УДК 553.3/.4.078:553.2:551.73

ПЕТРОЛОГИЯ И ОРУДЕНЕНИЕ БЕХТЕМИРСКОГО ГАББРО-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО КОМПЛЕКСА САЛАИРА

Гусев А.И.

Алтайская государственная академия образования им. В.М. Шукшина, Бийск, e-mail: anzerg@mail.ru

Приведены данные по химическому составу, петрологии и оруденению габбро-клинопироксенитового бехтемирского комплекса Салаира. В составе комплекса описаны клинопироксениты, габбро, косьвиты, вебстериты, рудные меланократовые габбро, долеритовые порфириты, диориты. Породы комплекса по химическому составу, соотношениям изотопов неодима, стронция формировались за счёт частичного плавления вернемантийного шпинелевого перидотита при средней высокой степени плавления. Изотопные данные свидетельствуют о близости к верхнемантийному перидотиту и последующему мантийно-коровому взаимдействию. Отмечается малая степень контаминации нижне-среднекорового материала мантийной магмой. Становление Верхне-Яминскогго массива сопровождалось генерацией гистеромагматического оруденения железа и проявлений платиновидов.

Ключевые слова: петрология, габбро, клинопироксениты, габбро, косьвиты, вебстериты, долеритовые порфириты, диориты, химический состав, изотопы Nd, Sr, мантийно-коровое взаимодействие.

PETROLOGY AND ORE MINERALIZATION OF BECHTEMIRSKII GABBRO-CLINOPYROXENITIC COMPLEX OF SALAIR

Gusev A.I.

The Shukshin Altai State Academy of Education, Biisk, e-mail: anzerg@mail.ru

Data on chemistry composition, petrology and ore mineralization of gabbro-clinopiroxenitic Bechtemirskii complex of Salair lead. Clinopyroxenites, gabbro, kosvites, vebsterites, ore melanocratic gabbro, dolerites porphyrites, diorites described in composition of complex. The rocks of complex on chemical composition, ratio of isotope neodymium, strontium formed for count partial melting high mantle spinel peridotites and following mantle-crust interaction. Little degrees of contamination low-middle crust material by mantle magma marked. Becoming of Verchne-Jaminskii massif accompanied of generation gisteromagmatic ore mineralization of iron and manifestations of platinum metals.

Keywords: petrology, gabbro, kosvites, vebsterites, ore melanocratic gabbro, dolerites porphyrites, diorites, chemical composition, isotopes of Nd, Sr, mantle-crust interaction.

Введение

Габбро-пироксенитовые комплексы играют важную роль в строении многих мобильных поясов, таких как Урал, Кавказ, Тянь-Шань и других. Они формировались в определённые стадии развития океанически-островодужных систем и несут с собой специфический комплекс полезных ископаемых [2]. В Салаире габбро-пироксенитовые интрузии не многочисленны и ограничиваются бехтемирским габбро-клинопироксенитовым комплексом. *Цель исследования* – осветить новые данные по петрологии и рудоносности габбро-ультрабазитовых интрузий бехтемирского комплекса Салаира.

Результаты исследований

Бехтемирский габбро-клинопироксенитовый комплекс (ν O_2*b*) ранее объединял габброиды, пространственно ассоциированные с гипербазитами и пироксенитами верхнеаламбайского комплекса. В составе бехтемирского комплекса в настоящее время серийной легендой [3] рассматриваются только Бехтемирский, Верхнеяминский и Отножинский массивы Южного Салаира, локализованные в пределах Кивдинской структурно-формационной зоны (СФЗ) (Бехтемирский ареал) и Мартыновского блока Аламбайско-Каимской СФЗ (Верхне-Яминский ареал). Наиболее крупным является петротипический *Бехтемирский* массив, представляющий собой группу сближенных штокообразных тел, расположенных в левом борту р.Бехтемир и практически полностью перекрытых чехлом рыхлых отложений. Массив прорывает амфиболиты ангурепского метаморфического комплекса и сложен габброидами и габбро-пироксенитами, нередко с повышенным содержанием магнетита. В составе массива развиты амфиболовые габбро, характеризующиеся умеренной титанистостью (TiO_2 = 1,28-1,58 %) и глиноземистостью (al` = 0,92) при нормальной щелочности и слабоповышенной калиевости (Na_2O = 2,63-2,7 %, K_2O = 0,77-1,48 % при SiO_2 = 49,41 %). Массив сложен, в основном, низкокалиевыми (Na_2O = 2,49-4,33%, K_2O = 0,15-0,33 % при SiO_2 = 48,93-49,89), долеритовыми порфиритами и диоритами с умеренной и пони-

