

О ПРИРОДЕ СИЛУРИЙСКО-РАННЕДЕВОНСКИХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ, АССОЦИИРОВАННЫХ С ОФИОЛИТАМИ ЮЖНОГО УРАЛА

Г.Б. Ферштатер

Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН

620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7

E-mail: gerfer@online.ural.ru

Поступила в редакцию 11 марта 2004 г.

Рассмотрены расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии Южного Урала, тесно связанные с офиолитами: Кокпектинская, Аккермановская, Кирпичнинская и Восточно-Хабарнинская, сопряженные с Кемпирсайским и Хабарнинским офиолитовыми аллохтонами, а также Нуралинская дунит-клинопироксенит-габбровая, связанная с одноименным лерцолитовым массивом. Породы Кокпектинского, Аккермановского и Кирпичнинского массивов по особенностям химического состава габброидов принадлежат натровой группе, а Восточно-Хабарнинского и Нуралинского – к калиевой. Интрузивы залегают на мантийных тектонитах гарцбургитового или лерцолитового состава. В висячем боку интрузивов натровой группы отмечаются зоны параллельных диабазовых даек и пиллоу-лавы. Интрузивы калиевой группы не сопровождаются этими типами пород. Связь с гарцбургитами имеет, по-видимому, тектоническую природу, так как рассмотренные интрузии формируются после обдукции офиолитов на структуры континентальной коры и имеют разные магматические очаги с офиолитами. Расслоенные интрузивы образованы 3-4 кратным внедрением в магматическую камеру порций разной по составу магмы, варьирующей по составу от ультрамафитовой (верлитовой или вебстеритовой) до базитовой. Каждая последующая порция занимает более высокое стратиграфическое положение в разрезе массива и образованная ею залежь, в свою очередь, обладает скрытой геохимической расслоенностью. В породах лежащего бока расслоенных интрузивов устанавливаются дайки и sillы вебстеритов и верлитов, близкие по составу к породам нижней зоны массивов. По аналогии с хорошо изученными расслоенными массивами континентальных кратонов и офиолитов это может служить свидетельством наличия двухфазных (кумулятивные кристаллы+расплав) магм, формирующих нижние существенно ультрамафитовые зоны. Геохимические особенности пород как натровой, так и калиевой групп свидетельствуют о наличии в источнике их расплавов двух конечных членов: деплетированного, близкого к источнику MORB, и обогащенного, связанного, по-видимому, с метасоматизированным мантийным клином. Особенности геологического положения и состава пород позволяют предположить, что массивы натровой группы формировались в зоне перехода океан-континент в связи с задутовым надсубдукционным рифтогенезом (спредингом), а массивы калиевой группы – в субконтинентальной обстановке.

Ключевые слова: *офиолиты, расслоенность, интрузия, магматизм, геохимия.*

ON THE NATURE OF SILURIAN – EARLY DEVONIAN MAFIC-ULTRAMAFIC INTRUSIVES ASSOCIATED WITH OPHIOLITES OF THE SOUTH URALS

G.B. Fershtater

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Silurian – Early Devonian ultramafic-mafic layered intrusions of the South Urals associated with ophiolites are considered. They are as follows: the Kokpekty, Akkermanovka, Kirpichnaya and East-Khabarny massifs associated with the Kempirsai and Khabarny ophiolite allochthons and the Nurali dunite-clinopyroxenite-gabbro intrusion associated with lherzolite massif of the same name. The Kokpekty, Akkermanovka and Kirpichnaya massifs belong to the sodium group according to chemical composition of the main type of mafic rocks while the East-Khabarny and Nurali massifs are of potassium group. Intrusions are underlied by mantle harzburgite or lherzolite. Na-group intrusives are overlid by sheeted

dyke complex and pillow-lavas whereas K-group intrusives have not such rocks at their roof. Their relation with harzburgites seems to be tectonic because the emplacement of the intrusives under consideration proceeded later on ophiolite obduction on the continental crust. They have distinct magmatic sources than ophiolite. Dykes and sills of werhlites and websterites similar in composition to the rocks of lower zones of intrusives are fixed in their footwall and underlying rocks. It is believed by analogy with the well-studied layered intrusions of continental cratons that lower parts of the intrusives under consideration are formed by two-phase magmas which compose of cumulus crystals (olivine+orthopyroxene+clinopyroxene)+basic melt. Geochemical properties of the rocks of both Na- and K-group show existence of two end members in their magmatic sources. The first is depleted one being similar in composition to MORB and the second is more fertile (from metasomatized mantle wedge?). Specific features of geology and composition allow to offer that Na-group intrusives were originate in the back-arc situation in connection with above-subduction spreading, whereas the K-group massifs were formed in subcontinental environment.

Key words: *ophiolite, layering, intrusion, magmatism, geochemistry.*

Введение

Офиолитовые ассоциации, как известно, обладают некоторыми общими особенностями строения. Сохранившая первичное строение стандартная ассоциация включает в себя следующий набор комплексов (снизу вверх): 1) существенно гарцбургитовый или лерцолитовый комплекс мантийных тектонитов, 2) расслоенный дунит-верлит-габбровый, 3) комплекс диабазовых даек, 4) базальтовый и 5) осадочный [Nicolas, 1989]. Исследователи практически единодушны в том, что строение офиолитовой ассоциации отражает строение верхней части океанической литосферы, фрагментом которой она и является, а граница между гарцбургитовым (лерцолитовым) и дунит-верлит-габбровым комплексами отвечает разделу Мохо. Отсюда следует, что изучение офиолитов – это одновременно и познание закономерностей формирования верхней части мантии и земной коры в тех геодинамических ситуациях, которые представлены офиолитами – в океанических и субокеанических (островодужных и окраинно-континентальных) спрединговых центрах.

В Уральском эпиконтинентальном орогенном поясе офиолиты в полном виде обычно не сохраняются. Они представлены фрагментами, среди которых преобладают серпентинизированные гарцбургиты. Однако некоторые наиболее крупные офиолитовые блоки сохранили свое первичное строение, во многом близкое стандартному схематическому разрезу. Коровой части этого разреза, и в первую очередь его рас-

слоенному дунит-верлит-клинопироксенит-габбровому комплексу, посвящена настоящая статья.

В качестве преобладающего механизма формирования этого комплекса в настоящее время рассматривается фракционная кристаллизация в пределах единой магматической камеры. При этом гарцбургитовая часть офиолитового разреза трактуется как реститовая, образованная в результате удаления из верхней мантии базитового по составу расплава, исходного для расслоенного комплекса и вышележащей субвулканической части разреза [Nicolas, 1989]. Тем самым признается единство магматического очага для всех членов офиолитовой ассоциации и их петрогенетическая сопряженность.

В ряде офиолитовых массивов Урала, обладающих, на первый взгляд, стандартным разрезом, устанавливаются сложные, не отвечающие изложенной схеме взаимоотношения пород. В большинстве случаев удается установить значительный разрыв во времени формирования между отдельными членами разреза. Расслоенные комплексы значительно оторваны по времени и месту формирования от ультрамафитовых мантийных тектонитов и в отличие от последних образуют не тектонические аллохтоны, а интрузивные залежи, имеющие магматические контакты с породами рамы.

Мы не будем вникать в детали петрологии рассматриваемых массивов, они подробно описаны в наших работах [Эвгеосинклинальные..., 1984; Ферштатер, 1987; Петрология..., 1991]. За рамками статьи остается и механизм формирования расслоенных интрузий, описа-

нию которого посвящена огромная литература [Уэйджер, Браун, 1970; Колман, 1979; Ефимов, 1984; Шарков, 1980; Irvine, 1974; Sawthorn, 1996 и ссылки в этих работах].

Цель данной работы – рассмотреть основные особенности строения и вещественного состава некоторых расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов Урала, традиционно относимых к офиолитовым комплексам, а также специфику отдельных массивов и определить главные закономерности их петрогенезиса. Описываются следующие объекты: расслоенные интрузивы, сопряженные с Кемпирсайским (Кокпектинский массив) и Хабаровинским (Аккермановский, Кирпичнинский и Восточно-Хабарнинский массивы) офиолитовыми аллохтонами и Нуралинский дунит-клинопироксенит-габбровый массив, связанный с одноименным

лерцолитовым массивом. По составу наиболее распространенных пород – габброидов – массивы принадлежат двум петрохимическим группам – натровой (Кокпектинский, Аккермановский и Кирпичнинский массивы) и калиевой (Восточно-Хабарнинский и Нуралинский массивы). Массивы располагаются в структурах, связанных с Главным Уральским глубинным разломом в центральной части Уральского хребта (рис. 1). Комплексы, сходные с рассматриваемыми, вне пространственной связи с офиолитовыми мантийными тектонитами не встречаются.

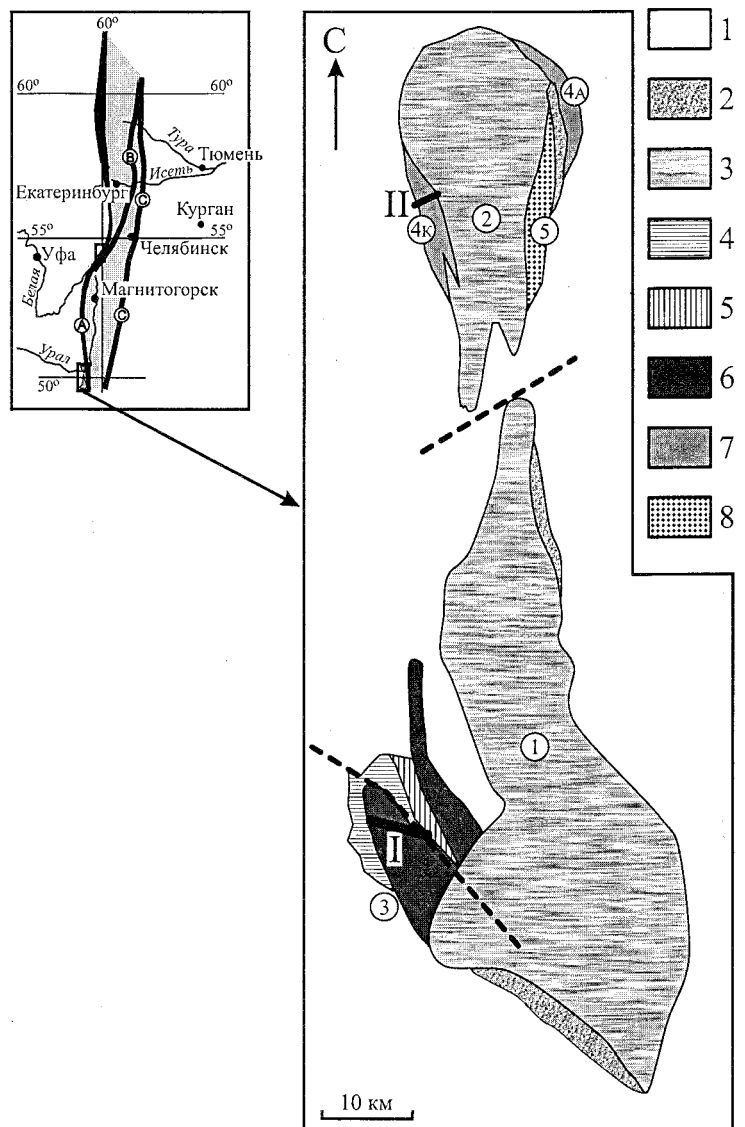
Все описанные массивы охарактеризованы представительными образцами, коллекция которых создавалась и совершенствовалась в течение многих лет. Анализ на петрогенные элементы был выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург, Россия)

Рис. 1. Схема геологического строения Кемпирсайского и Хабаровинского массивов.

1 – вулканогенные и осадочные породы докембрия и раннего-среднего палеозоя; 2 – апобазальтовые амфиболиты с MORB-подобными геохимическими параметрами; 3 – серпентинизированные гарцбургиты Кемпирсайского (1) и Хабаровинского (2) массивов; 4 – пиллоу-лавы, ассоциированные с Кокпектинским (3) массивом; 5 – зона диабазовых даек в амфиболитах; 6 – габброиды Кокпектинского массива; 7 – породы Кирпичнинского (4к) и Аккермановского (4а) расслоенных массивов; 8 – габброиды и ультрамафиты Восточно-Хабарнинского массива (5).

Линиями с индексами «I» и «II» показано положение геохимических разрезов (рис. 2 и 6).

На схеме в верхнем левом углу линиями показаны главные тектонические зоны Урала: А – Главный глубинный разлом, В – Алапеевская, С – Челябинская. Серым полем выделен так называемый палеоокеанический сектор Урала.



рентгено-флуоресцентным методом на приборе СРМ-18 (аналитик Н.П. Горбунова). FeO, Na₂O и п.п.п. были определены в этом же Институте стандартными методами.

Анализы на редкие, в том числе редкоземельные, элементы были выполнены в Университете г. Гранада (Испания) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Ошибка определения составляет 2 и 5 отн.% для концентраций 50 и 5 ppm соответственно. При обычной стандартной методике предел обнаружения всех элементов ниже 0.05 ppm, а при анализе ультрамафитов и базитов с использованием ультрачистых кислот достигается предел обнаружения меньше, чем 0.001 ppm [Stroh et al., 1995].

Описание массивов

Кокпектинский троктолит-габбровый массив, расположенный западнее крупного Кемпирсайского гарцбургитового массива (рис. 1), ранее рассматривался нами в составе Кемпирсайского офиолитового комплекса. Исследования последних лет заставляют уточнить этот вывод.

Массив представляет собой круто падающее на запад тело, разбитое тектоническими нарушениями на ряд блоков [Петрология..., 1991]. Эти блоки перемещены относительно друг друга незначительно, что позволяет реставрировать первичную структуру массива, в том числе его скрытую расслоенность [Эвгеосинклинальные..., 1984, Ферштатер, Беа, 1993]. Под интрузивом залегают гарцбургиты, а перекрывают его базальты. Восточный контакт массива с гарцбургитами – интрузивный. В подошве массива троктолиты содержат многочисленные ксенолиты контактово-преобразованных гарцбургитов, превращенных в антигоритовые серпентиниты, количество которых возрастает с запада на восток, т.е. по направлению к гарцбургитовому массиву. Верхний контакт с базальтами – тектонический с неясными возрастными взаимоотношениями габбро и базальтов. В структуре массива выделяется и зона параллельных диабазовых даек (ЗПДД), которая располагается в северо-восточном фрагменте массива между габброидами и базальтами (рис. 1). Сложность в идентификации генетической принадлежности ЗПДД состоит в том, что ее породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, что отличает их от практически не метаморфизованных и регионально не дефор-

мированных пород Кокпектинского массива и перекрывающих их базальтов. По условиям метаморфизма породы ЗПДД близки апобазальтовым (MORB) амфиболитам, вмещающим Кемпирсайский гарцбургитовый массив.

По данным Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Ar-Ar датировок габброидов и ультрамафитов Кемпирсайского массива (в том числе и Кокпектинского, который иностранные авторы не отделяют от Кемпирсайского), изотопный возраст пород колеблется от 420 до 396 млн лет, возраст вторичных минеральных ассоциаций и метасоматитов хромитовых месторождений опускается до 380 млн лет [Edwards and Wasserburg, 1985; Sharma, Wasserburg, 1996; Sharma et al., 1995; Melcher et al., 1999]. Эти данные резко контрастируют с фаунистически определенным возрастом пиллоу-лав, который отвечает среднему ордовику, т.е. примерно 460 млн лет [Иванов, 1988; Коробков и др., 1988]. Интерпретация возрастных изотопных данных неоднозначна и затруднена. Например, жильные породы имеют более древний возраст, чем прорываемые ими габбро и ультрамафиты (420 и 400 млн лет, [Melcher et al., 1999]). Судя по геологическим наблюдениям, габброиды Кокпектинского массива содержат ксенолиты амфиболитизированных базальтов [Петрология..., 1991] и, следовательно, являются более молодыми, что позволяет нам согласиться с наиболее распространенным изотопным возрастом (около 400 млн лет) и считать габброиды раннедевонскими.

