

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ-ПАЛЕОЦЕНОВЫЙ КАЛИЕВЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Флеров Г.Б.*, Федоров П.И.**

**Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия
e-mail: flerov@kcs.iks.ru*

***Геологический институт РАН, Москва, Россия
e-mail: pi_fedorov@mail.ru*

LATE CRETACEOUS-PALEOGENE POTASSIC MAGMATISM OF THE CENTRAL KAMCHATKA

Flerov G.B.*, Fedorov P.I.**

**Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia
e-mail: flerov@kcs.iks.ru*

***Geological Institute of RAS, Moscow, Russia
e-mail: pi_fedorov@mail.ru*

The data are reported on the isotopic and trace-element composition of potassic igneous rocks from central Kamchatka. The composition of minerals and distribution of incompatible elements in volcanic (shoshonitic and potassic alkaline series) and intrusive (including differentiated gabbro–syenite and trachybasalt–latite pairs) rocks testify to the comagmatic character of members of the volcano–plutonic associations and the derivation of their parental melts from a single primary magma source. The low HFSE and HREE concentrations of the rocks, as compared with those of potassic rocks of intra-arc rifts, and their low Sr and high Nd isotopic ratios suggest that the mantle source was similar to MORB. The high LILE concentrations of the rocks point to the involvement of a fluid component, which was introduced into the melts during their primary magma evolution.

Развитие калиевого вулканизма в островодужной и окраинно-континентальной обстановках обычно связывается с тыловыми частями надсубдукционных зон, проявлением интрадугового рифтогенеза, коллизионными процессами, а проявления шохонитовых вулкаников на энсиалических островных дугах с высокой мощностью коры позволяют рассматривать эти породы как результат контаминации пород коры глубинными расплавами.

Породы калиевой базальтоидной вулканоплутонической формации прослеживаются прерывистой полосой вдоль восточного склона Срединного хребта Камчатки на площади от верховьев реки Кирганик на севере до реки Озерная Камчатка на юге [1, 4, 6, 7]. Формация включает лавы, субвулканические тела, дайки, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, слагающие кирганикскую свиту и гипабиссальный интрузивный комплекс. Среди вулкаников выделяются две ассоциации (серии) пород: плагиоклазовая субщелочная шохонитовая и бесплагиоклазовая калиевая щелочнобазальтоидная [3, 5]. Породы обеих серий развиты в пределах одних и тех же площадей и прослеживаются во всем разрезе свиты, однако, в целом, отмечается возрастание калиевой щелочности пород к верхам разреза, где преимущественным развитием пользуются субвулканические образования калиевой щелочной ассоциации. Завершается щелочной базальтовый вулканизм позднемелового–палеогенового этапа развития Центральной Камчатки широкомасштабным калиевым метасоматозом, структурно связанным с жерловинами кирганикских палеовулканов [4].

Шохонитовая серия включает базальты, базальты с повышенным содержанием титана, трахибазальты, трахиандезитобазальты, латиты, эссекситы и дайки порфирированных пироксенитов. Базальтоиды сложены вкрапленниками плагиоклаза, салита и диопсида ($Wo_{44,5-50}En_{35-50}Fs_{4-17}$; $K_{mg}=67-93$; $Cr_2O_3=0-0,60$ мас.%), магнетита, иногда биотита и очень редко роговой обманки. В базальтах повышенной титановости встречены также единичные зерна железистых ортопироксенов ($Wo_2En_{59-60}Fs_{38-39}$), а в трахибазальтах – единичные зерна хромшпинелидов ($Cr_2O_3=49-51$ мас.%). Основная масса сложена лейстами натриевого и калиевого полевого шпата, микролитами клинопироксена, магнетита, зернами хлорита, эпидота, гидробиотита. Латиты отличаются наличием

ем парагенезиса вкрапленников ортоклаза и биотита, а также повышенным содержанием плагиоклаза среди фенокристаллов и полевых шпатов среди микролитов. Порфирировидные пироксениты состоят из вкрапленников диопсида, погруженных в диопсид-магнетитовую матрицу, интерстиции которой заполнены альбит-эпидот-хлоритовым агрегатом. В них, как и в трахибазальтах отмечены включения диопсидитов, где в качестве минерала-узника присутствуют гранаты гроссулярового ряда [5].