женной титанистостью (TiO_2 = 0,71-1,15%), умеренной глиноземистостью и достаточно высокой железистостью. Химический состав породных типов представлен в табл. 1.

Таблица 1

Химический состав пород Бехтемирского массива (масс.%)

Оксиды	1	2	3	4	5	6
SiO_2	48,93	49,89	51,78	52,92	54,62	55,48
TiO_2	1,28	1,58	0,81	1,15	0,71	0,79
Al_2O_3	14,54	16,48	16,12	15,16	14,93	15,16
Fe_2O_3	1,83	4,0	6,29	5,01	6,73	7,2
FeO	10,26	3,85	7,0	5,8	7,1	6,98
MnO	0,1	0,21	0,18	0,27	0,17	0,25
MgO	6,08	7,36	6,81	8,46	7,17	4,88
CaO	10,1	8,5	7,36	6,83	5,82	5,49
Na_2O	2,7	2,63	3,23	4,04	2,49	4,33
K_2O	0,77	1,48	0,24	0,25	0,28	0,33
P_2O_5	0,23	0,21	0,01	0,01	0,02	0,01
Сумма	98,93	99,39	99,9	99,89	100,0	99,99

Примечание. 1-2 – габбро амфиболовое, 3-4 – долеритовые порфириты; 5-6 – диориты.

Более изучен *Верхне-Яминский* массив, расположенный в 2-х км северо-восточнее одноименного села в южной части Мартыновского блока и аламбайской меланжевой зоны, где прорывает амфиболиты и сланцы аламбайской свиты, по данным В.Н.Токарева, принадлежащие ангурепскому комплексу и тектоническому отторженцу Бехтемирского блока. В СВ контакте массива скважиной вскрыты дайки спессартитов. Массив представлен штокообразным телом овальной слегка вытянутой в СВ направлении формы. Площадь его около 2.5км^2, перекрыт чехлом рыхлых образований мощностью 110-150м и вскрыт на глубину до 85 м от погребенной поверхности. По данным количественной интерпретации гравиметровой аномалии корни массива «срезаны» тектоникой на глубине не более 3^x км.

Приповерхностная часть массива имеет зональное строение Внешняя зона шириной 200-250м представлена клинопироксенитами и габбро, внутренняя – магнетитовыми клинопироксенитами (косьвитами) и магнетитовыми габбро. Соотношение клинопироксенитов и габбро во внешней зоне составляет соответственно 5:1, а во внутренней – 3:2. Судить о внутреннем строении массива на глубину по имеющемуся материалу не представляется возможным. Контакты указанных разновидностей пород довольно резкие неровные крутые, директивно-полосчатые текстуры наблюдались редко, углы их падения составляют 70-80°. Очень редко в виде жил наблюдаются анортозиты, мощность их составляет первые десятки см., границы – постепенные. В виде редких шлирообразных выделений отмечены мелкозернистые амфиболиты.

Породы краевых частей массива интенсивно катаклазированы, здесь развита сеть прожилков кварцевого и кварц-карбонатного состава толщиной от нитевидных до 15-20см. Породы массива по петрографическому составу имеют сравнительно выдержанный минералогический состав, специфической особенностью которого является наличие магнетита, количество которого в косьвитах и «рудных» габбро достигает 10-17%.

