

УДК 552.331:11

ВАРИАЦИИ ИСТОЧНИКОВ МАГМ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОРОД ХАЛДЗАН-БУРЕГТЕЙСКОЙ ГРУППЫ МАССИВОВ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ) ПО ИЗОТОПНЫМ (НЕОДИМ, СТРОНЦИЙ И КИСЛОРОД) И ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2004 г. В. И. Коваленко*, В. В. Ярмолюк*, В. П. Ковач**,
Е. Б. Сальникова**, А. М. Козловский*, А. Б. Котов**, А. И. Ханчук***

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
109017 Москва, Старомонетный пер., 35, Россия; e-mail: vik@igem.ru

**Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

199034 Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

***Геологический институт ДВО РАН

690022 Владивосток, просп. 100-летия Владивостока, 159, Россия

Поступила в редакцию 25.12.2003 г.

Халдзан-Бурегтейская группа массивов щелочных пород в Западной Монголии (субщелочные долериты, щелочные базиты, сиениты, нордмаркиты, щелочные граниты, пантеллериты, экериты, редкометалльные щелочные граниты) приурочена к мощному дайковому поясу, секущему раннекаледонские островодужные офиолиты и расположенные в поле последних нормальные (нещелочные) граниты. В процессе формирования массивов выделяется семь фаз внедрения. Уран-свинцовый возраст по цирконам пород массивов составляет 392–395 млн. лет. Большой разброс значений возраста отмечен для рубидий-стронциевой системы, которая в породах нарушена. В соответствии с вариациями изотопного состава и содержания редких элементов вся совокупность щелочных пород разделена на ряд групп. Изотопный состав неодима в породах массива (ϵ_{Nd}^T) варьирует от +5 (пантеллериты и некоторые другие щелочные породы, объединенные в группу П) до +9 (щелочные базиты, долериты и некоторые другие породы группы Д). Промежуточные Nd-изотопные составы характеризуют группы Э и Э' (экериты и некоторые другие породы). Изотопный состав стронция для возраста кристаллизации пород массивов, определенный по концентрирующим стронций апатиту и флюоритам, составляет около 0.704. Изотопный состав кислорода в изученных породах колеблется в интервале значений $\delta^{18}O$ от +3.4 до +8.6 (преобладают значения от +6.0 до +7.5). По отношению совместимых и несовместимых элементов-примесей источники щелочных пород варьируют от OIB (щелочные базиты, породы группы П, сиениты) до N-MORB (экериты). Для объяснения вариаций состава в породах массивов привлекается гипотеза мантийного метасоматоза, обогащающего деплетированный мантийный источник непосредственно перед его плавлением. Предложена модель образования щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов, в соответствии с которой источниками магм для пород группы П служили мантийный плюм с характеристиками OIB и деплетированная литосферная мантия. Предполагается, что последняя в интервале времени 532–636 млн. лет назад (видимо, при распаде суперконтинента Родиния) подверглась переработке в обогащенную мантию, из которой выплавились преобладающие в массивах породы группы Д. Экеритовые магмы группы Э образовались при ассимиляции (или анатексисе) существенных количеств вмещающих островодужных офиолитов и нещелочных гранитов раннекаледонской ювенильной континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Халдзан-Бурегтейская группа массивов, расположенная в Западной Монголии, характеризуется широким разнообразием слагающих их магматических пород (от щелочных гранитов через нордмаркиты, сиениты, пантеллериты до щелочных и промежуточных базитов). В пределах этих массивов нами было выявлено крупное месторождение циркония, ниобия, редкоземельных элементов, в том числе тяжелых РЗЭ и иттрия

(Коваленко и др., 1985; Коваленко и др., 1989; Kovalenko et al., 1995). Геохронологическая и минералогическая характеристика пород массивов была дана в публикации (Коваленко и др., 2004). В предлагаемой статье мы кратко напомним эти данные, но акцент сделаем на анализе вариаций источников пород, используя при этом изотопные данные неодима, стронция, кислорода и разнообразные элементы-примеси.

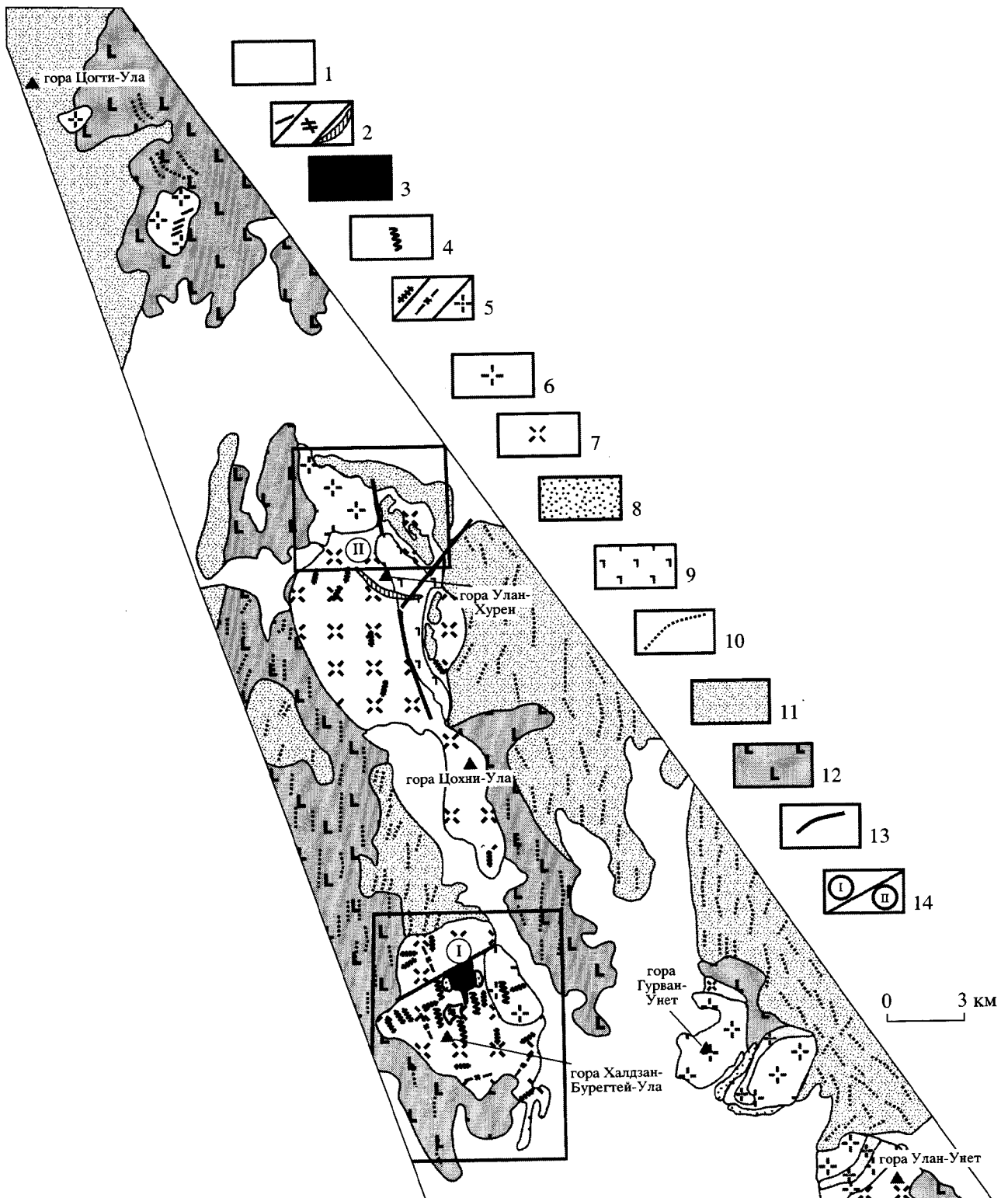


Рис. 1. Геологическая карта Халдзан-Бурегтейской группы массивов щелочных пород и их обрамления. 1 – рыхлые отложения; 2 – щелочные базальты и сиениты (условно) 6-ой фазы; 3 – редкометальные щелочные граниты 5-ой и 7-ой фаз; 4 – пантеллериты 4-ой фазы; 5 – породы 3-ей фазы: экериты, пегматиты щелочных гранитов, щелочные граниты; 6 – щелочные граниты 2-ой фазы; 7 – нордмаркиты 1-ой фазы; 8 – щелочные трахидациты, пантеллериты, комендиты, щелочные гранит-порфиры провесов кровли (вулканических жерловин); 9 – долериты и габбро; 10 – дайки базальтов, диоритов, монзонитов и гранитов; 11 – нормальные биотит-амфиболовые граниты; 12 – раннепалеозойские офиолиты; 13 – разломы; 14 – редкометальное месторождение Халдзан-Бурегтей (I), редкометальное проявление Цахирын (II).

Массивы щелочных пород расположены в западном обрамлении Озерной зоны каледонид. Геологическое строение района здесь определяют породы островодужной базальт-андезит-дацитов (с осадками) толщи, внедренные в них нормальные (нещелочные) гранитоиды, а также дайковый пояс базитов-андезитов-дацитов, секущий как островодужную ассоциацию, так и граниты. Щелочные массивы прорывают все эти образования и сложены магматическими породами следующих групп (от ранних к поздним, рис. 1): (1) нордмаркиты и сингенетичные с ними долериты; (2) щелочные граниты и сингенетичные с ними долериты; (3) дайковые экериты, мелкозернистые щелочные граниты и щелочно-гранитные пегматоиды; (4) дайковые пантеллериты; (5) редкометальные щелочные гранитоиды; (6) щелочные базиты и кварцевые сиениты; (7) миароловые щелочные редкометальные граниты. Последовательность образования перечисленных магматических пород установлена по их геологическим взаимоотношениям, и в дальнейшем изложении каждая из этих групп пород будет называться соответствующими (от первой до седьмой) фазами внедрения. Этим фазам мы не придаем смысл комагматичности, как это делается при выделении классических интрузивных фаз и фаций. Редкометальное оруденение концентрируется в двух участках (рис. 1): главное – в собственно Халдзан-Бурегтейском массиве и второстепенное – в телах щелочно-гранитоидных пегматоидов и кварц-циркон-ортит-эпидотовых метасоматитов, развитых по таким пегматоидам и концентрирующихся в провесах кровли, расположенных к северу от этого массива, в других телах щелочных гранитоидов (проявление Цахирин). Как уже было показано в более ранних наших публикациях, собственно Халдзан-Бурегтейский массив имеет концентрически-зональное строение, фиксируемое расположением даек различных интрузивных фаз. Все массивы рассматриваемой группы, в свою очередь, имеют дайкообразные формы, и их расположение контролируется упоминавшимся выше мощным дайковым поясом, приуроченным к региональному Цаган-Шибетинскому разлому.

В предыдущей нашей статье (Коваленко и др., 2004) были приведены данные о радиологическом возрасте магматических пород массивов (уран-свинцовые по цирконам, аргон-аргоновые по амфиболам и рубидий-стронциевые по породам и минералам). Для собственно щелочных гранитоидов Халдзан-Бурегтейского массива имеется значительное количество датировок разными методами. Наиболее надежными являются датировки уран-свинцовым методом по цирконам. По циркону из щелочных гранитов 2-ой фазы внедрения установлен возраст 392.2 ± 2.3 млн. лет, из сиенитов 6-ой фазы – 390.8 ± 1.2 млн. лет, а из кварц-эпидот-циркон-ортитовой рудной зоны проявле-

ния Цахирин – 395.0 ± 1.3 млн. лет. Похоже, что все гранитоиды собственно Халдзан-Бурегтейского массива, в том числе сиениты, которые прорывают породы первых четырех фаз, включая пантеллеритовые дайки, имеют близкий уран-свинцовый цирконовый возраст, составляющий 390–392 млн. лет. Возможно, несколько более древними, судя по цирконовой датировке руд участка Цахирин, являются породы и руды этого участка.