Кокпектинский массив сложен (снизу вверх) троктолитами, оливиновыми габбро и клинопироксеновыми габбро. Характер контактов между залежами этих пород недостаточно ясен. Судя по наблюдениям за контактами между меньшими по размеру телами, они резкие. Текстура габброидов трахитоидная. Полосчатые зоны отмечаются по всему разрезу и суммарно составляют менее 30% его объема. Они представлены переслаиванием троктолитов и разных по составу габбро. Состав пород в таких зонах варьирует в широких пределах от меланократовых разновидностей, содержащих до 60-70% фемических минералов, до анортозитов [Эвгеосинклинальные..., 1984].

За пределами полосчатых зон троктолиты, оливиновые и клинопироксеновые габбро обладают высокой степенью однородности. Каждая разновидность в точности отвечает коллективе плагиоклаза с соответствующими фемическими минералами [Ферштатер, 1987], что

не оставляет сомнений в том, что все названные разновидности габброидов представляют собой расплавы. Изменение состава пород в разрезе интрузива демонстрирует рис. 2. На нем отчетливо видно плавное повышение количества феррических минералов (Fem) снизу вверх, отражающее рост меланократовости котектик, отвечающих составам соответственно троктолитов (Ol+Pl), оливиновых (Ol+Crx+Pl) и клинопироксеновых габбро. Плавность изменения состава при этом отражает скрытую расслоенность пород в пределах каждой порции первоначально котектического расплава. От троктолита к габбро постепенно нарастает железистость пород и содержание большинства редких и всех редкоземельных элементов при сохранении общей конфигурации трендов.

Эти данные свидетельствуют о формировании Кокпектинского массива в результате последовательного внедрения во все более высокие горизонты магматической камеры, занятой сейчас массивом, котектических магмати-

ческих расплавов, которые, по-видимому, образованы в результате фракционирования троктолитового расплава в гипотетическом более глубоком очаге [Ферштатер, 1987]. Состав этих расплавов последовательно менялся от троктолитового до базальтового типа N-MORB. Крайне низкие содержания некогерентных элементов в троктолитах свидетельствуют о высокой степени деплетированности мантийного источника их магмы.

Особенности минерального состава пород подробно рассмотрены в отдельных работах [Эвгеосинклинальные..., 1984; Петрология..., 1991]. Следует обратить внимание на отсутствие в породах первичной роговой обманки, что свидетельствует о низком содержании воды в магматических расплавах, давших всю серию интрузивных пород.

Троктолиты и оливиновые габбро резко отличаются по составу от перекрывающих массив пиллоу-лав и пород ЗПДД большей основностью, и лишь часть клинопироксеновых габ-

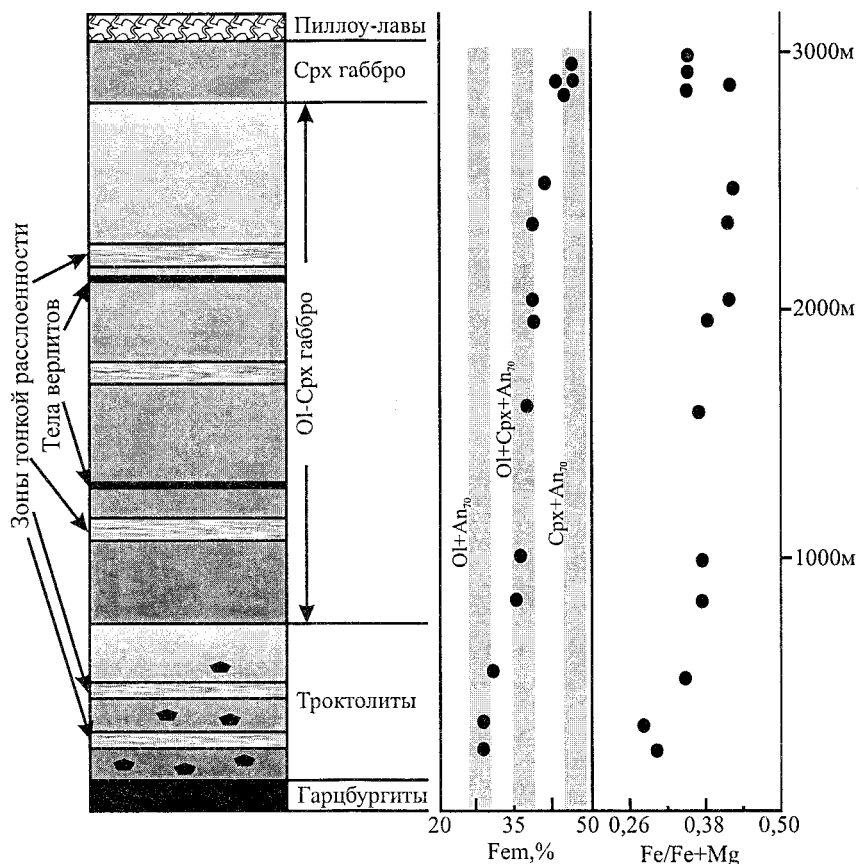


Рис. 2. Схематический разрез Кокпектинского массива.

Серыми линиями показано положение котектик $Ol+An_{70}$, $Ol+Crx+An_{70}$, $Crx+An_{70}$ при давлении около 6 кбар [Ферштатер, 1987 и ссылки в этой работе].

бро, залегающих в кровле массива или образующих небольшие интрузивные тела, приближается по составу к базальтам. Базальты как по петрохимии (табл. 1), так и по редкоземельному составу (рис. 3), отвечают N-MORB.

Особо следует сказать о природе плагиоверлитов, которые фиксируются среди оливиновых габбро в виде протяженных тел мощностью 2-3 м, параллельных направлению трахитоидной структуры и расслоенности габброидов. Верлиты характеризуются пойкилитовой структурой, в которой крупные ойкокристаллы клинопироксена содержат многочисленные идиоморфные зерна оливина, ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза An_{80} . Составы пород приведены в табл. 1. Верлиты довольно однородны по составу, имеют резкие контакты с вмещающими оливиновыми габбро и, возможно, по аналогии с такими же породами в других расслоенных интрузивах представляют собой магматические внедрения [Cawthorn, 1980; Sharpe, Hulbert, 1985; Benn et al., 1988].

Аккермановский и Кирпичнинский массивы прорывают и перекрывают аллохтонные пластины сложно построенного Хабаровинского офиолита (рис. 1). По всей вероятности, они представляют собой части единого интрузива, эродированного над Хабаровинским гарцбургитовым массивом и сохранившегося в его краевых частях. Как и Кокпектинский массив, они залегают между гарцбургитами (лежащий бок) и базальтами (висячий бок).

Сведения об изотопном возрасте пород отсутствуют. По данным геологических съемок Б.И. Хворова (1967-1971 гг.) и В.Т. Тищенко (1979-1982 гг.), базальты, перекрывающие расслоенный интрузив, содержат обильные граптолиты силурийского возраста. Таким же мы принимаем и возраст плутонических пород.

Наиболее полно сохранился Кирпичнинский массив, который представлен расслоенным верлит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитоидным интрузивом и примыкающей к нему с запада зоной параллельных диабазовых даек и базальтов [Эвгеосинклинальные..., 1984; Пушкарев, Хазова, 1991; Семенов, 2000]. Нижняя (восточная) часть Кирпичнинского массива сложена крупнозернистыми битовнитовыми оливиновыми габброноритами, перемежающимися с оливиновыми вебстеритами и клинопироксенитами. Контакт этой части массива с серпентинизированными гарцбургитами отчетливо интрузивный. В контактовой зоне шириной около 200 м гарцбургиты превращены в антигоритовые серпентиниты и интродированы многочисленными телами, часто расслоенными, плагиоклазовых оливиновых вебстеритов и оливиновых

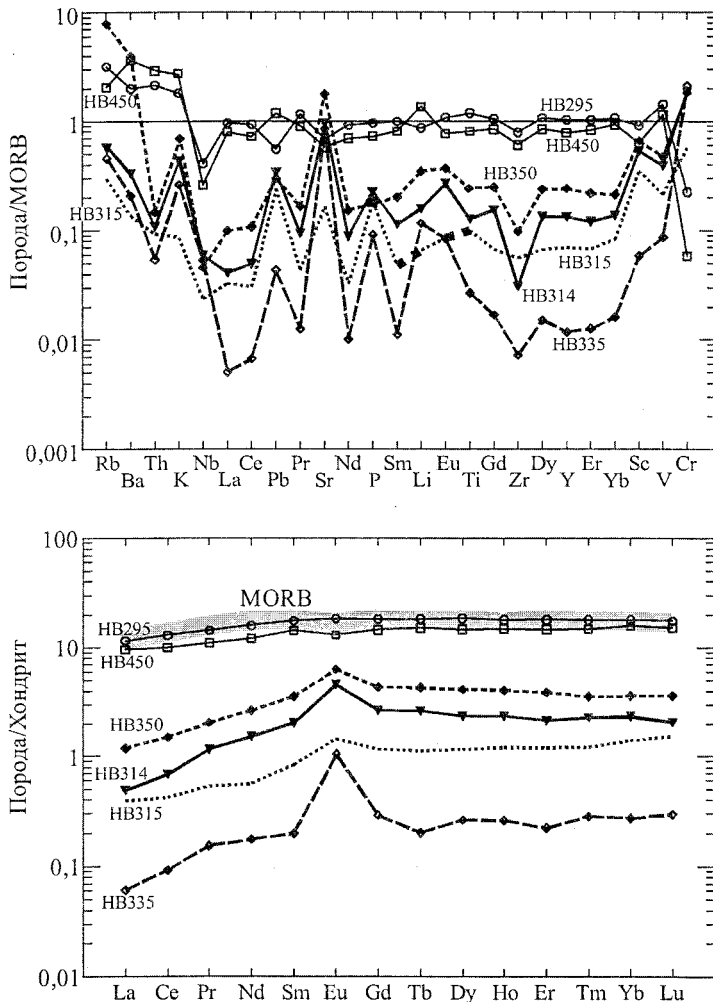


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах Кокпектинского массива и ассоциированных с ними базальтах и жильных диабазах.

Анализы пород приведены в табл. 1. Серая линия на диаграмме РЗЭ и на всех последующих аналогичных диаграммах – тренд N-MORB [Кузьмин, 1985].

Таблица 1

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Коклектинского массива и ассоциированных с ним базальтах

Проба	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	39.16	39.14	41.51	42.33	46.30	47.18	46.54	49.06	49.24	48.48	49.35
TiO ₂	0.13	0.16	0.04	0.03	0.13	0.21	0.19	0.26	0.29	1.66	1.81
Al ₂ O ₃	5.74	6.11	24.87	21.75	24.14	19.62	19.31	17.99	17.02	13.21	13.85
Fe ₂ O ₃	6.76	4.58	0.48	1.68	1.04	0.70	0.25	1.06	1.01	3.7	4.30
FeO	10.3	7.1	4.74	3.8	4.46	5.37	7.60	4.55	3.69	8.91	8.66
MnO	0.27	0.21	0.05	0.07	0.07	0.09	0.10	0.08	0.08	0.19	0.19
MgO	25.85	25.48	12.89	12.30	7.44	9.75	10.22	10.00	9.84	7.3	6.54
CaO	3.37	6.64	10.76	12.52	12.99	12.01	12.10	14.45	14.22	10.77	7.88
Na ₂ O	0.3	0.6	1.04	1.2	1.72	1.98	1.88	1.56	1.48	2.73	3.36
K ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.16	0.05	0.10	0.05	0.08	0.06	0.21	0.29
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.02	0.01	0.02	0.14	0.12
ппп	7.86	9.74	2.88	3.25	1.55	2.41	0.99	1.34	2.54	2.21	3.54
Li	0.53	1.68	0.92	0.99	4.90	1.32	1.27	1.38	2.78	1.42	10.81
Rb	0.33	0.42	0.66	5.29	0.17	2.52	0.67	3.73	8.72	4.12	2.30
Cs	0.12	0.21	0.10	0.23	0.01	0.06	0.15	0.07	0.18	0.33	0.20
Sr	20.0	49.7	103.2	117.7	146.6	144.0	115.8	107.1	213.2	196.9	70.1
Ba	2.6	3.0	3.9	39.8	4.8	12.0	6.2	17.7	74.3	20.4	68.6
Sc	14.4	12.6	2.4	2.8	11.1	21.7	21.8	33.2	26.9	37.4	25.8
V	53.9	53.6	21.7	25.1	45.2	85.2	98.2	119.9	118.9	315.2	288.2
Cr	172.5	238.3	626.6	427.4	186.0	484.9	557.6	408.4	544.4	123.3	17.4
Co	123.5	77.2	35.6	37.9	36.0	33.1	40.1	27.7	31.6	38.8	27.5
Ni	486.9	543.0	434.1	343.1	170.0	153.3	339.1	103.3	138.6	57.4	11.9
Cu	150.1	102.2	23.5	26.7	66.6	76.8	105.7	25.6	75.5	57.4	77.2
Zn	79.3	54.3	16.1	18.7	27.0	26.0	35.2	23.5	36.2	50.8	73.0
Ga	3.87	5.59	9.29	11.01	15.28	13.34	13.04	11.94	11.75	16.67	14.45
Y	2.38	3.23	0.40	0.70	2.52	4.97	4.54	7.06	8.23	37.28	26.55
Nb	0.08	0.07	0.19	0.33	0.81	0.11	0.21	0.10	0.16	1.62	0.93
Ta	0.04	0.04	0.10	0.13	0.13	0.03	0.06	0.02	0.03	0.17	0.09
Zr	5.02	6.66	0.65	5.25	2.52	4.00	2.74	5.25	8.72	14.00	54.45
Hf	0.22	0.29	0.05	0.22	0.01	0.21	0.17	0.24	0.35	0.85	1.98
Mo	0.16	0.85	1.36	0.57	0.23	0.66	25.91	0.07	0.15	0.43	0.63
Sn	0.01	0.24	0.20	1.26	0.01	0.28	1.61	0.55	0.16	1.68	0.91
Tl	3.58	1.25	0.81	3.32	0.01	0.80	0.82	0.41	0.27	0.51	0.37
Pb	0.50	0.38	0.09	0.62	0.01	0.36	0.72	0.16	0.62	0.84	2.48
U	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01	0.05	0.01	0.04	0.03	0.08	0.94
Th	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.10	0.54
La	0.13	0.20	0.02	0.19	0.13	0.20	0.16	0.34	0.39	3.35	3.16
Ce	0.36	0.60	0.08	0.48	0.86	0.73	0.59	1.11	1.29	10.63	8.63
Pr	0.07	0.13	0.02	0.08	0.07	0.16	0.15	0.24	0.26	1.94	1.43
Nd	0.35	0.76	0.11	0.37	0.74	1.00	0.96	1.33	1.66	10.62	7.61
Sm	0.17	0.31	0.04	0.08	0.01	0.52	0.41	0.65	0.72	3.92	2.91
Eu	0.11	0.17	0.11	0.13	0.15	0.38	0.35	0.41	0.48	1.41	1.01
Gd	0.32	0.46	0.08	0.10	0.38	0.79	0.73	1.13	1.19	5.40	4.00
Tb	0.06	0.09	0.01	0.02	0.01	0.14	0.13	0.19	0.21	0.98	0.76
Dy	0.40	0.64	0.09	0.12	0.48	0.96	0.80	1.27	1.41	6.61	5.02
Ho	0.09	0.14	0.02	0.02	0.05	0.20	0.18	0.27	0.31	1.47	1.15
Er	0.27	0.39	0.05	0.06	0.26	0.55	0.48	0.79	0.87	4.09	3.30
Tm	0.04	0.06	0.01	0.01	0.01	0.08	0.08	0.11	0.13	0.63	0.52
Yb	0.31	0.43	0.06	0.07	0.28	0.52	0.51	0.81	0.79	3.90	3.44
Lu	0.05	0.07	0.01	0.01	0.01	0.07	0.07	0.12	0.12	0.56	0.52

Примечание. 1, 2 – Нв315 и Нв342, верлиты; 3-5 – Нв335, Нв326, Нв343, троктолиты; 6-9 – Нв310, Нв314, Нв345, Нв350 – оливиновые габбро; 10 – Нв412, жильный диабаз; 11 – Нв450, базальт.

габброноритов (рис. 4А), которыми сложена нижняя часть Кирпичнинского массива.

