

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА
КОКПЕКТИНСКОГО ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВОГО МАССИВА
КЕМПИРСАЙСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ЮЖНОГО УРАЛА**

П.А. Балыкин, А.В. Лавренчук, Ф.П. Леснов, Т.Е. Петрова

Институт геологии и минералогии СО РАН

630090, г. Новосибирск, пр. Конюга, 3

E-mail: balykin@uiggm.nsc.ru

Поступила в редакцию 30 мая 2006 г.

Кокпектинский дунит-троктолит-габбровый массив Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала относится к кумулятивным полосчатым комплексам второго типа и сопоставляется по вещественному составу с полосчатыми комплексами офиолитовых ассоциаций Семайла, Папуа-Новой Гвинеи, Кубы и ряда других. Он, как и другие составляющие кемпирсайской офиолитовой ассоциации, формировался в условиях задугового надсубдукционного рифтогенеза. Породы массива содержат ксенолиты гипербазитов и апобазальтовых амфиболитов с реликтами базальтоидного состава. В зоне эндоконтакта базальтоиды преобразованы в роговики, а сами габброиды приобретают такситовую текстуру. Эти данные свидетельствуют об интрузивной, более поздней, природе габброидов Кокпектинского массива по отношению к другим комплексам кемпирсайской офиолитовой ассоциации. Тем самым природа кемпирсайской офиолитовой ассоциации может быть объяснена моделью деплетирования одного и того же мантийного субстрата с образованием разновременных базальтоидных и субпикритоидных расплавов. Вероятнее всего, на первом этапе становления этой ассоциации из неистощенного мантийного субстрата выплавлялись богатые некогерентными элементами базальтовые магмы толеитового типа, из которых и формировались вулканиды осадочно-вулканогенного и базальт-метадиабазового комплексов. На следующем этапе частично деплетированный мантийный субстрат подвергся вторичному, более продвинутому плавлению с образованием низкощелочных, низкотитанистых и высокоглиноземистых субпикритоидных расплавов, продуктом кристаллизации которых явился Кокпектинский плутон. Моделирование процесса формирования этого массива с использованием программы «Pluton» показало, что модель одноактного внедрения не воспроизводит всех особенностей изменения состава пород по разрезу. При этом для корректного моделирования необходимо привлечение моделей, учитывающих поступление нескольких порций магмы в магматическую камеру, при этом состав порций внедряющихся магм может не соответствовать интегральному или средневзвешенному составу разреза массива.

Ключевые слова: *Кемпирсайская офиолитовая ассоциация Южного Урала, Кокпектинский дунит-троктолит-габбровый массив, петрология, геохимия, численное моделирование кристаллизации исходной магмы.*

**CONDITIONS OF FORMATION AND COMPOSITION
OF THE KOKPEKTY DUNITE-TROCTOLITE-GABBRO MASSIF
OF THE SOUTH URALS KEMPIRSAI OPHIOLITE ASSOCIATION**

P.A. Balykin, A.V. Lavrenchuk, F.P. Lesnov, T.E. Petrova

Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS

The Kokpekty dunite-troctolite-gabbro massif of the Kempirsai ophiolite association of the South Urals belongs to the cumulative banded complexes of second kind and is comparable in composition to the banded complexes of the Semail, Papua-New Guinea, Cuba, and other ophiolites. This massif as well as other components of the Kempirsai ophiolite association was formed under the conditions of back-arc subduction-related rifting. The rocks of the massif contain xenoliths of hyperbasites and apobasalt amphibolites with relics of basaltoid composition. In the endocontact zone the basaltoids are hornfelsed,

and the gabbroids themselves acquire the taxite texture. These data indicate that the gabbroids of the Kokpekty massifs were intruded later than another complexes of the Kempirsai ophiolite association. Thus, the nature of the Kempirsai ophiolite association can be explained by the depletion of the same mantle source leading to diachronous basaltoid and subpicritoid melts. Most likely, at the first stage of formation of this association, the undepleted mantle source melted to yield tholeiite-type basalt magmas enriched in incompatible elements, which generated volcanics of sedimentary-volcanogenic and basaltoid complexes. At the next stage, the partly depleted mantle experienced the secondary, more advanced melting to form low-alkaline, low-Ti, and high-alumina subpicritoids magmas, which crystallization led to the Kokpekty pluton. Our attempt to model the process of formation of the section of the Kokpekty massif has shown that the model for a single intrusion does not reproduce the character of change of rock composition in section. To model this process in a correct way, it is necessary to use the models that take into account the supply of several batches of magma into the magma chamber.

Key words: *Kempirsai ophiolite association of the South Urals, Kokpekty dunite-troctolite-gabbro massif, petrology, geochemistry, numerical simulation of initial magma crystallization.*

Введение

В последние годы большинство исследователей, занимающихся проблемами офиолитов и придерживающихся мобилистских концепций в эволюции Земли, приходят к признанию необходимости выделения рифтогенного режима или тылового спрединга в зонах деструкции океанической литосферы. Как предполагается, такие зоны являются основой для заложения и эволюции геосинклинальных систем. С этих позиций, примером раннепалеозойского палеорифта ряд исследователей считает шовную зону Урала [Эвгеосинклинальные..., 1984], к которой приурочен Главный гипербазитовый пояс Урала, протягивающийся вдоль его осевой линии от Заполярья до Мугуджар на расстояние около 2000 км. Уральский складчатый пояс является классической областью развития офиолитовых ассоциаций. В пределах его выделяют две группы этих ассоциаций [Ферштатер, Беа, 1996; Булыкин и др., 1998]. Первую составляют габбро-гипербазитовые массивы зоны Главного Уральского разлома, пространственно ассоциирующие с базальтоидами; вторую – тела альпинотипных гипербазитов, залегающие среди терригенных толщ. Среди офиолитовых ассоциаций первой группы (Кемпирсайско-Хабарнинская, Салатимская, Войкар-Сыньинско-Райизская и др.) Кемпирсайско-Хабарнинская является одной из немногих, в которой совмещены все комплексы офиолитовой ассоциации, особенно в районе юго-западного и западного контакта Кемпирсайского гипербазитового массива с габброидами, долеритами, вулканитами и метаморфизованными терригенными толщами. Ниже кратко изложены

данные о геологическом положении, внутреннем строении и вещественном составе расположенного в этом районе Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива с учетом материалов, изложенных в монографии П.А. Балыкина и других [Петрология..., 1991], а также более поздних работах Г.Б. Ферштатера и других [Ферштатер, Беа, 1996; Ферштатер и др., 1998; Ферштатер, 2004]. Представлены первые результаты модельных расчетов, проведенных с применением программы «Pluton» [Лавренчук, 2004].

Геологическое положение, состав и внутреннее строение Кокпектиского массива

Кокпектинский массив представляет собой в плане удлиненное в северо-западном направлении эллипсовидное тело площадью около 70 км² с видимой мощностью около 4 км (рис. 1). Простирающийся в северо-западном направлении разлом, проходящий по руслу р. Кокпекты, делит pluton на северо-восточный и юго-западный блоки. Судя по наличию вскрытого эрозионным срезом структурного центра, сложенного оливинсодержащими и безоливиновыми габброидами, а также незначительному распространению ультраосновных пород, Кокпектинский массив слабо эродирован. Нижняя и средняя расслоенные серии пород массива сложены преимущественно троктолитами и оливиновыми габбро, переслаивающимися с маломощными горизонтами дунитов, верлитов и анортозитов; верхняя – оливинсодержащими и безоливиновыми габбро (рис. 2). Жильная серия представлена дайками анортозитов, оливиновых габбро и пегматоидных габ-

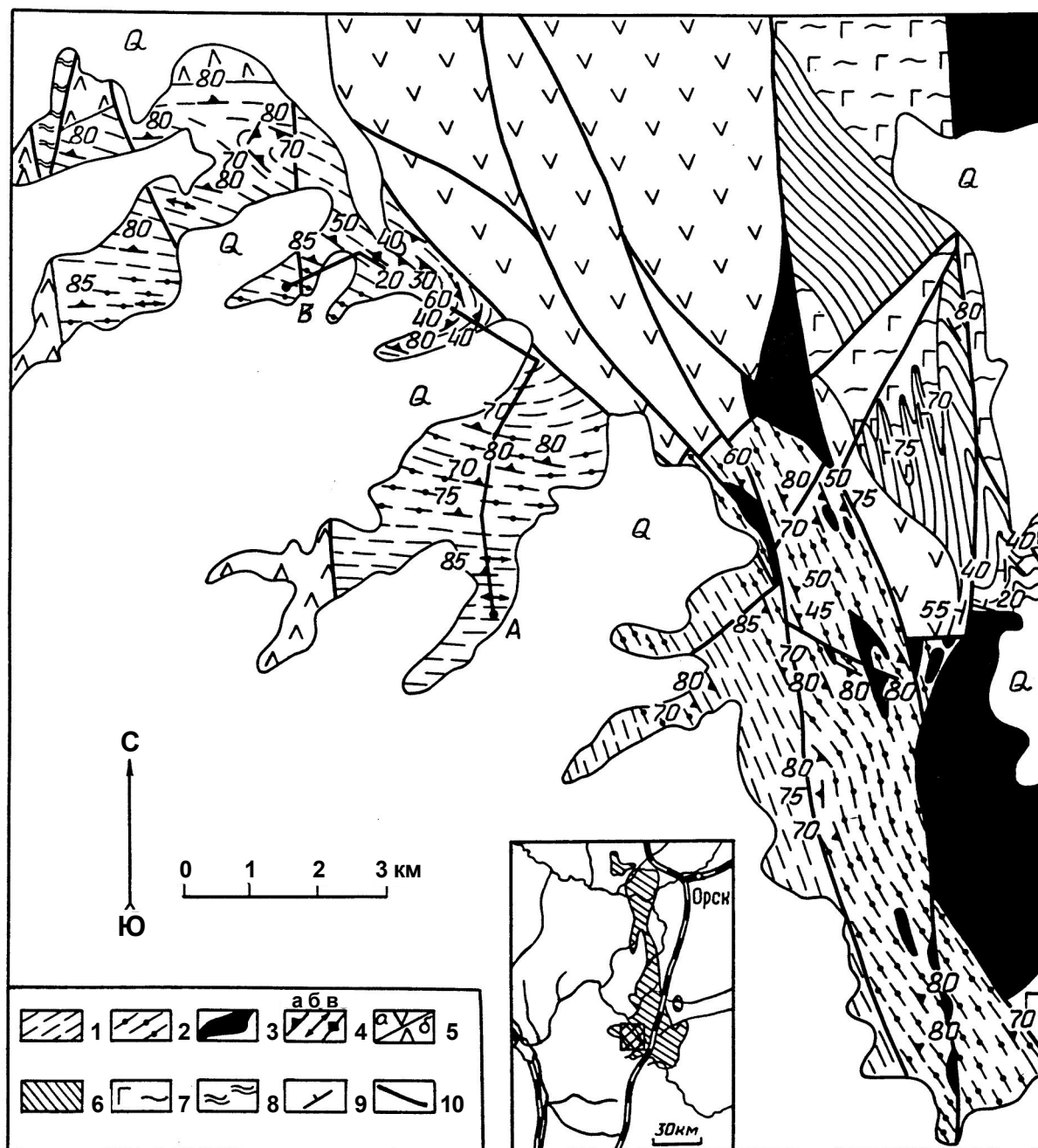


Рис. 1. Схема геологического строения Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива. Составлена П.А. Балыкиным, А.П. Кривенко, Э.Г. Конниковым, Ф.П. Лесновым, Г.Б. Ферштатером, Е.В. Пушкаревым, Т.И. Литвиновой, В.В. Лепетюха [Петрология..., 1991].