Оценки возраста щелочных пород массива, полученные рубидий-стронциевым методом в целом несколько более низкие по сравнению с уран-свинцовыми цирконовыми датировками и, кроме того, варьируют в более широких рамках. Общая эрохрона рубидий-стронциевых изотопных данных для всех пород массива дает оценку возраста 369.9 ± 17.1 млн. лет при очень высоком СКВО (163). Эрохроны для пород ранних трех фаз и для пород остальных поздних фаз (кроме щелочных базитов 6-ой фазы) дают возрасты 376.9 ± 11.2 млн. лет (СКВО = 17.3) и 366.4 ± 36.5 млн. лет (СКВО = 244) соответственно. Изохрона по двум точкам для щелочного гранита 2-ой фазы и флюорита дает возраст 385 ± 4 млн. лет. Интервал возрастов при постоянном первичном отношении I_0^{Sr} , принятом равным этому отношению во флюорите, для всех проб гранитов этой фазы составляет 366–388 млн. лет. Аналогичный интервал возрастов при постоянном I_0^{Sr} (апатит, табл. 1) для экеритов 3-ей фазы составляет 371–379 млн. лет. Эрохрона для флюорита и пород 7-ой фазы составляет 373 ± 25 млн. лет при вариациях возрастов, рассчитанных на I_0^{Sr} флюорита этой фазы, 373–406 млн. лет. Рубидий-стронциевый возраст полилитиионита из редкометальных щелочных гранитов 5-ой фазы составляет 386 млн. лет. Более низкие рубидий-стронциевые оценки возраста по сравнению с цирконовыми датировками могут быть связаны с более низкой температурой закрытия рубидий-стронциевой системы, и тогда эта разница возрастов характеризует различие во времени температуры закрытия уран-свинцовой системы в цирконах и рубидий-стронциевой – в породах. Но, конечно, нельзя исключать, что на рубидий-стронциевую систему щелочных гранитоидов воздействовало какое-то начальное событие, нарушившее изотопное равновесие 366–373 млн. лет назад или даже раньше и способствовавшее упомянутым вариациям рубидий-стронциевого возраста пород и минералов. Последнее предположение подтверждается более реалистичными значениями первичного отношения I_0^{Sr} в породах для возраста 370 млн. лет, в то время как величина первичного отношения для возраста 392–395 млн. лет для многих из изученных пород

Таблица 1. Rb-Sr, Sm-Nd и O изотопные данные для пород и минералов Халдан-Бурегтейского массива

№ п/п	Номер образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{392}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{370}$	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}}^{392}$	$\delta^{18}\text{O}$
1	ХБУ-4333	101.6	18	16.8384	0.79505	0.70106	13	0.70635	18.24	85.1	0.1295	0.512824	4	7.0	7	
2	ХБУ-4644/3														7.8	
3	ХБУ-4338														8.0	
4	ХБУ-4541/3	5.55	628	0.026	0.70301	0.70286	2	0.70287	4.77	20.1	0.1437	0.512914	8	8.0	5.9	
5	ХБУ-4296	0.78	780	0.00287	0.70466	0.70464	18	0.70464	4.41	18.4	0.1433	0.512882	9	7.4	8.6	
6	ХБУ-4296	160	5.17	94.15	1.22418	0.69864	25	0.72821	14.3	73.4	0.1176	0.512702	6	5.2	6.6	
7	ХБУ-4327	36.3	86	6.910	0.74075	0.70218	13	0.70435	11.8	55.5	0.1285	0.512872	6	8.0	5.3	
8	ХБУ-4653/1								4.82	26.8	0.1087	0.512696	9	5.5	5.9	
9	Ц-4933/2								12.6	56.7	0.1338	0.512856	4	7.4	6.4	
10	Ц-4933/1														7	
11	ХБУ-4328	1.78	387	0.0133	0.70444	0.70437	11	0.70437	32.7	127	0.1561	0.512876	10	6.7	6.9	
12	ХБУ-4646/3								91.3	82.7	0.1284	0.512842	26	7.4	7.2	
13	ХБУ-4646/8	139	10.09	39.87	0.91499	0.69244	8	0.70497	25.8	128	0.1214	0.512790	23	6.7	6.4	
14	ХБУ-4648/3	147	4.44	95.60	1.21978	0.68613	12	0.71615	13.0	58.9	0.1334	0.512865	4	7.6	6.7	
15	ХБУ-4534/1								5.77	24.6	0.1409	0.512842	8	6.8	7.2	
16	ХБУ-4534/2								41.5	200	0.1255	0.512799	4	6.7	6.4	
17	ХБУ-4646/2								33	170	0.1176	0.512697	24	5.1	6.7	
18	ХБУ-4331	139	57	7.046	0.74080	0.70147	6	0.70369	72.2	404	0.1081	0.512664	24	5.0	7.2	
19	ХБУ-4534/3	162	9.64	48.51	0.96199	0.69119	12	0.70643	12.5	60.6	0.1250	0.512721	21	5.2	6.6	
20	ХБУ-4629/2	296	255	3.361	0.71966	0.70090	8	0.70195	72.0	282	0.1543	0.512839	5	6.0	6.6	
21	ХБУ-4320								91.1	406	0.1356	0.512814	5	6.5	6.6	
22	ХБУ-4630/1	323	70	13.46	0.77205	0.69690	1	0.70113	11.1	50.3	0.1327	0.512810	4	6.6	4.3	
23	ХБУ-4340	27.7	108	11.30	0.76225	0.69920	13	0.70274	22.6	119	0.1149	0.512733	7	6.0	4.5	
24	ХБУ-4628/3								13.1	56.9	0.1382	0.512851	5	7.1	3.4	
25	ХБУ-4631/9								7.23	32.8	0.1331	0.512919	5	8.7	7.6	
26	ХБУ-4631/10														7	
27	ХБУ-4676/6								56.3	238	0.1435	0.512765	16	5.1	4.3	
28	ХБУ-4535/2	596	1549	1.114	0.71077	0.70455	6	0.70490	166	676	0.1486	0.512792	15	5.4	7.4	
29	ХБУ-4535/3	608	467	3.77	0.72003	0.69901	15	0.70019	157	616	0.1542	0.512803	12	5.4	6.3	
30	ХБУ-4630/9	610	73	24.09	0.83226	0.69781	6	0.70538	10.7	44.9	0.1464	0.512885	6	7.3	4.3	
31	ХБУ-4766/7	434	127	9.92	0.75847	0.70309	14	0.70621							4.1	
32	ХБУ-4535/4		8650	0.00042	0.70433	0.70433	7	0.70433							5.5	
33	Ц-4934/3														3.5	
34	ЦХ 4935/11															
35	ЦХ 5005/9															
36	ЦХ 5005/13															
37	ЦХ 4935/14															

Примечание. 1-ая фаза: нордмаркиты – 1, 2, долериты – 3, 4; 2-ая фаза: флюорит – 5, щелочные граниты – 6–9, долерит – 10; 3-я фаза: апатит – 11, экериты – 12–16, пегматит – 17; 4-ая фаза, пантеллериты – 18–20; 5-ая фаза, редкометалльные граниты – 21, 22; 6-ая фаза, базальты – 25–27; 7-ая фаза, редкометалльные граниты – 28–31, флюорит – 32; кварц-оргит-эпидиотные метасоматиты – 33–37.

(табл. 1) становится нереально низкой (намного ниже 0.700).

ИЗОТОПНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Полученные нами изотопные данные по щелочным гранитоидам рассматриваемых массивов представлены в табл. 1. Частично эти данные опубликованы в (Kovalenko et al., 1995; Коваленко и др., 2004). В настоящей работе приводятся многочисленные новые данные по изотопному составу неодима, стронция и кислорода. Изотопные исследования выполнялись в ИГГД РАН, ИГЕМ РАН и ДВГИ ДВО РАН. Подчеркнем, что сходимость изотопных данных неодима и стронция, полученных в ИГЕМ и ИГГД, вполне удовлетворительная, а расхождения находятся в пределах аналитических погрешностей. Из опубликованных анализов (Kovalenko et al., 1995) использовались только наиболее надежные анализы, выполненные в ИГЕМ РАН А.А. Журавлевым. Аналитические параметры для изотопных исследований неодима, стронция и кислорода приведены в (Kovalenko et al., 1995; Коваленко и др., 2003а, б).

Изотопный состав неодима, выраженный через величину ϵ_{Nd}^T для 392 млн. лет, в целом в породах массива варьирует в пределах +4.4...+8.7, что характерно для умеренно и глубоко деплетированной мантии. На рис. 2 показано соотношение $\epsilon_{Nd}^T - 1/Nd$ (рис. 2а) и $\epsilon_{Nd}^T - I_0^{Sr}$ для возрастов 392 млн. лет – возраст кристаллизации магматических пород (рис. 2б) и 370 млн. лет – возраст полного закрытия рубидий-стронциевой системы с перераспределением рубидия и стронция (рис. 2в) в изученных щелочных и вмещающих их породах. Изотопный состав стронция, пересчитанный на U-Pb возраст по циркону 392 млн. лет (рис. 2б), дает, как уже говорилось выше, оценки I_0^{Sr} для многих из изученных пород значительно ниже любых разумных пределов этого параметра для природных земных веществ (ниже 0.700) (табл. 1, рис. 2б). Это еще одно подтверждение нарушения изотопного равновесия рубидий-стронциевой системы в рассматриваемых магматических породах, произошедшего после их кристаллизации под воздействием, как мы полагаем, более поздних (раннемезозойских, по предварительным данным Rb-Sr геохронологии) даек щелочных базальтов. В принципе, эти нарушения изотопной системы исключают возможность оценки источников магм рассматриваемых щелочных пород на основе изохронных построений. Но, по-видимому, близкими к реальной величине I_0^{Sr} в магмах щелочных пород на момент их кристаллизации были значения, определенные для апатита из эке-

рита 3-ей фазы, для флюорита щелочных гранитов 2-ой фазы и флюорита из редкометальных гранитов 7-ой фазы (табл. 1), поскольку эти минералы являются концентраторами стронция и маловероятно, что вторичное перераспределение радиогенного стронция в фельзитовых породах, бедных стронцием, могло существенно изменить содержание и изотопный состав стронция в этих богатых стронцием минералах. Напомним также, что перечисленные минералы не являются вторичными и кристаллизовались из соответствующих магм. Все этих минералы имеют очень близкий изотопный состав стронция (0.70433–0.70466), что мало согласуется с широкими вариациями изотопного состава стронция, вызванными нарушением рубидий-стронциевой системы в породах. Похоже, что по крайней мере для щелочных гранитов 2-ой фазы, экеритов 3-ей фазы и редкометальных гранитов 7-ой фазы величины I_0^{Sr} близки и находятся в интервале 0.70433–0.70466. Упомянутое нарушение изотопного равновесия в рубидий-стронциевой системе магматических пород привело к широким вариациям изотопного состава стронция в породах. Однако большая часть Rb-Sr изотопных данных укладывается в эрохроны (Коваленко и др., 2004), из которых следует, что нарушение изотопного равновесия произошло не позднее 367–370 млн. лет назад. Изотопный состав стронция, рассчитанный на возраст 370 млн. лет и выраженный через I_0^{Sr} , колеблется (по эрохронам) в пределах от 0.70446 ± 0.00054 (для пород первых трех фаз) до 0.70350 ± 0.00250 (для пород последних фаз) (рис. 2в).

На рис. 2а видны широкие вариации изотопного состава неодима при изменении величины $1/Nd$. В целом можно говорить о вариациях величины ϵ_{Nd}^T между двумя крайними группами изотопных составов щелочных пород. Одна из них с наиболее низкими величинами ϵ_{Nd}^T соответствует пантеллеритам и близким к ним по изотопному составу неодима редкометальным гранитам. В эту же группу (назовем ее П по первой букве слова “пантеллериты”) попадают две точки щелочного гранита 2-ой фазы. Вторую крайнюю группу с максимальными значениями ϵ_{Nd}^T (здесь и далее будем ее называть Д по участвующим в этой группе долеритам) составляют породы разных фаз: одна проба щелочных базитов 6-ой фазы, одна проба щелочного гранита 2-ой фазы, одна проба экеритов 3-ей фазы, пробы сингенетичных с породами первых двух фаз долеритов. Высокими величинами ϵ_{Nd}^T характеризуются также щелочные базиты 6-ой фазы (группа Б). Изотопные составы неодима остальных щелочных

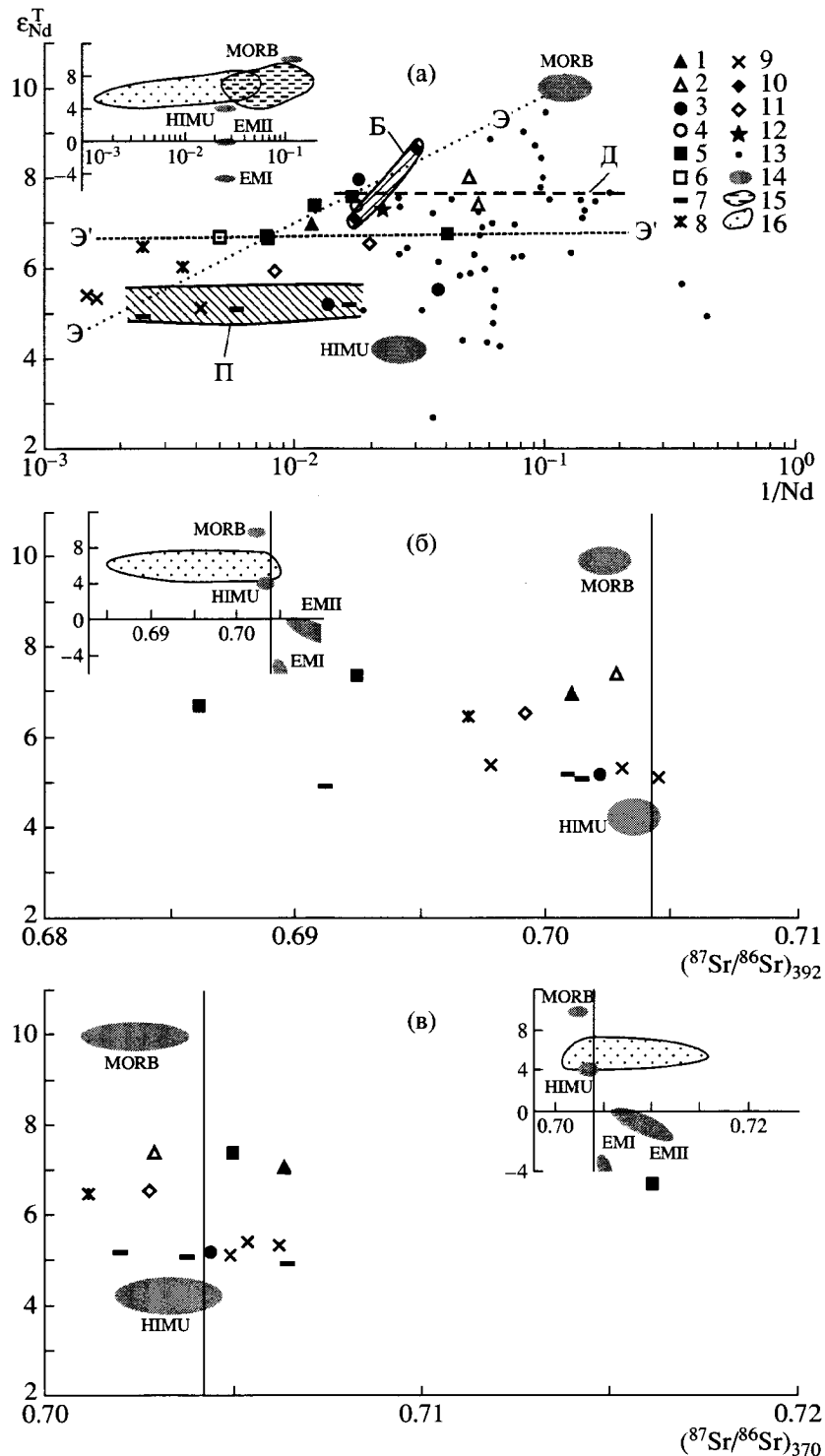


Рис. 2. Диаграммы $\epsilon_{Nd}^T - 1/Nd$ (а) и $\epsilon_{Nd}^T - I_0^{Sr}$ для щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов для возрастов 392 млн. лет (б) и 370 млн. лет (в).