Клинопироксениты преобладают над габброидами более во внешней и менее – во внутренней зоне массива. Редко, в виде жилообразных обособлений с постепенными переходами к вмещающим пироксенитам и габброидам мошностью до первых десятков сантиметров развиты анортозиты, в редких шлировых скоплениях присутствуют мелкозернистые амфиболиты. Породы краевых частей массива интенсивно катаклазированы с развитием сети кварцевых и кварц-карбонатных прожилков. Для габброидов в целом типична низкая щелочность, низкая до умеренной глиоземистость и низкая кремнекислотность. Как и для базитов *Отножинского* массива (TiO_2 = 1,24-1,93%), для них характерна повышенная титанистость (TiO_2 до 2%) и принадлежность толеитовой серии позднеостроводужных и активно-окраинно-континентальных магматических образований.

Породы массива и комплекса в целом характеризуются сравнительно выдержанным минералогическим составом с вариациями количества пироксена (от 15-60 % в габбро до 90-95 % в клинопироксенитах), роговой обманки (от 5 и менее % в клинопироксенитах до 65 % в габбро), основного плагиоклаза (от 5-7 % в клинопироксенитах до 15-45 % в габбро) и магнетита (от 1 % в клинопироксенитах до 10-17 % в косьвитах и магнетитовых габбро). В незначительных количествах часто присутствует биотит (до 5-7 % в габбро), акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном, в клинопироксенитах встречаются пирит и пирротин. Структура пород варьирует от панидиоморфнозернистой в пироксенитах и гипидиоморфной в габбро до сидеронитовой в магнетитовых габбро и косьвитах. Пироксен клинопироксенитов относится к салитовому ряду, слабо амфиболизирован; по данным А.Э.Изоха и др. (1995), в габброидах развит и пироксен титан-авгитового состава.

Клинопироксениты сложены пироксеном салитового ряда (Ng' 1.710-1.72, Np'- 1.682) – 90-95%, основным плагиоклазом – 5-7%,роговой обманкой до 5%, с незначительной примесью биотита и магнетита – до 1-3%. Акцессорные представлены апатитом и сфеном, из рудных, кроме магнетита, встречаются пирит и пирротин. Вторичные изменения выражены замещением плагиоклаза соссюритом и слабой амфиболизацией пироксена. Структура породы панидиоморфнозернистая, средне-,реже крупнозернистая.

Косьвиты отличаются от клинопироксенитов повышенным содержанием магнетита и характерной для этих пород сидеронитовой структурой.

Габбро состоят из клинопироксена – 15-60%, обыкновенной роговой обманки – 5-65%, основного плагиоклаза – 15-45%. Иногда отмечается биотит от 1 до 5-7%. В «рудных» габбро присутствует до 10-15% магнетита. Акцессорные также как и в клинопироксенитах представлены апатитом и сфеном. Структура пород гипидиоморфная и сидеронитовая среднезернистая, текстура часто пятнистая.

Породные группы массива характеризуются сравнительной однородностью химического состава. *Косьвиты* относятся к умеренно низкощелочным породам в координатах A-S они располагаются над статистическим полем верлитов, отличаясь от последних большей суммой щелочей. По соотношению щелочей косьвиты располагаются на границе высоко натриевых и калиево-натриевых, тяготея к высоконатриевым породам. По другим показателям они относятся к магно-железистым, умеренно высокотитанистым, умеренно высокоглиноземистым, умеренно низкоанортитовым разностям ультрамафитов.

Клинопироксениты периферии Верх-Яминского массива в отличие от косьвитов характеризуются более низкой истинной меланократовостью, низкой титанистостью и относятся к калиево-натриевым умеренно низкотитанистым высокомагниевым низкоглиноземистым весьма низкоанортитовым породам основной группы (по кремнезему).