Довольно крупный интрузив оливиновых габброноритов выявлен нами в подошве Аккермановского массива среди слюдисто-кремнистых сланцев, залегающих под Хабаровинским гарцбургитовым массивом в эрозионном окне, расположенном в северной части массива (рис. 4Б). Наличие этого интрузива, имеющего, по-видимому, форму силла, является однозначным доказательством формирования Аккермановского массива после обдукции офиолитов на кору субконтинентального типа. В отличие от тектонически аллохтонного Хабаровинского массива офиолитовых гарцбургитов, и Кирпичнинский, и Аккермановский массивы имеют интрузивные контакты с подстилающими гарцбургитами и вмещающими их породами, следовательно, находятся в первичном залегании, что подтверждается и трендом изменения вещественного состава расслоенных мас-

сивов, в которых в полном соответствии с моделью магматического фракционирования лейкократовость и кремнекислотность пород растут снизу вверх, тогда как для Хабаровинского офиолитового аллохтона предполагается опрокинутое залегание (см. ниже).

Мощность нижней зоны Кирпичнинского массива 300-400 м. Снизу вверх количество пироксенитовых прослоев сокращается, оливиновые габбро сменяются двупироксеновыми (габброноритами). Содержание анортита в плагиоклазе габброидов снизу вверх падает от An_{90} до An_{70} , железистость ($Fe/(Fe+Mg)$) ортопироксена возрастает от 0.15 до 0.28. Мощность средней вышележащей габброноритовой зоны – 500-600 м. Выше габбронориты прорваны пироксен-роговообманковыми габбро и габбро-диабазами с жилами и небольшими интрузивными телами роговообманковых диоритов, тоналитов и трондьемитов, количество которых уве-

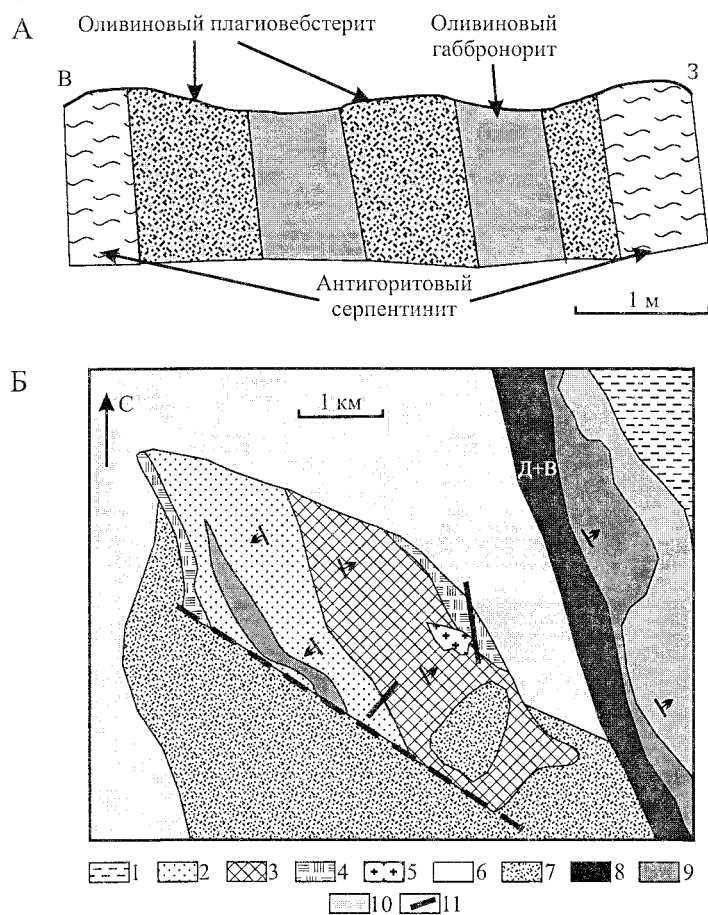


Рис. 4. Интрузивные тела в породах лежачего бока Кирпичнинского и Аккермановского массивов.

А. Расслоенная вебстерит-габброноритовая дайка в антигоритовых серпентинитах лежачего бока Кирпичнинского массива. Б. Фрагмент строения Аккермановского массива и тектонического окна в восточной части Хабаровинского офиолита. Составлена по данным геологических съемок масштаба 1:50000 геологов Оренбургского геолога с дополнениями автора.

1 – осадочные породы D_2 (?); 2-4 – породы подошвы гарцбургитовой пластины: слюдисто-кремнистые сланцы (2), сланцы, амфиболиты, фельзиты (3), гранатовые гнейсы и мигматиты (4); 5 – гранатовые граниты, предположительно образованные в результате анатексиса в подошве гарцбургитов (транспортные граниты); 6 – гарцбургиты; 7 – габбронориты Восточно-Хабаровинского массива; 8-10 – породы Аккермановского интрузива: верлиты (8), оливиновые габбронориты (9), базальты (10); 11 – дайки габбро-диабазов.

Следует обратить внимание на силлообразное интрузивное тело оливиновых габброноритов среди сланцев в тектоническом окне, аналогичных по составу и структуре соответствующим породам Аккермановского массива.

личивается вверх по разрезу. Эти породы образуют верхнюю зону массива. Плагноклаз в габбро и габбро-диабаз (An₅₀₋₃₀) становится более кислым по сравнению с габброноритами (An₆₀₋₄₀), железистость роговой обманки составляет около 0.4. Габбро-диабазы комагматичны породам субвулканической части разреза, сложенной зоной параллельных диабазовых даек и пиллоулавами. Составы пород приведены в табл. 2.

Изменение некоторых параметров состава пород расслоенной части интрузива г. Кирпичной показано на рис. 5. Железистость ультрамафит-мафитовой части разреза плавно возрастает снизу вверх от 0.15 до 0.55, а нормативное содержание железо-магнезиальных минералов (степень меланократовости), выраженное через $MgO' = 0.5FeO + 0.55Fe_2O_3 + MgO$, столь же плавно снижается. Гранитоидная часть интрузива образует свой собственный тренд пониженной меланократовости и железистости (только для грани-

тоидов повышенной основности). Гранитоиды содержат высокотитанистую роговую обманку и титаномagnetит с 5-6% TiO₂, уравновешенные, судя по ильменит-магнетитовому термометру, роговообманково-плагноклазовому барометру и содержанию кварца в микропегматитовых олигоклаз-кварцевых сростаниях (45-50%), при давлении около 2 кбар и температуре 650-700°.

Наиболее низким содержанием редких, в том числе редкоземельных, элементов характеризуются ультрамафиты и габброиды расслоенной части массива. Среди них от аподунитового хризотилового серпентинита, образующего прошлой среди пироксенитов (обр. Hb242 на рис. 6), к габбронориту (Hb232) в несколько раз возрастает содержание крупноионных литофильных элементов (КИЛЭ) и РЗЭ при сохранении основных особенностей тренда распределения: положительной аномалии Sr (наиболее яркая геохимическая особенность спайдер-диаграмм

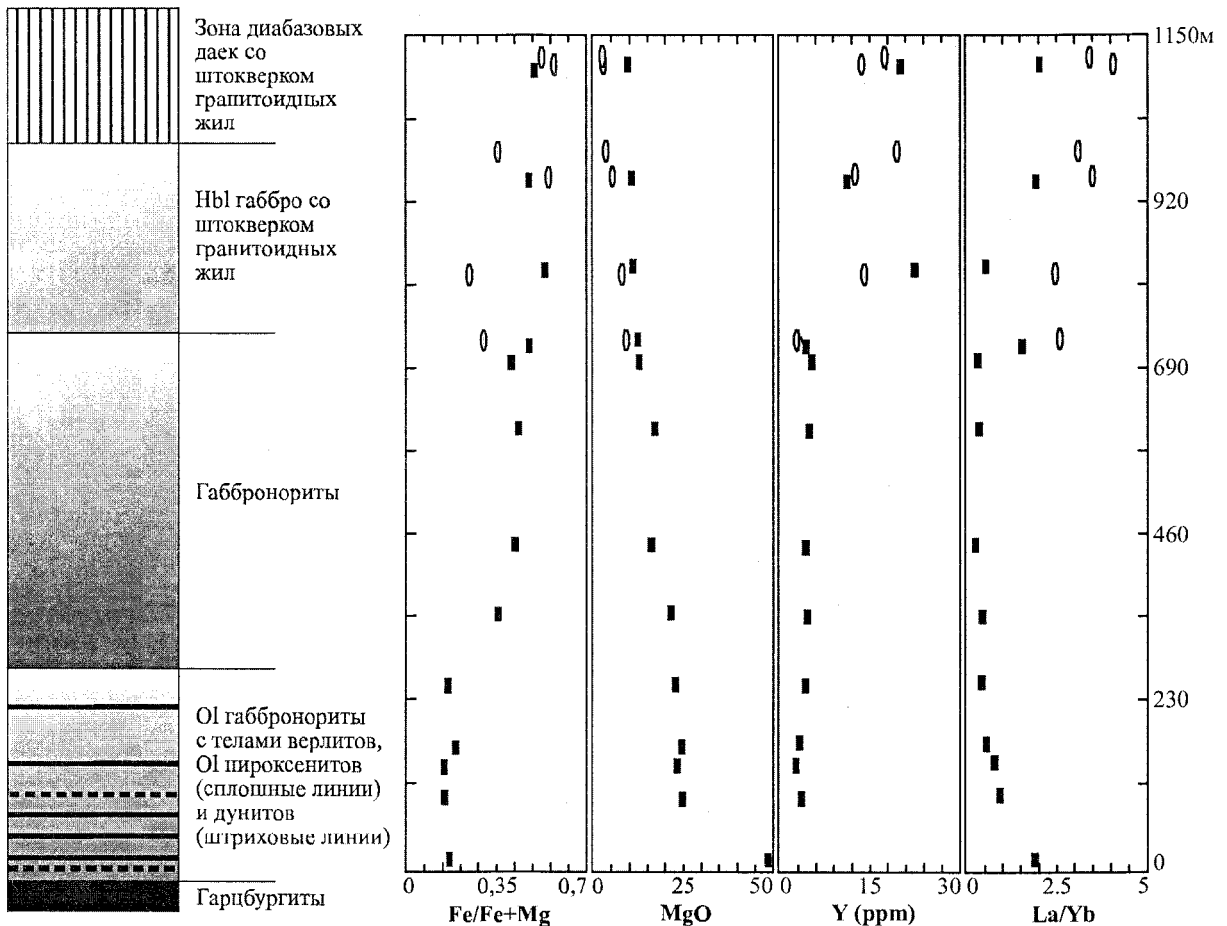


Рис. 5. Схематический разрез и геохимические профили Кирпичнинского массива.

На геохимических профилях: черные прямоугольники – ультрамафит-мафитовые породы, светлые овалы – диориты и гранитоиды.

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в породах Аккермановского (1-3) и Кирпичнинского (4-11) массивов

Проба	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	46.51	42.78	51.68	38.54	48.29	46.19	49.26	53.21	63.56	72.63	52.77
TiO ₂	0.10	0.1	0.76	0.06	0.11	0.09	0.12	0.57	0.54	0.37	0.70
Al ₂ O ₃	5.00	12.31	15.1	0.88	4.84	14.31	19.28	15.83	16.47	13.33	16.96
Fe ₂ O ₃	2.50	2.69	1.89	6.67	1.37	1.48	1.22	4.17	1.40	0.75	2.41
FeO	4.20	3.1	7.0	3.30	6.20	3.97	4.75	5.00	4.20	2.04	6.80
MnO	0.12	0.14	0.16	0.13	0.14	0.11	0.10	0.11	0.07	0.03	0.14
MgO	20.99	18.86	7.16	37.57	20.14	13.69	9.90	6.89	2.66	1.35	5.46
CaO	15.48	12.83	9.62	0.05	14.29	16.27	13.33	8.10	5.81	3.54	7.28
Na ₂ O	0.40	0.55	3.1	0.30	0.40	0.41	0.88	3.30	3.70	3.53	3.09
K ₂ O	0.01	0.01	0.34	0.02	0.01	0.06	0.05	0.26	0.26	0.64	0.56
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.07	0.11	0.06	0.08
mm	4.85	5.82	3.16	12.59	3.95	3.24	1.49	2.50	1.71	1.62	2.98
Li	1.85	7.45	1.68	0.22	0.96	0.66	1.38	1.20	0.85	1.59	2.45
Rb	0.53	0.70	2.29	0.64	0.73	0.12	2.67	2.42	2.60	6.30	7.49
Cs	0.09	0.03	0.10	0.11	0.13	0.00	0.06	0.20	0.19	0.39	0.42
Sr	60.4	179.0	371.1	13.1	53.1	173.9	220.9	266.0	330.3	256.9	298.7
Ba	14.1	18.3	88.5	12.1	6.5	7.2	24.2	46.3	83.8	91.0	73.5
Sc	40.3	33.9	41.0	11.6	41.8	19.7	30.7	24.3	10.3	7.3	34.6
V	100.4	105.9	169.5	40.1	122.3	108.9	101.8	231.3	92.1	39.1	251.1
Cr	1429	400	181	1110	1435	572	178	51.6	21.5	48.9	45.9
Co	51.1	29.8	26.7	108.5	49.8	42.7	26.6	22.2	10.2	5.9	27.7
Ni	323	146	66	1407	281	0.0	78.1	27.0	20.0	25.7	27.5
Cu	8.8	28.2	56.1	10.6	37.0	26.5	120.7	14.0	14.3	40.8	10.6
Zn	21.6	17.7	48.7	44.7	28.4	30.8	27.4	12.0	9.6	11.7	36.9
Ga	3.36	6.80	12.30	0.92	3.99	7.28	11.02	14.68	13.34	11.09	16.08
Y	3.01	2.54	24.12	0.99	3.39	4.46	3.36	11.44	11.54	17.54	18.32
Nb	0.10	0.09	1.40	0.10	0.19	1.83	1.94	0.89	1.87	3.04	1.50
Ta	0.03	0.03	0.11	0.08	0.07	0.00	0.14	0.10	0.16	0.30	0.12
Zr	6.40	1.64	26.99	4.51	6.56	3.90	6.15	36.09	17.99	63.58	23.57
Hf	0.25	0.09	1.13	0.19	0.31	0.00	0.25	1.09	0.93	2.17	0.95
Mo	0.22	1.27	0.61	0.20	0.48	1.04	0.39	0.24	0.69	1.92	0.32
Sn	0.75	0.17	2.98	1.71	0.36	0.00	0.83	1.16	0.48	4.12	0.80
Pb	0.46	0.90	2.98	1.26	0.68	0.00	0.70	0.51	1.57	2.74	1.10
U	0.04	0.01	0.09	0.09	0.02	0.00	0.12	0.15	0.24	0.43	0.07
Th	0.06	0.02	0.46	0.07	0.04	0.00	0.98	0.33	0.81	1.50	0.32
La	0.26	0.18	2.86	0.19	0.36	0.04	0.58	2.56	5.21	7.69	3.57
Ce	0.78	0.53	7.90	0.48	0.88	0.12	1.52	5.93	11.38	15.85	9.23
Pr	0.15	0.10	1.29	0.07	0.15	0.03	0.24	0.91	1.57	1.93	1.37
Nd	0.88	0.58	7.08	0.37	0.74	0.19	1.12	4.18	6.74	8.26	6.87
Sm	0.36	0.21	2.75	0.11	0.30	0.13	0.40	1.37	1.79	2.12	2.21
Eu	0.14	0.17	0.88	0.03	0.12	0.05	0.19	0.56	0.72	0.60	0.78
Gd	0.51	0.34	3.64	0.14	0.43	0.30	0.50	1.89	2.06	2.49	2.70
Tb	0.09	0.07	0.65	0.03	0.08	0.07	0.09	0.31	0.37	0.44	0.49
Dy	0.61	0.47	4.46	0.17	0.60	0.48	0.61	2.16	2.41	3.01	3.20
Ho	0.14	0.11	0.92	0.04	0.14	0.12	0.14	0.45	0.51	0.67	0.67
Er	0.39	0.32	2.67	0.11	0.40	0.30	0.42	1.31	1.47	1.93	2.00
Tm	0.06	0.05	0.40	0.02	0.06	0.04	0.06	0.20	0.22	0.33	0.31
Yb	0.34	0.35	2.56	0.11	0.42	0.30	0.38	1.32	1.49	2.25	2.04
Lu	0.04	0.05	0.38	0.02	0.06	0.06	0.06	0.20	0.23	0.35	0.30

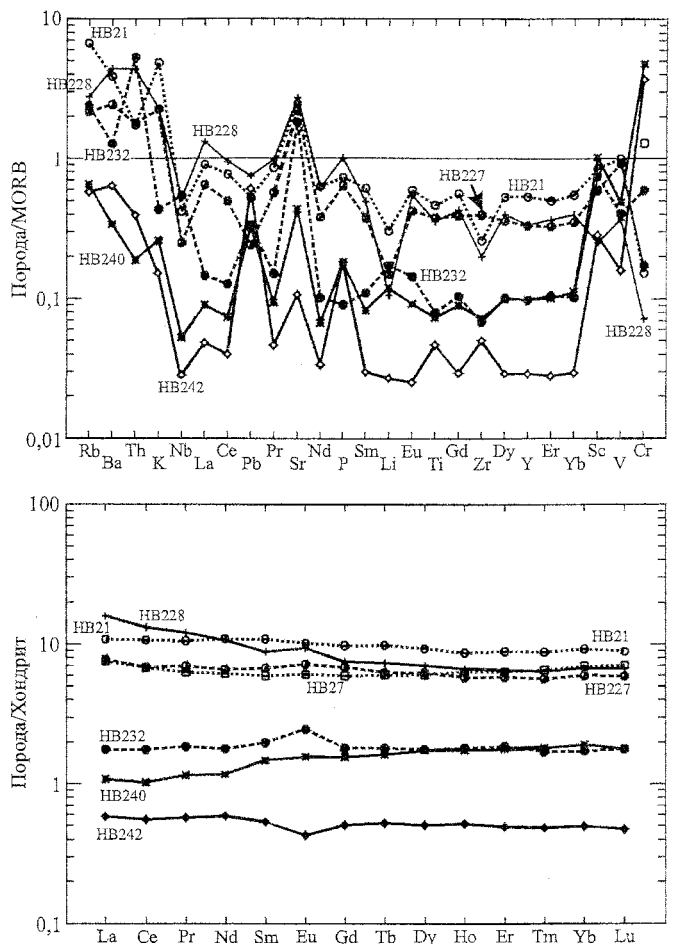
Примечание. 1 – Нв265, оливиновый вебстерит; 2 – Нв4, оливиновый габбронорит; 3 – Нв6, габбронорит; 4 – Нв242, дунит; 5 – Нв240, оливиновый вебстерит; 6 – Нв1032, оливиновый габбронорит; 7 – Нв232, габбронорит; 8 – Нв227, роговообманковое габбро; 9 – Нв228, диорит; 10 – Нв27а, плагиогранит; 11 – Нв21, диабаз.