1 – нордмаркиты 1-ой фазы; 2 – долериты, синхронные с нордмаркитами; 3 – щелочные граниты 2-ой фазы; 4 – долериты, синхронные с щелочными гранитами; 5 – экериты 3-ей фазы; 6 – щелочно-гранитные пегматоиды; 7 – пантеллериты 4-ой фазы; 8 – редкометалльные щелочные граниты 5-ой фазы; 9 – миароловые редкометалльные щелочные граниты 7-ой фазы; 10 – щелочные базиты 6-ой фазы; 11 – синхронные с щелочными базитами сиениты; 12 – кварц-ортит-эпидотовые породы участка Цахирин; 13 – составы вмещающих вулканитов и осадков офиолитов и нещелочных гранитов; 14 – мантийные источники (N-MORB, HIMU, EMI, EMII). Поля составов и линии Π, Д, Э, Э', Б отвечают группам пантеллеритов, долеритов, экеритов, щелочных базитов и связанных с ними пород. Пояснения см. в тексте. На врезке показаны составы мантийных источников, поле составов щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (15) и поле составов вмещающих офиолитов и нещелочных гранитов (16).

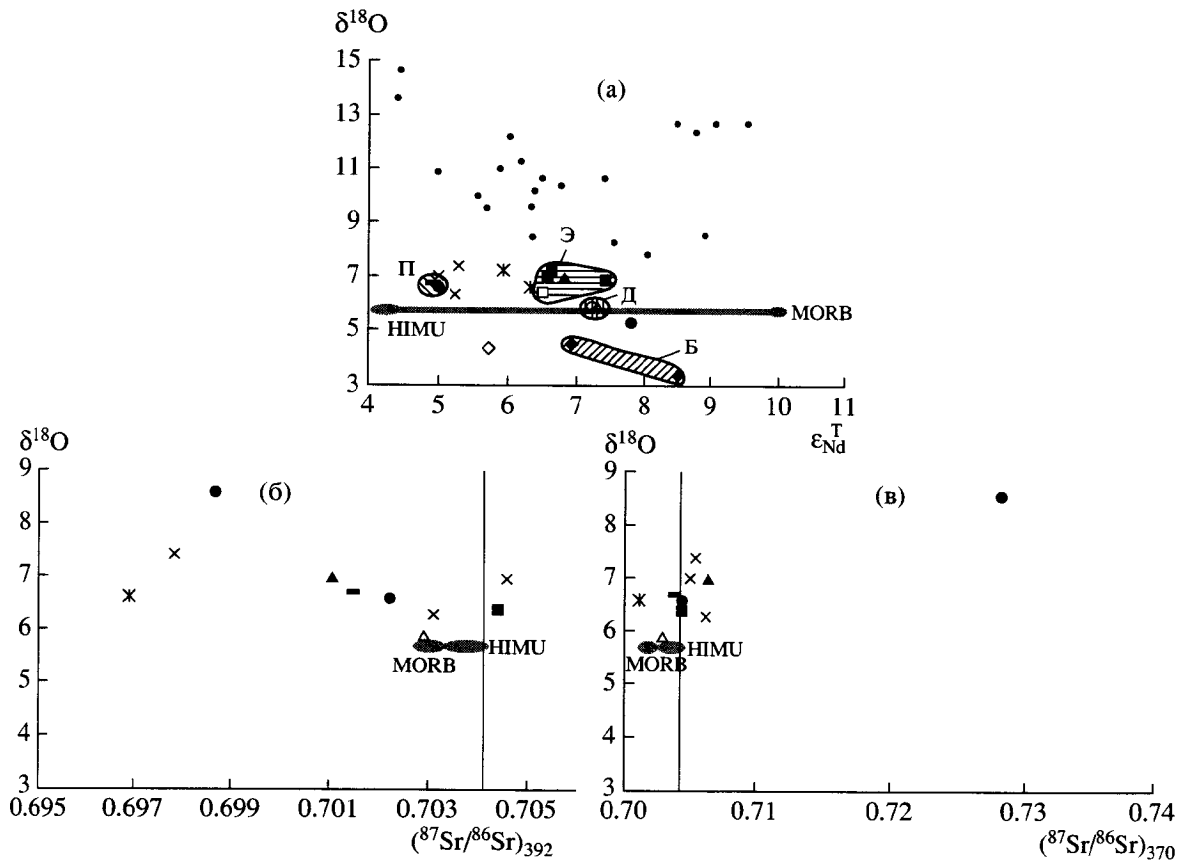


Рис. 3. Диаграммы $\epsilon_{Nd}^T - \delta^{18}O$ (а), $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{392} - \delta^{18}O$ (б), $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370} - \delta^{18}O$ (в) для щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов. Условные обозначения см. на рис. 2.

пород занимают промежуточное положение между этими группами составов. Изотопные составы пород каждой из фаз, кроме пантеллеритов, значительно варьируют. Так, можно говорить, что щелочные граниты 2-ой фазы попадают в группы П и Д, нордмаркиты 1-ой фазы и экериты 3-ей фазы – в промежуточную группу, редкометалльные граниты 5-ой и 7-ой фаз – в группу П и промежуточную группу. Могут быть намечены также линейные тренды роста величин $1/Nd$ и ϵ_{Nd}^T для экеритов (тренд Э: четыре состава экеритов, один состав редкометалльного гранита 5-ой фазы, один состав щелочного гранита 2-ой фазы), щелочных базитов 6-ой фазы (группа Б). Отметим, что, например, для экеритов 3-ей фазы можно наметить и более важную с позиции источников пород субгоризонтальную линию Э' при постоянстве величины ϵ_{Nd}^T (три состава экеритов, один состав щелочно-гранитного пегматита и один состав сиенита). Таким образом, нами намечены три субгоризонтальных (при постоянстве величины ϵ_{Nd}^T) тренда щелочных пород Халдзан-Бурег-

тейской группы массивов: П – минимальные значения ϵ_{Nd}^T , Э' – средние значения ϵ_{Nd}^T , Д – максимальные значения ϵ_{Nd}^T .

Еще одной особенностью изотопных составов щелочных пород массивов является их перекрытие изотопными составами вмещающих пород в области высоких величин $1/Nd$, т.е. в области низких содержаний РЗЭ (рис. 2а).

Изотопный состав кислорода, выраженный через параметр $\delta^{18}O$, в изученных породах колеблется в интервале от +3.4 до +8.6 (преобладают значения от +6.0 до +7.5) (табл. 1, рис. 3). Систематические отличия состава пород массивов от состава вмещающих пород, очевидно, свидетельствуют об их независимых источниках, а также о том, что процессы, приведшие к нарушению Rb-Sr изотопной системы, не оказали заметного влияния на кислородную изотопную систему щелочных пород. Вариации величин ϵ_{Nd}^T , отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ и $\delta^{18}O$ различны для пород разных фаз массивов: для нордмаркитов 1-ой фазы ϵ_{Nd}^T

составляет +7.0; для сингенетических с нордмаркитами долеритов ϵ_{Nd}^T колеблется в пределах +7.4...+8.0, $\delta^{18}O$ – +5.9; для щелочных гранитов 2-ой фазы ϵ_{Nd}^T варьирует от +5.2 до +8.0, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ – от 0.70435 до 0.72821, $\delta^{18}O$ – от +5.3 до +8.6; для пород 3-ей фазы (экериты, мелкозернистые щелочные граниты, щелочно-гранитные пегматиты в нордмаркитах и щелочных гранитах) ϵ_{Nd}^T колеблется от +6.7 до +7.6, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ – от 0.70497 до 0.71615, $\delta^{18}O$ – от +6.4 до +7.2; пантеллериты 4-ой фазы имеют ϵ_{Nd}^T от +5.0 до +5.2, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ – от 0.70195 до 0.70643, $\delta^{18}O$ – +6.7; для редкометалльных щелочных гранитов 5-ой фазы ϵ_{Nd}^T колеблется от +6.0 до +6.5, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ – 0.70113, $\delta^{18}O$ – от +6.6 до +7.2; для редкометалльных щелочных гранитов 7-ой фазы ϵ_{Nd}^T составляет +5.1...+5.4, первичное отношение стронция – от 0.70019 до 0.70621, $\delta^{18}O$ – от +6.3 до +7.4; для щелочных базальтов 6-ой фазы ϵ_{Nd}^T варьирует от +7.1 до +8.7, $\delta^{18}O$ – от +3.4 до +7.6, а для условно отнесенных к этой фазе сиенитов ϵ_{Nd}^T колеблется от +6.0 до +6.6, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ оценено величиной 0.70274, а $\delta^{18}O$ – величиной +4.3. Наконец, для кварц-эпидот-циркон-ортитовых руд участка Цахирин определена величина ϵ_{Nd}^T , равная +7.3, и $\delta^{18}O$ в пределах +3.5...+5.5. Отметим, что такие низкие первичные отношения изотопов стронция в щелочных гранитоидах, которые определены в Халдзан-Бурегтейском массиве, не являются исключительными. Из недавних публикаций аналогичная картина выявлена для щелочных гранитов массива Ивигтут, вмещающих единственное в мире (сейчас уже выработанное) месторождение криолита (Goodenough et al., 2000).

Величина $\delta^{18}O$ в изученных щелочных породах находится в слабой обратной корреляции с величиной ϵ_{Nd}^T (рис. 3а), а в координатах $\delta^{18}O$ – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ (рис. 3в) исследуемые породы образуют единую компактную группу, от которой отклоняется в сторону высоких значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ и $\delta^{18}O$ одна проба щелочного гранита. Большинство фельзитовых щелочных пород на диаграмме (рис. 3а) располагается на уровне значений $\delta^{18}O = +7$. Отклоняются от этой величины в сторону более низких значений $\delta^{18}O$ долериты (+5.9), щелочные базиты (+3.4...+7.6), сиенит (+4.3) и щелочной гранит группы Д (+5.3).

Данные по распределению элементов-примесей в магматических породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов и вмещающих их породах

представлены в табл. 2. Анализы выполнены методом ICP-MS в Институте аналитического приборостроения РАН (г. Санкт-Петербург), параметры которого приведены в (Коваленко и др., 2003а, б). Общая характеристика распределения элементов-примесей в щелочных породах рассматриваемых массивов показана на спайдерграммах рис. 4, на которых содержания элементов-примесей в породах каждой фазы нормированы к примитивной мантии. Спайдерграммы магматических пород разных фаз массивов в основном имеют похожую форму, отличаясь высотой максимумов и глубиной минимумов. Для всех пород характерны максимумы рубидия, свинца, часто циркония и гафния, реже урана, тория, ниобия и тантала и минимумы цезия, бария, титана. Слабые минимумы ниобия и тантала отмечаются для щелочных гранитов 2-ой фазы и экеритов 3-ей фазы. Более глубокий минимум тантала установлен в щелочном граните 2-ой фазы участка Цахирин. Минимумы и максимумы значительно сглаживаются в долеритах 1-ой и 2-ой фаз и щелочных базальтоидах 6-ой фазы, скорее всего менее дифференцированных, чем другие породы.

