

УДК 553.22/552.321.6(571.66)

Г. Б. ФЛЕРОВ, А. В. КОЛОСКОВ

О КАЛИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТАХ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ
СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ

Авторами настоящей статьи кратко описываются своеобразные пироксен-ортоклазовые метасоматические породы, приуроченные к области экзоконтакта порфиридных кварцевых сиенитов, прорывающих интрузив ультраосновных пород. Магматические и метасоматические породы образуют единый зональный массив в верховьях р. Лево́й Андриановки (рисунок), причем кварцевые сиениты, слагающие внутреннюю зону, приурочены к области экзоконтакта ультраосновного интрузива, чем создается общая асимметрия зональности.

Эти пироксен-ортоклазовые породы впервые были описаны в 1936 г. А. И. Морозовым и А. В. Щербаковым. Не высказывая определенного мнения об их генезисе в связи со слабой изученностью магматических и метасоматических образований района, указанные авторы, основываясь на своеобразном составе их, предложили название «камчатит» (7). При детальном изучении этих образований в 1963 г. мы пришли к выводу об их метасоматическом происхождении за счет ультраосновных пород упомянутого массива. И магматические и метасоматические породы, участвующие в строении всего массива, отражают различные этапы становления субщелочной вулканоплутонической формации палеогенового возраста, выделенной нами в пределах Срединного хребта Камчатки (9). Вулканогенная фация указанной формации представлена андезито-базальтовыми, трахиандезитовыми порфиритами и их пирокластическими аналогами. Интрузивная фация включает сложно построенные габбро-сиенитовые массивы, самостоятельные интрузии пироксенитов — сиенитов — габбро. Метасоматические процессы завершают эволюцию субщелочного магматизма и накладываются на уже сформированные породы, образуя метасоматические зоны внутри интрузивных тел и отдельные участки среди поля развития трахиандезитовых порфиритов (5).

Магматические и метасоматические образования, входящие в состав данной формации, прослеживаются прерывистой полосой вдоль восточного склона Срединного хребта Камчатки и пространственно приурочены к зоне глубинного структурного шва, отделяющего внутреннюю вулканическую дугу от Срединного массива метаморфических пород (4).

Интрузивное тело (рисунок) ультраосновных пород, с которым ассоциируются сиениты и метасоматические образования, несколько вытянуто в северо-восточном направлении и прорывает метаморфические породы камчатской серии условно протерозойского возраста и андриановской свиты условно палеозойского возраста (4). Этот массив приурочен к флексуобразному перегибу вышеотмеченных

толщ и погружается к востоку — северо-востоку под углом 50—70°. В большинстве случаев пространственное положение плоскости контакта близко совпадает с пространственной ориентировкой сланцеватости в гнейсах, кристаллических и зеленых сланцах в области экзоконтакта. Причем надо отметить, что на участке непосредственного контакта и в пироксенитах эндоконтакта рассланцевания нет, породы массивные, контакт спаянный. Однако встречаются участки, где контакт рассланцован, что выражается в образовании чешуек биотита, ориентированных вдоль линии контакта. Нам кажется возможным на основании этих фактов говорить, что внедрение ультраосновной интрузии происходило либо почти одновременно, либо позднее регионального рассланцевания вмещающих толщ.

Как было сказано выше, в области северо-восточного эндоконтакта массива со сланцами обнажаются измененные вторичными процессами порфириновые кварцевые сиениты (в эндоконтактах кварц-роговообманковые диориты) с реликтами сосюритизированного плагиоклаза среднего состава, иногда зонального, и реликтами пироксена. Северо-восточный контакт сиенитов довольно прямолинейный и контролируется северо-западным тектоническим нарушением, выраженным зоной интенсивно окварцованных пород. Кварцевые сиениты включают многочисленные ксенолиты сланцев, редко пироксенитов, четко ориентированные вдоль линии контакта. Породы аналогичного состава слагают самостоятельный интрузив щелочноземельных порфириновых сиенитов в 3 км южнее описываемого зонального массива. Приведенные выше факты позволяют нам говорить, что в строении последнего, имеющего пироксенит-сиенитовый состав, участвует интрузия кварцевых сиенитов, представляющая собой отдельную интрузивную фазу, прорывающую пироксениты. Сиениты отражают один из заключительных интрузивных этапов формирования субщелочной формации. Особый интерес вызывает область юго-западного контакта сиенитов с пироксенитами, где образуются пироксен-ортоклазовые метасоматиты, речь о которых пойдет ниже.