1 – оливинсодержащие и безоливиновые габбро; 2 – троктолиты, оливиновые габбро и анортозиты с маломощными прослоями верлитов и дунитов; 3 – дуниты и гарцбургиты Кемпирсайского массива; 4 – элементы трахитоидности и полосчатости (а – наклонные, б – вертикальные, в – горизонтальные); 5 – а) зеленокаменные базальты и андезитобазальты, перемежающиеся с яшмоидами, песчаниками и углисто-кремнистыми сланцами; б) базальты, перемежающиеся с углисто-кремнистыми сланцами и песчаниками; 6 – серицит-хлорит-кварцевые, глинисто-кварцевые, кремнисто-графитовые сланцы и амфиболиты; 7 – офиотовые амфибол-пироксеновые габбро, габбро-долериты и долериты; 8 – кварциты и кварц-полевошпатовые гнейсы; 9 – элементы залегания сланцев и амфиболитов; 10 – разрывные нарушения, установленные при геологическом картировании и дешифрировании аэрофотоснимков.

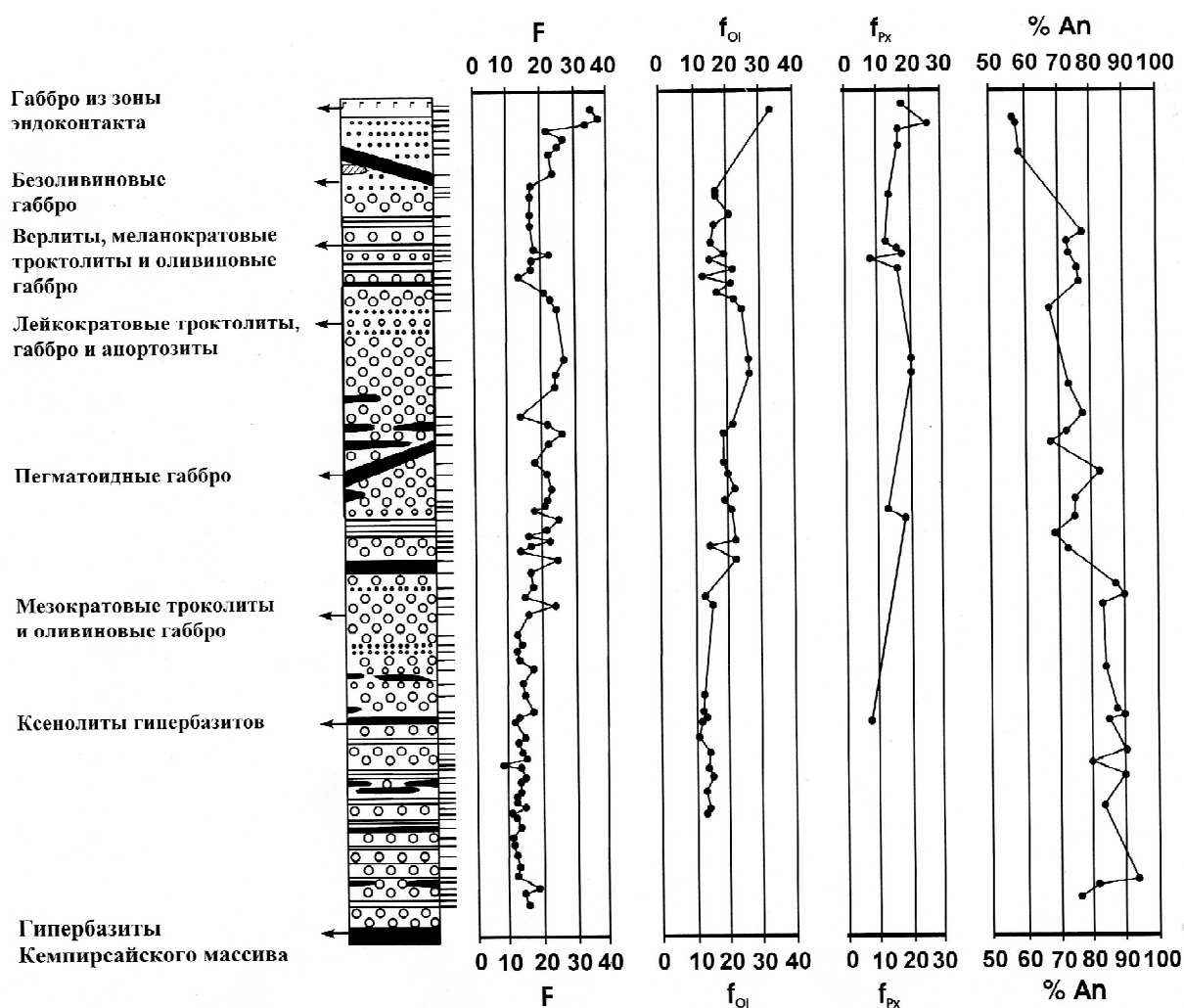


Рис. 2. Сводный разрез Кокпектинского массива и вариации по разрезу железистости пород (F) и состава породообразующих минералов.

бро, а также постофиолитовыми дайками лампрофиров, спессартитов, пироксен-роговообманковых порфиров и кварцевых диоритов молодостовского комплекса.

В юго-восточной части Кокпектинского массива, по левому борту р. Кокпекты, по руч. Шандаша и в близрасположенных балках, обнажены крутопадающие на запад, юго-запад под углом 70-80° троктолиты и оливиновые габбро с маломощными прослоями анортозитов, дунитов и верлитов (рис. 1). В нижней части этой толщи пород, занимающей около 30 % объема массива, наблюдается тонкая перемежаемость дунитов, плагиоверлитов, троктолитов, оливиновых габбро и анортозитов (рис. 2). Этот разрез, который имеет дунит-верлит-троктолитовый состав, венчается маломощным горизонтом безоливиновых лейкогаббро. В северо-западной части массива вскрыт аналогичный парагенезис

пород, но с преобладанием оливиновых габбро. Его можно подразделить на три толщи. Нижняя, занимающая около 40 % разреза интрузива, сложена преимущественно среднезернистыми трахитоидными оливиновыми мезогаббро с редкими маломощными прослоями плагиоверлитов, троктолитов и оливиновых лейкогаббро и анортозитов, падающих на север под углом 70-80° (рис. 3). Выше по разрезу она сменяется верлит-троктолитовым горизонтом (приблизительно 15 % объема разреза), сложенным следующей сменой групп пород: троктолиты → верлиты и оливиновые меланогаббро → оливиновые мезо- и лейкогаббро. Этот горизонт перекрыт довольно однородной толщей субгоризонтально залегающих безоливиновых трахитоидных мелко- и среднезернистых мезогаббро (7 % объема разреза), слагающих близ устья руч. Третий Тассай структурный центр плутона.

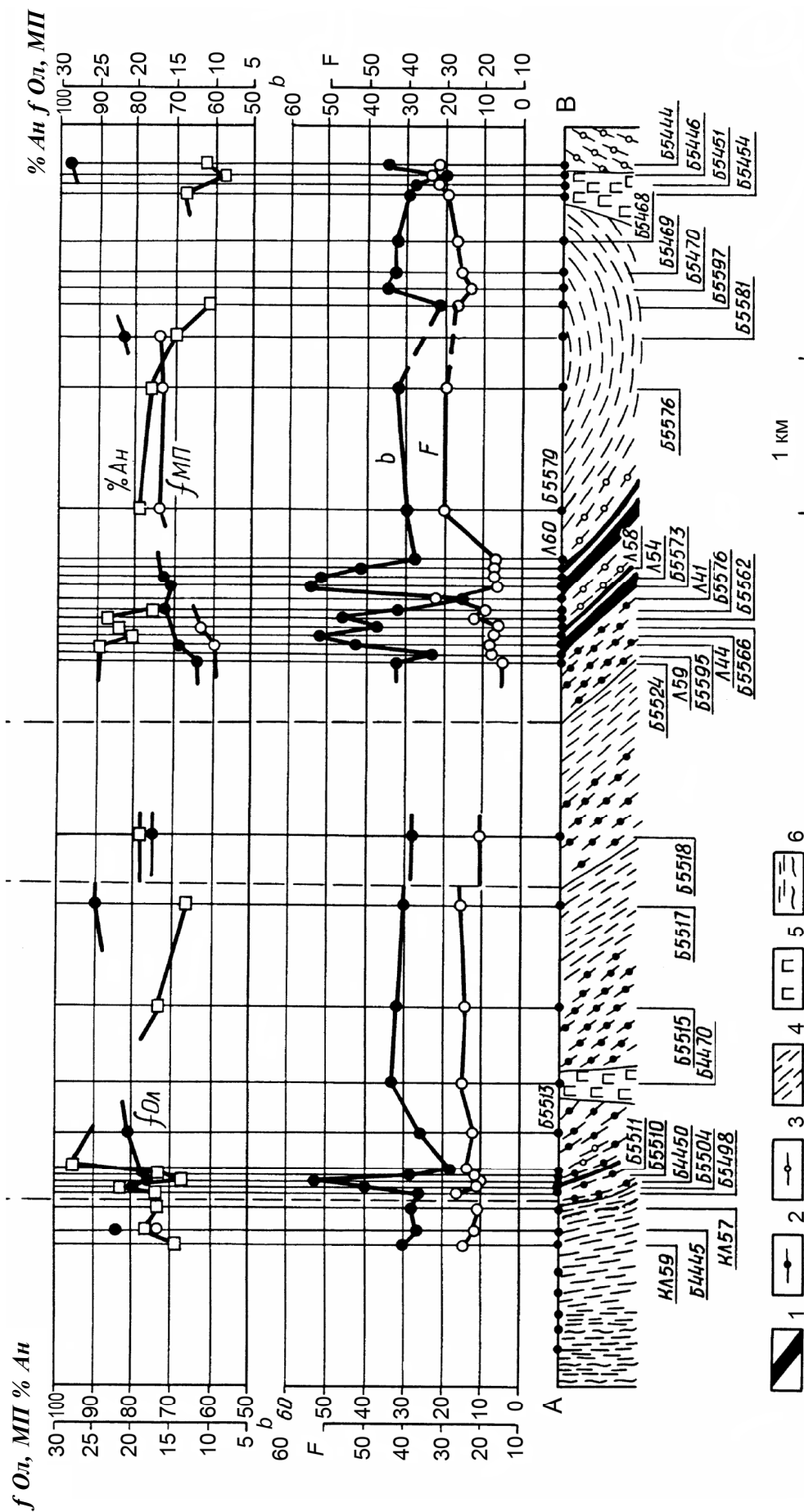


Рис. 3. Геологический разрез Кокпектинского массива по линии А-В (см. рис. 1). Составлен П.А. Балыкиным, А.П. Кривенко, Э. Г. Конниковым, Ф. П. Лесновым, Г. Б. Ферштатером, Е.В. Пушкаревым, Т.И. Литвиновой, В.В. Лепетюха.