«Рудные» габбро относятся к меланократовым разностям, располагаясь на границе умеренно низкощелочных и умеренно-щелочных пород. На диаграмме A-S благодаря высокому содержанию суммарного железа «рудные» габбро Верхне-Яминского массива сдвинуты в поле ультраосновных пород и относятся к высоконатриевым умеренно низкотитанистым магно-железистым низкоглиноземистым весьма высокоанортитовым разностям.

Габбро также относится к меланократовой подгруппе, умеренно щелочное калиево-натриевое, умеренно низкотитанистое, железомагниевое, низкоглиноземистое умеренно высокоанортитовое. Габброиды бехтемирского комплекса характеризуются повышенной меланократовостью, титанистостью и фосфористостью, и по специфике геохимического состава и спектрам распределения РЗЭ можно предполагать их происхождение из обогащенного мантийного источника [3]. Клинопироксениты, по данным В.Н.Токарева, относятся к калиево-натриевым, умеренно низкотитанистым, высокомагниевым, низкоглиноземистым породам основной группы, косьвиты имеют более высокую, чем клинопироксениты титанистость и умеренно высокую глиноземистость. По данным [2] по особенностям вещественного состава и характеру дифференциации Верхне-Яминский массив следует относить к клинопироксенит-габбровому формационному типу. По мнению данных авторов, родоначальный расплав соответствовал щелочному оливиновому базальту и его можно рассматривать в качестве интрузивного аналога щелочных базальтов вулканических островов Салаирского венд-раннепалеозойского океанического бассейна. С массивами рассматриваемого комплекса связаны геохимические аномалии платиноидов. Химический состав пород Верхне-Яминского массива представлен в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав пород Верхне-Яминского массива (масс. %)

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	37,69	37,94	38,1	39,0	39,6	40,1	41,1	42,1	43,7	47,1	49,9
TiO_2	1,75	1,64	1,7	1,54	1,55	1,48	1,23	0,96	1,12	0,37	0,31
Al_2O_3	6,44	6,95	8,1	9,6	7,3	12,67	14,12	17,9	13,78	4,14	2,91
Fe_2O_3	11,46	10,62	9,85	8,56	8,46	7,43	7,0	5,23	3,0	2,44	1,62
FeO	11,81	11,82	12,49	12,29	11,71	10,65	9,98	8,61	9,73	6,34	5,9
MnO	0,3	0,28	0,27	0,26	0,25	0,26	0,21	0,17	0,22	0,24	0,19
MgO	9,96	9,77	9,0	9,11	10,1	8,1	6,75	4,81	9,72	15,0	15,5
CaO	17,27	17,03	16,0	15,36	17,3	14,24	14,2	14,0	12,0	12,9	20,3
Na_2O	0,51	0,53	0,84	1,0	0,62	1,49	1,62	2,1	1,82	0,69	0,43
K_2O	0,16	0,25	0,38	0,57	0,23	0,88	0,77	0,55	1,5	0,28	0,33
P_2O_5	0,58	0,58	0,23	0,1	0,04	0,32	0,11	0,33	0,25	0,09	0,03
Сумма	100	99,8	99,7	99,8	99,7	100	100,1	99,8	99,96	99,4	99,9

Примечание. 1-7 – косьвиты, 8-9 – клинопироксениты, 10-11 – вебстериты.

Абсолютный возраст Верхне-Яминского массива определен по самарий-неодимовому изохронному методу. Sm-Nd изотопное исследование проводилось в ИГЕМ РАН г.Москва (руководитель Д.З.Журавлев) по стандартной методике. Датирование производилось по наименее измененной разновидности габбро представленной парагенезисом плагиоклаз + клинопироксен + апатит + рудные минералы. Исследование проведено по валовой пробе, клинопироксену и апатиту. Экспериментальные точки дали изохронную зависимость с параметрами: T=472.1+/-0.6млн лет, (T)=4.485+/-2, СКВО=0.0004 (модель Йорка). Модельная оценка, основанная на жестко заданном значении СКВО=1, привела к тем же параметрам, но с более высокой ошибкой. В целом результаты Sm-Nd-изотопного датирования позволяют уверенно оценить возраст габброидов Верхне-Яминского массива как раннеордовикский.