В петрографическом составе пород ультраосновного массива доминируют пироксениты, в меньшем количестве присутствуют биотитовые пироксениты, перидотиты, часто серпентинизированные. Эти породы представлены безжелезистыми разностями (таблица) и состоят из Ca—Mg диопсида ($2V = +50—55^\circ$; $cNg = 38—40^\circ$), частично с развивающимся по нему бесцветным амфиболом, форстерита ($2V = +86—88^\circ$), редко встречается апатит. В контактовых участках отмечаются роговообманковые пироксениты и гориблендиты, а для массива в целом характерно развитие рассланцованных зон с флогопитом, небольших шлиров флогопита. Присутствие в породах флогопита, апатита может свидетельствовать о несколько щелочном характере пироксенитовой магмы.

Резко порфириновые гастингсит-пироксен-ортоклазовые породы слагают наиболее обогащенную ортоклазом зону и постепенно, но быстро через промежуточные ортоклаз-гастингсит-биотит-эпидот-альбит-пироксеновые и гастингсит-биотит-эпидот-пироксеновые разности пород переходят в пироксениты. Среди промежуточных зон встречаются отдельные жилы и линзы гастингсит-пироксен-ортоклазовых пород с довольно резкими контактами, а также альбит-ортоклазовые пегматоидные шлиры.

Остановимся более подробно на характере минеральных и структурных изменений по разрезу в направлении к внутренней зоне. Сначала в пироксенитах появляются светло-зеленый плеохроирующий амфибол, развивающийся по диопсиду, зеленый биотит, эпидот, отдельные кристаллы апатита, в некоторых шлифах встречается карбонат. В дальнейшем процентное количество этих новообразований уве-

Химические анализы пород зонального ультраосновного—субщелочного кварцевого сyenита отдельного интрузивного сyenитового массива

№ п/п	Оксиды		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	Σ
	№	обр.														
1	3001		52,99	0,05	1,54	0,79	2,46	Сл.	17,11	23,65	0,36	0,16	—	0,30	0,07	99,48
	П-63															
2	3059-2		49,16	0,93	16,51	4,43	5,09	0,09	8,51	40,44	2,75	0,67	0,04	0,90	Не опр.	99,52
	П-63															
3	3059-3		53,74	0,51	16,13	4,32	3,40	0,18	2,44	7,50	2,24	8,10	0,12	0,42	0,77	99,86
	П-63															
4	—		51,70	0,47	17,13	2,29	6,03	0,19	3,61	8,13	1,95	6,24	0,16	0,09	1,92	99,91
	3075															
5	П-63		62,96	0,17	18,56	1,58	1,10	0,20	0,85	3,01	4,68	6,50	0,16	0,46	0,24	100,47

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№	п/п	a	b	c	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c	
														1
1	3001	0,78	49,3	0,48	49,4	5,0	48,2	47,0	79,0	1,1	—	—	3,1	1,6
	П-63													
2	3059-2	7,0	28,4	7,6	57,0	31,0	51,0	18,0	87,2	13,5	1,4	—	7,6	0,9
	П-63													
3	3059-3	16,9	18,4	2,5	62,4	39,7	22,9	37,4	29,5	20,6	0,67	—	11,7	6,8
	П-63													
4	—	13,8	19,7	5,0	61,5	41,7	32,0	26,3	32,0	10,0	0,69	—	9,6	2,7
	3075													
5	П-63	19,8	5,3	2,5	72,5	50,7	27,3	22,0	52,5	26,0	1,4	—	2,8	8,0