Рис. 6. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Аккермановско-Кирпичнинского массива и ассоциированных с ними базальтах и жильных диабазах. Анализы пород приведены в табл. 2.

всех пород массива), Р, Рb, отрицательной – V, практически не фракционированного распределения РЗЭ. Составы клинопироксенитов и вебстеритов занимают промежуточное положение. Гранитоидная и субвулканическая части разреза характеризуются сходным распределением и содержанием РЗЭ в 6-10 раз более высоким по сравнению с расслоенным ультрамафит-мафитовым интрузивом при сохранении слабо дифференцированного типа тренда (рис. 6). Распределение РЗЭ в роговообманковом габбро, габбро-диабазе и базальте близко к N-MORB при немного более низком содержании средних и тяжелых РЗЭ. Только в плагиогранитах $(La_N/Lu_N) = 2-2.5$.

Аккермановский массив имеет примерно такое же строение, но не западное, а крутое восточное падение пород. В массиве прекрасно проявлена расслоенность, в которой чередуются слои оливиновых и безоливиновых габброноритов разной меланократовости и крупности зерна (рис. 7). Он перекрыт пиллоулавами. На границе габброидов и базальтов отмечаются небольшие тела плагиогранитоидов. Самый крупный массив этих пород – Северо-Хабарнинский подробно описан ранее [Эвгеосинклинальные..., 1984]. Вещественный состав пород Аккермановского массива, в том числе базальтов и гранитоидов, совершенно аналогичен породам массива горы Кирипичной и в дальнейшем эти два изолированных массива обозначаются как Аккермановско-Кирпичнинский.

Породы даек и силлов, связанных с Аккермановско-Кирпичнинским массивом (рис. 4), по минеральному и химическому составу (табл. 3) совершенно подобны соответствующим породам расслоенного массива, что, с одной стороны, подтверждает вывод об интрузивном залегании последнего, а с другой – свидетельствует об участии в формировании массива по крайней мере двух типов магм – верлит-вебстеритовой и базитовой. Становление гранитоидов обязано обособ-



лению гранитоидной магмы как дифференциата базитовой [Эвгеосинклинальные..., 1984].

Следует обратить внимание на следующие важные общие особенности геохимии пород Кокпектинского и Аккермановско-Кирпичнинского массивов. Расслоенная ультрамафит-мафитовая часть разреза отлична от субвулканической части резко пониженным содержанием КИЛЭ и РЗЭ. Распределение последних в том и другом массивах близко к N-MORB. Что же касается КИЛЭ, то их содержание в субвулканических породах систематически выше в несколько раз, чем в N-MORB. Эти особенности свидетельствуют о том, что в магматическом источнике пород, возможно, представлены два конечных члена, один из которых имеет деплетированный состав, близкий к N-MORB, а второй относительно обогащен КИЛЭ (метасоматизированный мантийный клин?).

Отметим также полное сходство в распределении редких, в том числе редкоземельных, элементов в вулканических и субвулканических породах, ассоциированных с Кокпектинским и Аккермановско-Кирпичнинским массивами, с одной стороны, и в вулканиках эйфельской ка-

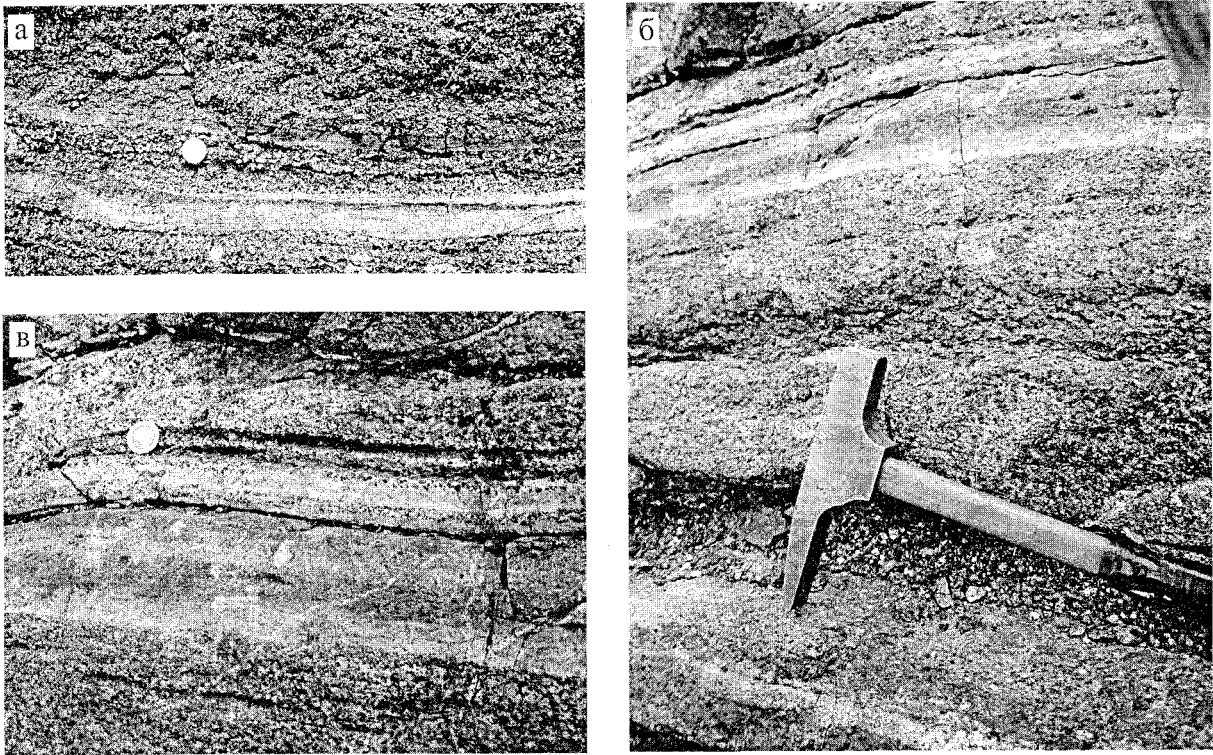


Рис. 7. Фотографии обнажений расслоенных габброноритов Аккермановского массива (заброшенный карьер около пос. Аккермановка).

а – перемежаемость тонко- и среднезернистых габбровых слоев; б, в – габбровые слои разной крупности зерна и разной меланократовости. Лейкократовые слои имеют или тонкозернистую, или пегматоидную текстуру, тогда как мезократовые разности характеризуются среднезернистой структурой.

рамалыташской свиты Магнитогорской зоны [Spadea et al., 2002], с другой. Последние, по современным представлениям [Язева, Бочкарев, 1998; Пучков, 2000], принадлежат к формациям задугового спрединга. Геохимическое сходство карамалыташских пород с рассматриваемыми, по-видимому, свидетельствует и о близких геодинамических условиях формирования тех и других. Это позволяет предположить, что геодинамические условия формирования расслоенных интрузий также соответствовали надсубдукционному задуговому спредингу.

Восточно-Хабарнинский дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбровый массив залегает, как следует из его названия, в восточной части Хабаровинского гарцбургитового массива и, по данным ряда исследователей, вместе с гарцбургитами находится в перевернутом положении [Пейве и др., 1971; Перфильев, 1979; Руженцев, 1976; Зоненшайн и др., 1984]. Массив подробно описан в отдельной работе [Петроло-

гия..., 1991], и в настоящей статье это описание дополняется новой геохимической информацией. Восточно-Хабарнинский массив имеет многофазное строение и сложен, как минимум, четырьмя крупными залежами (снизу вверх в современном залегании) – габброноритовой, вебстеритовой, клинопироксенитовой и верлит-дунитовой (рис. 8). Строение массива в целом сходно с опрокинутым стандартным расслоенным интрузивом, но анализ строения каждой залежи в отдельности оставляет место для сомнений в справедливости этого положения.

Габбронориты и вебстериты характеризуются нормальной для расслоенных базитов скрытой геохимической зональностью, которая согласуется с моделью магматического фракционирования: снизу вверх в них увеличивается концентрация титана, иттрия, растет железистость, падает содержание никеля, тогда как клинопироксенитовая и верлит-дунитовая залежи характеризуются противоположными трендами. Харак-

Таблица 3

Химический состав (петрогенные элементы – мас.%, редкие – г/т) интрузивных тел в экзоконтактах Аккермановско-Кирпичнинского интрузива

Проба	1	2	3	4
SiO ₂	46.11	52.95	49.75	45.48
TiO ₂	0.12	0.06	0.13	0.07
Al ₂ O ₃	16.52	1.58	2.80	20.21
Fe ₂ O ₃	0.59	1.15	0.70	0.04
FeO	3.63	7.65	3.48	4.17
MgO	10.63	27.48	22.65	10.16
CaO	15.68	5.20	16.39	15.28
Na ₂ O	1.62	0.55	0.50	0.97
K ₂ O	0.15	0.01	0.01	0.11
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.01	0.01
ппп	3.97	2.35	3.12	3.01
Сумма	99.04	98.99	99.55	99.52
Rb	<2	<2	<2	<2
Sr	209	<10	<10	268
Cr	500	2500	1700	200

Примечание. 1 – ХБ1540, оливковый габбронорит из тела, изображенного на рис. 4Б; 2 – ХБ1556, оливковый вебстерит (рис. 4А); 3 – ХБ1557, оливковый клинопироксенит; 4 – ХБ1559, оливковый габбронорит (рис. 4А).

терно поведение натрия в габброноритах, содержание которого отчетливо растет снизу вверх и отражает рост щелочности и лейкокраговости в ходе эволюции, что свойственно трендам кристаллизационной дифференциации базитов.

Важно отметить, что выявленные тренды изменения состава габброноритов основной залежи прослеживаются и в телах габброноритов среди вебстеритов, что свидетельствует о связи этих тел с верхними зонами магматической ка-

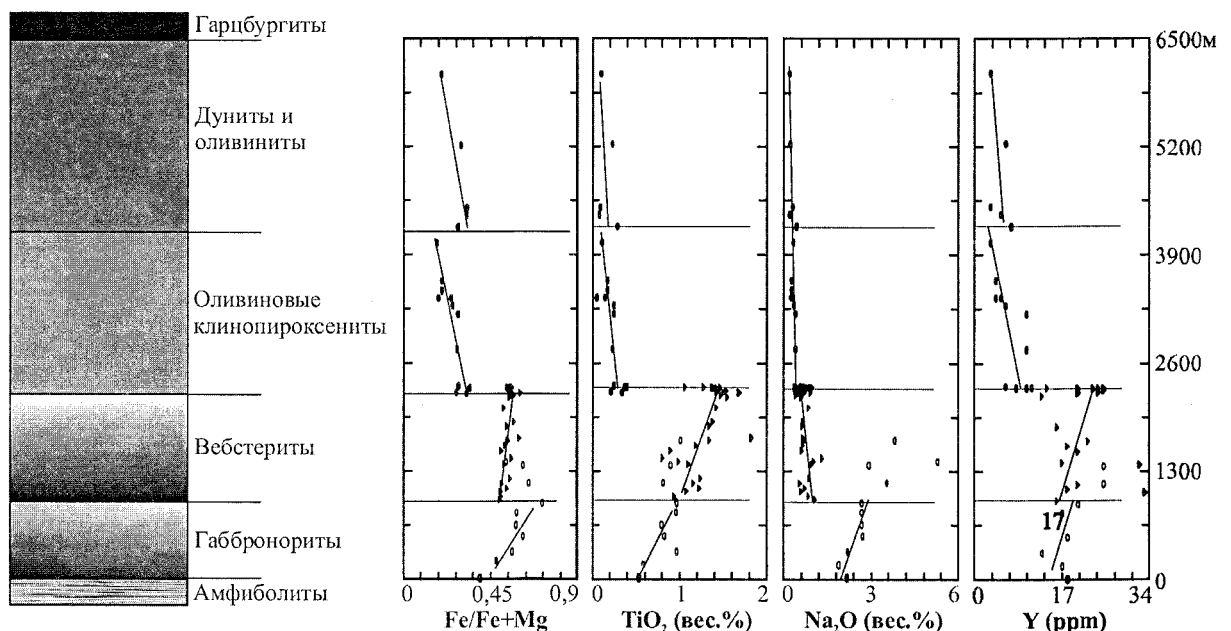


Рис. 8. Схематический разрез и геохимические профили Восточно-Хабарнинского массива.

меры, заполненной габброноритовым расплавом. Габбронориты содержат ксенолиты контактирующих с ними на востоке амфиболитов и образуют в них дайки, а вебстериты, в свою очередь, образуют дайки в вышезалегающих пироксенитах, дунитах, гарцбургитах и амфиболитах [Петрология..., 1991].

Тренды поведения всех элементов в залежах, сложенных оливиновыми клинопироксенитами и верлитами и дунитами, не противоречат представлению об их опрокинутом залегании. Таким образом, вопрос о тектоническом положении Восточно-Хабарнинского массива в целом и его отдельных составляющих остается открытым.

Надежные данные об изотопном возрасте пород собственно Восточно-Хабарнинского массива отсутствуют. Rb-Sr возраст (аналитик Ю.Л. Ронкин) небольших ультрамафит-габбровых интрузивов в гарцбургитах Хабаровинского массива, которые обособляются нами в молостовский комплекс и обладают одина-

ковыми особенностями вещественного состава с породами расслоенной интрузии, составляет 405 ± 18 млн лет, что соответствует силуру или раннему девону [Петрология..., 1991].

В отличие от ранее рассмотренных комплексов, породы Восточно-Хабарнинского массива характеризуются повышенным содержанием калия и КИЛЭ (табл. 4), а также отрицательным наклоном трендов распределения РЗЭ (рис. 9) с La_N/Lu_N равным 2 и более. Эти тренды в габброноритах и вебстеритах сходны, а в области средних и тяжелых РЗЭ – идентичны. Породы клинопироксенитовой залежи отличаются в 5-10 раз более низким содержанием РЗЭ. Распределение редких элементов характеризуется наличием положительных аномалий Sr, P и отрицательных – Zr, Nb. Данные о составе пород приведены в табл. 4. Более полная информация о минеральном и химическом составе пород дана в отдельной работе [Петрология..., 1991].

