	82.39	88.95	52.42	98.64	79.38	84.53	55.69	125.90	31.17	45.49	54.17	108.12	36.01	79.24													
Ce	174.08	168.83	104.72	201.31	152.72	180.61	125.47	231.71	66.82	86.53	105.18	212.83	80.95	145.65													
Pr	Н.д.	14.79	Н.д.	Н.д.	12.81	Н.д.	Н.д.	20.20	8.31	10.60	12.61	24.77	10.83	16.10													
Nd	59.42	69.31	37.71	68.99	65.67	62.36	41.50	92.08	35.42	42.91	48.05	88.26	44.81	57.05													
Sm	12.54	12.90	7.33	13.95	12.53	13.34	8.61	16.77	8.00	9.31	9.98	17.93	10.79	8.77													

Eu	1.38	1.46	0.68	0.32	2.58	1.46	0.74	0.90	2.68	3.12	2.87	3.00	3.43	3.13	2.17
Gd	9.45	10.85	6.01	11.36	12.47	10.49	7.30	13.01	8.00	9.55	9.26	9.58	13.90	10.33	6.84
Tb	1.61	1.82	0.91	1.75	1.91	1.65	1.14	2.11	1.26	1.42	1.38	1.49	1.72	1.52	0.87
Dy	10.92	9.68	6.12	12.23	11.57	11.34	6.97	11.92	6.48	7.69	7.91	8.11	6.93	8.44	3.97
Ho	2.41	1.82	1.37	2.78	2.26	2.70	1.64	2.17	1.30	1.44	1.67	1.32	1.14	1.52	0.66
Er	7.04	5.89	3.69	7.43	7.18	7.27	4.42	6.67	3.08	3.43	4.09	3.36	2.82	3.57	1.63
Tm	1.00	0.96	0.51	1.11	1.19	1.11	0.67	1.23	0.43	0.45	0.57	0.42	0.40	0.49	0.21
Yb	7.83	6.50	3.54	8.40	7.46	8.62	4.85	7.97	2.68	2.37	2.92	2.28	2.48	2.65	1.22
Lu	1.07	1.12	0.56	1.16	1.39	1.22	0.68	1.47	0.39	0.31	0.47	0.31	0.39	0.34	0.18

Ары

Компо- нент	АРЫ-1/1	АРЫ-1/2	АРЫ-1/3	АРЫ-1/4	АРЫ-1/5	АРЫ-1/6	АРЫ-1/7	АРЫ-1/8	АРЫ-1/9	АРЫ-1/10	АРЫ-1/11	АРЫ-1/13	АРЫ-1/14	АРЫ-1/15	АРЫ-1/16	АРЫ-2/1	АРЫ-2/2	АРЫ-2/4
	тр-баз. откр	тр-баз. откр	тр-баз. откр	тр-риол. спл	тр-баз. откр	тр-анд. спл	тр-риол. спл	тр-баз. откр	тр-баз. откр	тр-баз. откр	тр-анд. откр	б. тр-анд. откр	тр-баз. откр	тр-баз. откр	тр-баз. откр	тр-риол. спл	тр-риол. спл	б. тр-анд. откр
SiO ₂	50.38	48.19	53.63	73.78	48.81	58.65	70.77	50.25	47.54	57.24	50.30	55.15	51.66	49.74	73.07	48.35	75.21	54.48
TiO ₂	1.92	1.51	1.80	0.26	1.57	1.42	0.48	1.94	1.67	1.69	1.97	1.49	1.67	1.59	0.27	1.40	0.44	1.90
Al ₂ O ₃	15.99	16.27	18.33	13.98	16.29	17.07	13.67	15.79	16.25	16.75	16.22	17.35	19.85	16.11	13.32	17.66	13.06	15.70
Fe ₂ O ₃ *	11.69	11.70	12.52	2.76	11.13	10.00	4.17	13.60	11.58	11.28	12.52	10.84	10.42	10.90	2.42	11.02	2.73	10.39
MnO	0.13	0.15	0.09	0.04	0.18	0.09	0.12	0.20	0.17	0.08	0.28	0.13	0.13	0.19	0.05	0.18	0.03	0.17
MgO	4.75	7.68	1.77	<0.050	7.60	1.47	0.26	2.74	6.97	1.46	3.58	2.20	2.24	6.26	0.69	6.35	0.24	3.55
CaO	8.66	9.21	3.13	0.15	9.67	3.29	1.05	7.71	8.64	3.08	8.72	3.78	3.87	7.14	0.68	8.94	0.65	6.20
Na ₂ O	4.07	2.60	1.76	2.62	2.35	2.40	2.79	4.45	2.68	1.98	4.17	2.29	4.17	1.96	1.95	3.58	6.51	4.30
K ₂ O	0.62	1.44	3.97	5.39	0.94	3.43	5.87	1.55	1.95	4.54	0.69	5.51	4.15	3.68	6.32	0.78	0.64	1.87
P ₂ O ₅	0.65	0.53	0.58	0.04	0.57	0.36	0.08	0.43	0.41	0.49	0.48	0.38	0.45	0.57	0.11	0.35	0.16	0.75
П.и.п	0.97	0.88	2.39	0.93	0.96	1.63	0.57	1.14	1.81	1.14	0.92	0.43	0.70	1.74	1.13	1.38	0.39	0.56
Сумма	100.12	100.27	100.21	100.04	100.22	100.05	99.95	99.96	99.80	100.00	99.97	99.93	99.69	100.02	100.09	100.14	100.15	100.04
alk	4.69	4.04	5.73	8.01	3.29	5.83	8.66	6.00	4.63	6.52	4.86	7.80	8.32	5.64	8.27	4.36	7.15	6.17
к. а.	—	—	—	0.84	—	—	0.93	—	—	—	—	—	—	—	0.94	—	0.62	—
Rb	28.12	45.09	108.25	132.80	21.18	71.27	199.28	34.44	108.31	131.75	23.58	143.62	126.52	158.30	203.77	36.79	32.48	53.57
Cs	3.90	4.20	2.72	3.73	3.34	1.75	1.53	3.75	8.02	6.75	0.80	9.90	7.21	8.04	3.54	6.36	4.06	8.22
Ba	930.08	641.06	2202.91	189.13	714.63	2004.56	168.47	809.46	398.50	2289.03	354.74	3676.11	3800.79	790.89	297.48	546.66	148.94	872.39
Th	2.48	1.93	6.89	17.61	1.87	10.47	14.27	4.25	1.07	7.78	3.98	9.63	10.22	2.33	11.03	1.13	13.25	5.53
U	0.71	0.35	1.04	3.66	0.41	2.03	2.65	1.18	0.25	1.67	1.05	0.89	0.94	0.83	2.71	0.32	4.41	1.64
Nb	9.49	9.91	11.53	17.91	8.93	11.63	31.64	8.26	4.90	11.31	7.85	12.66	14.66	9.56	19.44	4.13	20.05	13.76
Nb	5	5	10	19	6	11	26	5	5	5	6	5	5	5	20	5	15	5
Ta	0.77	0.91	1.28	1.09	0.85	0.39	1.63	0.40	0.24	0.62	0.39	0.71	0.85	0.48	1.03	0.20	1.03	0.54
Pb	10.77	5.61	3.53	20.33	7.12	7.52	15.49	12.08	22.62	7.58	11.98	10.64	9.08	7.42	17.41	18.53	66.41	12.40