1 – дуниты, верлиты и меланотроктилиты; 2 – мезотроктилиты и оливковые мезогаббро; 3 – лейкогабро и анортозиты; 4 – оливинсодержащие и безоливиновые габбро; 5 – перматонидные габбро; 6 – милонитизированные габброиды.

Взаимоотношения между породами этой части Кокпектинского массива и окружающими их с севера и северо-запада вулканогенно-метаморфическими толщами преимущественно тектонические. Расположенная северо-восточнее толща зеленокаменно-измененных базальтоидов, андезитов и кварцевых порфиров, перемежающихся с яшмоидами, по-видимому, надвинута на породы массива. В районе среднего течения руч. Первый Тассай габброиды массива прорывают раннеордовикские базальтоиды, преобразованные в экзоконтакте в роговики. Габброиды в эндоконтакте приобретают такситовую структуру и относительно обогащены титаном, щелочами и фосфором. В этой же части в породах массива встречаются ксенолиты амфиболитов, в которых в ряде случаев сохранился реликтовый базальтоидный и(или) диабазовый парагенезис. По данным Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования габброидов Кокпектинского и гипербазитов Кемпирсайского массивов установлены вариации их возраста от 420 до 396 млн. лет [Edwards, Wasserburg, 1985; Sharma et al, 1995; Sharma, Wasserburg, 1996; Melcher et al, 1999].

Минералогия

Основными породообразующими минералами пород Кокпектинского массива являются плагиоклаз, оливин и клинопироксен, акцессорными – хромшпинелиды, магнетит, ильменит и сульфиды. Крайне редко в них встречаются ортопироксен и роговая обманка. Оливин представлен преимущественно хризолитом ($f_{\text{ол}} = 9,4-34,1 \%$), плагиоклаз – битовнитом (An_{56-94}), клинопироксен – субкальциевым магнезиальным диопсидом ($\text{En}_{41-55}\text{Fs}_{4-27}\text{Wo}_{32-50}$), ортопироксен – бронзитом ($\text{En}_{70-81}\text{Fs}_{17-27}\text{Wo}_{1,7-3,8}$), хромшпинелиды – хромпикотитами и субферриалюмохромитами, сульфиды – пирротинном, халькопиритом, пентландитом и виоларитом. Дунит-верлит-троктолит-габбровая серия района руч. Шандаша характеризуется наличием в этих породах наиболее магнезиального оливина и высококальциевого плагиоклаза. Преобладающие здесь лейкократовые троктолиты и оливиновые габбро характеризуются средне- и крупнозернистым строением и сложены плагиоклазом битовнитового состава (в среднем An_{85-88}), оливином форстерит-хризолитового состава ($f_{\text{ол}} = 9-16 \%$) и субкальциевым магнезиальным высокоглиноземистым диопсидом

($f_{\text{мп}} = 8-10 \%$). В более верхних частях разреза расслоенной серии массива троктолиты и оливиновые габбро характеризуются более отчетливо расслоенным мелкозернистым строением, несколько менее основным плагиоклазом (An_{70-91}) и более железистыми оливином ($f_{\text{ол}}$ до 20 %) и клинопироксеном ($f_{\text{мп}}$ до 20 %). Оливинсодержащие и безоливиновые мезо- и меланогабброиды сложены плагиоклазом лабрадор-битовнитового состава (до An_{57}) и наиболее железистым оливином ($f_{\text{ол}}$ до 34,1 %) и клинопироксеном ($f_{\text{мп}}$ до 27,8 %). Таким образом, породам Кокпектинского массива свойственна согласованная изменчивость состава породообразующих минералов, выражающаяся в возрастании железистости темноцветных минералов и уменьшении основности плагиоклаза при смене оливин-плагиоклазовых оливин-плагиоклаз-пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми парагенезисами с одновременным увеличением меланократовости формирующихся пород (рис. 2). В породах установлена следующая последовательность формирования минеральных парагенезисов: Ол + Шп → Ол + МП±Пл, Шп → Ол + Пл±МП, Шп, Мт, Ил → Пл + МП±Ол, Мт, Ил [Петрология..., 1991].

Петрохимия и геохимия

Породы Кокпектинского массива широко варьируют по химическому составу. Они относятся к классу низкощелочных, весьма высоконатриевых, крайне низкотитанистых, умеренномагниевого и большей частью высокоглинозёмистых плутонических дифференциатов ультраосновного и основного составов [Белоусов и др., 1982]. Их петрохимический тренд сводится к однонаправленному возрастанию содержания SiO_2 , TiO_2 , ΣFeO , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и уменьшению количеств MgO . Более сложен характер поведения Al_2O_3 и CaO . Такой петрохимический тренд очевидно обусловлен сменой мафитовых котектик в процессе направленной кристаллизации высокоглиноземистого и магнезиального меланомафитового расплава. Анализ петрохимической выборки массива в координатах Al_2O_3 – MgO (рис. 4) методом многомерного кластерного анализа и на гистограммах распределения содержаний ряда породообразующих окислов [Петрология..., 1991] позволил сгруппировать породы в три дифференцированные серии, внутри которых их петрохимическое единство выражено наиболее отчетливо: 1) ду-

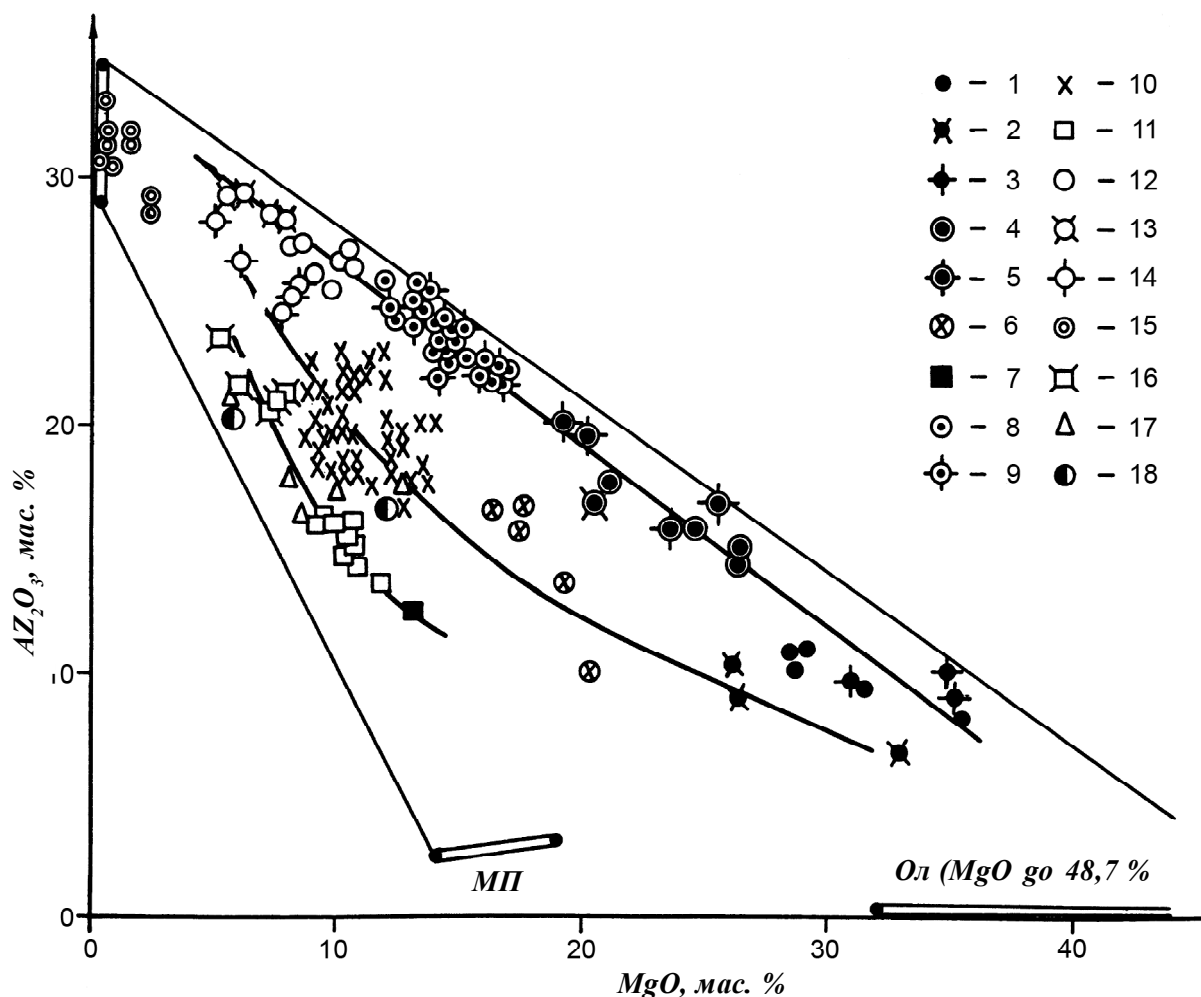


Рис. 4. Химический состав пород Кокпектинского массива в координатах Al_2O_3 – MgO в мас. %, пересчитанных на сухую основу.