Бесплагиоклазовая калиевая щелочная серия включает потоки абсарокитов, дайки и силлы шонкинитов, лейцит-содержащих анальцимовых шонкинит-порфириров, субвулканические тела эпилейцитовых шонкинитов и силлы ортоклазовых пироксенитов. Абсарокиты сложены вкрапленниками салита ($Wo_{45-48,5}En_{39-47}Fs_{4-19}$; $K_{mg}=65-90$; $Cr_2O_3=0-0,45$ мас.%), реже магнетита; основная масса содержит микролиты клинопироксена, ортоклаза, магнетита, реже биотита. Шонкиниты и шонкинит-порфиры по минеральному составу близки абсарокитам, обладают высокой степенью раскристаллизованности, вплоть до полнокристаллических разностей. К последним относятся и эпилейцитовые шонкиниты субвулканических тел, которые, кроме того, содержат эпилейцит в порфирировидных выделениях, а также гадингсит. В лейцит-содержащих анальцимовых шонкинит-порфирах фенокристаллы сложены анальцимом (псевдоморфоза по лейциту), салитом, магнетитом и диопсидом. В пироксенах обнаружены включения лейцита, а также поликомпонентные расплавные и газовой-расплавные включения высококалийевого состава. Основная масса породы скрытокристаллическая и представлена девитрифицированным стеклом, в которое заключены многочисленные розеточки анальцима, микролиты клинопироксена, магнетита, калиевого полевого шпата, биотита [5]. Ортоклазовый пироксенит содержит клинопироксен (85-90 об.%), магнетит. Интерстиции выполнены агрегатом ортоклаза, биотита, магнетита. Во всех типах пород присутствует аксессуарный хлорапатит.

Интрузивный комплекс образован дунитами, пироксенитами, габбро (ранние магматические фазы), сиенитами и монцонитами (поздние фазы), слагающими полифазовые и простые массивы соответствующего состава [4].

Дуниты – обычно мономинеральные оливиновые (Fo_{85-89}) породы, но встречаются разности, содержащие до 5 об.% диопсида ($Wo_{47-50}En_{46-48}Fs_{4-5}$; $K_{mg}=89-92$; $Cr_2O_3=0,13-0,53$ мас.%). В качестве аксессуарного минерала постоянно присутствуют хромшпинелиды ($Cr_2O_3=17-38$ мас.%). По трещинкам и в интерстициях развит флогопит, часто с ним ассоциирует апатит.

В пироксенитах часто присутствуют магнетит (до 5-10 об.%) и биотит или флогопит; иногда они содержат оливин (Fo_{83-84}) до 10 об.%. Клинопироксены слагают последовательный ряд от диопсидов ($Wo_{48-50}En_{45-47}Fs_{5-7}$; $K_{mg}=86-90$) до салитов ($Wo_{49-51}En_{33-40}Fs_{10-16}$; $K_{mg}=70-80$). Габбро представлены биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми разностями. Отмечаются габбро-пироксенитовые, меланократовые, лейкократовые и ортоклазсодержащие дифференциаты. Количественно-минеральный состав габбро варьирует в пределах (об.%): cPx – 30-60, Pl – 25-60, Mt – 5-15, Bt – 5-15. Отмечаются меланократовые и лейкократовые разности. Состав клинопироксенов располагается в пределах $Wo_{44-49}En_{38-42}Fs_{11-14}$; $K_{mg}=72-78$, плагиоклазов – An_{31-66} . В виде единичных зерен встречаются оливин и ортопироксен ($Wo_3En_{58-64}Fs_{33-39}$; $K_{mg}=64-66$), и всегда присутствует аксессуарный хлорапатит.