Восточно-Хабарнинский массив сопровождается небольшими кольцевыми интрузивными дунит-верлит-клинопироксенит-габбро-гранитоидными телами в гарцбургитах, которые выделены в молостовский комплекс [Эвгеосинклинали..., 1984; Пушкарев, 1987; Петрология..., 1991]. Кроме того, в контактирующем на севере с хабарнинскими гарцбургитами блоке континентальной коры, представленном андезитоидами вулканитами и ультракалиевыми риолитами, отмечаются дайки клинопироксенит-роговообманковых ортоклазсодержащих габброидов. Эти дайки, рассекая и гарцбургиты, и вмещающие их породы как бы «сшивают» гарцбургитовый аллохтон с его континентальным окружением [Ферштатер, 2004]. Минеральный состав

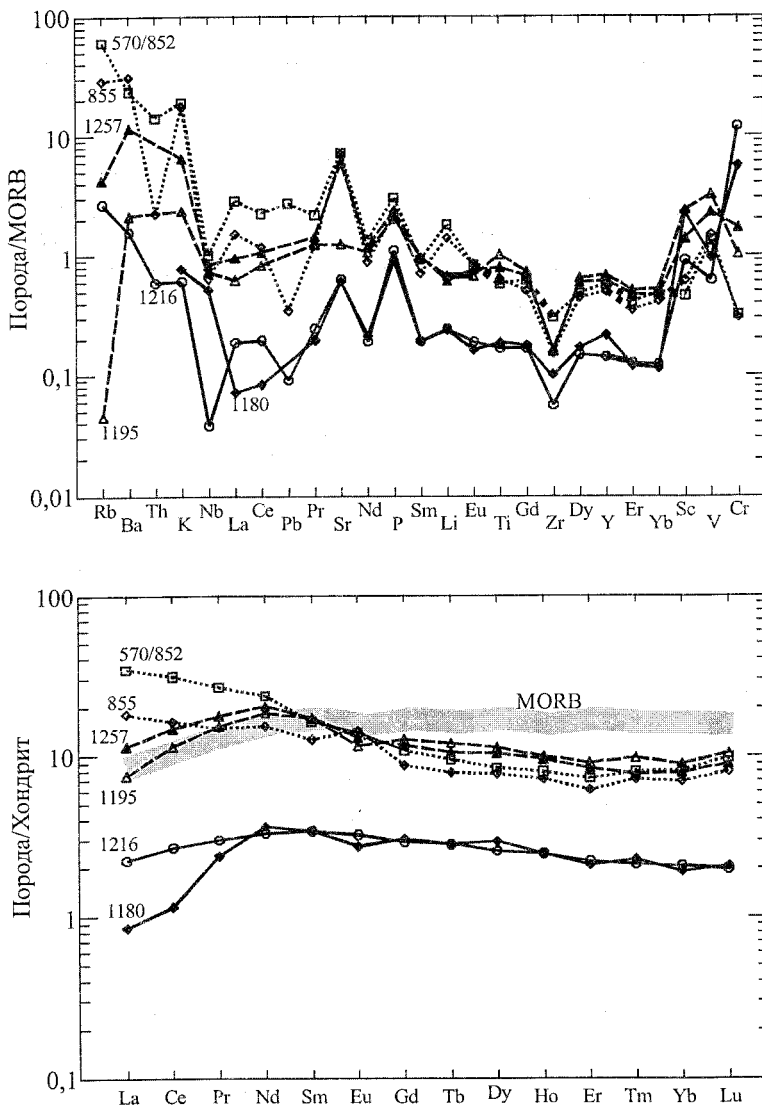


Рис. 9. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Восточно-Хабарнинского массива. Анализы пород приведены в табл. 4.

Таблица 4

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в типичных породах Восточно-Хабарнинского массива (1-8) и сопряженных с ним габброидах (9, 10)

Пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39.66	43.50	49.80	43.60	44.90	45.50	50.82	50.20	50.58	52.84
TiO ₂	0.27	0.25	0.28	0.88	1.51	1.18	0.86	0.94	0.76	0.80
Al ₂ O ₃	4.86	5.21	3.47	5.21	5.91	11.11	16.93	16.73	17.06	15.35
Fe ₂ O ₃	7.16	3.94	1.80	7.39	8.47	3.34	3.25	1.37	0.41	2.18
FeO	5.08	6.45	5.72	9.47	8.63	9.60	6.16	7.54	8.78	6.40
MnO	0.15	0.19	0.14	0.28	0.27	0.25	0.23	0.16	0.16	0.20
MgO	29.48	25.56	18.60	15.60	13.46	12.20	5.20	6.23	4.76	6.11
CaO	4.11	9.19	17.90	13.71	14.81	12.62	9.47	9.79	8.62	7.55
Na ₂ O	0.34	0.34	0.40	0.58	0.60	1.02	2.85	2.68	2.68	4.48
K ₂ O	0.20	0.07	0.07	0.17	0.27	0.74	2.20	2.00	1.64	1.10
P ₂ O ₅	0.16	0.12	0.10	0.48	0.22	0.26	0.33	0.25	0.56	0.30
Li	1.64	1.93	1.87	3.32	5.35	4.88	14.48	11.10	1.71	н.опр
Rb	2.31	2.98	0.35	0.48	0.05	3.11	67.34	32.12	33.45	12.88
Sr	65.25	76.0	73.3	98.24	150.8	724.8	873.0	847.1	1120.6	802.3
Ba	26.6	29.5	2.6	7.8	40.4	220.9	449.6	588.3	514.1	3226.5
Sc	24.00	37.3	92.8	69.39	97.5	56.5	18.8	25.1	2.13	37.58
V	129.9	155.2	241.6	713.5	803.8	574.6	333.8	372.3	286.9	249.5
Cr	3127.0	3569.2	1660.7	498.1	306.3	506.5	94.5	90.2	71.8	170.1
Co	107.6	86.3	63.4	69.25	63.4	54.5	30.0	35.8	22.9	29.8
Ni	1081.3	714.6	н.опр	66.00	н.опр	н.опр	н.опр	н.опр	н.опр	14.5
Cu	44.04	61.6	н.опр	91.31	56.0	55.9	49.3	45.6	33.3	19.46
Zn	57.84	58.3	55.0	144.88	162.6	138.6	133.6	126.0	118.1	75.39
Ga	4.21	4.67	3.81	11.59	14.62	17.57	25.05	25.57	24.71	13.82
Y	4.11	4.79	7.25	17.32	23.12	20.85	19.31	16.97	19.16	23.12
Nb	0.15	0.13	1.83	2.09	2.58	2.97	3.59	2.29	4.17	5.48
Ta	0.04	0.03	0.00	0.66	0.86	0.00	0.00	0.00	0.02	0.27
Zr	3.74	4.99	0.00	10.59	14.16	14.54	27.08	13.59	45.92	84.47
Hf	0.21	0.23	0.00	0.51	0.62	0.64	0.80	0.39	1.82	2.53
U	0.02	0.30	н.опр	н.опр	н.опр	н.опр	1.24	0.13	1.85	1.59
Th	0.05	0.11	н.опр	н.опр	н.опр	н.опр	2.61	0.41	3.17	4.43
La	0.76	0.74	0.28	1.89	2.46	3.74	11.31	5.94	12.75	13.07
Ce	2.16	2.32	0.99	7.07	9.84	12.70	26.82	13.98	30.53	36.76
Pr	0.40	0.39	0.31	1.31	1.97	2.29	3.46	1.93	4.06	4.84
Nd	1.99	2.08	2.28	8.18	11.61	12.78	14.80	9.62	19.16	18.32
Sm	0.60	0.69	0.69	2.50	3.47	3.48	3.30	2.55	4.12	4.52
Eu	0.21	0.25	0.21	0.65	0.88	0.99	1.07	1.10	1.20	1.83
Gd	0.71	0.80	0.84	2.48	3.46	3.19	2.96	2.40	3.24	4.38
Tb	0.12	0.14	0.14	0.45	0.59	0.52	0.47	0.39	0.53	0.60
Dy	0.79	0.88	1.00	2.82	3.83	3.52	2.87	2.65	3.23	3.37
Ho	0.16	0.19	0.19	0.59	0.76	0.73	0.61	0.55	0.66	0.74
Er	0.44	0.50	0.47	1.56	2.02	1.86	1.63	1.38	1.78	2.29
Tm	0.06	0.07	0.08	0.25	0.34	0.27	0.28	0.25	0.30	0.33
Yb	0.39	0.46	0.42	1.43	1.95	1.73	1.78	1.53	1.92	2.09
Lu	0.06	0.07	0.07	0.26	0.35	0.30	0.33	0.27	0.35	0.34

Примечание. 1, 2 – Нб1239, Нб1216, верлиты; 3 – Нб1180, оливковый клинопироксенит; 4, 5 – Нб880, Нб1195, вебстериты из нижней и верхней части залежи; 6 – Нб1257, дайка вебстерита; 7, 8 – 570/852, Нб855, габбронориты; 9 – Нб212, габбро из трубки в гарцбургитах; 10 – Нб749, жильное габбро, дайка в вулканах, вмещающих Хабаровский массив.

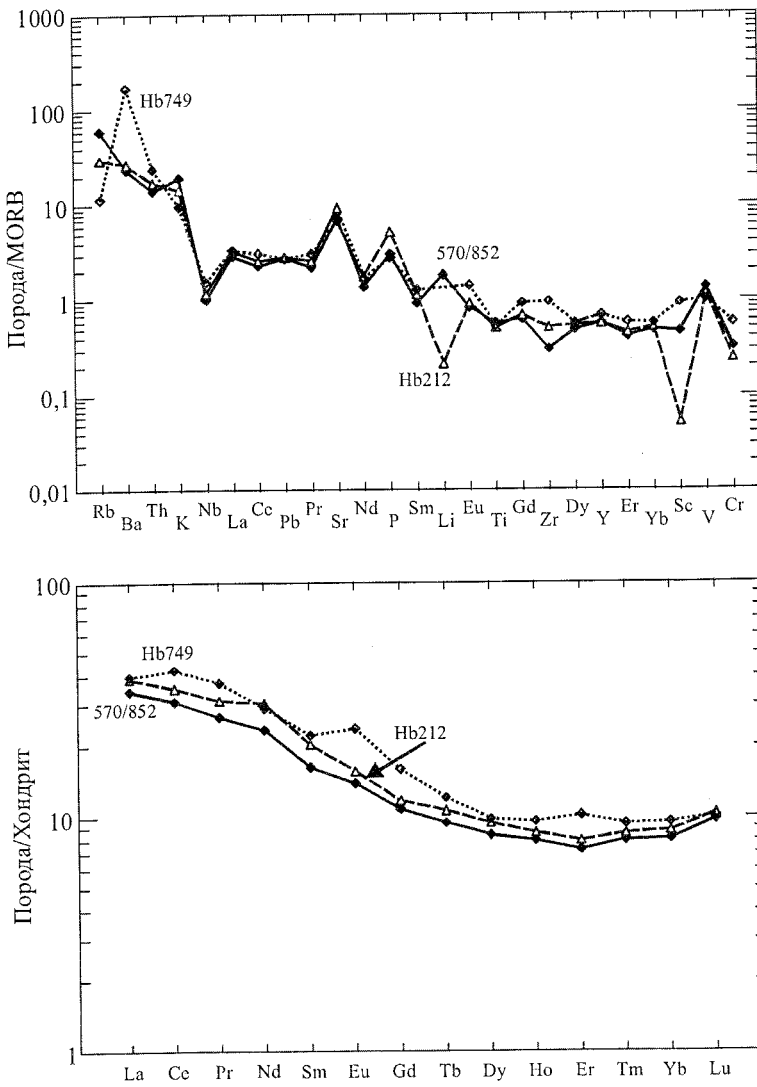


Рис. 10. Распределение редких и редкоземельных элементов в габбронорите Восточно-Хабарнинского массива (570/852), габбро из трубки молостовского комплекса (Hb212) и жильном клинопироксен-роговообманковом габбро (Hb749).

чен, однако содержание петрогенных и редких элементов в них практически тождественно (рис. 10), что свидетельствует о близких геодинамических условиях их формирования и близком составе субстрата. Особенности состава пород и их геологическое положение указывают на формирование после обдукции гарцбургитов на структуры субконтинентальной коры.

Схематический разрез Хабаровинского интрузива, составленный с учетом не только геологических наблюдений на поверхности, но и большого числа глубоких (более 1 км) скважин и геофизических наблюдений, представлен на рис. 11. На нем отражен несомненный факт залегания Восточно-Хабарнинского массива

габброноритов Восточной-Хабарнинского массива, молостовского комплекса и жильных, преимущественно роговообманковых габбро, разли-

под гарцбургитами и столь же бесспорный факт перекрытия гарцбургитов породами Аккермановско-Кирпичнинского массива. Оба массива,

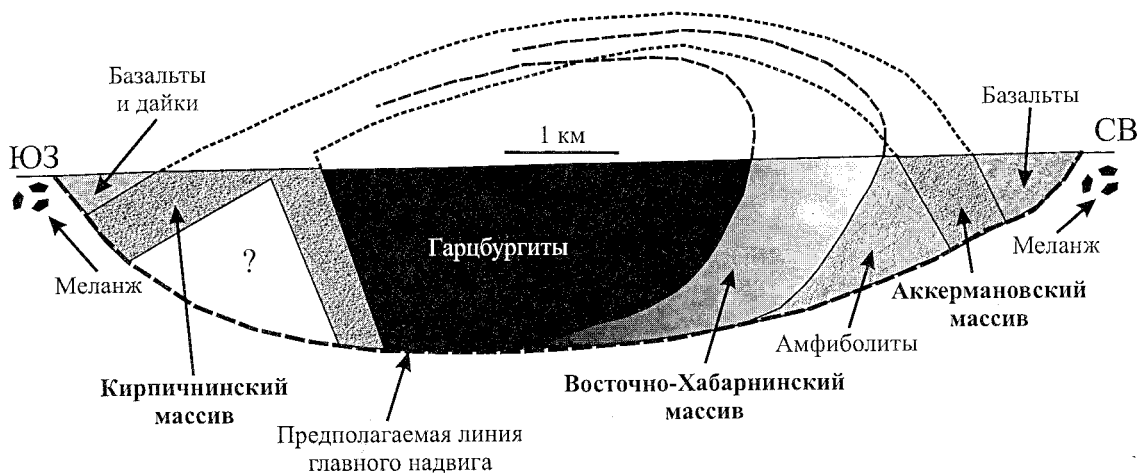


Рис. 11. Схематический геологический разрез Хабаровинского гарцбургитового, Восточно-Хабарнинского, Кирпичнинского и Аккермановского массивов.

как отмечалось, имеют четкие интрузивные контакты с гарцбургитами. В то же время Восточно-Хабарнинский массив участвует в складчато-надвиговой структуре Хабаровинского аллохтона [Шербаков, 1988], тогда как Аккермановский массив, располагаясь в этой же структуре, сохраняет свое первичное положение по отношению к окружающим породам. Предполагается, что все названные выше массивы находятся в аллохтоне, который был сформирован в несколько этапов: 1) обдукция гарцбургитов на породы окраинно-континентальной и островодужной коры; 2) внедрение Восточно-Хабарнинского массива; 3) надвижки с образованием лежащей (?) складки; 4) образование окраинно-морского (?) бассейна; 5) внедрение Аккермановско-Кирпичнинского массива, излияние базальтов и формирование зоны параллельных диабазовых даек; 6) коллизионная тектоника, меланж и окончательное оформление Хабаровинского аллохтона.

Нуралинский лерцолитовый массив, сложенный (снизу вверх) гарцбургитами, шпинелевыми лерцолитами и плагиклазовыми лерцолитами и подробно описанный Г.Б. Рудником [1965] и Г.Н. Савельевой [1987], перекрыт круто падающей на восток расслоенной дунит-верлит-клинопироксенитовой (ДВК) залежью мощностью до 400 м, в свою очередь, перекрытой расслоенной дифференцированной габбро-диоритовой интрузией (рис. 12, 13). Эти породы, как переходная зона офиолитовых комплексов, были подобно описаны в отдельной публикации [Pertsev et al., 1997]. Авторами принята модель магматического происхождения большинства пород, которую подтверждают и наши данные. Расхождение заключается в том, что А.Н. Перцев с соавторами склоняется к реститовой природе дунитов основания расслоенной за-

лежи, тогда как, по нашим данным, они имеют преимущественно кумулятивное происхождение.