1 – дуниты и верлиты; 2 – плагиоверлиты из контакта с ксенолитами гипербазитов; 3 – плагиоверлиты и богатые оливином клинопироксениты; 4 – меланотроктолиты; 5 – меланотроктолиты из контакта с ксенолитами гипербазитов; 6 – оливиновые меланогаббро; 7 – безоливиновые меланогаббро; 8 – мезотроктолиты; 9 – мезотроктолиты из контакта с ксенолитами гипербазитов; 10 – оливиновые мезогаббро; 11 – безоливиновые мезогаббро; 12 – лейкотроктолиты; 13 – анортозиты из нижней расслоенной серии; 14 – оливиновые лейкогаббро и анортозиты; 15 – анортозиты, прорывающие породы расслоенной серии; 16 – безоливиновые лейкогаббро; 17 – пегматоидные габбро, прорывающие породы расслоенной серии; 18 – породы из эндоконтактовой фации плутона.

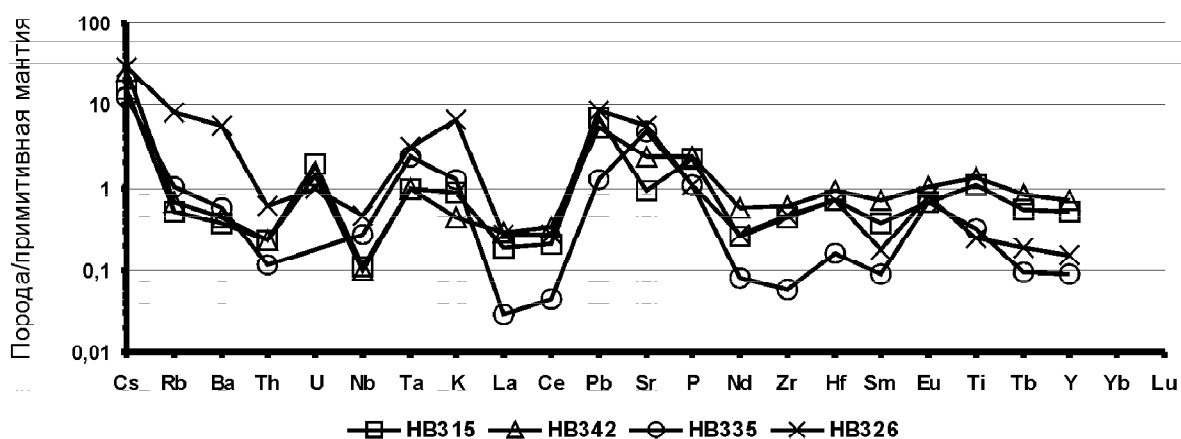
Жирные линии отражают тренды изменчивости различных дифференцированных серий Кокпектинского массива. На диаграмме показаны вариации оливинов и клинопироксенов из пород этого плутона (Ол – оливин, МП – клинопироксен, Пл – плагиоклаз).

нит-троктолит-анортозитовую, 2) плагиоверлит-габбро-анортозитовую и 3) габбровую. Фигуративные точки пород располагаются между линиями фракционирования Ол-Пл и МП-Пл (рис. 4). Точки первой серии пород довольно строго следуют вдоль линии фракционирования Ол-Пл, в то время как точки габбровой серии (оливинодержущие и безоливиновые мезо- и меланогаббро и пегматоидные габбро) располагаются вдоль линии фракционирования Пл-МП. Точки

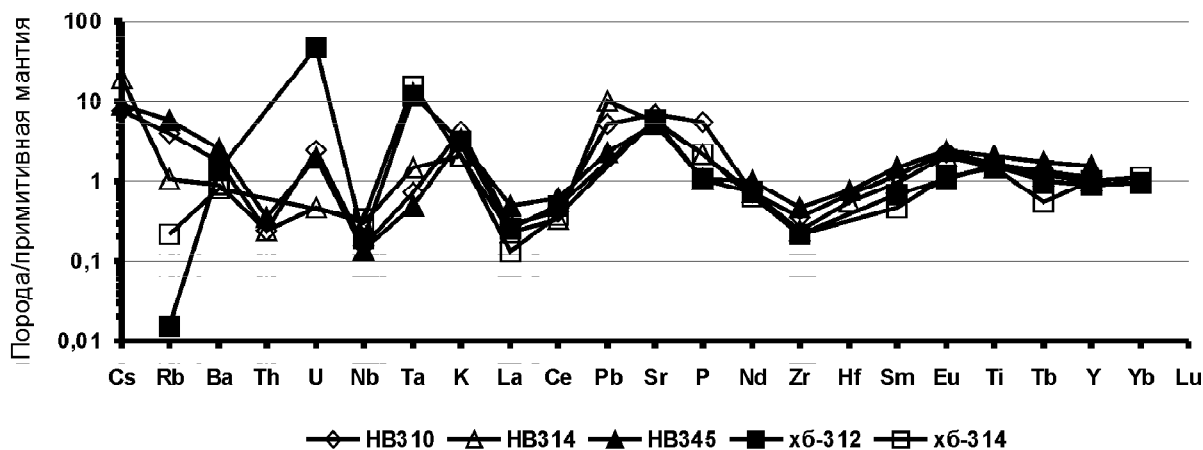
верлит-габбро-анортозитовой серии занимают в этих координатах промежуточное положение. Все это согласуется с выводом Г.Б. Ферштатера о котектической природе пород, слагающих Кокпектинский массив, и строгом соответствии последовательности их формирования экспериментально установленной смене котектик в системе $An-Di-Fo$ [Эвгеосинклинальные..., 1984].

Анализ содержаний Ni , Cu , Co , Cr , редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) выявил

Верлиты (НВ315, НВ342) и троктолиты (НВ335, НВ326)



Оливиновые габбро



Безоливиновые габбро

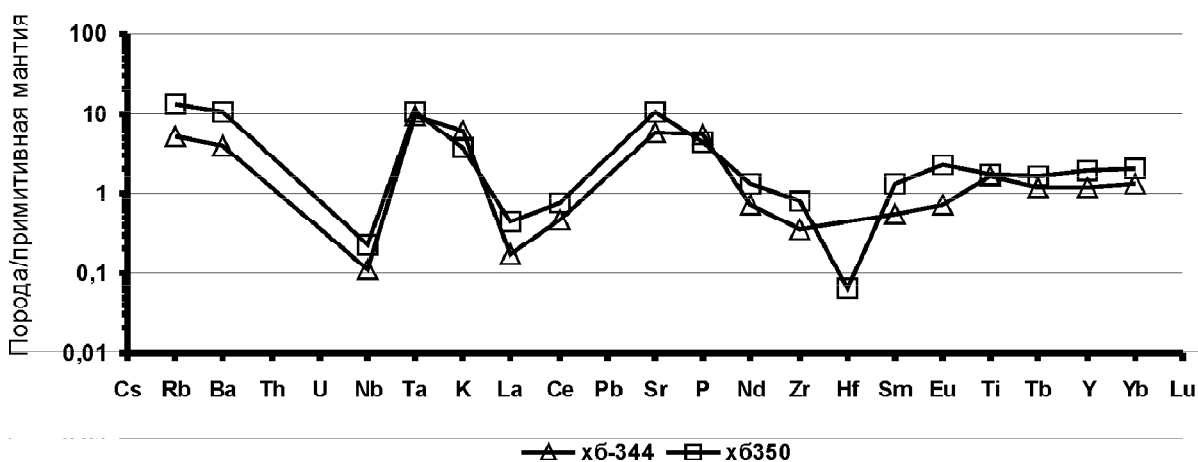
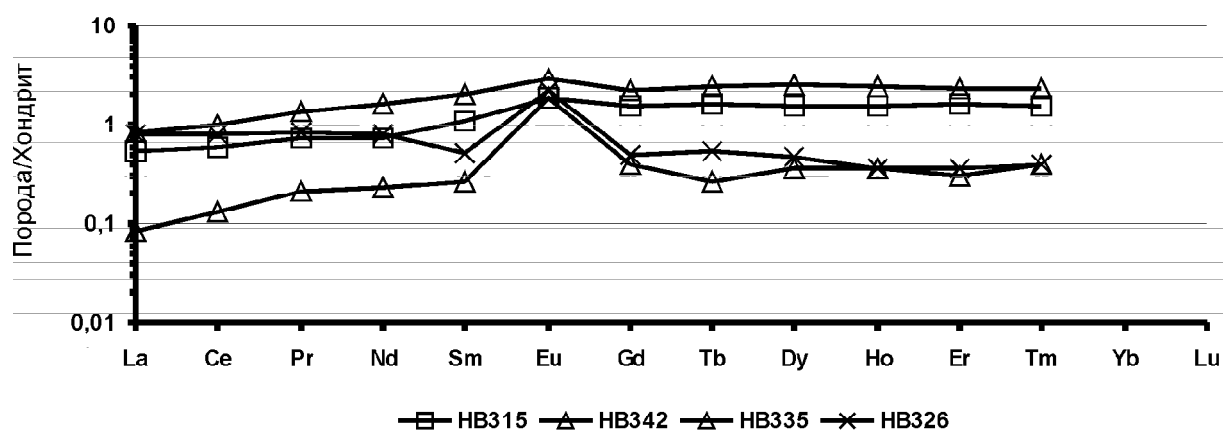
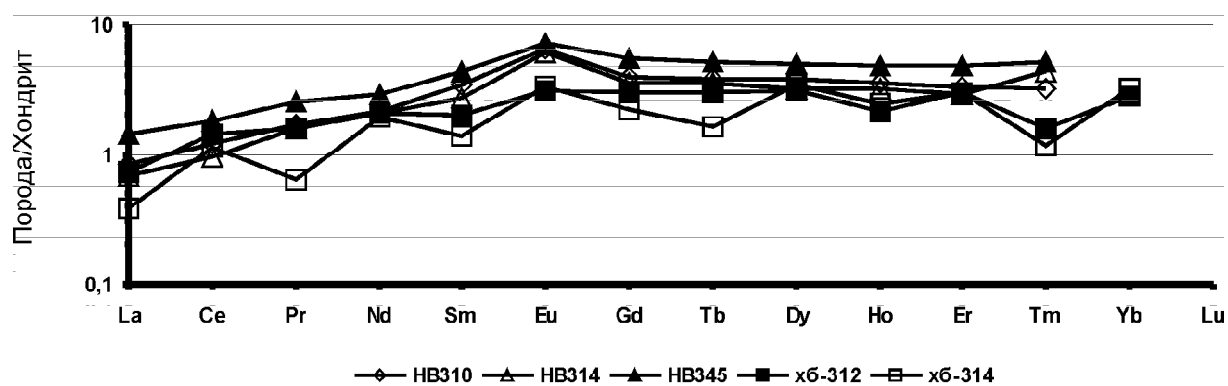


Рис. 5. Распределение редких и РЗЭ в породах Кокпектинского массива [Ферштатер, Беа, 1996; Ферштатер, 2004].
Содержания элементов нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].