1 — мономинеральный пироксенит, анализ 3, И. Белянская, ИВ СО АН СССР, 1934; 2 — метасоматит зоны альбитизации, анализ О. М. Тубкоза, ИВ СО АН СССР, 1954; 3 — гасингит-пироксен-ортоклазовый метасоматит, анализ 3, И. Белянская, ИВ СО АН СССР, 1964; 4 — «каждит» А. И. Морозова, 1936; 5 — порфиroidный кварцевый сyenит (Левая Андриановка), анализ 3, И. Белянская, ИВ СО АН СССР, 1964.

личивается, и появляется мелкозернистый альбит, образующий в тесной ассоциации с ними мелкозернистый агрегат; по периферии светло-зеленого амфибола образуются каемки резко плеохроирующего гастингсита. Все вторичные минералы представлены Ca и Mg разностями (гастингсит с $2V = -50-52^\circ$; эпидот с $2V = -74^\circ$) и совершенно очевидно являются продуктом разложения безжелезистого диопсида при замещении его альбитом. Отмеченный выше минеральный агрегат постепенно занимает все больший и больший объем соответственно с увеличением роли альбита (10—30%), в нем появляются мелкие зерна ортоклаза, образуются отдельные лапчатые порфиробласты альбита и ортоклаза. Пироксен этой зоны несколько изменяется в сторону увеличения $2V$, т. е. увеличения железистости, но не достигает значения, характерного для гастингсит-пироксен-ортоклазовой зоны. Отмечаются мелкие зерна новообразованного пироксена, кристаллизующегося по трещинкам в диопсиде. Структуры пород коррозионные. Описанный выше минеральный агрегат, разрастаясь, как бы механически раздвигает зерна пироксена, приспособляясь при этом к вполне определенным направлениям, и создает тем самым пятнистые ориентированные текстуры. Подобные текстуры подчеркиваются расположением игольчатого гастингсита и порфиробластами полевых шпатов. Иногда наблюдается слабая ориентировка пироксена. По-видимому, проникающие растворы использовали интенсивную субпараллельную микротрещиноватость в замещаемых пироксенитах, что способствовало их быстрому прсникновению в породы.

Крайние, наиболее ортоклазовые разности, характеризуют внутреннюю метасоматическую зону и имеют состав: ортоклаз ($2V = -60-65^\circ$;

$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{12.14\%}{2.70\%}$) — 40%, ферросалит — 30%, эпидот — 10%, гастингсит — 10%, магнетит — 10%, апатит, сфен. Кроме того, в кристаллах ортоклаза всюду содержатся реликты мелкозернистого альбита, эпидота, зеленого биотита, широко развитых в промежуточных зонах. Однако количественно-минералогические соотношения сильно варьируют. Пироксен пород плеохроирует в слабо зеленоватых тонах, имеет $2V = +60-62^\circ$. Подобные свойства свидетельствуют о большей железистости его состава (8) в сравнении с диопсидом пироксенитов и характеризуют его как ферросалит ряда диопсид — геденбергит. Структура этих пород существенно определяется крупными (до $4 \times 1,5$ см) кристаллобластами ортоклаза, между которыми как бы зажаты отдельные кристаллы и шпирсы ферросалита, эпидота, магнетита. Ортоклаз создает порфирированность породы и совместно с волокнисто-переделтающимся гастингситом и редко пироксеном образует ориентированные в северо-восточном направлении текстуры.

По химическому составу (таблица) эта порода не находит себе прямых аналогов среди нормальных магматических пород. По классификации А. Н. Заварицкого она относится к ряду нормальных пород, слегка недосыщенных SiO_2 умеренно богатых щелочами, приближаясь к богатым щелочам ($a/c = 6,8$).

На диаграмме химических составов порода попадает в пустое поле между банакитом, лейцититом, авгитовым сиенитом, однако отличается от последних соотношением окислов и в первую очередь $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{8.10\%}{2.24\%}$.