Окончание табл. 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Sr	1172.37	288.62	186.04	32.46	679.14	223.24	91.72	582.30	700.21	199.81	649.31	281.74	301.31	406.94	112.38	938.65	249.25	591.62
Zr	56.17	23.17	99.16	481.35	23.20	319.37	679.46	52.43	28.16	100.23	48.13	79.51	67.35	41.32	357.95	27.95	386.82	166.11
Zr	172	157	237	489	164	256	551	175	132	230	163	245	282	148	333	80	359	224
Hf*	5.25	7.31	7.00	11.46	7.47	7.68	13.99	4.57	3.58	5.21	3.99	5.27	6.12	2.91	7.74	1.91	8.37	4.91
Y	37.06	31.51	58.98	39.08	32.05	52.52	59.34	30.98	22.72	25.52	32.00	25.24	25.62	20.91	32.70	18.64	33.62	35.28
La	38.03	35.92	54.79	48.59	31.05	51.88	81.14	34.74	17.19	47.22	34.02	50.09	61.33	31.45	60.21	15.22	43.48	43.50
Ce	87.05	85.38	122.98	107.36	83.78	102.06	177.75	78.25	41.83	97.67	74.50	96.42	127.69	66.49	132.55	33.43	87.42	99.77
Pr	H.д.	H.д.	H.д.	H.д.	H.д.	13.48	20.19	9.61	5.67	12.02	9.70	11.34	15.00	8.82	14.44	5.00	10.38	12.14
Nd	41.04	40.23	44.46	42.48	35.32	46.75	74.58	40.81	23.74	44.00	39.99	41.31	59.45	30.18	50.74	21.03	37.06	49.23
Sm	8.90	7.77	11.31	8.26	8.00	9.50	12.65	8.76	5.86	9.08	8.59	7.71	11.86	6.77	8.76	4.91	6.16	9.06
Eu	2.79	2.66	4.49	0.65	2.43	4.35	1.20	2.66	1.90	3.02	2.61	2.83	3.99	2.09	1.00	1.64	0.85	2.89
Gd	8.08	6.80	9.79	6.98	6.58	11.96	11.43	8.65	5.78	8.45	8.33	7.49	10.56	6.97	7.78	4.82	5.98	9.97
Tb	1.20	1.00	1.35	1.03	1.06	1.10	1.85	1.29	0.87	1.24	1.20	1.09	1.39	0.93	1.05	0.70	0.97	1.44
Dy	7.08	6.29	9.44	6.24	6.14	6.60	9.84	6.55	4.87	6.37	6.61	5.93	6.78	5.33	5.64	3.89	4.85	8.22
Ho	1.38	1.19	1.85	1.46	1.13	1.06	1.76	1.36	1.00	1.15	1.39	1.21	1.23	1.14	1.05	0.78	0.98	1.61
Er	3.69	3.00	5.98	3.65	3.10	3.48	5.23	3.69	2.66	2.74	3.54	2.78	2.65	2.65	3.30	1.97	2.97	4.27
Tm	0.49	0.40	0.77	0.58	0.40	0.65	0.69	0.51	0.36	0.38	0.49	0.39	0.36	0.41	0.39	0.27	0.36	0.58
Yb	2.75	2.33	4.75	4.42	2.52	3.75	5.03	3.14	2.29	2.26	2.79	2.13	2.09	2.31	2.94	1.50	2.73	3.72
Lu	0.39	0.29	0.65	0.63	0.35	0.72	0.86	0.46	0.35	0.31	0.43	0.34	0.28	0.33	0.45	0.23	0.43	0.52