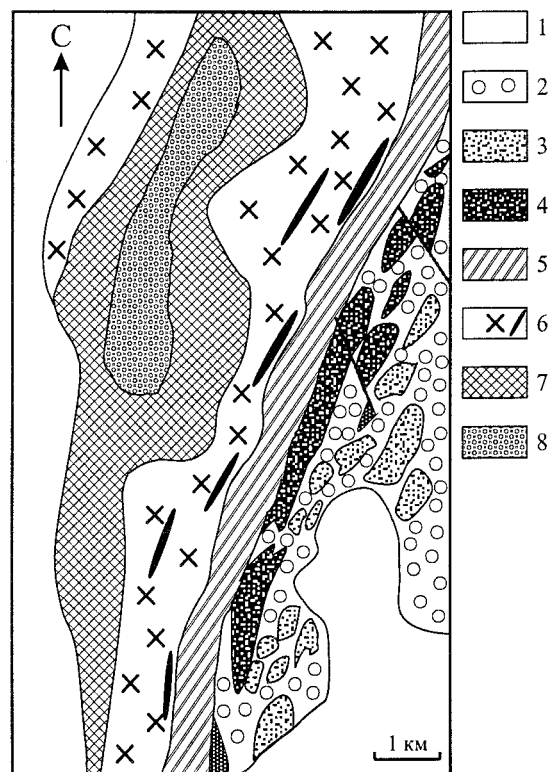
В лерцолитах отмечаются пологие тела клинопироксенитов (0.5-1 м), а в гарцбургитах, которыми сложено основание лерцолитового массива, – дунитов мощностью 2-3 м, что может свидетельствовать об интрузивном контакте ДВК залежи с лерцолит-гарцбургитовыми мантийными тектонитами. В верхней (восточной) части ДВК залежи отмечаются тела роговообманковых габбро, полностью аналогичных по составу габброидам нижней части габбро-диоритовой интрузии, что также свидетельствует о внедренном характере последних. Отдельные блоки этой интрузии, как и полосчатой верлит-клинопироксенитовой залежи, разобщены серпентинитовым цементом меланжа, но при этом положение в общей структуре таких блоков сильно не нарушается и закономерное изменение состава с ростом кремнекислотности пород на восток прослеживается в разных крупных фрагментах (рис. 13).

Сходящиеся значения возраста габбро и диоритов, определенные К-Аг (А.В. Калеганов, С.В. Смирнов) и U-Pb [Ферштатер и др., 2000] методами, дают цифру около 400 млн лет, отвечающую времени внедрения рассматриваемых пород.

Полосчатая ДВК и расслоенные дифференцированные габбро-диоритовые залежи, воз-

Рис. 12. Схематическая геологическая карта Нуралинского массива (составлена по материалам Г.Б. Рудника [1965], Г.Н. Савельевой [1988] и нашим наблюдениям).

1 – наносы; 2 – серпентинитовый цемент меланжа; 3 – сиенито-диориты, граносиениты и комагматичные им вулканы С₁; 4, 5 – породы расслоенной залежи: 4 – роговообманковые габбро, диориты, 5 – верлиты, клинопироксениты; 6 – гарцбургиты с телами дунитов (черное); 7 – шпинелевые лерцолиты; 8 – плагиилерцолиты.



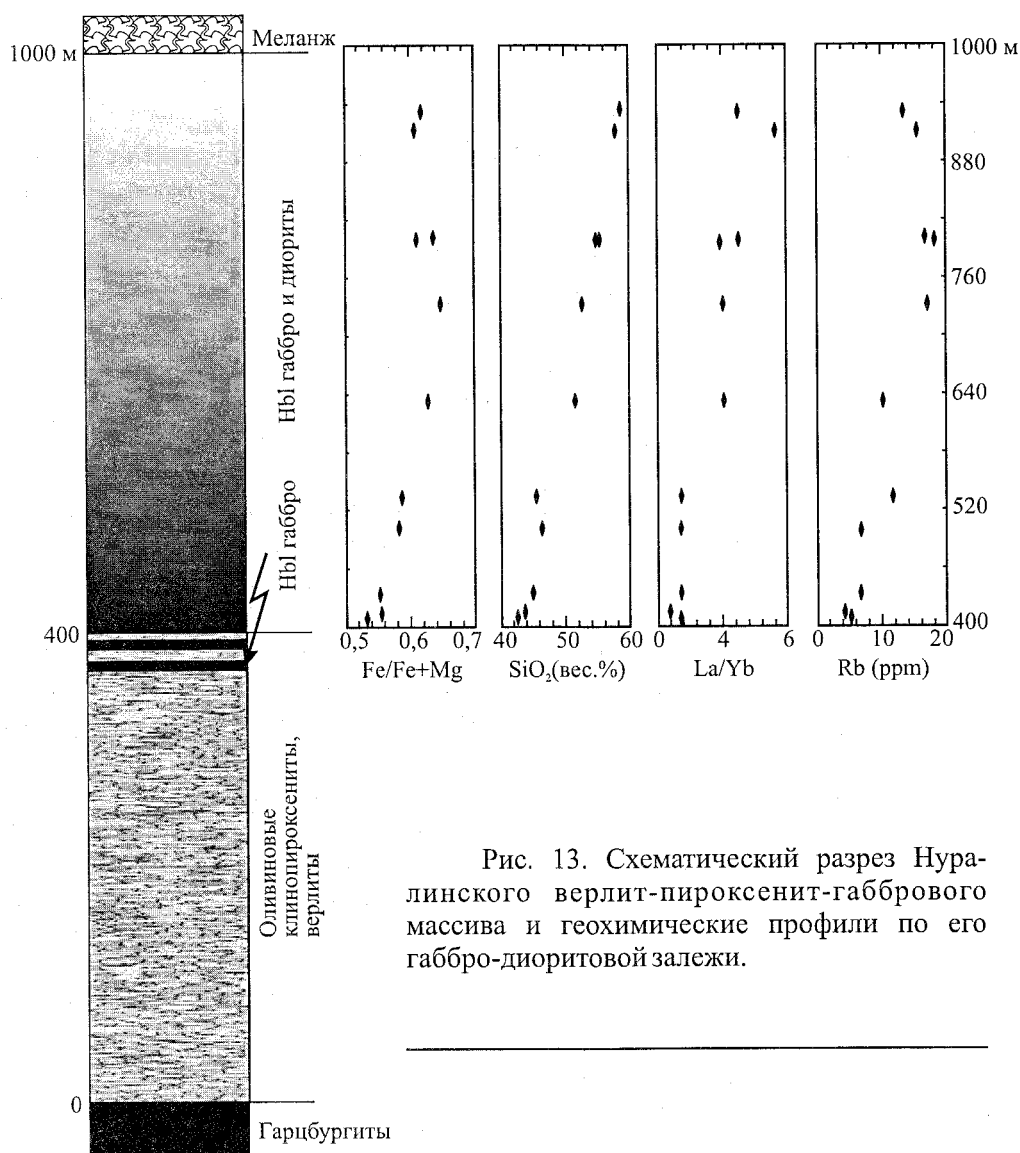


Рис. 13. Схематический разрез Нуралинского верлит-пироксенит-габбрового массива и геохимические профили по его габбро-диоритовой залежи.

можно, представляют собой петрогенетически связанную серию, в которой первая имеет преимущественно перидотитовую (верлитовую?), а вторая – базитовую исходные магмы. В полосчатой ДВК серии отмечаются крупные блоки гомогенных пород, отвечающих по составу верлиту (табл. 5, пр. 3), которые, возможно, и представляют собой исходную магму этой части серии. Составу исходной базитовой магмы, по видимому, соответствуют наиболее распространенные роговообманковые габбро нижней части интрузии типа пробы 7 (табл. 5).

Наши исследования не выявили заметной геохимической зональности в полосчатой ДВК части залежи. Отмеченный [Pertsev et al., 1997] рост железистости клинопироксенитов и оливина из них к основанию залежи, связан, скорее всего, с обычным взаимодействием дунитов

и клинопироксенитов, которое сопровождается ростом железистости последних и подробно изучено в Платиноносном поясе [Ефимов, 1984].

Важно отметить сравнительно высокое содержание Rb, Li, Sr, Ba, Zr в дунитах и гарцбургитах, залегающих между лерцолитами и полосчатой верлит-клинопироксенитовой залежью (рис. 12), значительно более высокое, чем в лерцолитах [Ферштатер, Беа, 1993]. При этом дуниты и часть гарцбургитов имеют и наиболее высокое La_N/Lu_N отношение, равное 7-10. Примерно такое же отношение имеют только кварцевые диориты самой верхней части габбро-диоритовой залежи, тогда как все остальные породы расслоенной интрузии характеризуются La_N/Lu_N отношением меньше 1 (рис. 14). Отмеченные геохимические особенности свидетельствуют скорее о кумулятивной, чем о ре-

Таблица 5

Содержание петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов
в породах расслоенной серии Нуралинского массива

Проба	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41.44	43.01	42.27	42.74	42.71	51.27	43.78	45.60	51.58	57.82
TiO ₂	0.02	0.01	0.09	0.28	0.49	0.22	1.14	1.51	0.71	0.55
Al ₂ O ₃	0.56	1.01	1.15	5.32	7.08	3.15	14.18	15.16	17.54	17.16
Fe ₂ O ₃	8.26	8.41	4.35	5.08	9.55	1.32	2.62	3.38	3.99	3.35
FeO	0.00	0.00	4.51	3.87	0.00	4.17	8.70	7.98	5.80	4.35
MnO	0.11	0.12	0.10	0.21	0.19	0.16	0.17	0.28	0.17	0.20
MgO	40.01	39.52	32.46	21.68	19.77	17.95	8.88	7.76	5.56	4.74
CaO	0.34	0.88	7.21	14.32	12.05	18.37	13.47	12.05	8.49	5.69
Na ₂ O	0.02	0.04	0.12	0.07	0.00	0.18	2.48	2.30	2.77	3.69
K ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.04	0.77	0.01	0.45	1.06	0.69	1.20
P ₂ O ₅	0.06	0.04	0.05	0.03	0.01	0.05	0.14	0.16	0.23	0.19
ppp	9.04	7.01	7.34	6.58	7.18	2.77	3.86	2.64	2.33	0.95
Li	0.92	0.85	0.67	31.21	4.94	1.40	13.00	6.96	13.10	5.88
Rb	0.30	0.32	0.08	0.46	1.89	0.01	4.43	11.68	13.07	15.44
Sr	0.5	0.2	23.4	22.5	82.5	31.3	894.7	600.7	604.4	466.4
Ba	7.6	9.3	15.5	7.0	20.9	10.3	200.4	373.7	198.7	343.9
Sc	2.73	6.07	38.09	64.14	48.14	60.16	41.93	38.69	32.34	15.56
V	9.5	21.3	124.8	228.0	301.0	202.6	272.9	272.8	182.3	180.7
Cr	1189.4	1753.3	1525.8	1618.2	5970.7	3231.8	377.0	233.6	296.1	138.5
Co	103.3	103.2	43.8	56.0	51.5	37.5	42.5	41.2	42.4	17.7
Ni	2401.5	2364.6	316.0	332.9	584.2	191.0	102.3	56.9	194.2	12.4
Cu	3.13	1.96	5.29	36.86	54.33	97.56	32.68	60.20	8.84	64.17
Zn	33.74	15.37	22.05	42.36	68.05	43.12	89.42	88.54	55.83	71.30
Ga	0.25	0.44	1.40	3.63	7.64	3.10	10.32	13.94	14.42	14.16
Y	0.44	0.26	2.11	7.88	11.88	4.85	27.12	29.43	18.79	14.38
Nb	0.05	0.04	1.10	0.27	0.36	0.13	2.18	3.97	1.48	3.36
Ta	0.09	0.04	0.50	0.66	0.56	0.13	0.63	0.95	0.09	0.60
Zr	0.62	0.66	1.19	5.98	8.87	5.81	51.29	67.20	37.03	24.71
Hf	0.02	0.03	0.04	0.22	0.40	0.19	1.60	2.17	1.05	0.87
Pb	0.00	0.00	0.77	0.61	0.00	5.27	0.77	1.56	3.83	5.71
U	0.00	0.00	0.01	0.07	0.02	0.03	0.04	0.50	0.13	0.64
Th	0.13	0.05	0.02	0.10	0.04	0.04	0.10	0.40	0.10	4.36
La	0.69	0.27	0.25	0.97	1.26	0.33	2.86	5.53	2.66	12.62
Ce	1.40	0.44	0.80	2.90	4.65	1.15	9.15	16.28	6.70	26.51
Pr	0.19	0.08	0.14	0.55	0.90	0.24	1.67	2.73	1.02	2.97
Nd	0.69	0.29	0.75	3.06	5.39	1.43	9.18	14.40	5.15	11.94
Sm	0.14	0.07	0.27	0.75	1.48	0.55	3.64	4.57	1.74	2.55
Eu	0.02	0.01	0.10	0.35	0.59	0.21	1.58	1.86	0.80	0.98
Gd	0.10	0.05	0.30	1.03	1.79	0.83	4.00	5.13	2.20	2.44
Tb	0.01	0.01	0.06	0.21	0.33	0.14	0.82	0.99	0.41	0.39
Dy	0.07	0.04	0.37	1.41	2.25	0.92	5.46	6.23	2.82	2.61
Ho	0.02	0.01	0.08	0.33	0.53	0.19	1.30	1.41	0.67	0.61
Er	0.05	0.02	0.21	0.94	1.46	0.52	3.50	3.88	1.82	1.65
Tm	0.01	0.01	0.03	0.16	0.24	0.07	0.58	0.61	0.28	0.28
Yb	0.04	0.03	0.19	0.90	1.45	0.45	3.38	3.59	1.78	1.76
Lu	0.01	0.01	0.03	0.13	0.20	0.06	0.52	0.54	0.28	0.27

Примечание. 1 – Кп615, дунит; 2 – Кп614, гарпбургит; 3 – Ну51, верлит; 4-6 – Кп34, Кп431, Кп235, оливиновые клинопироксениты; 7, 8, 9 – Кп227, Кп224, Ну53, роговообманковые габбро; 10 – Кп215, диорит.

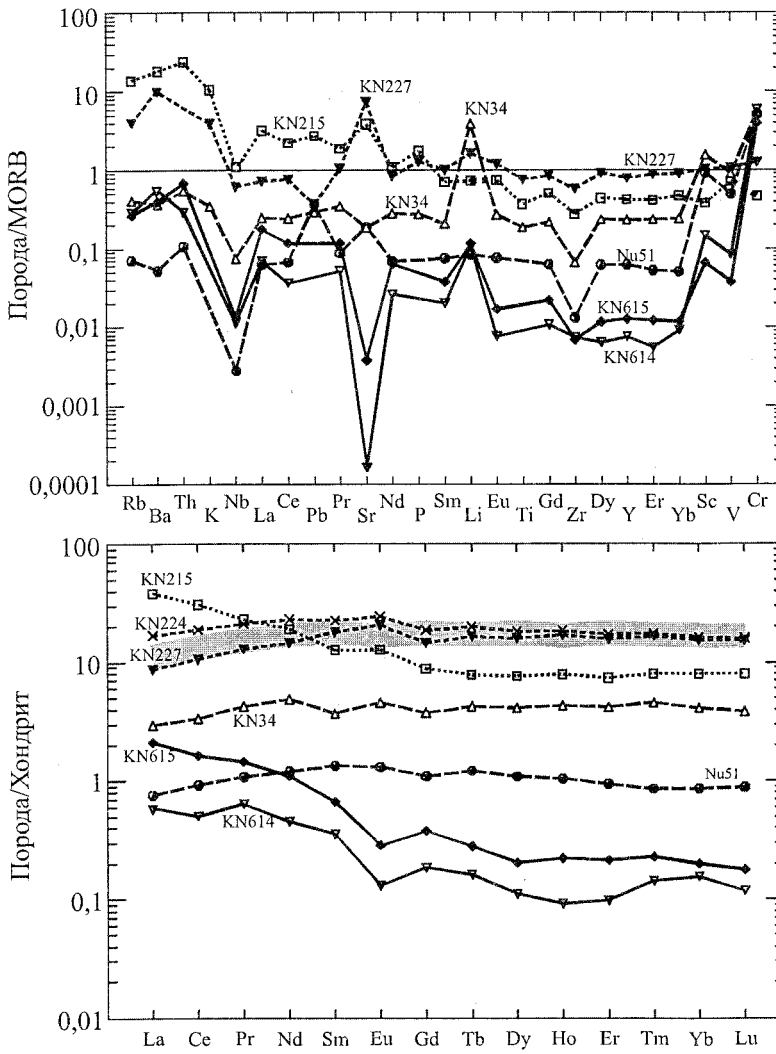


Рис. 14. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Нуралинского верлит-пироксенит-габбрового массива. Анализы пород приведены в табл. 5.