Верлиты (НВ315, НВ342) и троктолиты (НВ335, НВ326)



Оливиновые габбро



Безоливиновые габбро

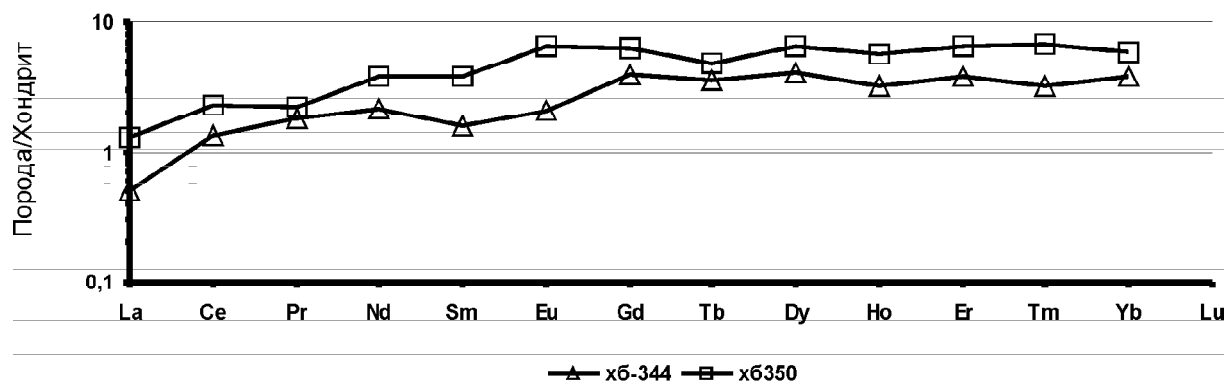


Рис. 6. Распределение РЗЭ в породах Кокпектинского массива [Ферштатер, Беа, 1996; Ферштатер, 2004].
Содержания элементов нормированы на хондрит [Sun, McDonough, 1989].

следующее. Геохимической особенностью всех пород Кокпектинского массива являются высокие Ni/Co отношения [Петрология..., 1991]. По количественному соотношению Ni и Cr плагиоверлиты и дуниты из пород Кокпектинского плутона резко отличаются от гипербазитов Кемпирсайского массива – в последних Cr устойчиво преобладает над Ni. Выявленные особенности распределения содержаний редких и РЗЭ в породах массива сводятся к следующему (рис. 5, 6). Дунитам и верлитам свойственен пологий спектр распределения редких и РЗЭ с вариациями нормированных на примитивную мантию (PM) содержаний Cs, U, Ta, K, Pb, Sr и P от 0,5 до 50 (Cs), а остальных элементов – от 0,1 (Nb) до 1. Проявлены минимумы для Nb, La, Ce и максимумы – для Cs, Ta, K, Pb, Sr и P. Такой же характер распределения содержаний имеют РЗЭ в этих породах, с вариациями нормированных на хондрит (CH) содержаний легких редкоземельных элементов (LREE) от 0,8 до 4, тяжелых редкоземельных элементов (HREE) – от 2 до 4. Отношения $(La/Sm)_N$ варьируют от 0,4 до 0,5. Троктолиты и оливиновые габбро также характеризуются пологими спектрами распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями нормированных на PM содержаний Cs, Rb, Ba, U, Ta, K, Pb, Sr и P от 0,1 (U, Pb) до 30 (Cs), остальных элементов – от 0,03 (Sm, La) до 10 (Eu). Проявлены минимумы для Nb, La, Ce и Zr, максимумы – для Cs, U, Ta, K, P, Sr и Pb. Этим породам свойственен фракционированный положительный наклон спектров распределения содержаний РЗЭ с вариациями нормированных на CH содержаний LREE от 0,09 (La) до 10 (Eu), HREE – от 0,5 до 7. Характерен Eu максимум. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0,3-1,5 и 0,1-0,3. Безоливиновые габбро характеризуются пологим спектром распределения содержаний редких и РЗЭ с вариациями нормированных на PM содержаний Rb, Ba, Ta, K, Sr и P от 5 до 20, остальных элементов – от 0,8 (Hf) до 4. Проявлены минимумы для Nb, La, Ce, Hf и максимумы – для Rb, Ba, Th, K, P, Sr и P. Кроме того, безоливиновым габбро свойственен фракционированный положительный наклон спектров распределения содержаний РЗЭ с вариациями нормированных на CH содержаний LREE от 0,7 (La) до 8, HREE – от 6 до 8. Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ варьируют соответственно в следующих пределах: 0,3 и 0,1-0,2.

Формационный тип и петрологические аналоги Кокпектинского массива

На основе проведенных исследований, Кокпектинский массив относится к классу перидотит-габбровых плутонических ассоциаций с ведущей медно-никелевой металлогенической специализацией [Петрология..., 1991; Балыкин, 2002]. Породы, слагающие массив, характеризуются высокой основностью, обогащенностью Cr, Ni, иногда Cu, и обедненностью Ti, Na, K, P, V, Ba, Sr, Zr, Hf, РЗЭ, высокими Ni/Co отношениями. По набору слагающих плутон петрографических групп, соотношению их объемов и преобладанию тех или иных типов пород в этих группах Кокпектинский массив следует типизировать как дунит-троктолит-габбровый. По всем перечисленным характеристикам он сопоставим с массивами дунит-троктолит-габбровой формации Байкало-Становой складчатой области (Йоко-Довыренским, Маринкинским, Лукиндинским и др.) [Балыкин и др., 1986; Балыкин, 2002], Кэйп-Эдвард-Холм в Гренландии [Уэйджер, Браун, 1970] и т.д. Однако аналогичный по составу набор пород слагает и кумулятивные полосчатые комплексы офиолитовых ассоциаций второго типа, согласно классификации Н.Л. Добрецова [1980]. Троктолитовый и оливин-клинопироксеновый уклон габброидов этих комплексов характерен для офиолитовых ассоциаций Семайла [Колман, 1979; Smewing, 1981], Папуа – Новой Гвинеи [Davies, Schairer, 1965; Jagues, 1981; Huthinson, 1986; Лутц, 1986], Бей-Оф-Айлендса [Колман, 1979; Casey, Karson, 1981], Кавказа [Абовян, Мамаджанян, 1987] Камчатки [Пополитов, Воынец, 1981], Кубы [Фонсека и др., 1985], а также для разрезов океанической коры в районе впадины Хесса и трансформного разлома Хейзена [Непрочнов, Кашинцев, 1978; Кашинцев и др., 1982]. В пределах Уральского складчатого пояса троктолиты и оливиновые габбро развиты в Войкаро-Сыннинском массиве [Петрология..., 1977; Савельева, 1987], Аккермановской интрузии и массиве горы Кирпичной, объединяемых в позднюю офиолитовую ассоциацию Урала [Эвгеосинклинальные..., 1984; Пушкарев, 1987], а также в массивах Ревдинский и Денежкин Камень платиноносного габбро-клинопироксенит-дунитового комплекса Среднего Урала [Ефимов, 1984], Каиндинском габброидном массиве Западных Мугоджар (по неопубликованным материалам П.А. Балыкина). Таким образом,

дунит-троктолит-габбровые плутонические породные ассоциации довольно широко представлены в складчатых областях и проявляются как в виде самостоятельных расслоенных перидотит-габбровых массивов, так и в виде полосчатых комплексов офиолитовых ассоциаций.

Состав и геологическое положение комплексов, пространственно ассоциирующих с Кокпектинским массивом и их соотношения с породами плутона

Исследован состав эффузивных пород, офитовых габбро, габбро-долеритов и пород metabазальтового комплекса из непосредственного окружения Кокпектинского массива, а также дайки лампрофиров, прорывающие весь породный парагенез кемпирсайской офиолитовой ассоциации. Офитовые амфибол-пироксеновые габбро и габбро-долериты образуют несколько автономных тел северо-восточнее и восточнее Кокпектинского массива и в ряде случаев прорывают базальтоиды дайкового комплекса (рис. 1). По сравнению с габброидами Кокпектинского массива, эти породы характеризуются более высокими содержаниями Si, Ti, Fe, Na, K, V, Sr и обеднены Mg, Cr и Ni. К чертам, сближающим эти породы, относятся высоконатриевый и магнезиальный их уклон. В целом, по составу они близки пегматоидным офитовым габбро, прорывающим породы расслоенной серии Кокпектинского массива.

Среди эффузивов, с которыми контактируют на севере и северо-западе породы Кокпектинского массива, преобладают базальтоиды. В верховьях руч. Первый, Второй и Четвертый Тассай развиты обогащенные магнетитом базальтовые порфириды и афировые базальты, переслаивающиеся с туфобрекчиями того же состава и с углисто-кремнистыми сланцами. На правом берегу р. Кокпекты, наряду с базальтами, широко развиты андезитобазальты, андезиты, кварцевые порфиры, фельзиты и туфы среднего и кислого состава, переслаивающиеся с яшмоидами, кварцевыми песчаниками, кварцитами и углисто-кремнистыми сланцами. Все базальтоиды по составу относятся к классу субщелочных, умеренно-высоконатриевых, высокотитанистых, низкоглиноземистых и железомagneзиевых мезократовых мафитов с низкими концентрациями Ni, Co, Cu, Cr, повышенными – V и низким Ni/Co отноше-

нием. По этим параметрам они сопоставимы с вулканическими комплексами окраинных и внутренних морей [Петрология..., 1991]. Повышенные содержания K, Ba, Sr и Pb в этих базальтоидах свидетельствуют об их надсубдукционной природе [Ферштатер, 2004].

Метабазальтовый комплекс (комплекс параллельных даек) вскрыт на правом берегу р. Кокпекты между Кемпирсайскими гипербазитами и осадочно-вулканогенной толщей в ассоциации с углисто-кремнистыми сланцами и амфиболитами (рис. 1). Они представлены преимущественно амфиболитизированными меланобазальтами и тонкорассланцованными ортоамфиболитами. Менее развиты амфиболитизированные базальтовые порфириды, офитовые амфибол-пироксеновые амфиболитизированные габбро и тонкорассланцованные амфиболовые сланцы. Мощность этого комплекса составляет около 1 км. По химическому составу они аналогичны базальтоидам осадочно-вулканогенного комплекса за исключением большей обогащенности их Cr и V. По вещественному составу они близки к островодужным вулкано-плутоническим комплексам [Петрология..., 1991].