На рис. 5 показаны спектры распределения редкоземельных элементов в рассматриваемых магматических породах, нормированные к хондриту. Спектры отличаются по содержаниям РЗЭ, соотношениям легких и тяжелых РЗЭ, наличию или отсутствию и глубине европиевого минимума. Наиболее глубокий минимум европия ($Eu/Eu^* = 0.16$ – 0.18) отмечается в редкометалльных гранитах 5-ой и 7-ой фаз, характеризующихся наиболее высокими валовыми содержаниями РЗЭ. В бедных РЗЭ долеритах, сингенетических с нордмаркитами и щелочными гранитами первых двух фаз, европиевого минимума нет ($Eu/Eu^* = 1.03$ – 1.13). В других породах величина европиевого минимума (Eu/Eu^*) колеблется в широких пределах: в нордмаркитах – 0.56 – 0.62 , в щелочных гранитах 2-ой фазы – 0.51 – 0.90 , в экеритах 3-ей фазы – 0.36 – 0.39 (при обратной корреляции европиевого минимума и содержания ниобия), в пантеллеритах – 0.23 – 0.85 (также при обратной корреляции величины Eu/Eu^* и содержания ниобия), в сиенитах – 0.28 – 0.37 , в щелочных базальтоидах 6-ой фазы – 0.55 – 1.05 (при обратной корреляции величины Eu/Eu^* и содержания ниобия). Соотношение легких и тяжелых РЗЭ, представленное, например, отношением La/Yb , в породах рассматриваемых массивов также заметно колеблется (рис. 6): самое высокое значение отмечено в щелочных базитах 6-ой фазы (до 27) и в щелочных гранитах 2-ой фазы (до 13.5), самое низкое – в экеритах (1.4–4.4), а в остальных породах оно имеет промежуточное значение. В редкометалльных щелочных гранитах 5-ой и 7-ой фаз это соотношение практически укладывается в интервал значений между экеритами с одной стороны и

Таблица 2. Редкоземельный состав (мкг/г) магматических пород массива Халдзан-Буретгей

Элементы	ХБУ-4333	ХБУ-4539/1	ХБУ-4644/3	ХБУ-4338	ХБУ-4541/3	ХБУ-4327	ХБУ-4653/1	Ц-4933/2	Ц-4933/1	ХБУ-4646/3	ХБУ-4534/1	ХБУ-4534/2	ХБУ-4646/2	ХБУ-4331	ХБУ-4629/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Li	41.4	32.3	15.5	7.35	7.09	14.47	3.25	2.89	2.62	224	73.2	25.7	160	66.0	162
Be	10.13	7.70	7.48		1.13	7.06	9.43	1.88	2.98	22.8	13.3	9.59	15.3	17.6	20.7
Sc	2.83	2.19	2.33	19	16.0	1.34	1.63	4.62	25.2	2.03	1.73	0.390	4.20	2.03	9.47
Ti	2909	3185	3103	12823	11783	1575	2026	1685	11520	1015	1837	1438	1888	2816	6283
V	10	10	10	216	196	10	10	59.6	4.38	10	10	10	19.2	10	11.6
Cr	18.9	16.0	23.8	28.0	16.0	18.7	19.8	4.91	0.1	17.0	15.0	15.1	23.5	20.7	18.0
Co	0.484	0.810	0.803	57.0	53.1	0.652	0.895	4.04	12.7	0.237	0.646	0.471	0.411	1.10	4.46
Ni	1.78	1.69	4.14	70.0	81.8	2.51	8.43	5.42	1.37	1.23	3.34	3.30	2.90	2.15	0.955
Cu	3.15	3.79	5.42	48.0	42.7	4.75	10.9	3.65	8.00	1.03	5.76	3.38	6.22	2.96	6.47
Zn	181	140	151	90.6	64.3	108	117	6.33	34.0	506	361	133	346	235	144
Ga	35.9	35.0	35.6	20.0	18.7	34.5	35.1	12.6	19.1	42.3	50.9	41.6	30.4	41.8	28.4
Rb	111	97.2	130	6.53	3.42	84.4	84.0	37.6	33.5	175	55.8	188	233	127	270
Sr	18.1	56.5	61.0	689	530	35.8	47.8	406	460	20.1	22.1	7.52	15.2	49.6	234
Y	101	74.7	75.7	23.0	18.8	68.4	63.1	18.5	44.4	510	98.6	25.4	308	110	55
Zr	1033	672	715	180	92.7	684	516	139	109	7392	2445	1063	11380	462	721
Nb	71.1	57.2	56.1	10.3	10.2	43.0	43.6	9.48	26.3	105	54.6	17.4	116	157	80.8
Cs	1.08	1.21	1.14	0.180	0.205	1.08	0.622	0.269	0.266	1.33	0.227	0.635	0.781	0.772	4.37
Ba	123	409	397	342	126	261	292	562	696	21.4	97.0	82.6	56.0	395	1295
La	73.2	77.4	59.3	13.4	10.3	44.9	43.0	27.2	34.6	93.9	67.9	12.2	188	105	45.1
Ce	162	166	129	32.5	27.4	106	97.1	57.3	83.6	228	122	35.1	430	248	86.3
Pr	20.6	21.1	16.4	4.32	3.55	13.1	12.5	5.8	10.8	28.8	14.2	4.96	47.8	31.1	12.1
Nd	83.4	84.1	66.5	19.1	17.1	54.4	52.6	21.0	47.9	124	58.8	23.5	177	120	50.6
Sm	18.3	17.8	14.2	4.72	3.91	12.4	11.6	3.42	10.3	34.0	13.7	5.63	39.1	24.5	10.9
Eu	3.15	3.43	2.85	1.77	1.47	2.05	2.53	1.01	3.67	4.16	1.67	0.668	5.09	1.79	3.00
Gd	17.6	16.5	13.8	4.77	4.31	11.8	10.7	3.40	10.1	42.4	14.8	4.99	39.5	21.6	10.2
Tb	3.23	2.82	2.42	0.860	0.666	2.12	1.92	0.553	1.67	10.2	2.81	0.906	7.79	3.63	1.75
Dy	18.5	15.6	13.8	4.26	3.61	13.1	11.0	3.19	8.71	72.9	17.7	4.88	47.0	20.0	9.67
Ho	4.03	3.19	2.91	0.850	0.783	2.72	2.39	0.633	1.76	19.6	4.30	1.12	11.3	4.24	2.07
Er	11.2	8.7	8.3	2.50	2.01	7.94	7.02	1.91	4.62	64.6	13.6	3.55	33.9	11.6	5.75
Tm	1.77	1.35	1.35	0.350	0.285	1.18	1.13	0.304	0.630	10.9	2.21	0.694	5.42	1.86	0.851
Yb	10.8	8.42	7.77	1.99	1.71	7.56	6.87	2.01	3.84	69.2	15.5	6.46	33.9	11.8	5.51
Lu	1.62	1.25	1.10	0.280	0.250	1.12	1.09	0.301	0.540	10.2	2.62	1.41	5.07	1.78	0.848
Hf	23.6	15.2	16.2	4.60	2.61	16.4	12.2	3.43	2.50	182	55.0	37.8	267	13.5	14.9
Ta	4.06	3.53	3.50	0.950	0.636	2.97	2.58	0.702	1.61	9.98	4.01	0.667	9.69	5.61	3.76
Pb	14.2	17.0	16.0	3.20	2.53	31.0	9.38	4.88	3.87	35.3	26.3	2.54	195	19.9	2.93
Th	12.0	9.31	9.09	0.980	0.629	8.84	8.97	7.85	2.35	17.7	5.11	0.801	46.8	15.3	5.64
U	3.50	2.33	2.79	0.350	0.289	2.90	2.43	1.87	0.835	13.5	6.27	0.486	20.7	2.22	1.04

Таблица 2. Окончание

Элемент	ХБУ-4642/6	ХБУ-4320	ХБУ-4630/1	ХБУ-4536/1	ХБУ-4630/3	ХБУ-4340	ХБУ-4628/3	ХБУ-4631/9	ХБУ-4631/10	ХБУ-4676/6	ХБУ-4631/14	ХБУ-4678/3	ХБУ-4535/2	ХБУ-4631/18	Ц-4934/3
С	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Li	319	58.7	245	6.70	22.7	12.8	90.4	131	92.8	27.2	97.3	68.6	28.6	13.1	76.9
Be	22.5	21.5	18.1	57.1	257	5.43	7.36	10.4	2.28	3.00	9.48	2.53	39.5	61.9	16.2
Sc	1.30	5.21	1.06	3.03	7.36	3.11	3.83	12.5	14.0	12.3	14.2	17.4	12.7	4.47	1.49
Ti	1713	2774	1520	832	703	3336	2554	13462	18604	17517	13427	18814	1473	1950	1171
V	10	10.8	10	11.4	12.7	10	10	157	207	185	153	231	10	10	0.02
Cr	26.5	16.2	15.7	19.3	14.5	5	5	73.6	48.5	78.1	72.6	83.6	16.9	19.1	3.85
Co	0.409	0.315	0.582	0.561	0.689	0.73	1.39	30.6	34.7	41.8	31.7	34.7	1.60	0.56	0.461
Ni	2.15	2.11	2.87	4.17	4.28	0.50	0.50	59.2	27.9	67.4	59.9	48.4	5.45	3.62	2.27
Cu	5.50	29.3	3.06	6.60	26.3	1.86	4.12	32.7	27.8	34.1	30.6	32.1	9.17	9.11	2.07
Zn	407	731	658	353	1206	137	160	140	86.5	96.8	101	85.8	1458	715	257
Ga	48.2	43.9	40.8	35.0	50.2	32.1	36.6	21.1	22.1	20.9	21.7	22.6	26.2	42.0	38.0
Rb	187	438	314	448	238	156	269	188	52.3	5.89	187	68.1	546	383	123
Sr	15.9	388	71.9	230	110	26.3	27.0	728	880	983	867	1214	1440	581	8.89
Y	141	855	614	579	2512	44.9	63.3	74.1	23.4	24.3	82.2	21.0	888	1485	192
Zr	2127	15355	2312	8348	21787	380	467	738	275	355	802	280	42797	12522	1641
Nb	331	1530	382	1605	2117	104	118	166	34.8	70.3	163	44.4	983	1319	101
Cs	0.913	1.40	0.338	0.516	0.323	1.12	2.20	4.01	4.26	0.076	4.14	0.730	0.814	0.859	0.683
Ba	76.2	63.5	56.4	61.8	319	188	457	533	398	373	537	1315	261	79.6	63.8
La	172	229	325	364	580	63.2	105	56.3	23.5	44.8	61.2	26.8	199	278	36.1
Ce	466	673	806	962	1642	141	239	117	58.1	95.0	127	58.6	550	793	88.7
Pr	48.8	72.9	95.5	99.8	197	15.4	23.5	13.8	7.17	11.0	14.2	7.00	62.1	90.0	10.3
Nd	175	265	419	381	766	63.6	96.8	54.6	30.9	46.1	56.4	31.0	230	365	40.8
Sm	32.4	69.3	97.2	92.9	230	12.5	19.9	13.2	6.98	9.12	13.4	6.91	57.6	123	9.48
Eu	2.18	4.43	5.42	5.24	17.4	1.43	1.71	2.38	2.35	2.95	2.50	2.41	3.95	8.40	1.39
Gd	25.1	77.8	101	97.1	268	11.1	16.7	13.2	6.58	7.75	13.5	6.22	66.3	161	11.2
Tb	4.54	19.2	17.2	18.0	62.4	1.73	2.35	2.51	1.03	1.11	2.60	0.924	17.2	39.8	3.01
Dy	27.6	138	95.9	108	402	8.95	11.5	14.2	4.97	5.68	15.2	4.59	133	258	22.8
Ho	6.36	35.8	19.7	25.1	101	1.80	2.40	3.01	1.07	0.991	3.40	0.889	38.5	61.2	5.61
Er	19.4	118	50.7	76.5	305	4.52	6.70	8.42	2.47	2.23	9.39	2.09	141	174	18.3
Tm	3.13	19.7	6.76	13.4	46.2	0.647	1.01	1.27	0.342	0.320	1.39	0.253	25.9	26.3	2.94
Yb	20.3	124	39.2	88.7	263	4.56	6.33	7.56	1.82	1.65	8.26	1.56	178	149	18.0
Lu	3.02	17.6	5.34	11.9	33.6	0.726	0.947	1.01	0.245	0.206	1.04	0.206	26.5	19.2	2.40
Hf	51.4	434	65.0	231	562	10.7	14.5	19.6	6.42	8.52	21.7	6.46	1267	365	32.0
Ta	19.5	95.8	25.5	98.5	121	5.12	5.20	10.8	2.14	4.40	10.6	2.67	80.4	93.0	8.03
Pb	55.2	234	31.4	45.3	221	13.5	29.0	37.0	4.69	3.38	10.1	5.35	175.8	130	22.0
Th	33.4	131	52.7	77.4	310	6.97	12.4	16.0	2.05	4.96	18.1	2.53	49.5	90.9	20.9
U	8.67	35.7	14.5	33.6	94.5	1.80	2.85	4.34	1.01	1.52	5.18	0.915	45.0	31.7	6.78

Примечание. 1-ая фаза: нордмаркиты – 1–3, долериты – 4, 5; 2-ая фаза: щелочные граниты – 6–8, долерит – 9; 3-я фаза: эгериты – 10–12, пегматит – 13; 4-ая фаза, пегматиты – 14–16; 5-ая фаза, редкометалльные граниты – 17–20; 6-ая фаза: сиениты – 21, 22, базальты – 23–27; 7-ая фаза, редкометалльные граниты – 28, 29; кварц-оргит-эпидиовый метасоматит – 30.