лия и таких КИЛЭ, как Sr, Ba. Эти особенности пород, свойственные производным от обогащенных магматических источников, сочетаются с близким к MORB распределением редких и редкоземельных элементов и очень низким содержанием геохимически связанного с калием Th (рис. 14, табл. 5).

Распределение РЗЭ в породах слоистой ДВК и дифференцированной габбро-диоритовой залежах характеризуется примерно одинаковыми трендами, но общее содержание РЗЭ в последней в несколько раз выше. Вверх по разрезу рассматриваемой залежи (рис. 13), в диоритах, возрастает концентрация легких лантаноидов и соответ-

ственно растет La_N/Lu_N . Подобные вариации могут быть обеспечены фракционированием котектики фемические минералы + плагиоклаз, близкой по составу к габбро Kn-227. Большая часть пород характеризуется пологим слабо фракционированным трендом распределения РЗЭ, свойственным производным от деплетированного магматического источника, что не согласуется, как отмечалось выше, с высоким содержанием в породах калия и КИЛЭ. По-видимому, следует говорить о двух конечных членах магматического источника габброидов – деплетированного, общего с расположенной ниже слоистой ультрамафитовой залежью, и обогащенного, возможно, представленного метасоматизированным мантийным клином [Ферштатер и др., 2004]. Сравнение составов габброидов в нижней части залежи (которые условно можно рассматривать как продукты кристаллизации исходного расплава) с лерцолитами показывает, что последние вряд ли могли быть субстратом для базитов [Ферштатер, Беа, 1993].

ститовой [Савельева, 1987], природе дунитов и части гарцбургитов и позволяют предполагать их принадлежность к расслоенному комплексу, а именно – к основанию его полосчатой ультрамафитовой зоны. В то же время несомненно, что часть гарцбургитов, слагающих основание хребта Нуралаи, сложенного лерцолитами, принадлежит к лерцолитовой серии и по генезису относится, как и лерцолиты, к мантийным тектонитам.

В отличие от ультрамафитов, габбро-диоритовая залежь характеризуется четким изменением состава пород снизу вверх. Ее геохимические профили показаны на рис. 13. Снизу вверх постепенно возрастает кремнекислотность и железистость пород, содержание в них K и Rb: габброиды переходят в диориты. В соответствии с моделью кристаллизационной дифференциации, снизу вверх растут такие типоморфные отношения элементов, как La_N/Lu_N , Co/Rb , уменьшается Zr/Hf . Характерные особенности пород – повышенное содержание ка-

Фрагменты расслоенной интрузии Нуралинского массива фиксируются и в других лерцолитовых массивах центральной части южного Урала – Кракинском, Миндякском, что свидетельствует об их сходстве и общих условиях эволюции, свойственных так называемым орогенным лерцолитам корневых зон [Ферштатер, Беа, 1993; Garuti et al., 1997].

Сравнительная характеристика расслоенных массивов

Рассмотренные расслоенные массивы обладают рядом общих особенностей геологического положения и вещественного состава. Среди них выделяются две четкие группы по вещественному составу преобладающих габброидов: 1) бедные калием натровые массивы: Кокпектинский и Аккермановско-Кирпичнинский, и 2) обогащенные калием: Восточно-Хабарнинский и Нуралинский. Обе группы характеризуются связью с мантийными тектонитами, но в их геологическом положении имеются существенные различия.

Массивы натровой группы занимают положение переходной зоны, в понимании А. Николя [Nicolas, 1989], в идеализированном разрезе офиолитового комплекса. Они залегают на мантийных тектонитах (гарцбургитах) и перекрываются зонами параллельных даек и пиллоу-лавами. Однако такая структурная позиция не означает генетической связи с гарцбургитами. Расслоенные интрузивы оторваны от офиолитовых гарцбургитов по месту и времени формирования. Они внедряются после обдукции офиолитов на структуры континентальной или островодужной коры и обычно не несут следов деформаций и наложенного метаморфизма, кроме зеленокаменных преобразований. По-видимому, закономерное положение в структуре офиолитового комплекса обусловлено внедрением по плоскостям срыва на границе мантийного и корового блоков.

Замечательная особенность натровых расслоенных интрузий – наличие в ассоциации с ними субвулканических зон диабазовых параллельных даек и пиллоу-лав с MORB-подобной геохимией, перекрывающих интрузии. При этом во всех массивах расслоенная ультрамафит-мафитовая часть разреза отличается от субвулканической резко пониженным содержанием КИЛЭ и РЗЭ. Распределение последних близко к N-MORB. Что же касается КИЛЭ, то их со-

держание в субвулканических породах систематически выше в несколько раз, чем в N-MORB.

В Аккермановско-Кирпичнинском массиве в ассоциации с роговообманковыми габброидами в верхней части расслоенной серии развиты малокалиевые тоналиты, трондjemиты, плагиограниты, обладающие общими особенностями состава «океанических плагиогранитов» и завершающие эволюцию магматизма.

Обогащенные калием расслоенные массивы не имеют гранитоидной и субвулканической частей и состоят в первом приближении из мафит-ультрамафитовой (вебстеритовой в Восточно-Хабарнинском и дунит-верлит-клинопироксенитовой – в Нуралинском массивах) и существенно габброидной залежей.

Для всех массивов устанавливается многофазное строение расслоенной части, которая формируется в результате 2-3 кратного внедрения в магматическую камеру порций разной по составу магмы. Каждая последующая порция надстраивает предыдущую и отличается от нее составом: ультраосновным верлит-клинопироксенитовым или оливин-габброноритовым в основании, базитовым в средней самой крупной части и гранитоидным (для натровых интрузивов) – в верхней. В ряде массивов (Аkkerмановско-Кирпичнинском, Нуралинском, Восточно-Хабарнинском) в породах лежачего бока устанавливаются интрузивные залежи, часто силлообразные, близкие по составу к нижним зонам соответствующих массивов, что сближает их с такими классическими массивами кратонов, как Бушвельд, Стилутер и др. [Sharpe and Hulbert, 1985; Cawthorn et al., 1980]. Подобные же залежи верлитового или вебстеритового состава характерны и для «переходных» зон офиолитов [Benn et al., 1988; Nicolas, 1989]. Цитированные авторы по составу силлов пытаются реставрировать состав исходной магмы для нижних зон расслоенных массивов, принимая ее в случае Бушвельда близкой к бониниту. Используя этот метод, который представляется весьма перспективным, состав исходной магмы для нижней верлит-габброноритовой зоны Аккермановско-Кирпичнинского массива можно принять соответствующим оливиновому габбронориту (табл. 2, пр. 3, 7), а для габбро-гранитоидной зоны – роговообманковому габбро (пр. 9). Интрузивные тела верлитов и вебстеритов соответствуют двухфазным магмам, состоящим из кумулятивных кристаллов (оливин и часть орто- и клинопироксена) и базитовой по составу жид-

кости, обеспечивающей подвижность такой магмы и ее способность к интрузии.

Геохимические особенности дунитов и перидотитов разных массивов обнаруживают общие особенности, свидетельствующие о присутствии в них коровой (?) компоненты, наиболее четко представленной в дунитах. Последние характеризуются положительными аномалиями на спайдер-диаграммах Ba, Sr, Li, Zr, Ti при очень низких содержаниях всех редких элементов (рис. 15). Дуниты Нуралинской расслоенной залежи, кроме того, имеют высокое La_N/Lu_N отношение, равное примерно 10. В дунитах Аккермановско-Кирпичнинского массива это отношение равно примерно 1, как и в дунитах Платиноносного пояса Урала. В верлитах рассматриваемых массивов содержание КИЛЭ, La и Ce примерно такое же, как в дунитах, тогда как остальные РЗЭ и соответствующие им по степени когерентности элементы присутствуют в заметно больших количествах, что связано с

появлением в породах заметных количеств клинопироксена. Верлиты Кокпектинского и Аккермановско-Кирпичнинского массивов близки по содержанию и типу распределения редких и редкоземельных элементов и характеризуются значением La_N/Lu_N отношения меньше 1, тогда как в массивах «калиевой» группы оно заметно выше, а в верлитах Восточно-Хабарнинского массива приближается по величине к наиболее «истощенным» верлитам Платиноносного пояса, представленным обр. Tg230 (рис. 15).

Относительная обогащенность дунитов такими «коровыми» элементами, как КИЛЭ и легкие РЗЭ, требует объяснения. В ряде массивов дуниты обогащены радиоактивными изотопами Sr и Nd, например в Йоко-Довыренском, где в них отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород [Кислов, 1998]. В дунитах Кытлымского массива Платиноносного пояса Урала В.Я. Левиным обнаружены ксенокристаллы циркона, кианита, рутила, граната

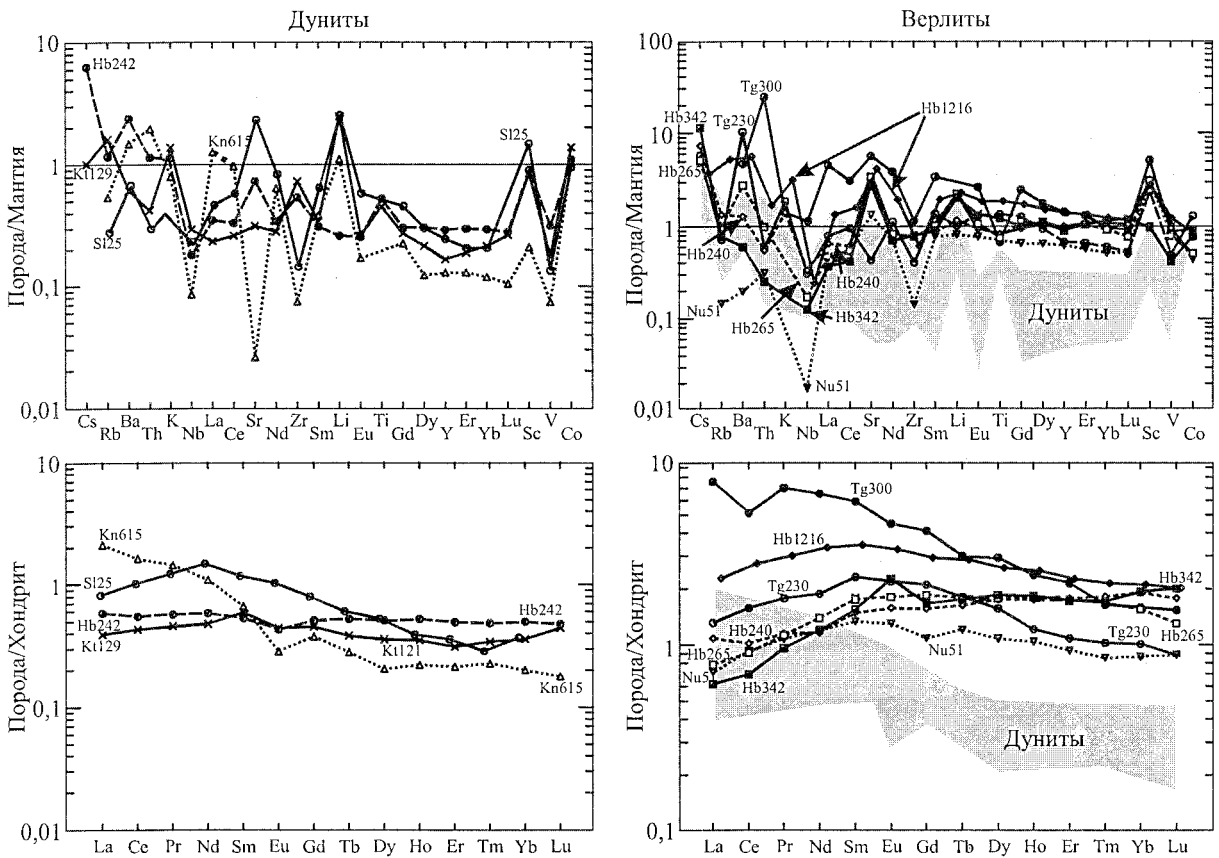


Рис. 15. Распределение редких и редкоземельных элементов в дунитах и верлитах.

Дуниты: Hb242 – Кирпичнинский массив, Kn615 – Нуралинский, Sl25, Kt129 – Платиноносный пояс. Верлиты: Hb342 – Кокпектинский массив, Hb240 – Кирпичнинский, Hb265 – Аккермановский, Hb1216 – Восточно-Хабарнинский, Tg300, Tg230 – Платиноносный пояс.

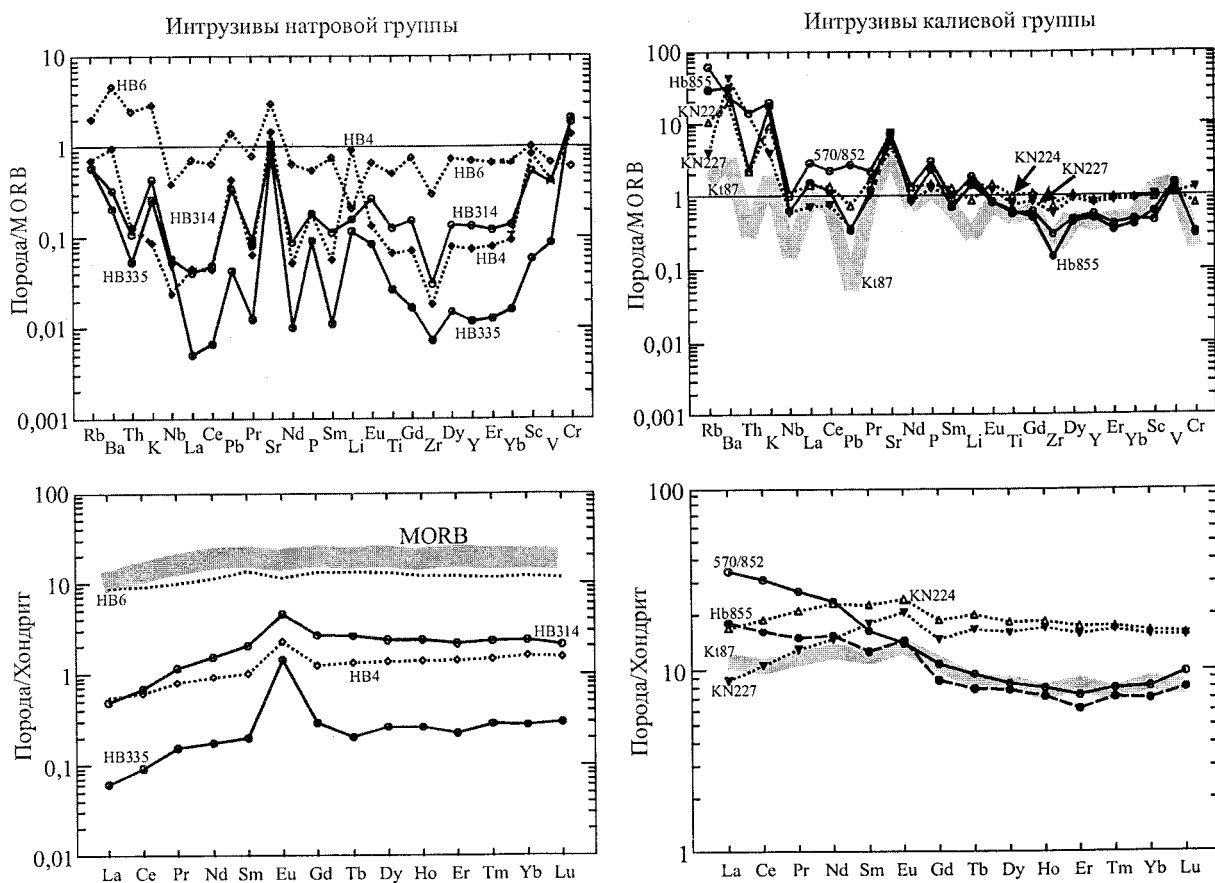


Рис. 16. Распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах рассматриваемых массивов.