Довольно широко распространены в породах Кокпектинского массива ксенолиты тонкорассланцованных и массивных среднезернистых амфиболитов, которые содержат в ряде случаев реликтовый минеральный парагенезис андезитового и базальтового состава. В районе с. Троицкое, в левом борту руч. Первый Тассай, вблизи контакта с базальтами, габброиды содержат ксенолиты роговиков, близких по составу к беербахитам. В юго-восточном и восточном эндоконтактах с Кемпирсайским гипербазитовым телом в породах массива часто встречаются ксенолиты гипербазитов. Они представлены различными по размерам (от нескольких десятков сантиметров до первых сотен метров по длинной оси) и форме телами с преобладанием линзовидно-удлиненных, ориентированных согласно расслоенности и полосчатости пород Кокпектинского массива. Ксенолиты представлены преимущественно аподунитовыми, апогарцбургитовыми и аповерлитовыми серпентинитами. Нередко в окружении ксенолитов развиты такситовые верлиты, троктолиты, габбро и анортозиты. По химическому составу гипербазиты из ксенолитов в большинстве случаев отвечают составу гипербазитов, слагающих Кемпирсайский массив.

Таким образом, породы Кокпектинского массива содержат ксенолиты гипербазитов и амфиболитов с реликтами базальтоидного парагенезиса. В эндоконтактных зонах с базальтоидами имеются роговики беербахитового состава, а сами габброиды массива здесь приобретают такситовую текстуру. Поздняя жильная серия пород массива (пегматоидные офиитовые габбро) прорывает вмещающие его базальтоиды. Все описанные разновидности пород этого района прорываются авгитовыми лампрофирами, пироксен-роговообманковыми меланогаббро, спессартитами и кварцевыми диоритами молостовского комплекса малых интрузий и могут рассматриваться в качестве геологического репера, разделяющего стадии формирования ранней (Кемпирсайской) и поздней (Хабарнинской) офиолитовых ассоциаций. По составу они сопоставляются с континентальными базальтами [Петрология..., 1991].

Обсуждение результатов геологического соотношения комплексов, составляющих Кемпирсайскую офиолитовую ассоциацию

Как отмечено выше, в изученном районе представлен полный набор комплексов офиолитовой ассоциации в понимании Р.Г. Колмана [1979]. При этом гипербазиты Кемпирсайского массива соответствуют «метапериidotитовому комплексу», габброиды Кокпектинского плутона – «кумулятивному полосчатому комплексу», офиитовые амфибол-пироксеновые габбро, габбро-долериты и долериты – «комплексу параллельных даек», и наконец, эффузивный комплекс можно рассматривать как верхнюю часть разреза офиолитовой ассоциации. Такие параллели ранее были проведены Л.П. Зоненшайном с соавторами [1981]. Они утверждают, что все перечисленные комплексы Южного Урала изначально составляли единый разрез в спрединговой зоне литосферы, а в настоящее время находятся на одном эрозионном уровне благодаря процессам скупивания. Однако полученные новые данные [Ферштатер и др., 1982; Эвгеосинклинальные..., 1984; Петрология..., 1991] свидетельствуют о более поздней интрузивной природе Кокпектинского плутона по отношению к другим комплексам кемпирсайской офиолитовой ассоциации.

Согласно принятой на Пенроузской конференции в 1972 г. генерализованной схеме, офи-

олиты в самом общем виде представляют собой стратифицированную ассоциацию основных и ультраосновных пород, сложенную снизу вверх следующими комплексами пород: 1) гипербазитовым, 2) габброидным, 3) параллельных даек основного состава, 4) основных вулканитов. Как считает Р.Г. Колман [1979, с. 27], «эта грубая стратиграфическая последовательность четко доказана во многих местах, так что возражения против ее существования в настоящее время, видимо, отсутствуют». Однако при анализе большинства работ, в которых офиолитовые ассоциации описаны в соответствии с этой схемой, обычно отсутствуют данные об исследованиях непосредственных контактов между различными комплексами офиолитов. Кроме того, в них недостаточное внимание уделено и проблеме образования стратифицированного разреза офиолитов. Вместе с тем, накопившийся за последние годы фактический материал по офиолитовым ассоциациям все больше входит в противоречие с указанной генерализованной схемой их строения. Прежде всего, это касается вопросов «стратификации» офиолитов и пространственно-временных взаимоотношений их комплексов, особенно гипербазитов и габброидов. Поскольку эти вопросы являются ключевыми в решении проблемы формирования офиолитовых ассоциаций, целесообразно рассмотреть некоторые из опубликованных данных, противоречащих упомянутой выше схеме их строения.

Так, еще до появления современных представлений об офиолитовых ассоциациях разновозрастность гипербазитов и габброидов в составе базит-гипербазитовых ассоциаций Урала была установлена Б.М. Романовым [1949]. Позднее аналогичные соотношения были выявлены в этом регионе многими другими исследователями. Такого же рода взаимоотношения гипербазитов и габброидов детально описаны в офиолитовых ассоциациях Кавказа [Арутюнян, 1968], Югославии [Илич и др., 1967], Алтае-Саянской складчатой области и Северо-Востока России [Леснов и др., 1973; Пинус и др., 1979, 1980, 1984; Велинский, 1979]. Разновозрастность гипербазитов и габброидов в составе офиолитовых ассоциаций была отмечена и американскими петрологами. Таким образом, имеющиеся многочисленные факты более позднего формирования габброидов по отношению к гипербазитам не дают основания рассматривать офиолиты как единую стратифицированную серию пород [Леснов, 1986а,б,в, 1988].

Помимо перечисленных данных о более позднем формировании габброидов в офиолитовых ассоциациях по отношению к метапериотитам, а в ряде случаев и к вулканитам, имеются сведения о существовании петро- и геохимических различий между габброидами и базальтоидами офиолитовых ассоциаций, свидетельствующие о вероятном их формировании из разных магматических расплавов. Так, в работе Б.Г. Лутца [1986] по офиолитам Папуа-Новой Гвинеи показано, что габброиды вообще не имеют аналогов среди ассоциирующих с ними вулканических пород. Базальтовая и диабазовая части разреза этих офиолитов резко отличаются от габброидов высокой титанистостью, повышенными концентрациями Zr, V и K. Подобные различия установлены и в изученном нами районе: базальтоиды и габброиды кемпирсайской офиолитовой ассоциации существенно различаются по содержанию TiO_2 , Al_2O_3 , ΣFeO , MgO , Na_2O , а также ряда элементов-примесей, особенно V, Ba, Sr, PЗЭ [Петрология..., 1991; Ферштатер, 2004].

Как было показано выше, Кокпектинский массив следует классифицировать как дунит-троктолит-габбровый и, соответственно, он идентичен расслоенным плутонам, объединяемым в дунит-троктолит-габбровую формацию [Балыкин и др., 1986; Поляков и др., 1987]. Однако троктолитовый и оливин-клинопироксеновый уклон габброидов свойственен, как уже отмечалось, также кумулятивным полосчатым комплексам офиолитовых ассоциаций второго типа по классификации Н.Л. Добрецова [1980, 1981]. При сопоставлении вещественного состава габброидов из автономных дунит-троктолит-габбровых массивов, формировавшихся на раннеорогенных этапах развития складчатых поясов в условиях зрелой континентальной коры, с габброидами, входящими в состав офиолитовых ассоциаций второго типа (Семайл, Папуа-Новая Гвинея, Бей-Оф-Айлендс, Войкаро-Сыншинский), было установлено, что между ними нет принципиальных различий, за исключением следующего. Офиолитовые габброиды имеют несколько более повышенные содержания Al, Mg, Ni, Cr и более низкие – Ti, Na, K, Rb, Ba, Sr. В них также несколько выше отношения Ni/Co и Ni/Cu. Эти габброиды обычно крайне бедны серой и не содержат промышленно интересной сульфидной медно-никелевой минерализации. Кроме того, офиолитовые габбро, как правило, сильнее метаморфизованы с

проявлением метаморфических преобразований от самых низких ступеней до эклогитовой фации метаморфизма. Нередко им свойственен особый «океанический» тип метаморфических изменений, выражающийся в полном замещении всех первично магматических минералов хлорит-актинолит-соссюритовым парагенезисом, но с сохранением реликтовой исходной структуры пород. По этим признакам Кокпектинский дунит-троктолит-габбровый массив более близок к кумулятивным полосчатым комплексам офиолитовых ассоциаций второго типа. Все это согласуется с выводами других исследователей [Эвгеосинклинальные..., 1984; Коробков и др., 1988] о необходимости включения Кокпектинского массива в состав кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала. Дополнительным важным аргументом для этого является факт прорывания всех комплексов этой офиолитовой ассоциации постофиолитовым комплексом мафитовых даек – калиевых габбро [Ферштатер и др., 1982].

По преобладанию гарцбургитов среди гипербазитов Кемпирсайского массива кемпирсайская офиолитовая ассоциация может быть отнесена к НОТ-типу. По составу полосчатого, дайкового и вулканического комплексов и характеру их взаимоотношений эта ассоциация обнаруживает ряд промежуточных характеристик между НОТ, ЛОТ и Гибралтар-Забаргадскими типами, сближаясь в большей степени с последним. Соответственно, геодинамические условия формирования кемпирсайской офиолитовой ассоциации в большей степени согласуются с моделью ее формирования в условиях задугового надсубдукционного рифтогенеза [Ферштатер, 2004], чем с моделью формирования океанической коры в зоне быстрого (НОТ-тип) или медленного (ЛОТ-тип) спрединга.

Условия формирования кемпирсайской офиолитовой ассоциации и Кокпектинского массива

Основываясь на установленных петро- и геохимических различиях между базальтоидами осадочно-вулканогенного и metabазальтового комплексов кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала и габброидами Кокпектинского массива, трудно допустить, что они формировались из одного магматического расплава, как это предполагается в схеме Р.Г. Колмана [1979]. Более удовлетворительно при-

рода кемпирсайской офиолитовой ассоциации может быть объяснена моделью деплетирования одного и того же мантийного субстрата с образованием разновременных базальтоидных и субпикритоидных расплавов.

По-видимому, на первом этапе становления кемпирсайской офиолитовой ассоциации из неистощенного мантийного субстрата происходило выплавление богатой некогерентными элементами базальтовой магмы толеитового типа, при кристаллизации которой и сформировались вулканиты осадочно-вулканогенного и metabазальтового комплексов. На последующем этапе частично деплетированный мантийный субстрат подвергся вторичному, более продвинутому плавлению с образованием низкощелочных, низкотитанистых и высокоглиноземистых субпикритоидных расплавов. Продуктом кристаллизации таких расплавов и явились породы Кокпектинского плутона. Многократный характер плавления мантийного диапира и сходный с кемпирсайской ассоциацией тренд эволюции состава выплавов от толеитов к субпикритоидам установлен как в экструзивных, так и в плутонических комплексах офиолитов Троодоса на Кипре [Benn, Laurent, 1987] и, вероятно, свойственен большинству офиолитовых ассоциаций.