Сиениты и кварцевые сиениты имеют следующий количественно-минеральный состав (об.%): Pl – 20-35, Ort – 45-50, Hb – 10-15, кварц – 5-15, Bt – 5, Mt – 5. Монцониты представлены амфиболовыми и кварц-амфиболовыми разностями и содержат (об.%): Pl – 25-40, Ort – 25-40, Hb – до 40, Mt – 5, Bt, Qtz, cPx до 5, соответственно. Во всех породах присутствуют аксессуарные минералы: апатит, сфен, реже ильменит, циркон. Состав пироксенов находится в пределах $Wo_{46-50}En_{36-39}Fs_{12-16}$ ($K_{mg}=71-75$), плагиоклазов из сиенитов и монцонитов – в пределах An_{22-53} и An_{43-59} , соответственно.

Породы вулканогенного комплекса как шошонитовой, так и калиевой щелочной серий образуют непрерывные ряды соответственно от базальтов (абсарокитов) до трахиандезитов, латитов (шонкинитов), и на диаграмме $K_2O - SiO_2$ породы практически полностью располагаются в поле составов шошонитовой серии, а на диаграмме $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ – в области щелочных пород, образуя два тренда [7]. Первый тренд образован породами калиевой щелочной серии и обнаруживает резкое увеличение калия при незначительном росте кремнезема. Эти породы так-

же характеризуются повышенным содержанием фосфора. Второй тренд, образованный породами шошонитовой серии, является более пологим. Отношение K_2O/Na_2O в лавах шошонитовой серии изменяется от 0,7-0,8 до 2,5, а в породах калиевой щелочной серии достигает 5. Породы интрузивного комплекса варьируют по содержанию калия от практически бескалийевых дунитов и части пироксенитов до калиевых габбро, монцонитов и сиенитов. Породы обоих комплексов отличаются низкими содержаниями титана. Исключение составляет группа базальтов повышенной титановости, в которых содержание TiO_2 достигает 1,6-1,7 мас.%. Учитывая, что клинопироксены в них также характеризуются повышенным содержанием титана [5], предполагается, что исходные для данных пород расплавы изначально могли быть обогащены этим элементом.

«Пилообразное» распределение элементов на спайдерграммах, а именно положительные аномалии крупноионных (LILE) элементов и отрицательные аномалии высокозарядных (HFSE) литофильных элементов и, в частности резкая Nb-Ta аномалия, указывают, с одной стороны, на сходство их состава, за исключением содержания калия и фосфора, с другой – на образование пород обоих комплексов в надсубдукционной обстановке. Вместе с тем, абсолютные концентрации HFSE, Ba, Th, U, как и La/Yb отношения в породах формации существенно ниже, чем в типичных субдукционных шошонитах, показывая сходство с калиевыми вулканитами ранних стадий интрадугового рифтогенеза [8]. Близость состава пород шошонитовой и калиевой щелочной серий вулканогенного комплекса и пород интрузивного комплекса отчетливо проявлена и при анализе межэлементных отношений, образующих три группы: с более низкими отношениями, чем в примитивной мантии (Th/U, Ti/P, Nb/Ta и Nb/Th), близкими (Ti/Zr, Zr/Y) и более высокие, чем в примитивной мантии (отношения щелочных, щелочноземельных и редкоземельных элементов, а также Ba/Nb и La/Ta). Интервалы значений большей части межэлементных отношений слабо варьируют в пределах пород как вулканогенного, так и интрузивного комплексов.

Комагматичность пород щелочной формации Центральной Камчатки является результатом не дифференциации единого геологического тела, а закономерного сочетания и родства пород разного состава и фациального облика [1, 4, 5]. В выделяемых рядах габбро – сиенит (монцонит), трахибазальт (базальт) – латит все породы характеризуются четко выраженной калиевой специализацией, сходным изотопным составом Sr и Nd, близким интервалом межэлементных отношений редких элементов и, таким образом, могут рассматриваться как члены комагматичной вулканоплутонической ассоциации [1, 4, 5]. Высокие содержания редких элементов в породах формации отчетливо коррелируют с общим трендом эволюции составов. Линейный характер распределения элементов в породах различного фациального и химического состава также свидетельствует о единстве их происхождения в результате дифференциации первичной магмы.