Холба

Компонент	ХОЛ-1/1		ХОЛ-1/2		ХОЛ-1/3		ХОЛ-1/4		ХОЛ-1/5		ХОЛ-1/6		ХОЛ-1/7		ХОЛ-1/8		ХОЛ-1/9		ХОЛ-1/10		ХОЛ-1/11		ХОЛ-1/12		
	б. тр.-анд.	спл	тр.-анд.	спл	тр.-баз.	откр	п. баз.	откр	тр.-баз.	откр	тр.-баз.	откр	трахит	откр	тр.-баз.	откр	тр.-баз.	откр	тр.-баз.	откр	тр.-баз.	спл	откр	тр.-баз.	откр
SiO ₂	56.81		59.91		47.87		43.88		53.19		51.31		62.40		48.28		52.35		50.86		67.22		67.22		50.17
TiO ₂	1.67		1.32		1.87		1.91		1.34		2.72		1.45		1.76		1.48		2.24		0.60		0.60		1.61
Al ₂ O ₃	16.70		15.83		16.04		13.97		15.83		15.87		14.87		17.18		16.38		16.06		15.75		15.75		16.72
Fe ₂ O ₃ *	9.08		7.78		13.10		17.80		9.79		12.63		7.55		11.13		11.07		11.47		4.27		4.27		10.45
MnO	0.19		0.15		0.20		0.17		0.16		0.20		0.11		0.18		0.19		0.17		0.04		0.04		0.17
MgO	2.28		1.97		5.58		7.86		5.25		3.66		2.08		5.28		4.15		4.24		0.47		0.47		6.23
CaO	5.25		4.48		9.19		11.55		8.23		7.17		4.00		8.07		7.23		8.07		1.22		1.22		8.45
Na ₂ O	5.42		5.09		4.01		2.41		3.89		4.02		4.77		4.01		4.00		4.40		6.93		6.93		3.64
K ₂ O	2.20		2.36		1.23		0.31		1.25		1.23		1.86		1.15		1.47		0.60		2.62		2.62		1.32
P ₂ O ₅	0.67		0.52		0.56		0.17		0.41		0.51		0.27		0.58		0.50		0.73		0.10		0.10		0.41
П.п.п	0.39		0.58		0.58		0.38		0.74		0.68		0.60		2.28		1.18		1.10		0.75		0.75		0.84
Сумма	100.89		100.19		100.41		100.55		100.23		100.14		100.11		100.05		100.18		100.10		100.07		100.07		100.15

alk к. а.	7.62	7.45	5.24	2.72	5.14	5.25	6.63	5.16	5.47	5.00	9.55	4.96
Rb	47.66	54.57	29.36	5.56	36.42	31.54	56.07	29.36	40.76	17.68	22.39	38.74
Cs	2.47	1.56	0.58	0.13	0.76	0.51	1.26	0.25	0.72	0.24	2.60	0.64
Ba	1095.51	853.93	650.75	219.36	538.79	537.47	784.79	737.51	1036.26	467.29	520.41	512.85
Th	6.36	6.67	1.37	0.49	2.73	3.34	6.83	2.66	3.66	2.84	2.83	2.84
U	1.76	1.64	0.41	0.15	0.85	0.77	2.06	0.82	1.37	1.04	0.99	0.77
Nb	16.05	21.31	7.17	2.89	6.45	47.74	39.59	10.92	8.51	17.15	12.51	6.67
Nb	9	14	5	5	5	38	37	6	6	7	11	5
Ta	0.67	1.61	0.52	0.40	0.73	2.66	2.28	0.58	0.52	0.81	0.53	0.37
Pb	9.67	10.49	4.97	1.56	6.48	5.99	10.48	8.05	7.32	7.27	5.43	7.54
Sr	547.91	484.07	650.12	691.21	535.56	605.48	356.89	553.06	649.93	685.78	105.36	565.80
Zr	324.00	235.77	47.07	40.06	61.50	28.65	86.40	47.26	58.64	31.32	239.00	36.37
Zr	303	244	150	80	165	276	258	207	192	350	215	140
Hf*	8.87	6.46	6.97	3.17	5.25	17.16	7.76	7.15	5.62	12.42	5.05	4.63
Y	41.58	36.31	33.87	16.67	25.58	38.21	32.89	30.09	29.30	49.83	29.64	25.00
La	50.42	47.38	30.29	8.77	29.11	41.05	42.47	31.31	40.84	46.86	37.79	21.46
Ce	102.36	98.05	70.77	22.69	63.04	98.21	89.25	69.40	87.60	101.26	83.15	48.68
Pr	15.55	8.66	Н.д.	Н.д.	Н.д.	13.31	10.40	9.08	10.49	13.52	9.85	6.36
Nd	62.48	45.10	38.17	13.61	29.87	52.31	45.20	38.08	43.29	54.17	37.11	25.20
Sm	10.47	9.00	7.82	3.61	6.51	11.41	9.22	8.13	8.99	11.85	7.03	5.68
Eu	3.72	2.79	2.70	1.34	1.98	3.36	1.81	2.52	2.62	2.97	1.62	1.85
Gd	12.40	7.18	7.24	3.21	5.87	11.87	8.76	7.94	8.53	11.84	5.96	5.96
Tb	1.25	1.29	0.90	0.53	0.68	1.78	1.39	1.22	1.23	1.76	0.96	0.89
Dy	6.23	5.39	6.57	3.28	5.00	9.36	7.50	6.50	6.51	10.34	4.76	5.06
Ho	1.00	0.98	1.26	0.64	0.98	1.78	1.49	1.35	1.35	2.12	0.95	1.01
Er	3.23	2.63	3.28	1.66	2.70	4.64	3.89	3.74	3.41	5.52	2.81	3.07
Tm	0.65	0.46	0.46	0.22	0.36	0.60	0.54	0.52	0.48	0.81	0.35	0.40
Yb	3.86	2.91	2.65	1.26	2.18	3.46	3.08	3.19	2.91	4.85	2.50	2.53
Lu	0.63	0.52	0.36	0.18	0.28	0.49	0.49	0.53	0.48	0.75	0.42	0.37

Примечание. Петрогенные элементы, Zr, (жирный шрифт) на установке СРМ-25, Nb (жирный шрифт) на VRA-30 определены рентгенофлуоресцентным методом по методике [Афонин и др., 1984] в ИГХ СО РАН. Остальные микроэлементы, Zr, Nb (обычный шрифт) определены методом ICP-MS в Аналитическом центре коллективного пользования ИИЦ СО РАН на масс-спектрометре ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия) при стандартных операционных условиях [Смирнова и др., 2004]. Пробоподготовка: спл — сплавление с металлом лития, отк — открытое кислотное разложение.