На основании имеющихся аналитических данных было проведено численное моделирование процесса формирования Кокпектинского массива по конвекционно-кумуляционной модели М.Я. Френкеля и других [Френкель, 1995]. В

качестве исходного состава принят интегральный состав пород разреза его расслоенной серии, отвечающий составу высокоглиноземистых оливиновых меланобазальтов (табл. 1). Оценки давления при кристаллизации пород массива по клинопироксеновому геотермометру П. Нимиса [Nimis, 1999] составили 1-5 кбар. Моделирование проводилось при давлении 3 кбар и активности кислорода, близкой к буферу WM. Для оценки фазового состава методом геохимической термометрии [Френкель и др., 1988] были выбраны два состава троктолитов из нижней части расслоенной серии массива. Максимальные сближения содержаний главных мафических компонентов в расплавах (рис. 7) при равновесной кристаллизации выбранных составов наблюдаются при температуре около 1300°C. Эта температура может интерпретироваться как температура магмы, внедрившейся в магматическую камеру. Содержание интрателлурических вкрапленников в исходной магме при этой температуре составляет 15 %, при этом вкрапленники представлены оливином и плагиоклазом приблизительно в равных количествах.

На рис. 8 сопоставлены наблюдаемые вариации петрохимического состава пород в разрезе массива (черные точки) с соответствующими рассчитанными модельными трендами динамической модели его становления (сплошные линии). Как видно, изменения химического состава пород по разрезу качественно воспроизводятся модельными расчетами, коэффициенты детерминированности и результаты

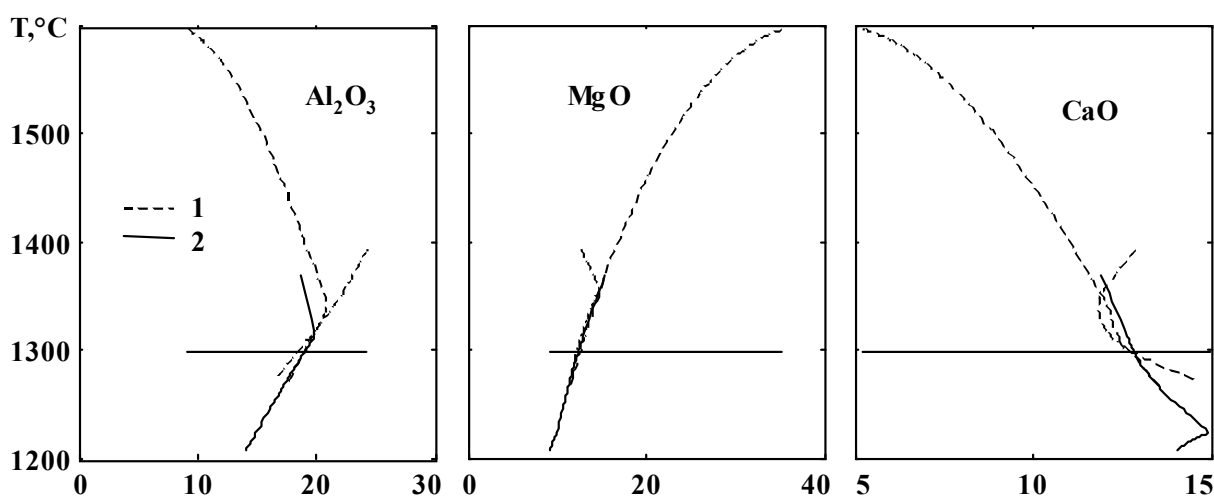


Рис. 7. Расчетные линии эволюции состава расплава при равновесной кристаллизации расплавов, отвечающих троктолитам нижней части расслоенной серии (1) и интегральному составу разреза Кокпектинского массива (2).

Таблица 1

Интегральный состав разреза Кокпектинского массива (М) и составы пород нижней части расслоенной серии (Кл35 – меланотроктолит, Б5408 – троктолит), выбранные для геохимической термометрии

№ № обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
М	46,27	0,14	18,71	6,15	15,32	11,91	1,33	0,09	0,09
Кл35	38,1	0,01	8,1	6,84	31,68	4,69	0,21	0,05	0,01
Б5408	43,22	0,06	23,31	3,57	12,1	12,38	1,13	0,28	0,14

дисперсионного анализа не превышают критические значения за исключением железа, калия и фосфора, что позволяет в целом считать построенную модель адекватной с вероятностью ошибки, меньшей 0,1 %. Однако резкие пики содержаний всех компонентов в центральной и верхней части разреза моделью не воспроизводятся. Менее строгие совпадения получены между реальными составами породообразующих минералов и модельными трендами их составов (рис. 9). Систематическое отклонение

состава модельных минералов может быть объяснено их взаимодействием с остаточным расплавом на посткумулясном этапе [Бармина и др., 1988]. В то же время, раннее появление клинопироксена в разрезе Кокпектинского массива не воспроизводится модельными расчетами. Такие несоответствия модельного разреза могут свидетельствовать о некорректности применения гипотезы одноактного внедрения для моделирования процесса формирования Кокпектинского плутона. Резкие локальные

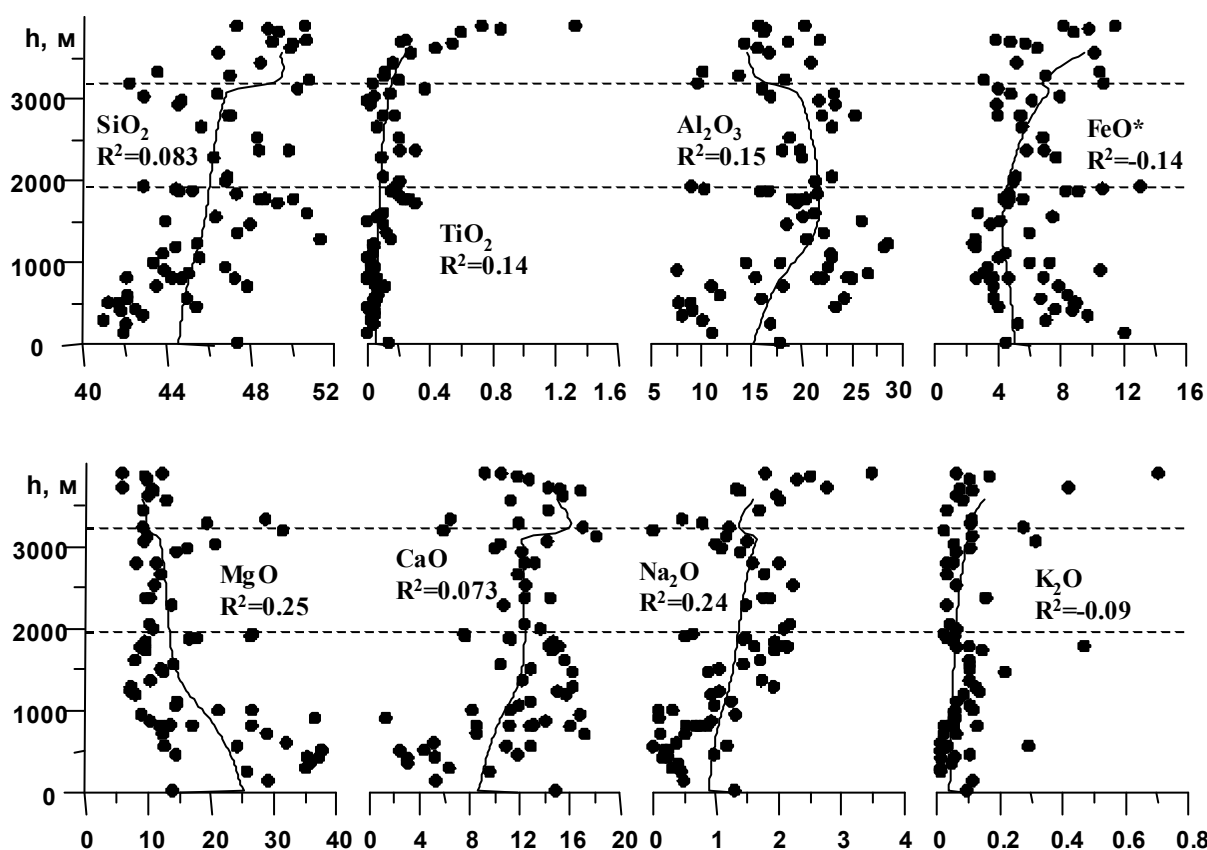


Рис. 8. Изменение петрохимического состава пород (в мас. %) модельной расслоенной интрузии (линии) и Кокпектинского массива (точки) по разрезу.

Критическое значение коэффициента детерминированности R^2 на 0,1 % уровне значимости равно 0,025. Пунктирной линией показано положение пиковых изменений концентрации компонентов в породах разреза массива.

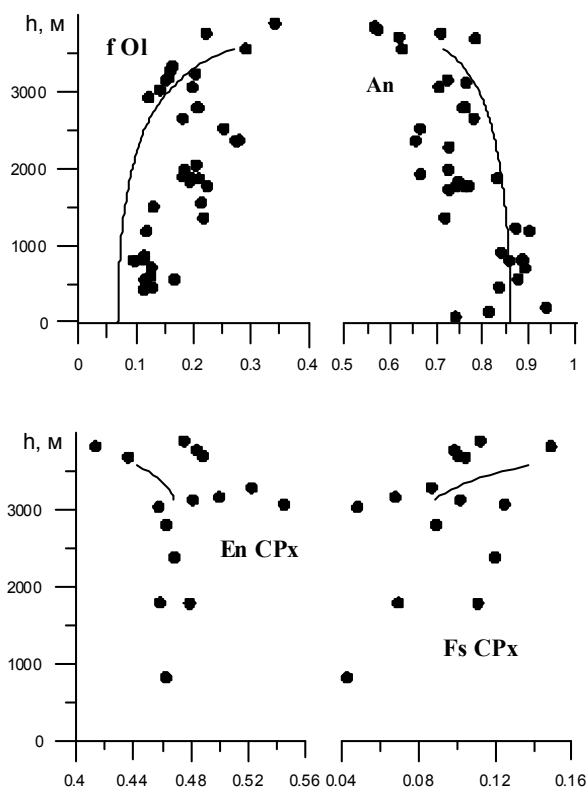


Рис. 9. Изменение состава минералов в породах модельной расслоенной интрузии (линии) и Кокпектинского массива (точки) по разрезу.