По минералогическому составу порода близка к шонкиниту, но отличается от последнего отсутствием плагиоклаза и химическим составом. Такое своеобразие породы (химический состав, минералогия, структуры) скорее может быть объяснено с позиции ее метасоматического происхождения, что хорошо согласуется с вышеописанными минералогическими и структурными особенностями переходных зон.

Пересчет пород массива (таблица) по Т. Барту, выраженный формулами:

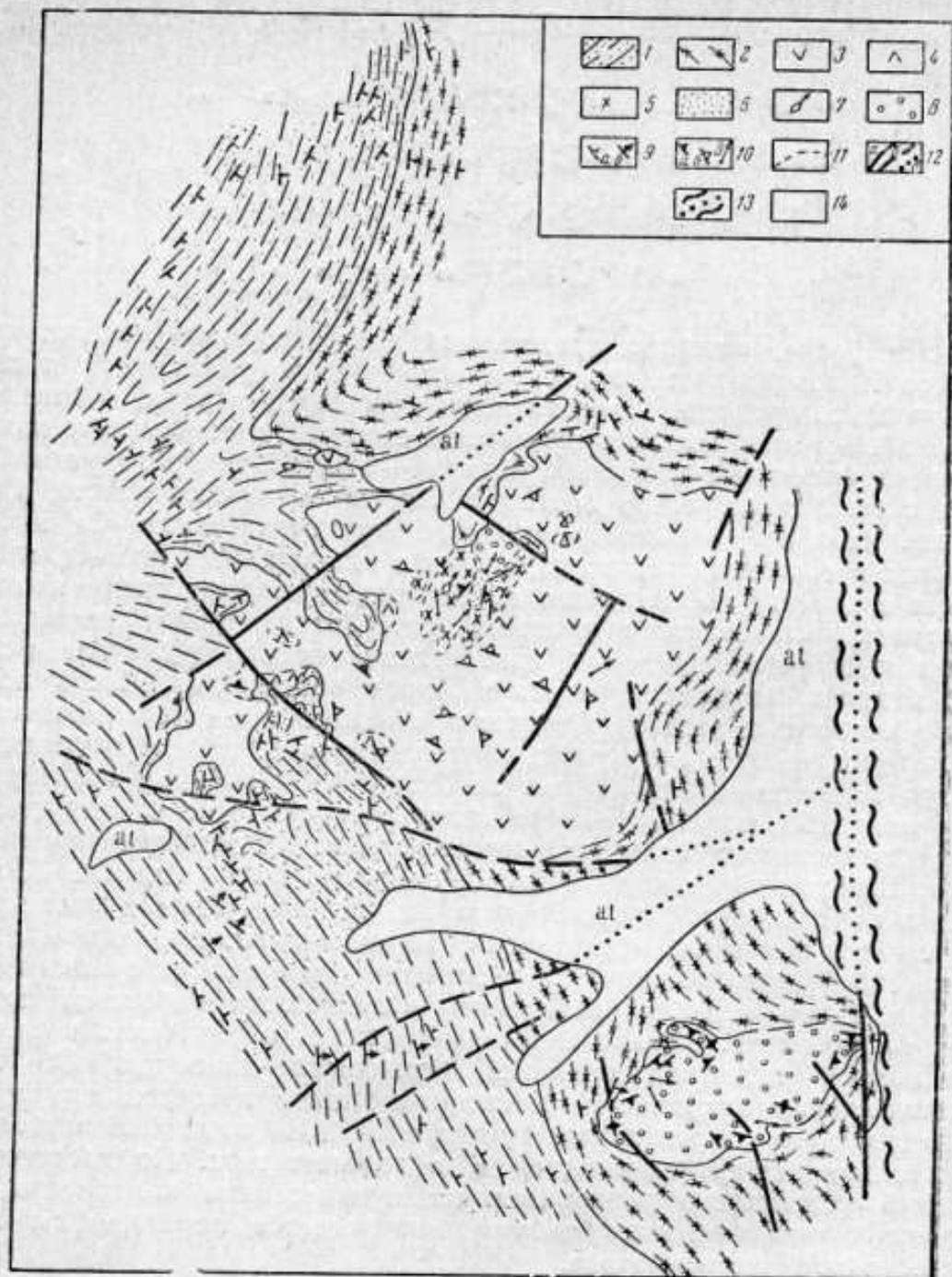
1. $K_2Na_6Ca_2Ca_{245}Mg_{247}Fe_{20}^{+2}Fe_6^{+3}Al_{18}Ti_6Si_{513}P_1O_{1583}OH_{20}$.
2. $K_7Na_{30}Ca_{104}Mg_{118}Fe_{40}^{+2}Fe_{31}^{+3}Al_{141}Ti_7Si_{450}O_{1541}OH_{59}$.
3. $K_{93}Na_{41}Ca_{76}Mg_{34}Fe_{31}^{+2}Fe_{27}^{+3}Al_{180}Ti_3Si_{510}P_7O_{1566}OH_{34}$.
4. $K_{38}Na_{18}Ca_{82}Mg_{51}Fe_{50}^{+2}Fe_{24}^{+3}Al_{288}Ti_7Si_{480}P_{38}O_{1584}OH_{10}$.