Названия пород: п. баз. — пикритоподобные базальты; тр-анд. — базальтовые трахиандезиты; тр-анд. — трахиандезиты; тр-дац. — трахиандезиты; тр-риол. — трахиродациты; тр-риол. — трахиродациты; комен. — трахиродациты; комен. — трахиродациты.

Оксиды в мас.%, элементы в г/т, Н.д. — нет данных.

Fe₂O₃* представляет общее железо, к.а. — коэффициент агаитности, alk = Na₂O + K₂O, Hf* — значения ICP-MS, умноженные на коэффициент R, где R = Zr(РФА)/Zr(ICP-MS).

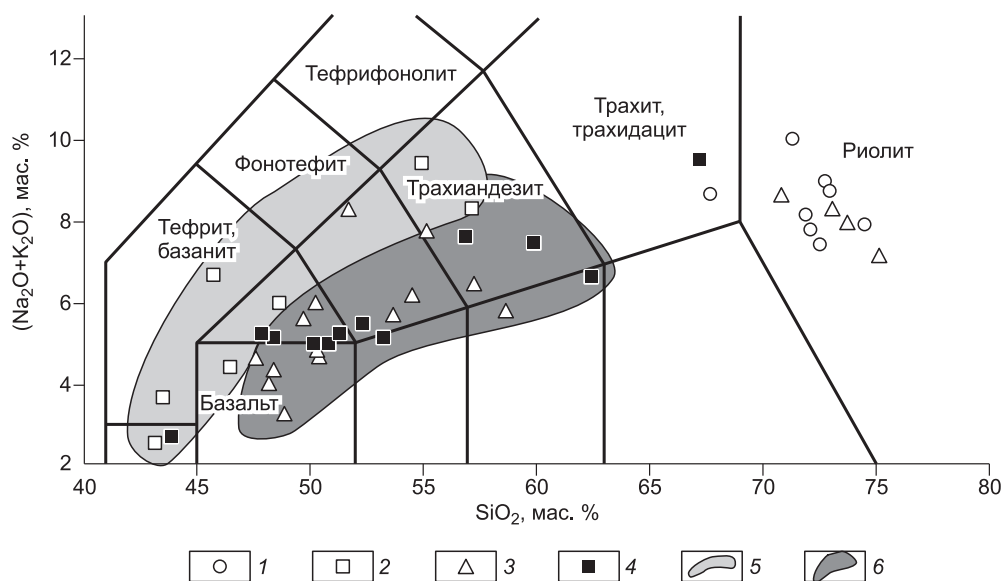


Рис. 5. Положение составов раннедевонских вулканитов хр. Кропоткина на классификационной диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

Вулканические ассоциации районов: 1 — Зуун-Салаа, 2 — Мунгорга, 3 — Ары, 4 — Холба, 5 — высокотитанистые ассоциации, 6 — умеренно-титанистые ассоциации.

рой группе принадлежат сиалические породы — трахиты, трахидациты, трахириодациты, трахириолиты и комендиты. В этих породах содержание SiO_2 изменяется в пределах 67—75 мас.%. В свою очередь породы основного и среднеосновного составов разделяются на два типа по содержанию TiO_2 (рис. 6). Первый тип представлен высокотитанистыми ($\text{TiO}_2 \sim 2.2$ — 4.2 мас.%) пикритоподобными базальтами и трахибазальтами, второй тип включает умеренно-титанистые ($\text{TiO}_2 \sim 1.3$ — 2.0 мас.%) трахибазальты, базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты. Важно отметить, что оба типа пород сосуществуют и незаконномерно переслаиваются в пределах вулканических полей Мунгорга и Холба. Высокотитанистые базиты являются менее кремнекислыми, более щелочными и железистыми по сравнению с умеренно-титанистыми. Так, содержание SiO_2 в них варьирует от 43.10 до 51.31 мас.%, суммарная щелочность достигает 6.7 мас.% при $\text{SiO}_2 = 45.7$ мас.% и на диаграмме SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ точки их составов образуют тренд, который смещен в щелочную область (см. рис. 5). Содержание Fe_2O_3 общ. достигает 16.4 мас.%. Для низкремнистых пикритоподобных базальтов в ассоциации Мунгорга (пр. МНГ-1/1) и Холба (пр. ХОЛ-1/4) характерны повышенные содержания MgO (7.86 и 10.53 мас.%). Кремнекислотность в вулканиках умеренно-титанистого типа изменяется в пределах 47.54—62.40 мас.%, и поле их составов сосредоточено в субщелочной области, Fe_2O_3 общ. не превышает 13.6 мас.%.

На графиках распределения TiO_2 и MgO относительно SiO_2 и отношений Nb/U и La/Yb относительно TiO_2 (см. рис. 6) фигуративные точки составов ассоциаций с высокотитанистыми и умеренно-титанистыми базитами, как правило, разобщены и образуют разные поля или тренды. На диаграмме Ti — Zr составы всех базитов отвечают параметрам внутриплитовых базальтов, но поле составов умеренно-титанистых базитов смещено, как и на графике Th/Yb — Ta/Yb (рис. 7), к составам вулканических серий, которые образуются в условиях активных континентальных окраин и островных дуг.

Все породы основного и среднеосновного составов обогащены редкими литофильными, в том числе редкоземельными, элементами по сравнению с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов (MORB) и активных континентальных окраин (толеиты IAB) и близки к составу внутриплитовых субщелочных базальтов типа OIB (рис. 8). Однако наблюдаются отчетливые различия в составе умеренно-титанистых и высокотитанистых базальтов. Спектр распределения редких элементов в высокотитанистых базальтах наиболее точно совпадает со спектром OIB. Умеренно-титанистые базиты по сравнению с высокотитанистыми обеднены высокозарядными некогерентными элементами Th , U , Nb , Ta , в меньшей степени — Zr и Hf , а также редкоземельными элементами за счет уменьшения доли легких лантаноидов относительно тяжелых и обогащены Ba . Эти особенности их состава отражены в появлении на спайдер-диаграмме соответствующих минимумов и максимумов, характеризующих субдукционные вулканические серии, например Антильской островной дуги [Toothill et al., 2007]. Спектр редкоземельных элементов имеет более пологий наклон.