Натровая группа: HB6, HB4 – Аккермановский массив, роговообманковое габбро и оливиновый габбронорит; HB314, HB335 – Кокпектинский массив, оливиновое габбро и троктолит. Калиевая группа: 570/852, HB855 – Восточно-Хабарнинский массив, габбронориты; KN227, KN224 – Нуралинский массив, роговообманковые габбро. Жирная серая линия на диаграммах для габброидов калиевой группы – габбронорит Платиноносного пояса Урала.

[Bea et al., 2002]. Можно полагать, что все эти особенности дунитов обусловлены их контаминацией веществом коры, которая более заметна в них на фоне исключительной первичной обедненности оливиновых пород литофильными редкими элементами. В рамках модели кумулятивного генезиса дунитов можно предположить осаждение оливина, как наиболее раннего минерала, из высокотемпературной маловязкой жидкости, в которой вместе с оливином осаждаются и минералы, заимствованные из поглощенных магмой коровых блоков. Коровая контаминация в расслоенных интрузивах разного типа проявлена достаточно четко и выявляется по сильным вариациям первичного отношения изотопов стронция [Harmer, Sharpe, 1985; Cawthorn, 1996].

Базиты интрузивов натровой группы имеют сходное распределение редких элементов и РЗЭ. Распределение РЗЭ характеризуется La_N/Lu_N отношением <1 или близким к 1, при этом габброиды из нижних частей разреза по минеральному составу принадлежат к габброноритам и резко отличаются от роговообманковых габбро верхних частей разреза в несколько раз более низким содержанием РЗЭ (рис. 6, 16). При этом те и другие характеризуются относительно повышенным содержанием K, Ba, Sr, Pb, которые образуют положительные аномалии на спайдер-диаграммах. Подобные особенности распределения редких и редкоземельных элементов составляют отличительную черту островодужных толеитов при их сравнении с N-MORB и могут свидетельствовать о надсуб-

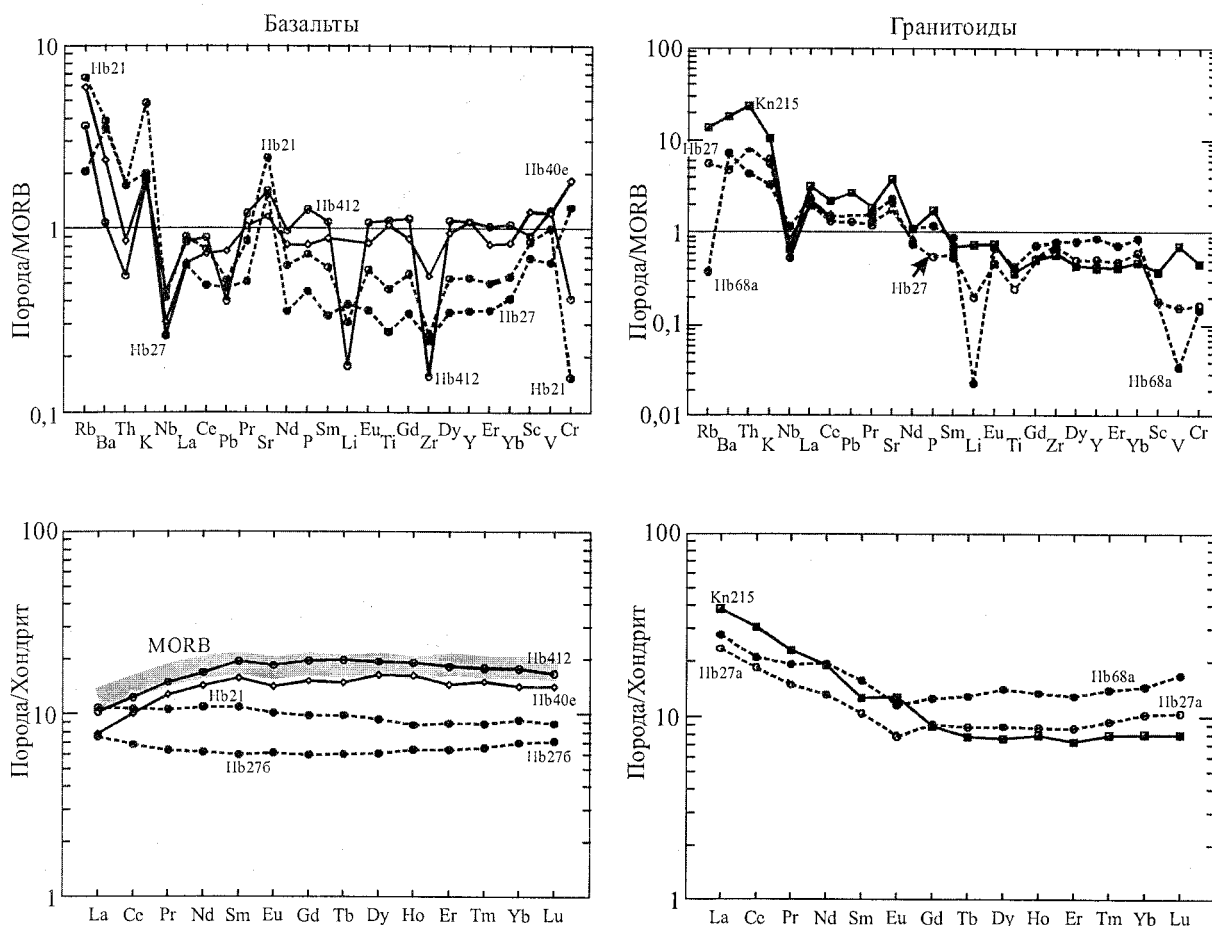


Рис. 17. Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтах и гранитоидах, ассоциированных с рассматриваемыми массивами.

Базальты: Hb412 – Кокпектинский массив, пиллоу-лава, Hb40e – Хабаровинский массив, апобазальтовый амфиболит, Hb276, Hb21 – Кирпичинский массив, базальты. Гранитоиды: Hb68a – гранитоидный сателлит Аккермановского массива, трондьемит; Hb27a – Кирпичинский массив, дайка плагиогранита в базальте Hb276, Kn215 – Нуралинский массив, кварцевый диорит.

дукционном генезисе рассматриваемых массивов, когда именно флюид, извлеченный из субдуцируемого слэба, является источником некоторого «избыточного» количества КИЛЭ [Sun, 1980; Davidson, 1987].

Габброиды двух рассмотренных массивов калиевой группы – Восточно-Хабаринского и Нуралинского – резко различны по минеральному составу. Первые представлены ортоклазовыми габброноритами, вторые – роговообманковыми габбро. Их тренды распределения редких элементов имеют общие особенности и характеризуются положительными аномалиями K, Ba, Sr, R, Li и отрицательными – Nb, Pb, Zr, будучи сходными с трендами габброноритов Платиносно-

го пояса Урала, однако тренды РЗЭ резко различны (рис. 16). Восточно-Хабаринские габбронориты имеют La_N/Lu_N отношение >1 , а роговообманковые габбро Нуралинского массива – <1 , практически совпадая с N-MORB. На основании этих геохимических особенностей можно предполагать связь тех и других пород с надсубдукционным магматизмом, но если в магматическом источнике габброноритов преобладали неистощенные породы, то для роговообманковых габбро Нуралинского массива предпочтительнее предположение о двух источниках – деплетированном и недеплетированном.

Субвулканические и вулканические фации массивов натровой группы (диабазы и пил-

лоу-лавы) обладают яркими общими особенностями распределения редких элементов, которые близки к распределению этих элементов в роговообманковых габбро верхних частей расслоенного разреза. В них отмечаются положительные аномалии K, Ba, Sr, P и отрицательные – Nb, Zr (рис. 17). При этом кокпектинские базальты, а также и амфиболиты, вмещающие Хабаровский массив (пр. Nb40e), по распределению РЗЭ близки к N-MORB, тогда как базальты и диабазы Аккермановско-Кирпичнинского массива характеризуются нефракционированным распределением РЗЭ (La_N/Lu_N отношение примерно равно 1). Они близки типовым островодужным толеитам [Sun, 1980].

Гранитоиды рассматриваемых массивов практически подобны друг другу по химическому составу и распределению редких элементов, в том числе РЗЭ (рис. 17). Они представлены роговообманковыми тоналитами, трондjemитами и плагiogранитами. Распределение РЗЭ в них очень специфично и характеризуется перегибом тренда в области средних РЗЭ – $La_N/Sm_N = 2-3$, а $Gd_N/Lu_N = 1$.

Выводы

1. Рассмотренные выше массивы представляют собой особый тип расслоенных интрузий. Они образуют две группы, различающиеся строением и составом пород, которые условно можно определить как натровую и калиевую. Обе эти группы пространственно связаны с ультрамафитовыми мантийными тектонитами, которые залегают в подошве расслоенных массивов. Интрузивы натровой группы (Кокпектинский и Аккермановско-Кирпичнинский) сопровождаются зонами параллельных диабазовых даек и пиллоу-лавами, которые образуют их кровлю. По своему пространственному положению эти массивы сходны с коровой частью идеализированного разреза офиолитовой ассоциации. Это сходство имеет, по-видимому, тектоническую природу, так как рассмотренные интрузии формируются **после** обдукции гарцбургитовых тектонитов на структуры континентальной коры. Если на основании сходства с канонизированным разрезом офиолитов рассматривать подобные образования как часть офиолитового комплекса, то трудно говорить о какой-то единой модели формирования последнего, о генетической связи между породами комплекса. Еще более затруднительно считать

такие офиолитовые комплексы представителями океанической коры.

Массивы калиевой группы (Восточно-Хабарнинский и Нуралинский) не сопровождаются субвулканическими и вулканическими породами и по вещественному составу резко отличаются от офиолитов повышенным содержанием литофильных элементов.

2. Особенности геологического положения и состава пород позволяют предположить, что массивы натровой группы формировались в зоне перехода океан–континент в связи с задуговым надсубдукционным рифтогенезом (спрединг), а калиевой – в субконтинентальной обстановке.

3. Массивы образованы 3-4 кратным внедрением в магматическую камеру порций разной по составу магмы, варьирующей по составу от ультрамафитовой (предположительно верлитовой) до базитовой. Каждая последующая порция занимает более высокое стратиграфическое положение в разрезе массива, в результате чего образуется макрорасслоенность, а каждая залежь, образованная отдельной магматической инъекцией, в свою очередь, обладает скрытой геохимической расслоенностью. Кумуляты концентрируются в зонах слоистого строения. Эти слоистые зоны занимают сравнительно небольшой объем в составе отдельных залежей, образующих расслоенный массив.

4. В породах лежачего бока интрузивов устанавливаются дайки и силлы пород, близкие по составу к породам нижней зоны массивов. По аналогии с хорошо изученными расслоенными массивами кратонов [Cawthorn, 1980; Sharpe, Hulbert, 1985] это может служить свидетельством наличия двухфазных (кристаллы + расплав) магм, формирующих нижние существенно ультрамафитовые зоны.

5. Геохимические особенности пород как натровой, так и калиевой групп свидетельствуют о наличии в источнике их расплавов двух конечных членов: деплетированного, близкого к источнику MORB, и обогащенного, связанного, по-видимому, с метасоматизированным мантийным клином.

Автор признателен своим коллегам по Институту геологии и геохимии УрО РАН Е.В. Пушкареву, В.Н. Смирнову и Н.С. Бородинной, совместно с которыми были проведены полевые работы и собраны коллекции пород, а также испанским исследователям из Университета Гранады (Испания) Ф. Беа и П. Монтеро,

выполнившим анализы на редкие элементы. Дискуссии с названными исследователями были весьма продуктивны. Глубокие замечания рецензента С.А. Щеки способствовали улучшению статьи.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ (грант НШ85.2003.5) и гранта СICYT:VTE 2002 04618-CO2-01 (Испания).

Список литературы

- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Зоненшайн Л.П.* (Ред.). История Уральского палеоокеана. М.: Институт океанологии АН СССР, 1984. 187 с.
- Иванов К.С.* Развитие Сакмарской зоны Южного Урала в ордовике // Докл. АН СССР. Т. 299. № 1. 1988. С. 428-431.
- Кислов Е.В.* Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
- 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, 1988. С. 56-74.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
- Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Ред. Г.Б. Ферштатер и А.П. Кривенко. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 159 с.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И.* Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: 1971. С. 9-24.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Пушкарев Е.В.* Петрология квазиplatformенной пироксенит-габбро-гранитной серии Кемпирсайско-Хабарнинского офиолитового комплекса (Южный Урал). Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1987.
- Пушкарев Е.В., Хазова Н.А.* Комплекс параллельных диабазовых даек Хабаровинского массива: спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник-1990. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. С. 40-43.
- Пушкарев Е.В.* Платиноносные дуниты Урала: новые данные // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 53-79.
- Рудник Г.Б.* В кн. Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68-100.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с.
- Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Семенов И.В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 362 с.
- Уэйджер П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
- Ферштатер Г.Б.* Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика. 2003. № 12. С. 1349-1364.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 5. С. 195-218.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Дж.* Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис // Геохимия. № 5. 2004. С. 707-728
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352-370.
- Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др.* U-Pb – возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 1. С. 96-100.
- Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 180 с.
- Щербаков А.С.* Структура и пластические деформации пород Хабаровинского офиолитового массива (Южный Урал) // Геотектоника. 1988. № 1. С. 34-49.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
- Bea F., Fershtater G., Montero P. et al.* Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra nova. 2002. P. 407-412.
- Benn K., Nikolas A. and Reuber I.* Mantle-crust transition zone and the origin of wehrlite magmas: evidence from the Oman ophiolite // Tectonophysics. 1988. 151. P. 75-85.
- Cawthorn R.G.* (Ed.). Lauered intrusions. Elsevier, 1996. 531 p.
- Cawthorn R.G., Davies G., Chubley-Armstrong A.R. and McCarthy T.S.* Sills associated with the Bushveld, South Africa: an estimate of the parental magma composition // Lithos. 14. 1980. P. 1-15.

Davidson J.P. Crustal contamination versus subduction zone enrichment: examples from the Lesser Antilles and implications for mantle source compositions of island arc volcanic rocks // *Geoch. Cosmoch. Acta.* 1987. V. 51. P. 2185-2198.

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

Garuti G., Fershtater G., Bea F. et al. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals: preliminary results // *Tectonophysics.* 1997. V. 276. P. 181-194.

Harmer R.E. and Sharpe M.R. Field relations and strontium isotope systematics of the marginal rocks of the eastern Bushveld complex // *Economic Geology.* 1985. V. 80. N 4. P. 813-848.

Irvine T.N. Petrology of the Duke island ultramafic complex southeastern Alaska // *Geol. Soc. Am. Mem.* 138. 1974. 240 pp.

Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V. and Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Mineralium Deposita.* 1999. V. 34. P. 250-272.

Nicolas A. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Ser. *Petrol. Struct. Geol.* 4. Kluwer, Dordrecht. 1989. 367 pp.

Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N. and Garrego L. Nature of the transition zone in the Nurali

ophiolite, southern Urals // *Tectonophysics.* 1997. V. 276. P. 163-180.

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.

Sharpe M.R. and Hulbert I.J. Ultramafic sills beneath the eastern Bushveld complex: mobilized suspensions of early lower zone cumulates in a parental magma with boninitic affinities // *Economic Geology.* 1985. V. 80. N 4. P. 849-871.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: petrogenetic aspects of the forearc-arc complex // *Mountain building in the Uralides: Pangea to the present time.* Geophysical Monograph 132. Amer. Geophys. Union. Washington. 2002. P. 101-134.

Stroh A., Montero P. G. and Bea F. Ultratrace-Level Determination of Rare Earth Elements, Thorium, and Uranium in Ultramafic Rocks by ICP-MS // *Journal of Atomic Spectroscopy.* 1995. V. 107. P. 7-11.

Sun S.S. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1980. A 297. P. 409-445.

Рецензент доктор геол.-мин. наук С.А. Щека