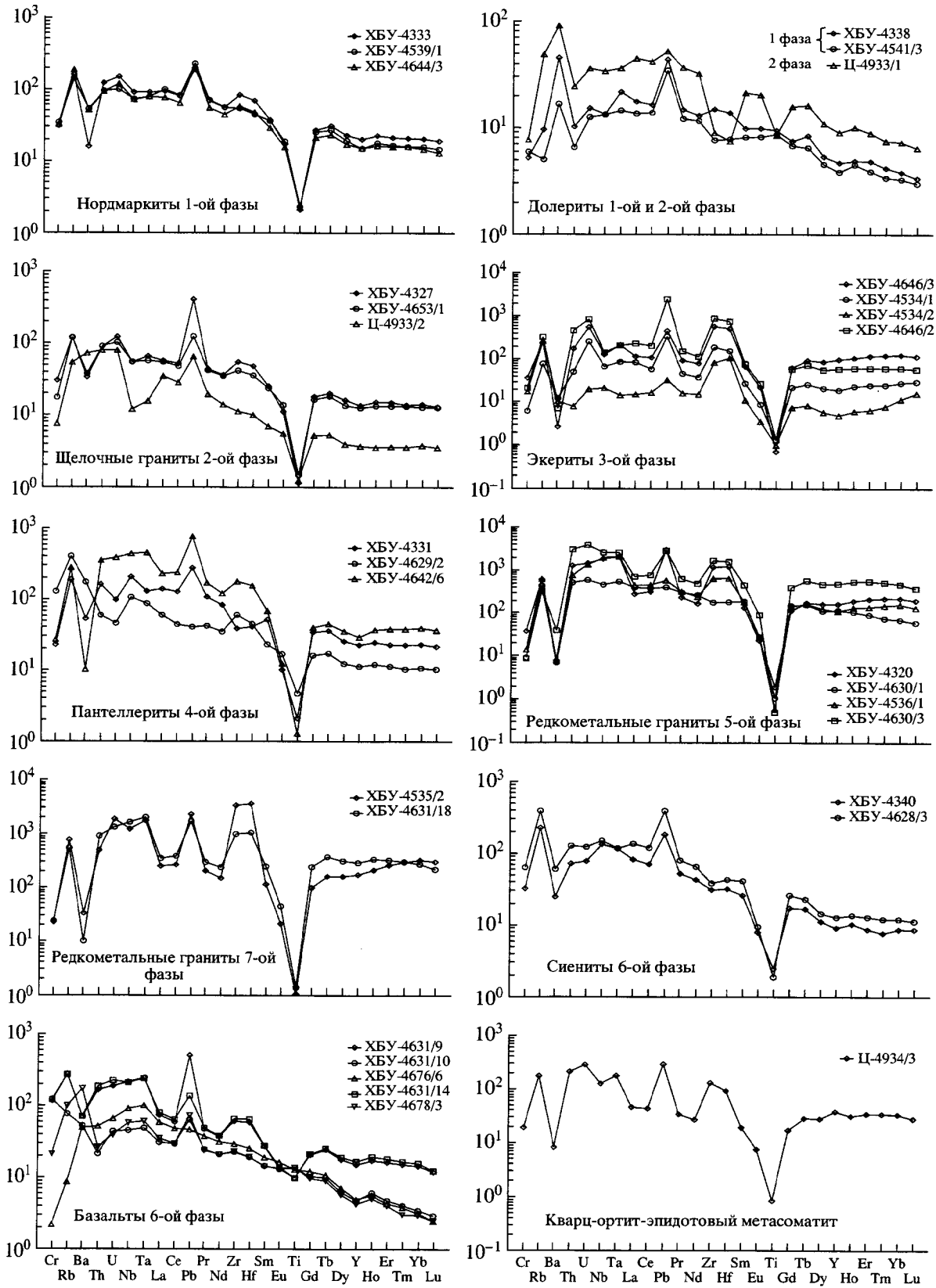


Рис. 4. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), для щелочных пород разных фаз Халдзан-Буретгейской группы массивов.

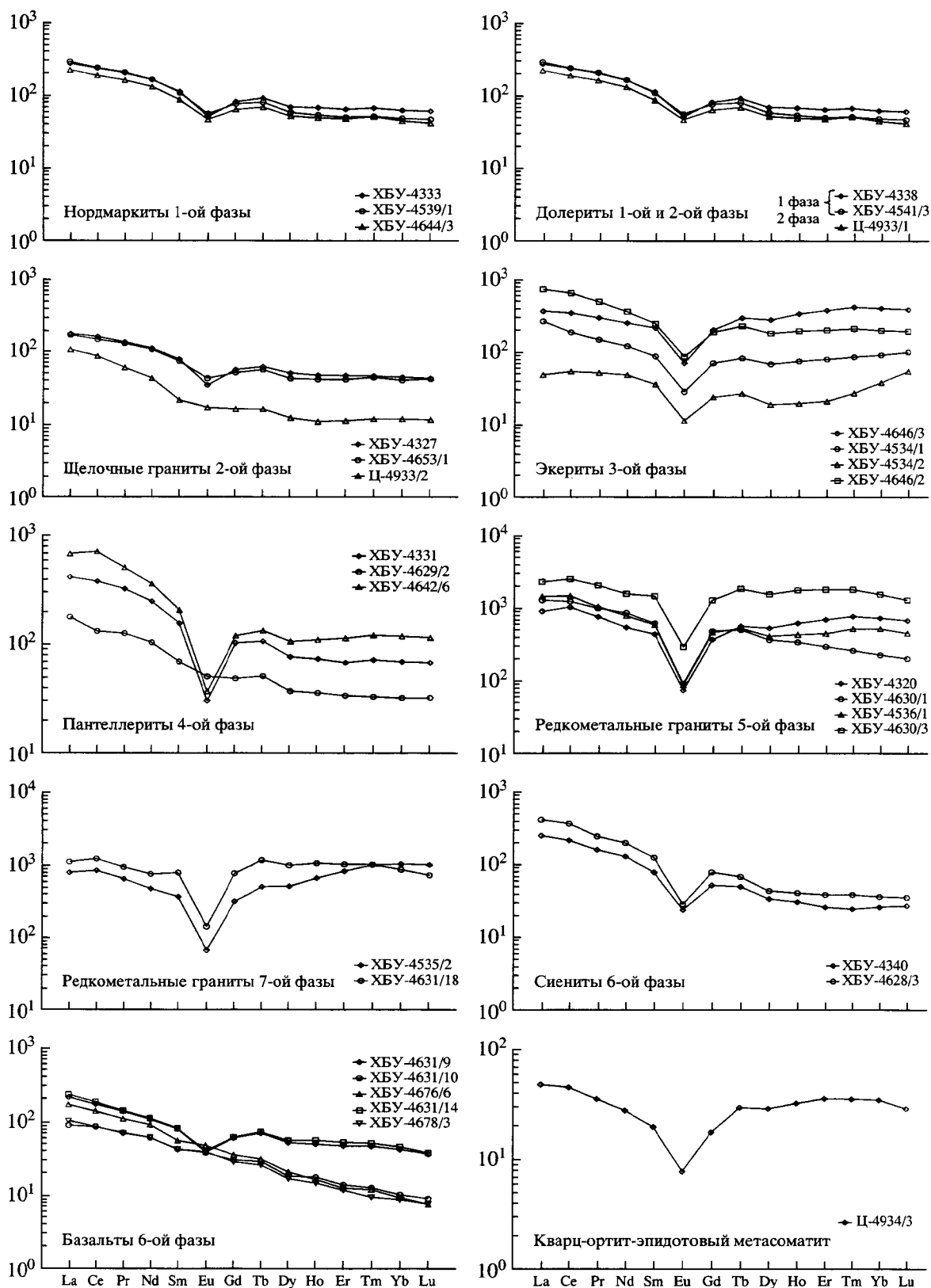


Рис. 5. Спектры содержаний редкоземельных элементов, номинированные к хондриту (Sun, McDonough, 1989), для щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов.

нордмаркитами, щелочными гранитами и пантеллеритами с другой (рис. 6).

Отметим общую прямую корреляцию между содержаниями несовместимых элементов в породах массивов, аналогичную корреляции Yb–La (рис. 6). Она намечалась уже на спайдерграмме рис. 4, на которой максимумы и минимумы нормированных содержаний таких элементов при различии величин экстремумов сохраняются в породах разных фаз. На рис. 7 выбраны такие пары несовместимых элементов, соотношения которых достаточно контрастны в разных источниках: внутриплитных базальтов OIB по (Sun, McDonough, 1989), базальтов срединно-океанических хребтов нормальных (N-MORB) и обогащенных (E-MORB) по (Sun, McDonough, 1989), а также в коровых источниках, которые представлены составами вмещающих пород (вулканитов и осадков офиолитов и рвущих их нормальных гранитов). Соответственно, это пары Zr–Nb, Y–Nb, Yb–Nb, Pb–Nb, Zr–U, Zr–Th.

Соотношения пар “совместимый элемент–несовместимый элемент” показаны на рис. 8 на примере Ti–Nb, Ba–Nb и Sr–Nb. Соотношения концентраций таких пар элементов меняются в процессе дифференциации и не могут напрямую сопоставляться с соотношениями этих же элементов в источниках магм. Однако первую оценку источника и по таким соотношениям сделать можно, используя наименее дифференцированные магмы с максимальными содержаниями совместимого элемента. Для пары титан–ниобий видно, что зависимость их концентраций для пород разных фаз не укладывается в единый тренд. Для щелочных базальтов 6-ой фазы она имеет вид $Ti = 44179 \times Nb^{-0.2304}$ ($R^2 = 0.9497$) и для наименее дифференцированных разностей проходит через состав OIB. Для пантеллеритов эта зависимость описывается соотношением $Ti = 326967 \times Nb^{-0.9153}$ ($R^2 = 0.9713$) и при экстраполяции также прослеживается через OIB. Для экеритов, несмотря на разброс данных, зависимость имеет вид $Ti = 24487 \times Nb^{-0.1478}$ ($R^2 = 0.2027$). Составы остальных пород попадают между этими трендами. Примерно такая же картина вырисовывается для пары Ba–Nb, хотя здесь щелочные базиты образуют не единый тренд, а поле составов (рис. 8). Корреляция Sr–Nb также описывается разными уравнениями для пород каждой фазы, но отличается особым характером для редкометалльных гранитов: если на диаграммах других пар элементов редкометалльные граниты продолжают эволюционные тренды других пород (фаз) (рис. 6–8), то на диаграмме Sr–Nb они образуют совершенно самостоятельный тренд (рис. 8). Для щелочных базальтов 6-ой фазы тренд имеет вид $Sr = 1903 \times Nb^{-0.1664}$ ($R^2 = 0.4089$), для пантеллеритов 4-ой фазы – $Sr = 882189 \times Nb^{-1.8983}$ ($R^2 = 0.9848$), для щелочных гранитов 2-ой фазы – $Sr = 11.899 \times Nb^{-1.5026}$ ($R^2 = 0.9864$), для экеритов –

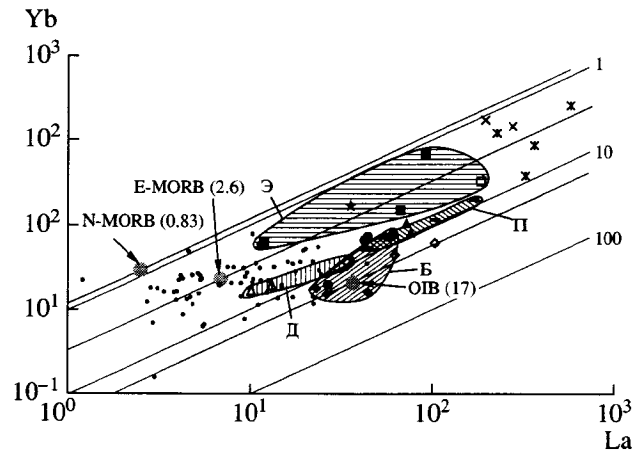


Рис. 6. Корреляция содержаний лантана и иттербия в щелочных породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов.

Условные обозначения см. на рис. 2. Числа в скобках означают величину La/Yb в мантийных источниках. Тонкими линиями с числами показаны линии равных отношений La/Yb и их значения.

$Sr = 1.5421 \times Nb^{0.5919}$ ($R^2 = 0.8135$), для редкометалльных гранитов 5-ой фазы $Sr = 1.8454 \times Nb^{0.63}$ ($R^2 = 0.4994$), для редкометалльных гранитов 7-ой фазы (сюда же попадают три точки гранитов 5-ой фазы) – $Sr = 2 \times 10^{12} \times Nb^{-3.0857}$.

Кратко охарактеризуем изотопный состав и распределение элементов-примесей во вмещающих массивы породах (Коваленко и др., 1996а, б; Ярмолюк и др., 2002). Они представлены вулканитами и осадочными породами раннекаледонских офиолитов Озерной зоны Западной Монголии, а также рвущими породы офиолитов нормальными гранитоидами, возраст которых оценен в (Коваленко и др., 2004). Вариации изотопного состава неодиима (ϵ_{Nd}^T) во вмещающих породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов щелочных пород для возраста 392 млн. лет составляют интервал от +4 до почти +10 и перекрывают вариации ϵ_{Nd}^T для щелочных пород рассматриваемых массивов.