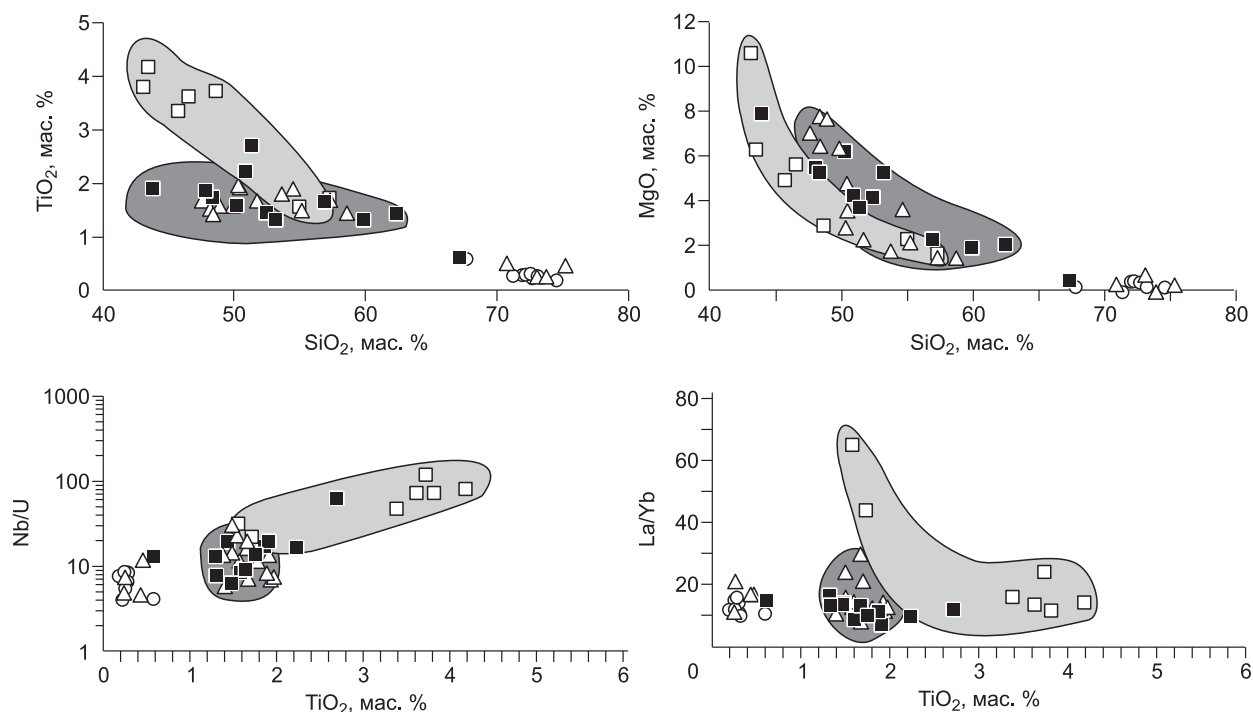


Рис. 6. Распределение петрогенных оксидов относительно SiO_2 и отношений редких элементов относительно TiO_2 для вулканитов хр. Кропоткина.

Усл. обозн. см. на рис. 5.

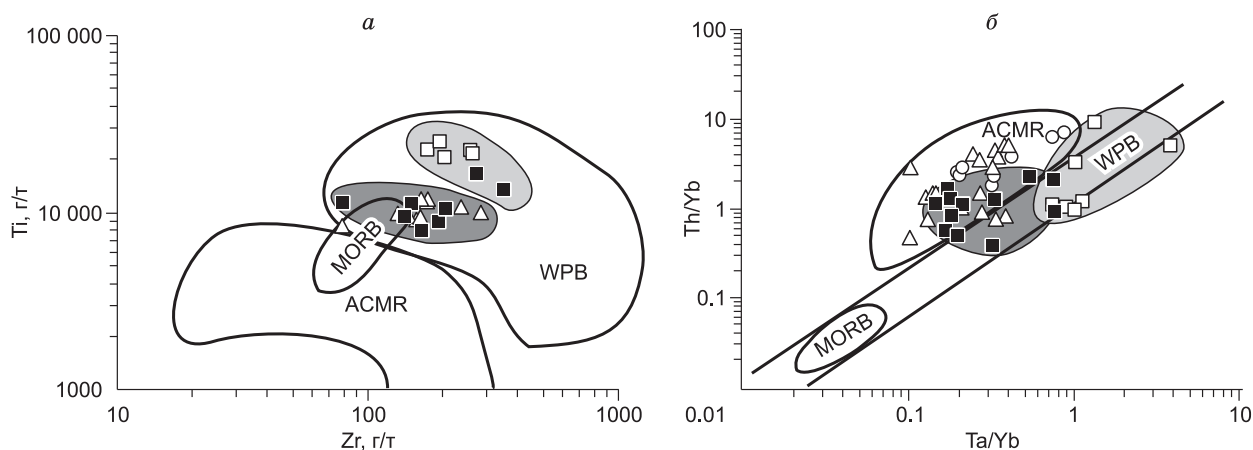


Рис. 7. Составы вулканитов хр. Кропоткина на диаграммах Ti—Zr (а) и Th/Yb—Ta/Yb (б). Границы полей приведены по [Pearce, 1982, 1983].

WPB — внутриплитовые базальты, ACMR — вулканические породы активных континентальных окраин, MORB — базальты срединно-океанических хребтов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 5.