Оруденение. С Верхне-Яминским массивом связано Верх-Яминское проявление магнетитовых руд магматического генезиса и связано с основными породами одноименной интрузии Бехтемирского габбро-клинопироксенитового гипабиссального комплекса, где внутренние части интрузии сложены рудными клинопироксенитами и рудными габбро с сидеронитовыми структурами (косьвиты). Оруденение представлено магнетитом с незначительной примесью пирротина и пирита. Содержание железа валового по результатам химического анализа штуфных проб колеблется от 16,15 до 22,06%.

Точечная аномалия платиновидов выявлена в породах Бехтемирского габбро-клинопироксенитового комплекса в процессе проведения ГДП-200. Содержание платины здесь 0,03-0,05 г/т. Прогнозные ресурсы по категории P_3 для Бехтемирского массива составляют 0,7 т. Нами в рудных образцах Верхне-Яминского массива с магнетитом и сульфидами установлено комплексное никель-кобальтовое проявление с платиноидами. Из сульфидов присутствуют в виде вкрапленности пирит, пирротин, кобальтин, никелин, пентландит, халькопирит. Содержания элементов составляют (%): меди от 0,05 до 0,3, кобальта от 0,01 до 0,2, никеля от 0,02 до 0,1. Концентрации платины варьируют от 40 до 60 мг/т, палладия – от 60 до 80 мг/т.

Интерпретация результатов

Предшественники связывали формирование пород габбро-клинопироксенитового комплекса с родоначальным щелочным оливиновым базальтом. Нашими исследованиями установлено, что генерация пород комплекса происходила в результате плавлениия мантийного источника и последующего мантийно-корового взаимодействия [1].

На диаграмме K_2O – MgO все породы бехтемирского комплекса тяготеют к тренду частичного плавления мантийного шпинелевого перидотита при среднем уровне частичного плавления. Породы Бехтемирского массива имели меньшую степень частичного плавления шпинелевогого перидотита, чем Верхне-Яминского. Клинопироксениты Верхне-Яминского массива тяготеют к высокой степени частичного плавления (рис. 1).