По содержаниям элементов-примесей вмещающие породы располагаются между средними составами базальтов N-MORB и OIB (рис. 6, 7), но редко выходят за рамки средних составов континентальной коры. Соответственно, только наименее дифференцированные и наименее богатые несовместимыми элементами-примесями щелочные породы массивов перекрываются составами вмещающих пород: долериты, наименее дифференцированные экериты, иногда щелочные базиты (рис. 6), щелочные граниты (рис. 7). Отметим также, что по соотношениям несовместимых и многих других элементов-примесей средний со-

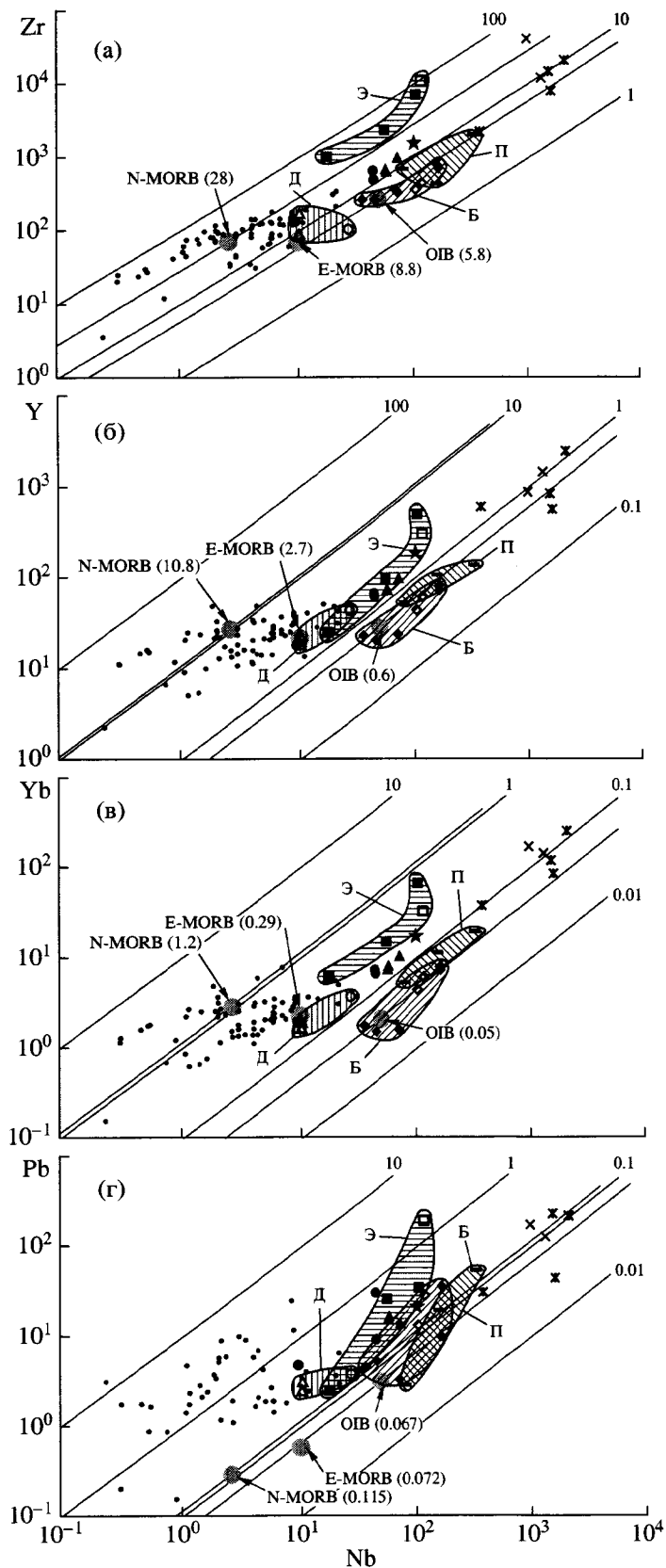


Рис. 7. Корреляция содержаний несовместимых элементов-примесей в щелочных породах Халдзан-Буретгейской группы массивов.

Условные обозначения см. на рис. 2. Числа в скобках означают отношения Y/X ($Y = \text{Zr}, \text{Y}, \text{Yb}, \text{Pb}, X = \text{Nb}, \text{Th}, \text{U}$) в мантийных источниках. Тонкими линиями с числами показаны линии равных отношений Y/X и их значения.

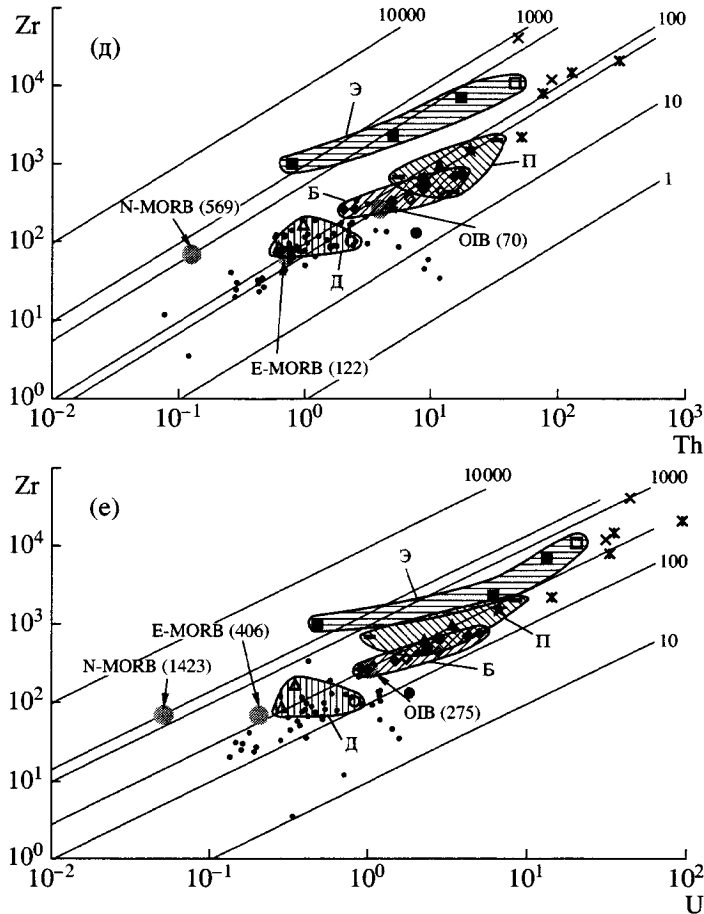


Рис. 7. (Окончание).

став вмещающих пород ближе всего к среднему составу нижней континентальной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

ОБСУЖДЕНИЕ

Связь изученных щелочных пород с теми или иными стандартными источниками магм (N-MORB, E-MORB, OIB, верхняя, средняя и нижняя континентальная кора) можно оценить с помощью изотопных данных и соотношений элементов-примесей. Напомним также, что наиболее обоснованна гипотеза генетической связи щелочно-гранитных магматических пород с базитами гавайитового типа (Коваленко и др., 2001; Коваленко, 1977; Barberi et al., 1975; Civetta et al., 1998), имеющая разные варианты, начиная от кристаллизационной дифференциации (Civetta et al., 1998) и кончая анатексисом базитовой коры (Mahood et al., 1990), хотя влияние континентальной коры на генезис щелочных гранитоидов также возможно (Ярмолюк и др., 2001).

Как уже упоминалось, Rb-Sr система в рассматриваемых щелочных породах нарушена, и мы не можем использовать все имеющиеся данные по

этой системе для анализа источников магм. Можно только сказать, что скорее всего в ненарушенной изотопной системе щелочных гранитов 2-ой фазы, экеритов 3-ей фазы и редкометалльных щелочных гранитов 7-ой фазы значение I_0^{Sr} , определенное по богатым стронцием апатиту и флюоритам, было близко к 0.704. Эта величина (при высоких положительных значениях ϵ_{Nd}^T) чуть ниже значений для мантийных пород источника NIMU и близка к составу С (наиболее распространенная мантия по (Hofmann, 1997)). При пересчете величины I_0^{Sr} на возраст 370 млн. лет большинство изотопных составов изученных пород попадает в компактное поле в области ~ 0.704 (рис. 3в). Возможно, это свидетельствует о преобладающем перераспределении (без существенного выноса) рубидия и стронция в пределах пород массивов, а также о закрытии Rb-Sr изотопной системы в них к рубежу ~ 370 млн. лет.

По наиболее надежным изотопным данным неодиима выделены несколько групп составов (рис. 2а), наиболее контрастными из которых являются группа П и группа Д. Группа щелочных

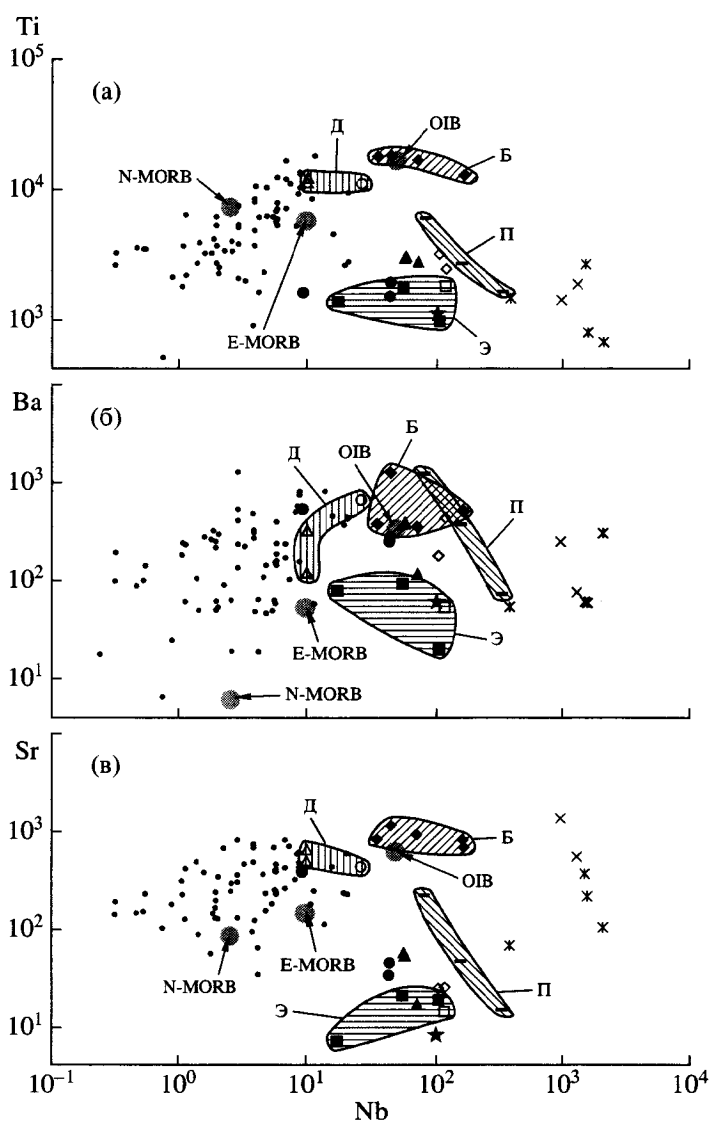


Рис. 8. Корреляция содержаний титана, бария, стронция и ниобия в щелочных породах Халдзан-Бурегтейской группы массивов.

Условные обозначения см. на рис. 2.

пород П имеет близкие и наиболее низкие величины ϵ_{Nd}^T , свидетельствующие об общем умеренно деплетированном мантийном источнике для этих пород. Для групп Д и Э' также можно предполагать мантийные источники с максимальной и промежуточной величинами ϵ_{Nd}^T , соответственно, для пород группы Д – источник наиболее деплетированный, а для пород группы Э' – источник промежуточный между П и Д. Судя по данным рис. 2а, имеются породы всех промежуточных составов между намеченными крайними составами источников. Изотопные отношения стронция в апатите и флюоритах из щелочных пород, а также величина $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{370}$ самих пород подтверж-

дают, что источник магм группы П близок к источнику HIMU (рис. 2в). Наконец, данные по изотопному составу кислорода (рис. 3а) также подтверждают близость источника магм группы П к HIMU. Здесь необходимо уточнить сам смысл источника HIMU. Обычно этот источник характеризуется высоким U/Pb отношением и соответственно высоким (более 19–20) $^{206}Pb/^{204}Pb$ отношением (Zindler, Hart, 1986; Vidal, 1992). Для рассматриваемых пород эти данные отсутствуют. Но по соотношению ϵ_{Nd}^T и I_0^{Sr} (а также по изотопии кислорода, см. ниже) породы группы П ближе всего к источнику HIMU (рис. 2а). Для того чтобы сохранить определенную строгость в терминологии, будем называть этот источник условно DOIB,

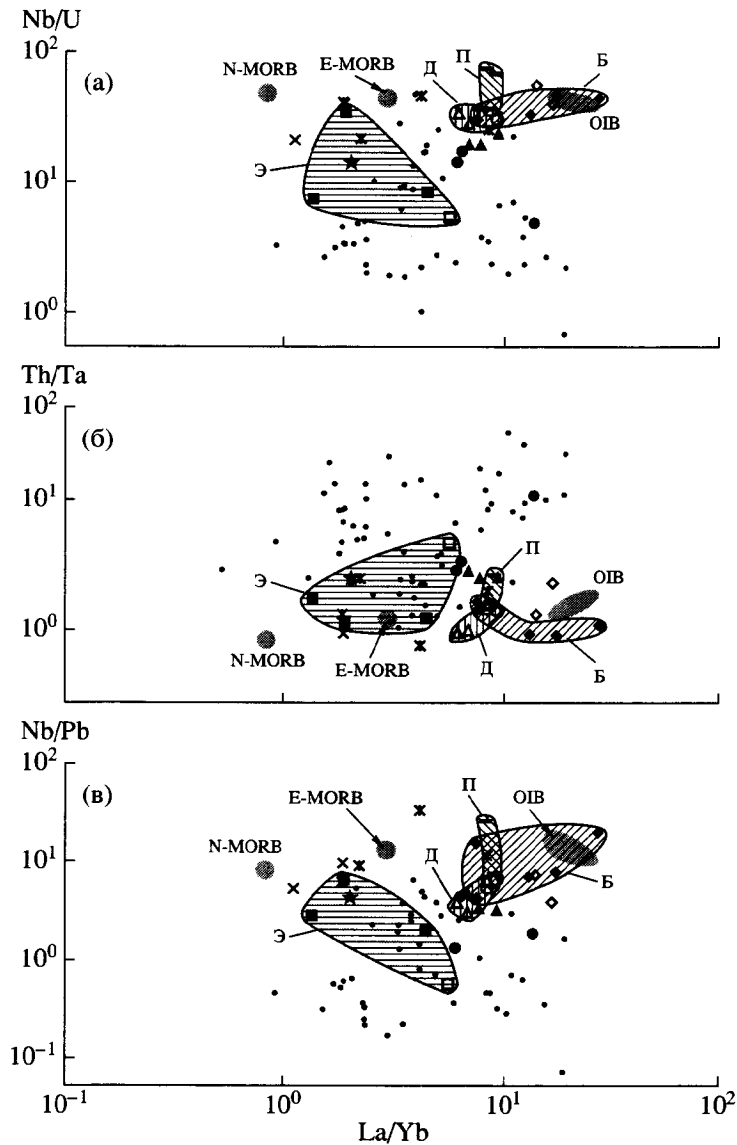


Рис. 9. Диаграммы Nb/U–La/Yb, Th/Ta–La/Yb, Nb/Pb–La/Yb, Zr/Nb–Nb/Pb, Zr/Nb–Nb/U для щелочных пород Халдзан-Буретгейской группы массивов.