Сиалические породы по сравнению с ассоциирующими с ними базальтами резко обогащены редкими литофильными элементами Rb, Th, U, Zr, Hf и редкоземельными элементами. В них также отмечаются высокие содержания Nb и Ta, хотя, как было показано ранее [Воронцов и др., 2008], в общем спектре распределения несовместимых элементов, как и в умеренно-титанистых базальтах, эти элементы образуют относительный концентрационный минимум. Коэффициент агпаитности в трахириолитах-комендитах близок к единице, что показывает повышенную концентрацию щелочей при низком содержании глинозема и объясняет присутствие щелочных темноцветных минералов. Эти породы характеризуются также низкими концентрациями Sr (19—89 г/т), что является классификационным признаком для

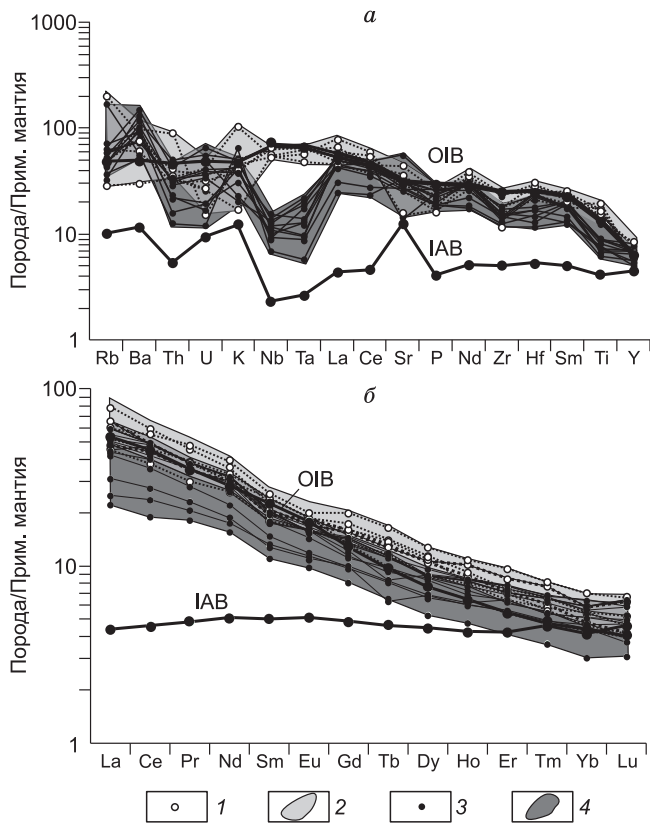


Рис. 8. Распределение редких (а) и редкоземельных элементов (б) в базитах хр. Кропоткина. Нормировано на состав примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

1, 2 — высокотитанистые базиты, 3, 4 — умеренно-титанистые базиты.

OIB — щелочные базальты океанических островов, по [Sun, McDonough, 1989], IAB — толентовые базальты Малой Антильской островной дуги, по [Toothill et al., 2007].

щелочных риолитоидов, однако по сравнению с пантеллеритами они обладают пониженными содержаниями суммарного железа по отношению к глинозему.

Изотопный состав (Sr, Nd) и источники базитов. Состав магматических пород хр. Кропоткина варьирует в широких пределах от основных до кислых, и, как было отмечено выше, наблюдаются явные геохимические различия между высокотитанистыми и умеренно-титанистыми базитами. Первые по своим геохимическим характеристикам близки к составу базальтов внутриплитовых обстановок, связанных с формированием горячих точек мантии, вторые — обладают признаками базальтов субдукционных обстановок. Необходимо отметить, что

подобное сочетание базальтов не является необычным для различных магматических ареалов. Такие расплавы описаны для нижнедевонской тешенит-сиенитовой ассоциации черносопкинского комплекса северо-западной части Восточного Саяна [Лавренчук, 2004], кроме того, формируют многие крупные трапповые провинции мира [Альмухамедов и др., 1999; Wooden et al., 1993; Pic et al., 1999] и ассоциации современных островодужных систем, например на Камчатке [Колосков, 2003]. Учитывая эти обстоятельства, возникает вопрос о механизме формирования этих базальтов и составе их источников. С этой целью

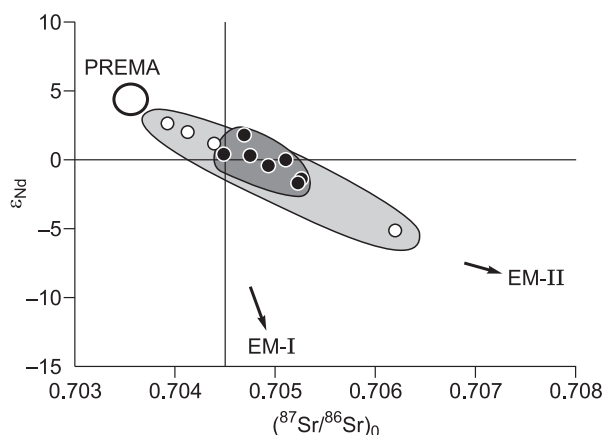
Таблица 2. Изотопный состав стронция и неодима в раннедевонских базитах хр. Кропоткина