позволяет более наглядно представить миграцию минеральных компонентов и возникающие при этом изменения парагенезисов в ходе идущего здесь процесса. Представленные формулы говорят о привносе в пироксениты значительного количества щелочей, в особенности калия, алюминия, фосфора и несколько меньше — железа, титана, группы OH. Привнос этих компонентов приводит систему к неустойчивости, в результате чего все большее и большее количество ионов Ca и Mg, входящих в состав диопсида, переходит в раствор. Меньшая их активность, в сравнении со щелочами, концентрация которых растет по мере нарастания интенсивности процесса, способствует выносу ионов Ca и Mg в соседние зоны, где они кристаллизуются в виде биотита, амфибола, эпидота, карбоната, образуя фронт обогащения. Часть ионов Ca, Mg остается в растворе, приходит в равновесие с ионами щелочей и глинозема и кристаллизуется совместно с альбитом и ортоклазом, образуя те же минералы (фронт альбитизации) (рисунок, 5). Образование калиевых полевых шпатов свидетельствует уже о наступлении стадии существенно калиевого метасоматоза. Дальнейшие изменения физико-химической системы в сторону увеличения потенциала K приводят к почти полному растворению Ca, Mg минералов и почти полному выносу ионов Ca, Mg. Привнос ионов железа, по-видимому, влечет за собой проникновение их в решетку диопсида и вынос из нее ионов Mg, что ведет к увеличению железистости пироксена до состава ферросалита. Однако скорее ферросалит образовался в результате полной перекристаллизации первичного диопсида. Об этом свидетельствуют направление метасоматического процесса, структуры, парагенезис его с ортоклазом, гастингситом. Не вошедшее в решетку ферросалита железо выделяется в виде магнетита. По достижению системой устойчивого равновесия все привнесенные компоненты, соединяясь с остаточными, образуют минеральные парагенезисы зоны максимального метасоматоза.

Присутствие жил пироксен-ортоклазовых пород с резкими контактами объясняется тем, что поднимающиеся щелочные растворы проходили не сквозь монолитную породу, а поднимались по многочисленной серии полых трещин и зонам трещиноватости. Это способствовало быстрому подъему растворов, в результате чего скорость замещения и растворения на этих участках увеличилась настолько, что доминирующую роль приобрела конечная стадия метасоматического процесса. При этом промежуточные стадии реакционного замещения не успевают проявиться в достаточной степени.

Таким образом, общий ход процесса, характер его, составы-парагенезисы и структуры промежуточных зон — все это свидетельствует о щелочном гидротермально-инфильтрационном метасоматозе в породах ультраосновного массива. При этом не исключена роль и контактового метасоматоза.