Условные обозначения см. на рис. 2.

что означает умеренно деплетированный OIB-подобный мантийный источник.

По соотношению несовместимых и совместимых с мантией по (Hofmann, 1997) элементов-примесей (рис. 6, 7 и 8) составы пород группы П попадают в область обогащенных мантийных источников (OIB), которой соответствует также источник DOIB. По парным соотношениям несовместимых с мантией элементов-примесей (рис. 9) группа пород П также ближе всего располагается к источнику OIB. Однако на спайдерграммах рис. 4 видно, что даже наименее дифференцированные базиты из изученных нами пород отличаются от типичного источника OIB максимумами свинца, которые вообще не характерны для океаниче-

ских базальтов. Это еще одно подтверждение необходимости специального названия этого источника, уже предложенного нами как DOIB. Таким образом, на основе всех представленных изотопных и геохимических данных с достаточной уверенностью делаем вывод о том, что группа пород П в своей наименее дифференцированной части могла образоваться из мантийного источника OIB (близкого к DOIB). Судя по изотопным данным неодима (рис. 2а), породы группы Д, скорее всего, являются дифференцированными разностями магматических пород, образовавшихся из более деплетированной несовместимыми элементами мантии, т.е. с более существенной примесью, например, мантии N-MORB. Составы ос-

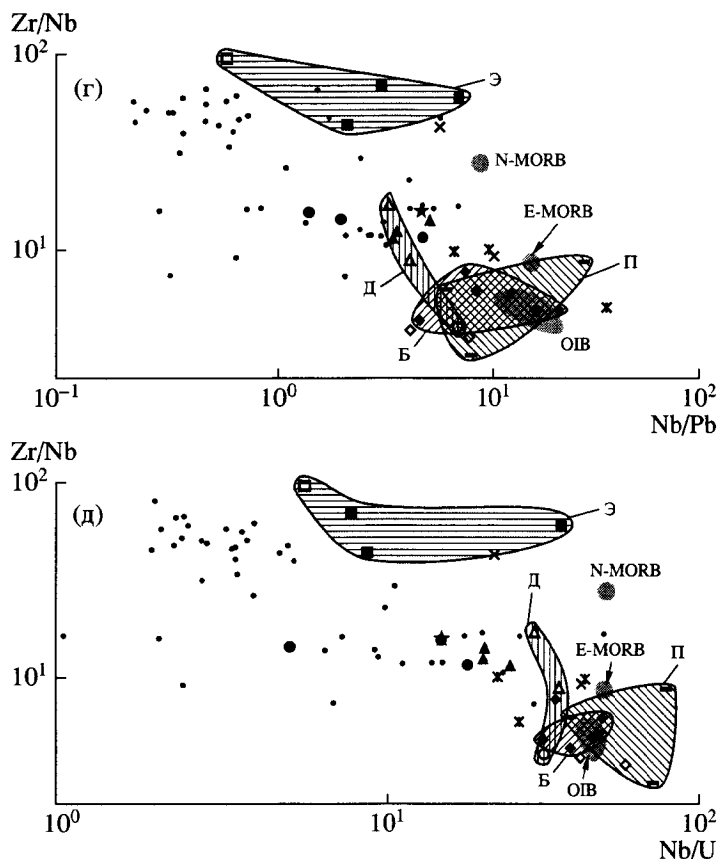


Рис. 9. (Окончание).

тальных щелочных пород занимают промежуточное положение и, возможно, образовались при смешении упомянутых двух мантийных источников. Можно также отметить, что, за исключением пород группы П, породы каждой из других фаз заметно варьируют по изотопному составу неодима, не образуя компактных (изотопно гомогенных) полей составов. Как уже упоминалось, по изотопному составу неодима щелочные граниты 2-ой фазы попадают в группы П и Д, что свидетельствует об участии в их образовании как источника DOIB, так и источника N-MORB. То же можно сказать о нордмаркитах 1-ой фазы и экеритах 3-ей фазы, но при общем преобладании более деплетированного источника. Щелочные базиты 6-ой фазы и долериты, являющиеся типичными мантийными магматическими породами, попадают в поля Д и Э, а один из их составов на рис. 2а является наиболее деплетированным, т.е. имеет наибольшее в изученных породах значение ϵ_{Nd}^T . На основе рис. 2а можно было бы предполагать, что наиболее бедные неодимом (и другими несовместимыми редкими элементами) породы групп П, Д и Э' близки по составу к исходным материнским магмам. Это предположение, возможно, справедливо для долеритов, магмы которых

могут быть близки к первичным для большинства пород группы Д, и для наиболее бедных неодимом экеритов, магмы которых могли быть исходными для большинства других экеритов и щелочно-гранитных пегматитов (группа Э' на рис. 2а). Если такое предположение в отношении экеритов справедливо, то остальные экериты и некоторые другие породы тренда Э могли образоваться при добавлении к дифференцированным (обогащенным неодимом) экеритам более деплетированного компонента типа N-MORB. Получается довольно сложная картина, возможно, объясняющая вариации величины ϵ_{Nd}^T в изученных породах. Эта схема еще больше усложняется вероятным участием ассимиляции вмещающих пород в образовании наименее богатых неодимом щелочных пород, смещающей их составы вправо на рис. 2а. Точка состава наиболее бедных несовместимыми элементами щелочных гранитов на рис. 2а отклоняется в сторону составов вмещающих нормальных гранитов, скорее всего, именно за счет ассимиляции вмещающих нещелочных гранитов.

В целом изотопный состав кислорода щелочных пород (рис. 3) не противоречит высказанным предположениям. Так, типично "мантийные" ве-

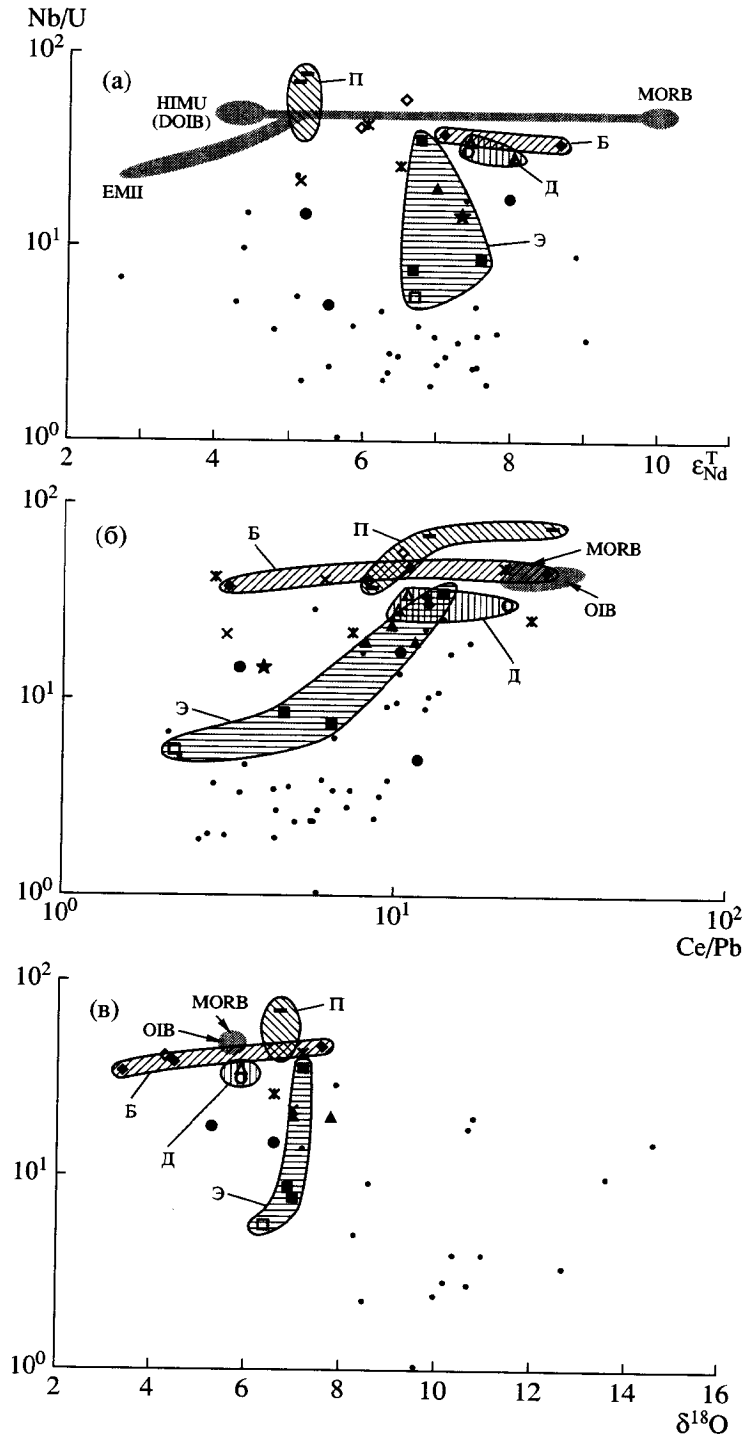


Рис. 10. Диаграммы Nb/U–ε_{Nd}^T (а), Nb/U–Ce/Pb (б) и Nb/U–δ¹⁸O (в) для щелочных пород Халдзан-Буретгейской группы массивов.
 Условные обозначения см. на рис. 2.

личины δ¹⁸O, равные +5.7 ± 0.2 (Покровский, 2000), характерны для долеритов (+5.9) (рис. 3а). Мантийное происхождение щелочных базитов 6-ой фазы тоже не вызывает сомнений. Величина δ¹⁸O в них варьирует от +3.4 до +7.6, в среднем состав-

ляя чуть ниже +5. Эта величина также близка к “мантийному” интервалу, хотя нельзя исключить влияние вторичных процессов на щелочные базиты или ассимиляцию редкометальных гранитов как причину вариаций величины δ¹⁸O в них. То же

можно сказать и о сиенитах. С учетом изотопии кислорода можно проконтролировать сделанные выше предположения о влиянии вмещающих пород на щелочные породы. Если строго рассматривать в качестве “мантийной метки” значение $\delta^{18}\text{O} = 5.7 \pm 0.2$, то весьма вероятно некоторое влияние вмещающих пород на изотопный состав кислорода большинства щелочных пород, приводящее к общему небольшому увеличению $\delta^{18}\text{O}$ в щелочных породах. Данные по изотопному составу кислорода не противоречат также предположению о генетической близости пород группы П и о смешении источников DOIB и N-MORB при образовании щелочных пород.

Для оценки роли вмещающих пород (континентальной коры) в источниках магм щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов представлена диаграмма (рис. 10а), в свое время предложенная в работе (Hofmann, 1997) для оценки роли континентальной коры в рециклинге при образовании источников магм OIB. Соотношение Nb/U в большинстве мантийных источников близко к 50, но в континентальной коре оно значительно ниже, что и определяет эффективность этого отношения при решении поставленной задачи. На рис. 10а видно, что в рассматриваемых группах щелочных пород П, Д, Э и Б пантеллериты, долериты, щелочные базиты, сиениты, наиболее примитивный экерит (рис. 2а) и некоторые редкометальные граниты располагаются в непосредственной близости от линии смешения мантийных источников DOIB и N-MORB, подтверждая участие смеси этих источников в магмах перечисленных выше щелочных пород. Естественно, что первичными магмами этих пород были не пантеллеритовые, не сиенитовые и тем более не экеритовые магмы, а более основные их “прародители”, признаков которых на данном эрозионном срезе изученных массивов нет. Все другие породы щелочных массивов отклоняются от мантийных источников в сторону вмещающих пород, подтверждая данные изотопии кислорода об участии последних в источниках других пород групп П, Д, Э и Э. Аналогичный вывод вытекает из соотношений Ce/Pb–Nb/U (рис. 10б). Щелочные породы явно ассимилировали вмещающие породы, поскольку поле составов первых протягивается от мантийных источников (N-MORB и OIB имеют Ce/Pb отношение близкое к 25 (Vidal, 1992)) к вмещающим офиолитам, при этом максимальное участие вмещающих офиолитов (ассимиляция) характерно для наиболее примитивных экеритов. Один из составов щелочных гранитов и пегматит в значительной степени ассимилировали вмещающие нещелочные граниты (рис. 10б). На этом же рисунке нельзя не отметить ассимиляцию вмещающих пород и другими щелочными породами, но, конечно, в меньшей степени, что подтверждают данные изотопии кислорода.