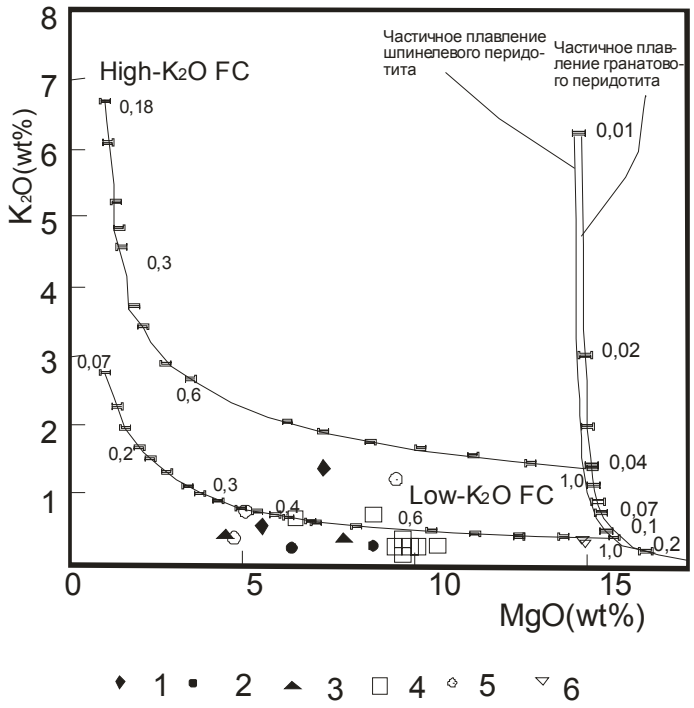

Рис. 1. Диаграмма K_2O – MgO по [5] трендов плавления мантийных источников для пород бехтемирского комплекса
Вертикальные линии частичного плавления перидотитов с использованием составов мантийных ксенолитов по [4]. Бехтемирский маасив: 1 – амфиболовые габбро, 2 – долеритовые порфириты, 3 – диориты: Верхне-Яминский массив: 4 – косьвиты, 5 – меланогаббро рудные, 6 – клинопироксениты.

Для клинопироксенитов Бехтемирского массива изучены соотношение изотопов стронция и неодима. Эпсилон неодима для клинопироксенитов составляет +6,5, а соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ имеет мантийное значение (0,70467). На диаграмме соотношений ε_{Nd} – $^{87}Sr/^{86}Sr$ фигуративная точка для клинопироксенита тяготеет к среднему значению мантийного перидотита и попадает на линию смешения верхнемантийного перидотита с нижне-среднекоровым материалом (рис. 2). Контаминация последнего была весьма низкой (менее 1 %).

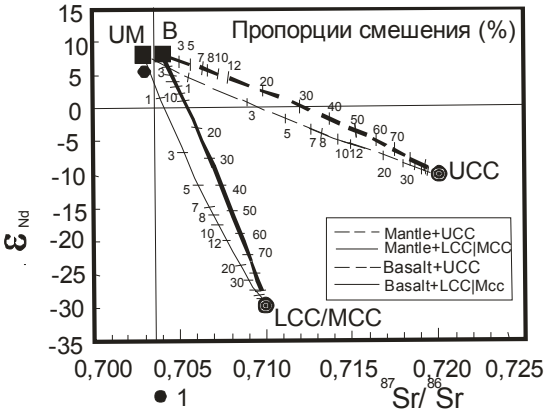

Рис. 2. Диаграмма отношений $\varepsilon_{Nd}(t)$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ и смешений расплавов и коровых компонентов для клинопироксенитов Бехтемирского массива
UM – верхнемантийные перидотиты, UCC – верхняя континентальная кора по [7]; MCC-LCC – средняя до верхней коры по [6]. Клинопироксениты Бехтемирского массива

Заключение

Породы бехтемирского комплекса формировались в результате плавления верхнематийного шпинелевого перидотита и последующего мантийно-корового взаимодействия с контаминацией небольшой степени нижне-среднекорового компонента. С Верхне-Яминским массивом связано гистеромагматическое оруденение железа и проявления платиноидов.

Список литературы

1. Гусев А.И., Коробейников А.Ф. Мантийно-коровое взаимодействие в генерации различных типов оруденения: геофизический и петрологический аспекты // Известия Томского политехнического университета. – 2009. – Т 315, № 1. – С. 18-25.

2. Изох А.Э., Гибшер А.С., Владимиров А.Г. и др. Ордовикские габброидные ассоциации Горной Шории и Салаира и их геодинамическая интерпретация: сб. Новые данные о геологии и полезных ископаемых западной части Алтае-Саянской горной области. – Новокузнецк, 1995. – С. 200-202.

3. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.

4. Beard B.L., Glazner A.F. Trace elements and Sr and Nd isotopic composition of mantle xenoliths from the Big Pine volcanic field, California // Journal of Geophysical Research. – 1995. – V. 100. – P. 4169-4179.

5. Putirka K., Busby C.J. The tectonic significance of high-K_2O volcanism in the Sierra Nevada, California // Geology. – 2007. – V. 35. – P. 923-926.

6. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // Ren. Geophys. – 1995. – V. 33, № 1. – P. 267-309.

7. Taylor H.P., McLennan S.M. The continental Crust: Its Composition and Evolution. – Blackwell, 1985. – 312 p.