Номер пробы	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\pm 2\sigma$)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$
<i>Умеренно-титанистые базиты</i>										
АРЫ-1/1	28.12	1172.37	0.069457	0.705489 \pm 12	0.705091	8.90	41.04	0.130592672	0.512467 \pm 8	0.1
АРЫ-1/2	45.09	288.62	0.452485	0.707516 \pm 11	0.704926	7.77	40.23	0.1162719	0.512408 \pm 5	-0.4
АРЫ-1/5	21.18	679.14	0.090295	0.705789 \pm 11	0.705272	8.00	35.32	0.136275849	0.512410 \pm 6	-1.3
АРЫ-1/8	34.44	582.30	0.171279	0.706205 \pm 10	0.705224475	8.76	40.81	0.129201854	0.512375 \pm 6	-1.7
ХОЛ-1/3	29.36	650.12	0.130788	0.705439 \pm 11	0.704690	7.82	38.17	0.123402814	0.512543 \pm 9	1.9
ХОЛ-1/5	36.42	535.56	0.196923	0.705873 \pm 12	0.704746	6.51	29.87	0.131289908	0.512478 \pm 9	0.2
ХОЛ-1/8	29.36	553.06	0.153722	0.705371 \pm 10	0.704490984	8.13	38.08	0.128506425	0.512477 \pm 5	0.4
<i>Высокотитанистые базиты</i>										
МНГ-1/1	18.33	700.13	0.075808	0.704830 \pm 9	0.704396022	8.00	35.42	0.135947951	0.512536 \pm 9	1.1
МНГ-1/2	37.23	770.00	0.140003	0.704946 \pm 12	0.704144523	8.63	40.75	0.127471888	0.512558 \pm 13	2.0
МНГ-1/4	34.54	549.01	0.182211	0.707251 \pm 10	0.706207893	9.98	48.05	0.125016802	0.512188 \pm 30	-5.1
МНГ-1/6	40.25	936.55	0.124439	0.704647 \pm 10	0.703934621	10.79	44.81	0.144936489	0.512637 \pm 6	2.6

Примечание. Изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) и неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) в породах определен на масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в Центре коллективного пользования ИИЦ СО РАН. Концентрации элементов определены с точностью около 1 отн.%. Изотопные отношения измерялись с точностью (2σ): $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — 0.5 отн.% и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ — 0.2 отн.%. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ вычислена относительно модельного резервуара CHUR с параметрами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Фоп, 1989].

Рис. 9. Изотопный состав базитов хр. Кропоткина на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{\text{Nd}}$.

PREMA — умеренно-деплементированный мантийный источник, EM-I — мантийный источник, обогащенный неодимом, EM-II — мантийный источник, обогащенный радиогенным стронцием. Остальные усл. обозн. см. на рис. 8.



для высокотитанистых и умеренно-титанистых базитов были выполнены исследования изотопного состава Sr и Nd, результаты этих исследований представлены в табл. 2 и отражены на графике $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - \epsilon_{\text{Nd}}$ (рис. 9). Допуская, что эти две группы базитов обязаны своим происхождением разным по содержаниям некогерентных элементов источникам расплавов, следует ожидать, что они будут отличаться также и по своим изотопным характеристикам. Учитывая увеличение величины Nd/Sm в высокотитанистых базитах, их изотопные метки должны быть смещены в область составов тех расплавов, которые обеднены радиогенным неодимом, и обладать отрицательными значениями ϵ_{Nd} . Однако такие различия не выявлены. Из графика следует, что точки составов высокотитанистых базитов образуют область составов, которая вытянута в направлении тренда корреляции составов мантийных источников расплавов (mantle array) от источников с характеристиками PREMA к источникам EM-II и перекрывает компактное поле составов умеренно-титанистых базитов. Поэтому вероятно, что обе группы базитов были образованы из общего источника, обладающего изотопными Sr-Nd характеристиками «мантийного ряда» и обогащенного редкими литофильными элементами. В этом случае возникает второй, не менее принципиальный вопрос, почему из одного изотопного источника образуются разные геохимические типы пород. Этот вопрос усложняется тем, что, как отмечалось выше, разные типы базитов встречаются в пределах одного вулканического поля. Попытка объяснить различия в составе базитов импульсами магм разного состава, образованными при разной степени частичного плавления или при кристаллизационной дифференциации, приводит нас к неразрешимым противоречиям. Как известно, низкокремнистые оливиновые, в том числе и пикритоподобные, базальты являются индикаторами высоких степеней (25—30 %, по [Green, Ringwood, 1967]) частичного плавления мантии, но высокие содержания несовместимых элементов достигаются, наоборот, при низких степенях (менее 15 %) ее частичного плавления. При кристаллизационной дифференциации низкокремнистых базитовых магм остаточные расплавы, к которым можно было бы отнести высококремнистые умеренно-титанистые породы трахибазальт-трахиандезитовой ассоциации, должны обогащаться некогерентными элементами одновременно с увеличением их кремнекислотности и(или) щелочности. Эта тенденция также не реализуется. Очевидно, что существуют иные механизмы формирования этих породных ассоциаций. Различия в составе базитов и природа фиксируемых минимумов высокозарядных элементов в умеренно-титанистых породах, возможно, определяются геодинамическими факторами. По сравнению с другими проявлениями девонского магматизма Алтае-Саянской складчатой области рассматриваемые вулканы хр. Кропоткина приближены к границе Сибирской платформы. Они, так же как и бимодальные магматические ассоциации грабенов Северо-Западной Монголии [Воронцов и др., 1997], тяготеют к внутриконтинентальным частям краевого вулканоплутонического пояса [Гордиенко, 2004, 2006], сформированного вдоль границы девонского Северо-Азиатского палеоконтинента и среднепалеозойского Палеотетиса. С этой позиции их формирование было обусловлено рифтогенезом в тылу активной континентальной окраины над зонами субдукции. Это подразумевает существование водонасыщенной надсубдукционной мантии и вовлечение ее в зону плавления наряду с астеносферной мантией, что приводит к появлению материнских расплавов, обедненных гидрофобными элементами Nb, Ta и Ti по отношению к крупнокатионным литофильным элементам Ba, K и легким редким землям La и Ce [Hawksworth et al., 1993; Briqueu, 1984]. Именно такими геохимическими чертами обладают умеренно-титанистые ассоциации базитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магматизм хр. Кропоткина имеет рифтогенную природу, на что указывают следующие данные. Ареал распространения девонских вулканических полей в пределах хребта вытянут в субширотном направлении, ограничен субширотными разломами и является крайним восточным фрагментом области распространения магматических комплексов Тувинского прогиба. В строении девонских вулканических полей хр. Кропоткина участвуют породы высокой щелочности, типичные для зон континентального

рифтогенеза. Магматические ассоциации сложены пикритоподобными базальтами, субщелочными базальтами и долеритами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, трахитами, трахириодацитами, трахириолитами и комендитами. Кислые вулканы резко преобладают в составе ассоциаций.