Распределение редкоземельных элементов в породах обоих комплексов является слабо фракционированным; анализ поведения тяжелых редкоземельных элементов (HREE) показывает, что их нормированные концентрации ниже по сравнению с составом MORB, в 2-5 раз. При этом ортоклазовые пироксениты в еще большей степени обеднены HREE и могут рассматриваться как кумулат, что подтверждается минералогическими исследованиями [5]. Такие низкие концентрации HREE предполагают обедненный источник в мантийном клине, вероятно, являющийся результатом более ранних процессов плавления источника близкого к MORB во время событий внутридугового рифтинга [1]. Низкие изотопные отношения стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,703271-0,703512$) и высокие неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd=0,51285-0,51303$) в лавах обеих серий [2] не противоречат данному заключению.

Таким образом, приведенные данные о распределении петрогенных и редких элементов в лавах шошонитовой и калиевой щелочной серий и породах интрузивного комплекса позволяют предположить их происхождение из единого источника обедненной мантии в обстановке начинающегося рифтогенеза. Разнообразие пород обеих серий обусловлено процессом кристаллизационной дифференциации с фракционированием клинопироксена (и, возможно, оливина), привнесением калия в расплавы калиевой щелочной серии потоками трансмагматических флюидов, а также смешением расплавов, являющихся производными субщелочной и щелочной магм.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Селиверстов В.А., Дорендорф Ф., Чурикова Т.Г. Калиевые вулканиты Центральной Камчатки и позднемеловая-палеогеновая Курило-Камчатская щелочная провинция // Петро-

логия. 1999. Т. 7. № 5. С. 559-576.

2. Колосков А.В., Флеров Г.Б. Изотопный состав Sr и Nd в клинопироксенах базит-гипербазитовых образований Центральной Камчатки, как отражение условий происхождения и эволюции магматических расплавов // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 64-77.

3. Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. К геохимии позднемеловой шохонитовой ассоциации Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1990. № 3. С. 30-39.

4. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 158 с.

5. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Минералогия и петрология позднемеловых-палеогеновых вулкани-тов Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 3-21.

6. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Мел-палеогеновый магматизм Срединного хребта Камчатки: про-блема источников магм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 83-96.

7. Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология . 2001. Т. 9. № 2. С. 185-203.

8. Gill J.B., Whelan P. Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B4. P. 4561-4578.

ШЕСТЬ ТИПОВ УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ В СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЯХ ИЛИ ПРОБЛЕМА СУЩЕСТВОВАНИЯ АСТЕНОСФЕРНЫХ ОКОН ПОД КОНТИНЕНТАЛЬНЫМИ ОКРАИНАМИ, ИСПЫТАВШИМИ ОБДУКЦИЮ ОФИОЛИТОВ

Хаин Е.В.*, Ремизов Д.Н.**

**Геологический институт РАН, Москва, Россия*

e-mail: khain@ginras.ru

***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт, Санкт-Петербург, Россия*

e-mail: dmitry_remizov@vsegei.ru

SIX TYPES OF ULTRABASIC-BASIC COMPLEXES IN FOLDED BELTS AND THE PROBLEM OF THE ASTENOSPHERIC WINDOWS UNDER OPHIOLITE OBDUCTION ZONES

Khain E.V.*, Remizov D.N.**

**Geological Institute RAS, Moscow, Russia*

e-mail: khain@ginras.ru

***All-Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

e-mail: dmitry_remizov@vsegei.ru

Based on the summarizing and comparison of data obtained for Polar Urals and Sayan-Baikal area, and previously published materials for ultrabasic-basic associations of these regions, of the Scandinavian and Appalachian Caledonides, and the Circum-Pacific area, the new classification of ultramafic-mafic complexes of Phanerozoic thrust-and-fold belts was suggested, and geodynamic settings for these complexes were revealed.

На основании материалов, полученных нами за последние 20 лет по неопротерозойским и палеозойским комплексам Сибири, Монголии и Полярного Урала и обобщения литературного материала по палеозойским и более молодым комплексам Норвегии, Аппалачей, западной окраине Северной Америки и южной окраине Южной Америки, а также южной части архипелага Папуа-Новая Гвинея предложена новая классификация пород ультрамафит-мафитовых комплексов, сохранившихся в структурах складчатых сооружений. В данном сообщении мы намеренно не рассматриваем мантийные тектониты и вулканогенные комплексы, так как исследования этих