Какова же природа щелочных растворов? Уже отмечалась выше тесная пространственная сопряженность метасоматических образований и интрузивных пород сиенитового состава. Сопоставление химического состава этих пород (таблица) с полученными данными о химизме



Геолого-петрографическая схема района верхьев р. Лево́й Андриановки (Срединный хребет Камчатки). Составили Г. Б. Флеров, А. В. Колосков, 1963 г.

1 — филлитизированные глинистые сланцы, биотитовые кристаллические сланцы с гранатом и ставролитом, микрогнейсы (камчатская серия); 2 — актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы (андриановская свита); 3 — пироксениты; 4 — перидотиты; 5 — зона гастингсит-биотит-эпидот-альбит-пироксеновых пород; 6 — зона гастингсит-пироксен-ортоклазовых пород; 7 — пегматондное тело; 8 — порфиридные кварцевые сиениты; 9 — элементы залегания пород; сланцеватость (а), слоистость (б); 10 — плоскостная ориентировка (а), сланцеватость (б), и линейная ориентировка (в); 11 — граница фаций и зон метасоматоза; 12 — тектонические нарушения; (а) прослеженные, (б) предполагаемые, (в) скрытые под аллювием; 13 — зона глубинного структурного шва; 14 — современные аллювиальные отложения

метасоматизирующих растворов позволяет выявить их общность, выражающуюся в обогащении щелочами, глиноземом, летучими. Наконец, петрографическое изучение порфиридных кварцевых сиенитов р. Лево́й Андриановки показало обилие порфиробласт калиевого полевого шпата. Наряду с этим наблюдаются пироксен-ортоклазовые жилы, альбит-калишпатовые пегматоидные шпайры, обособленные от сиенитов участки калишпатизированных пород.

Отмеченные закономерности, аналогичным образом проявленные и в других сходно построенных массивах (габбро-сиенитовые массивы р. Евсейчихи, р. Озерной Камчатки), свидетельствуют о тесной парагенетической связи сиенитов и щелочных растворов, по времени образования близко следующих за сиенитами и связанных с более глубокими очагами зарождения магмы. При этом дифференциация очага шла по пути увеличения роли калия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным выводом из всего сказанного является следующий: гастингсит-пироксен-ортоклазовые породы, слагающие зону в ультраосновном массиве верховьев р. Левой Андриановки, представляют собой метасоматические образования по породам ультраосновного состава. При этом щелочно-глиноземистые метасоматирующие растворы характеризуют завершающие этапы формирования единого парагенетического ряда (пироксениты, перидотиты — габбро-монциты, сиениты — калиевые метасоматиты) субщелочной формации Срединного хребта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.
2. Барт Т. Теоретическая петрология. Изд. иностр. лит., 1956.
3. Бородин А. С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массива ультраосновных щелочных пород. В кн. «Физ.-хим. пробл. формирования горных пород и руд», т. 1. Изд-во АН СССР, 1961.
4. Власов Г. М. Некоторые данные по геологии Камчатки и перспективы ее рудоносности. Сов. геология, № 5, 1958.
5. Волынец О. Н., Флеров Г. Б., Фрих-Хар Д. И., Шилин Н. Л. Об эволюции третичного магматизма Срединного хребта Камчатки. Геол. и геофиз., № 5, 1963.
6. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные пробл. в учении о магматогенных руд. месторожд.». Изд-во АН СССР, 1955.
7. Морозов А. И. Заметка о Камчатской новой горной породе. Бюл. Вулканал. ст. на Камчатке, № 3, 1938.
8. Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.
9. Флеров Г. Б., Колосков А. В. Проявление субщелочной основной магмы в пределах Срединного хребта Камчатки. Тез. докл. III Всес. петрогр. совещ. по проблеме «Генезис щелочных пород». Изд-во СО АН СССР, 1963.

Институт вулканологии СО АН СССР,
г. Петропавловск-Камчатский

Статья поступила в Редакцию
28 декабря 1964 г.