2. Среди субщелочных базитов выделяются две дискретные группы по содержанию TiO_2 : первая группа — умеренно-титанистая ($TiO_2 \sim 1.3—2.0$ мас.%), вторая — высокотитанистая ($TiO_2 \sim 2.2—4.2$ мас.%). Обе группы базитов были образованы из общего источника, обогащенного редкими литофильными элементами и обладающего мантийными изотопными характеристиками. В то же время умеренно-титанистые базиты по сравнению с высокотитанистыми обеднены K, Rb, REE, Nb, Ta, Th, U. Геохимические различия в составе базитов обусловлены различной степенью вовлечения водонасыщенной надсубдукционной мантии в область плавления астеносферной мантии. В случае максимального влияния водонасыщенной мантии в источнике магмообразования появляются умеренно-титанистые базитовые расплавы с геохимическими признаками магматических серий активных континентальных окраин.

Авторы выражают искреннюю благодарность И.В. Гордиенко и Г.С. Федосееву за ценные замечания и конструктивную критику материалов статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-00365) и СО РАН (проект № 16.11 «Вулканизм и горообразование Центральной Азии в фанерозое, модели и корреляция эндогенных, климатических и катастрофических событий в кайнозое»).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотрисового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный анализ. Новосибирск, Наука, 1984, 328 с.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Девонские магматические ассоциации со щелочными породами Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика, 1992 (8), с. 62—68.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Источники базитовых расплавы девонских бимодальных рифтогенных магматических ассоциаций Центральной Азии (на основе данных о редких элементах и изотопах стронция в базитах Северо-Западной Монголии) // Петрология, 1997, т. 5, № 3, с. 236—252.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандмирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // Докл. РАН, 2008, т. 423, № 2, с. 222—227.

Гаврилова С.П., Лувсанданзан Б. Девонский магматизм. Западная Монголия // Континентальный вулканизм Монголии. М., Наука, 1983, с. 6—9.

Гордиенко И.В. Девонская вулканоплутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1969, 113 с.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 238 с.

Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера, 2004, № 3, с. 4—16.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

Государственная геологическая карта СССР (новая серия). М-б 1:1 000 000. М., Мингео СССР, 1973.

Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-XXIX. М., Мингео СССР, 1973.

Дубин П.В., Рик Л.П. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-XXIX. Объяснительная записка. М., Мингео СССР, 1965.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 2, 334 с.

Зубков В.С. К сопоставлению щелочных базальтовых формаций Минусинской системы впадин и Байкальского рифта // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск, Наука, 1986, с. 112—133.

Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилуйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология, 2006, т. 14, № 6, с. 626—648.

Колосков А.В. Проявление вулканизма внутриплитного геохимического типа в островодужной системе и его значение для понимания глубинных процессов геодинамики (на примере Камчатки) // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле, 2003, № 2, с. 15—32.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Лавренчук А.В., Изох А.Э., Поляков Г.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э., Травин А.В. Черносопкинский тешенит-сиенитовый комплекс северо-западной части Восточного Саяна — одно из проявлений раннедевонского плюмового магматизма // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (6), с. 663—677.

Луцицкий И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.

Моссаковский А.А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963, 216 с.

Павленко А.С. Петрология и некоторые геохимические особенности среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород Восточной Тувы // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., АН СССР, 1963, с. 239—247.

Пелепегин В.И. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Восточно-Саянская, лист N-47-XXVIII. Объяснительная записка. М., Мингео СССР, 1975.

Поляков Г.В., Довгаль В.Н., Телешев А.Е., Федосеев Г.С., Богнибов В.И. Латеральная изменчивость эффузивно-интрузивных ассоциаций зон среднепалеозойской активизации каледоно-байкальских структур Алтае-Саянской складчатой области // Докл. АН СССР, 1972, т. 203, с. 1374—1377.

Смирнова Е.В., Мысовская И.Н., Ложкин В.И., Пахомова Н.Н. Оценка спектральных помех при использовании ИСП-МС прибора с магнитным сектором ELEMENT 2: определение редкоземельных элементов // Всероссийская конференция по аналитической химии «Аналитика России». М., 2004, с. 157—158.

Фор Г. Основы изотопной геологии. Пер. с англ. М., Мир, 1989, 590 с.

Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Девонский вулканизм восточного обрамления Монгольского Алтая и его структурная приуроченность // Геотектоника, 1993, № 4, с. 76—86.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—587.

Briqueu L., Bongault H., Joron J.-L. Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, № 68, p. 297—308.

Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas // Contr. Miner. Petrol., 1967, № 16, p. 103—190.

Hawkesworth C.J., Callagher K., Hergt J.M., McDermott F. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // Philos. Trans. R. Soc. London, 1993, A 342, p. 179—191.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries // Andesites / Ed. R.S. Thorpe. Wiley, Chichester, 1982, p. 525—548.

Pearce J.A. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental basalt and mantle xenolith / Eds. C.J. Hawkesworth and H.J. Norry. Nantwich, Shiwa, 1983, p. 230—249.

Pic R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B. Isotopic and trace element signature of Ethiopian flood basalts: evidence for plume–lithosphere interactions // Geochim. Cosmochim. Acta, 1999, v. 63, № 15, p. 2263—2279.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Narry. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, т. 6, № 42, p. 313—345.

Toothill J., Williams C.A., MacDonald R., Turner S.P., Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Jerram D. A., Ottley C.J., Tindle A.G. A complex petrogenesis for an arc magmatism suite, St Kitts, Lesser Antilles // J. Petrol., 2007, v. 48, № 1, p. 3—42.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.W., Rnight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta, 1993, v. 57, p. 3677—3704.