магмы, поскольку состав действующей магматической камеры после внедрения представляет собой смесь внедрившейся магмы и магмы, находившейся в камере до внедрения. Пропорции же смешения неизвестны. Таким образом, оценка состава исходной магмы для Кокпектинского массива по интегральному или средневзвешенному составу разреза не может быть признана корректной.

Основные выводы

1. Кокпектинский дунит-троктолит-габбровый массив кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала относится к кумулятивным полосчатым комплексам второго типа и сопоставим по вещественному составу с полосчатыми комплексами офиолитовых ассоциаций Семайла, Папуа-Новой Гвинеи, Кубы и других. Он формировался, как и другие составляющие кемпирсайской офиолитовой ассоциации, в условиях задугового надсубдукционного рифтогенеза.

2. Породы массива содержат ксенолиты гипербазитов и амфиболитов с реликтами базальтоидного состава. В зоне эндоконтакта массива базальтоиды преобразованы в роговики, а габброиды здесь приобретают такситовую текстуру. Это свидетельствует об интрузивном, более позднем формировании габброидов Кокпектинского массива по отношению к другим комплексам кемпирсайской офиолитовой ассоциации. Поэтому нет оснований считать, что все они формировались из одного магматического расплава, как это предполагается в схеме Р.Г. Колмана.

3. Природа кемпирсайской офиолитовой ассоциации может быть удовлетворительно объяснена моделью деплетирования одного и того же мантийного субстрата с образованием одновременных базальтоидных и субпикритовидных расплавов. Предполагается, что на первом этапе становления кемпирсайской офиолитовой ассоциации из неистощенного мантийного субстрата происходило выплавление богатой некогерентными элементами базальтовой магмы толеитового типа, из которой и сформировались вулканы осадочно-вулканогенного и метабазальтоидного комплексов. На более по-

повышения содержания магния и железа, снижение концентрации алюминия, кальция и кремния в породах разреза массива можно объяснить поступлением новых порций менее фракционированной магмы в магматическую камеру. В этом случае находит объяснение и раннее появление клинопироксена – клинопироксен кристаллизуется из более фракционированного расплава, чем предполагает одноактная модель, при меньшей мощности разреза и, соответственно, на более низком гипсометрическом уровне. После этого мощность разреза массива наращивается за счет поступления новых порций магмы. Моделирование процесса многоактного внедрения связано с большими трудностями в оценке параметров модели, главным образом состава внедряющихся порций магм и их пропорций. Если новая порция магмы внедряется в действующую магматическую камеру, то определить, какая часть предыдущей порции уже отфракционировала, а сколько магмы внедрилось, невозможно. Для этого, кроме положения уровня внедрения новой порции, фиксируемого в разрезе пиковыми изменениями содержаний компонентов, необходимо знать изменение объема магматической камеры. По полевым наблюдениям имеется возможность оценить только суммарный ее объем. Невозможно определить и состав каждой порции

зднем этапе частично деплетированный мантийный субстрат подвергся более продвинутому плавлению с образованием низкощелочных, низкотитанистых и высокоглиноземистых субпикритовидных расплавов. Продуктом кристаллизации таких расплавов и явился Кокпектинский плутон.

4. Моделирование процесса формирования Кокпектинского массива показало, что модель одноактного внедрения не воспроизводит всех особенностей изменения состава пород по разрезу. Для корректного моделирования необходимо привлечение моделей, учитывающих поступление нескольких порций магмы в магматическую камеру, при этом состав порций внедряющихся магм может не соответствовать интегральному или средневзвешенному составу разреза массива.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (Проект № 05-05-64504) и ВМТК ОИГТМ СО РАН (Проект № 1732).

Список литературы

- Абовян С.Б., Мамаджанян М.А.* Мафит-ультрамафитовые комплексы Армянской ССР // Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток, 1987. С. 125-136.
- Арутюнян Г.С.* О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям // Изв. АН Арм ССР. Сер. наук о Земле. 1968. № 5. С. 24-30.
- Балыкин П.А.* Формационные типы перидотит-габбровых массивов и составы их исходных расплавов // Автореф. докт. дис. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 44 с.
- Балыкин П.А., Поляков Г.В., Богнибов В.И., Петрова Т.Е.* Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области. Новосибирск: Наука, 1986. 206 с.
- Бармина Г.С., Арискин А.А., Френкель М.Я.* Геохимическая термометрия и оценка составов кумулятивных минералов в дифференцированных траппах // Термодинамика в геологии Тез. докл. II Всесоюз. симпоз. Т. 1. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 38-39.
- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г.* Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.
- Булыкин Л.Д., Золотов К.К., Малахов И.А.* Офиолиты Урала // Геология и металлогения Урала. Екатеринбург: УГСЭ, 1998. С. 83-99.
- Велинский В.В.* Альпинотипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 195 с.
- Добрецов Н.Л.* Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
- Добрецов Н.Л.* Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Зайков В.В.* Опыт изучения океанической коры на Урале // Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981. С. 53-58.
- Илич М., Карамата С., Попевич А., Симич К.* Фельдспатперидотитские стене Шулана (Даковички ультрамафитски массив) // Геолошки анала Балканского полуострова. 1967. Кн. 33. С. 61-68.
- Кашиинцев Г.Л., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И.* Состав и строение океанической коры в районе впадины Хесса (Тихий океан) // Геотектоника. 1982. № 6. С. 112-123.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Коробков В.Ф., Новиков И.Н., Федоров В.И.* Кемпирсайская офиолитовая ассоциация // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 56-74.
- Лавренчук А.В.* Программа для расчёта динамики внутрикамерной дифференциации основной магмы «Pluton» // Тез. докл. II Сибирской конф. молодых учёных. Новосибирск, 2004. С. 105-106.
- Леснов Ф.П.* К вопросу о взаимоотношениях гипербазитов и габброидов в офиолитовых ассоциациях // Офиолиты восточной окраины Азии. Хабаровск: ДНЦ АН СССР, 1986а. С. 88-99.
- Леснов Ф.П.* Петрология гипербазитов и габброидов в складчатых областях и проблема генезиса офиолитов // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли. Новосибирск: ИГТ СО АН СССР, 1986б. С. 39-40.
- Леснов Ф.П.* Петрохимия полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1986в. 136 с.
- Леснов Ф.П.* Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1988. 32 с.
- Леснов Ф.П., Пинус Г.В., Велинский В.В.* Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующихся с ними габброидов в складчатых областях // Проблемы петрологии гипербазитов в складчатых областях. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973. С. 44-56.
- Лутц Б.Г.* Петрохимия и геохимия офиолитового комплекса Папуа-Новой Гвинеи // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 14-21.
- Непрочнов Ю.П., Кашиинцев Г.Л.* О составе основных слоев земной коры Восточно-Тихоокеанского поднятия // Докл. АН СССР. 1978. Т. 239. № 5. С. 1222-1225.
- Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Отв. ред.: В.С. Соболев и Н.Л. Добрецов. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.*
- Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / П.А. Балыкин, Э.Г. Конников, А.П.*

Кривенко и др. Свердловск: УРО АН СССР, 1991. 159 с.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1979. № 11. С. 10-20.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Строе-ние офиолитовых ассоциаций Монголии и возмож-ный механизм их образования // Геология и геофизи-ка. 1980. № 11. С. 25-36.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Аль-пинотипные гипербазиты Монголии. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Ба-лыкин П.А. Типы рудоносных габброидных форма-ций. // Проблемы геохимической типизации магмати-ческих пород. Иркутск: ИГ СО АН СССР, 1987. С. 12-28.

Пополитов З.И., Волюнец О.Н. Геохимические особенности четвертичного магматизма Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1981. 200 с.

Пушкарев Е.В. Петрология квазиplatformен-ной пироксенит-габбро-гранитной серии Кемпирсай-ско-Хабарнинского офиолитового комплекса (Южный Урал) // Автореф. канд. дис. Свердловск, 1987. 22 с.

Романов Б.М. Габбро-перидотитовая форма-ция Урала // Советская геология. 1949. Сб. 40. С. 72-85.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые ком-плексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.

Ферштатер Г.Б. О природе силурийско-ран-недевонских мафит-ультрамафитовых интрузивов, ассоциированных с офиолитами Южного Урала // Литосфера. 2004. № 4. С. 3-29.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типи-зация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195-218.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородин Н.С., Мон-теро П. Латеральная зональность, эволюция и геоди-намическая интерпретация магматизма Урала в све-те новых петрологических и геохимических данных // Петрология. 1998. Т. 6. № 5. С. 451-477.

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А. Габбро и гранитоиды, ассоциирован-ные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинс-кого массивов на Южном Урале Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 74 с.

Фонсека Е., Залепугин В.Н., Эредиа М. Осо-бенности строения офиолитовой ассоциации Кубы // Геотектоника. 1985. № 4. С. 88-99.

Френкель М.Я. Тепловая и химическая дина-мика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.

Уэйдджер Л., Браун Г. Расслоенные извержен-ные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.

Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные се-рии / Г.Б. Ферштатер, Л.В. Малахова, Н.С. Бородин и др. М.: Наука, 1984. 263 с.

Benn K., Laurent R. Intrusive suite documented in the Troodos ophiolite plutonic complex, Cyprus // Geo-logy. 1987. V. 15. № 9. P. 821-301.

Casey J.F., Karson J.A. Magma chamber profiles from the Bay of Islands ophiolite complex // Nature. 1981. V. 292. № 5821. P. 295-301.

Davies B.T.C., Schairer J.F. Melting relations in the join diopside-forsterite-pyroxene at 40 kilobars and at one atmosphere // Carnegie Inst. Washington Yearb. 1965. V. 64. P. 123-126.

Edwards R.L., Wasserburg G.J. The age and em-placement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72. P. 389-404.

Huthinson C.S. Ophiolite in Southern Asia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1986. № 6. P. 797-806.

Jagues A.L. Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from Marum ophiolite complex, Nor-thern Papua New Guinea // J. Petrol. 1981. V. 22. № 1. P. 4-40.

Melcher F., Grun W., Thallhammer T.V., Thal-hammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempir-sai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Mineral. Depos. 1999. V. 34. P. 250-272.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 135. P. 62-74.

Sharma M., Wasserburg G.J. The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 4537-4550.

Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A. et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 135. P. 101-114.

Sun S. and McDonough Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.

Smewing L.D. Mixing characteristics and com-positional differences in mantle-derived melts beneath spreadings axes: evidence from cyclically layered rocks in the ophiolite of North Oman // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2645-2659.

Рецензент доктор геол.-мин. наук Г.Б. Ферштатер