Таким образом, по изотопным данным и распределению элементов-примесей источником магм пород группы П, скорее всего, был умеренно деплетированный или умеренно обогащенный (по отношению к деплетированной мантии) источник DOIB с некоторым участием вмещающих пород – раннекаледонских офиолитов Озерной зоны и прорывающих их нормальных (нещелочных) гранитов. По изотопным данным породы групп Б, Д и Э образовались из смешанной мантии с большим (Д) или меньшим вкладом, видимо, деплетированной мантии типа N-MORB и контаминации вмещающими породами.

Однако этот вывод плохо согласуется с данными по распределению несовместимых элементов-примесей (рис. 6, 7 и 9). На этих рисунках видно, что к обогащенным мантийным источникам типа OIB наряду с породами группы П тяготеют щелочные базиты (группа Б), которые по изотопным составам неодима происходят из более деплетированного источника, чем породы группы П. Наоборот, породы группы Э, относящиеся к наиболее деплетированным по распределению элементов-примесей источникам типа N-MORB, по изотопным данным занимают промежуточное между П и Д положение. Породы группы Д, несущие в своем изотопном составе большую долю деплетированного мантийного компонента, чем группы П и Э, по несовместимым элементам-примесям занимают промежуточное положение между составами пород этих групп.

Таким образом, главным выводом из рассмотренного материала является противоречие между данными по Sm-Nd изотопной системе, согласно которым магмы щелочных пород происходят из деплетированного (т.е. обедненного несовместимыми элементами-примесями) источника, и данными по распределению элементов-примесей, в соответствии с которыми, по крайней мере, щелочные базальты формировались из обогащенного источника. Это противоречие не новое в геохимии щелочных пород, и оно широко обсуждается в специальной литературе. Обычно данное противоречие объясняется двумя моделями: 1) парциальным плавлением деплетированной мантии при очень низких (до нереальности) степенях ее плавления, 2) метасоматическим преобразованием деплетированной мантии с привнесением в нее несовместимых элементов-примесей незадолго до ее плавления. В последнем случае радиогенные изотопы привнесенных элементов не успевают накопиться в источнике плавления, поэтому он сохраняет изотопные метки “дометасоматической” деплетированной мантии. Вторая модель нам представляется вполне адекватной и для рассматриваемых щелочных пород. Допускается, что мантия непосредственно перед выплавлением из нее щелочных магм претерпела превращение из деплетированной в обогащенную, и

щелочные магмы выплавились из этой обогащенной мантии. В силу кратковременности эпизода этого преобразования щелочные магмы сохранили изотопные метки деплетированной мантии. Продуктов кристаллизации первичных магм, выплавлявшихся из обогащенной мантии, в пределах Халдзан-Бурегтейского массива не наблюдается. Все рассмотренные щелочные породы образовались из дифференцированных в той или иной степени магм. Источники щелочных магм в виде метасоматически переработанной деплетированной (в итоге обогащенной) мантии для пород разных фаз даже в пределах единой Халдзан-Бурегтейской группы массивов сильно отличались. Так, на диаграммах Nb/U–La/Yb, Nb/Pb–La/Yb, Th/Ta–La/Yb (рис. 9), отражающих уже обогащенную, метасоматически переработанную мантию, ближе всего к источнику OIB располагаются щелочные базальты 6-ой фазы и сиениты. Образование пантеллеритов 4-ой фазы, по-видимому, было связано с добавлением к этому главному источнику небольшой примеси источника MORB (на диаграммах с отношением Zr/Nb поля этих пород совпадают) или с котаминацией вмещающими офиолитами. Экериты 3-ей фазы формировались главным образом из источника MORB с небольшой примесью OIB. Здесь обратим внимание на то, что источник MORB может участвовать в виде собственно деплетированной мантии или вмещающих офиолитов, также содержащих этот компонент. Одна проба щелочных гранитов отклоняется в сторону вмещающих гранитов, влияние которых здесь очевидно (рис. 9), а часть редкометальных щелочных гранитов – в сторону N-MORB и соответственно экеритов (рис. 9). Группа составов Д на всех этих диаграммах, как и на других (рис. 6–8), занимает наиболее близкое положение к группе составов П, что свидетельствует о наиболее интенсивном метасоматическом преобразовании деплетированной мантии в источнике магм этой группы пород.

Итак, мы принимаем за основу модель, включающую кратковременный эпизод метасоматоза деплетированной мантии, предвещающий ее плавление. В этом случае наиболее деплетированный источник магм экеритов может определяться либо высокой степенью плавления этой метасоматизированной мантии, либо неоднородностью ее метасоматической переработки и плавлением наименее преобразованных участков, либо ассимиляцией расплавами вмещающих офиолитов. Первые два варианта объяснения маловероятны, поскольку более высокая степень плавления мантийного источника экеритов по сравнению с источником пород группы Д противоречит малым объемам (дайковые тела) экеритов. Низкая степень метасоматической переработки их мантийного источника противоречит тому, что они имеют такой же щелочной характер, как и другие

породы массивов. Учитывая, что состав экерита, попадающий в группу Д (рис. 2 и 10), наиболее близок к составам вмещающих офиолитов, нам представляется более реалистичным третий вариант, предполагающий участие в образовании экеритов ассимиляции вмещающих офиолитов, а возможно, и анатектическое плавление вмещающих спилитизированных (резко обогащенных натрием) островодужных офиолитов и (или) прорывающих их нормальных гранитов. Возможно, этот процесс в разной степени проявился и для других рассмотренных щелочных пород, на что указывает намечающаяся общая обратная корреляция между величинами Nb/U и $\delta^{18}\text{O}$ в щелочных породах, вмещающих их островодужных офиолитах и прорывающих офиолиты нормальных гранитов (рис. 10в). Следует напомнить также необычный, обогащенный флюоритом и соответственно кальцием, фтором и стронцием состав редкометальных щелочных гранитов, исключаящий их остаточный генезис после фракционирования любых из рассмотренных выше щелочных магм. Пока можно предположить, что они образовались при смешении остаточных магм групп П и Э, ассимилировавших осадочные карбонаты из офиолитов.

На основе всего вышеизложенного предлагается двухстадийная модель образования источников щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов в Западной Монголии. На первой стадии источники представляли собой в разной степени деплетированную мантию, варьирующую по изотопному составу от DOIB до более деплетированного типа. Мы допускаем, что источник DOIB, как и в случае щелочных пород острова Пантеллерия (Civetta et al., 1998), был связан с поднимающимся в литосферу мантийным плюмом. На второй стадии деплетированная мантия литосферы под действием флюида или расплава, связанных с DOIB-плюмом (породы группы П), непосредственно перед плавлением источников была метасоматически переработана в обогащенную мантию. Последняя стала главным источником магм большей части щелочных пород массивов (породы группы Д), при этом их расплавы в той или иной степени ассимилировали вмещающие породы офиолитов и гранитов. В наибольшей степени этот процесс ассимиляции или даже анатексиса проявился для некоторых экеритов (группы Э и Э¹). На основе самарий-неодимовой изотопной системы (рис. 11) мы оценили время рассматриваемого метасоматического события в деплетированной мантии по двум моделям: по модели одностадийной эволюции среднего состава щелочных пород группы Д – 532 млн. лет и по модели 30%-ного увеличения Sm/Nd отношения при плавлении мантийного источника (Turner et al., 1996) – 656 млн. лет. Это время охватывает интервал от начала распада позднерифейского

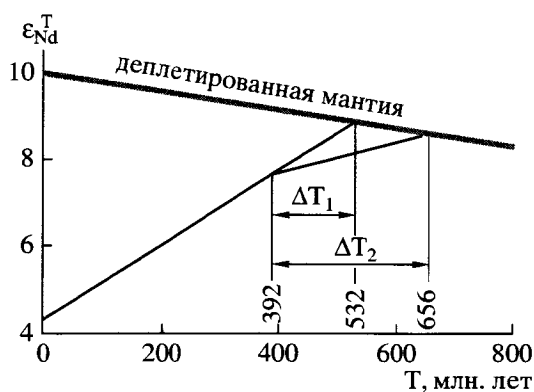


Рис. 11. Оценка времени проявления мантийного метасоматоза при образовании щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов.

Интервалы ΔT_1 и ΔT_2 отвечают времени между вероятным метасоматозом деплетированной мантии и образованием щелочных гранитов: ΔT_1 – без фракционирования REE при плавлении мантии и ΔT_2 – при 30%-ном увеличении Sm/Nd в мантии при ее плавлении (Turner et al., 1996).

суперконтинента Родиния под воздействием Тихоокеанского суперплюма до раннекаледонской коллизии Центрально-Азиатского складчатого пояса (Maquyama, 1994; Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003 и др.) и представляется вполне реальным для рассматриваемого процесса.

ВЫВОДЫ

1. Халдзан-Бурегтейская группа массивов щелочных пород (субщелочные долериты, щелочные базиты, сиениты, нордмаркиты, щелочные граниты, пантеллериты, экериты, редкометалльные щелочные граниты) сформировалась в семь интрузивных фаз и приурочена к мощному дайковому поясу среди раннекаледонских островодужных офиолитов и секущих последние нормальных (нещелочных) гранитов.

2. Уран-свинцовый по цирконам возраст пород массивов составляет 392–395 млн. лет. Большой разброс возрастов получен по Rb-Sr изотопным данным, что объясняется нарушением рубидий-стронциевой системы в породах.

3. Изотопный состав неодима в породах массива (ϵ_{Nd}^T) варьирует от +5 (пантеллериты и некоторые другие щелочные породы группы П) до +9 (щелочные базиты, долериты и некоторые другие породы группы Д). Промежуточные изотопные составы характеризуют группы Э и Э' (экериты и некоторые другие породы). Изотопный состав стронция для возраста кристаллизации пород массивов, определенный по концентрирующим стронций апатиту и флюоритам, составляет около 0.704. Изотопный состав кислорода, выра-

женный через параметр $\delta^{18}O$, в изученных породах колеблется в интервале от +3.4 до +8.6 (преобладают значения от +6.0 до +7.5).

4. По соотношению совместимых и несовместимых элементов-примесей источники щелочных пород варьируют от OIB (щелочные базиты, породы группы П, сиениты) до N-MORB (экериты). Согласованные изотопные характеристики и соотношения элементов-примесей имеются только для пород группы П. Для объяснения противоречивости этих данных для других щелочных пород привлекается гипотеза мантийного метасоматоза, обогащающего деплетированный мантийный источник непосредственно перед его плавлением.

5. Предложена двухстадийная модель образования щелочных пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов: на первой стадии существовали в разной степени смешанные источники типа DOIB (из которых произошли породы группы П) в виде мантийного плюма и деплетированной мантии литосферы. На второй стадии в интервале времени 532–636 млн. лет назад (видимо, при распаде суперконтинента Родиния) деплетированная мантия подверглась переработке в обогащенную мантию, из которой выплавились преобладающие в массивах породы группы Д. Экеритовые магмы группы Э' образовались при ассимиляции (или анатексисе) существенных количеств вмещающих островодужных офиолитов и нещелочных гранитов раннекаледонской ювенильной континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Статья подготовлена при поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-72011, 02-05-64191, 02-05-64196, 02-05-65093, 02-05-64208, 02-05-39019), проекта "Ведущие научные школы" НШ-1145.2003.5, программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 5, 7, 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.
- Коваленко В.И., Горегляд А.В., Царева Г.М. Халдзан-Бурегтейский массив – новое проявление редкометалльных щелочных гранитоидов МНР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 954–959.
- Коваленко В.И., Пухтель И.С., Ярмолюк В.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика магматических пород офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996а. № 2. С. 3–10.
- Коваленко В.И., Царева Г.М., Горегляд А.В. и др. Геология и петрография щелочных редкометалльных гранитоидов Халдзан-Бурегтейского массива (Монгольский Алтай) // Изв. АН СССР. 1989. № 9. С. 25–35.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Коробразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складча-

- того пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Иванов В.Г. Источники магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород внутриплитных магматических ассоциаций Центральной Азии // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 5. С. 672–676.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны, Монголия // Петрология. 1996б. Т. 4. № 5. С. 453–495.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003а. Т. 11. № 2. С. 164–178.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: петрология и геохимия // Петрология. 2003б. Т. 11. № 3. С. 227–254.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004 (в печати).
- Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 229 с.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 556–586.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 3. С. 387–392.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольского-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–380.
- Barberi F., Ferrara G., Santacrose R. et al. Transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // J. Petrology. 1975. V. 16. P. 22–56.
- Civetta L., D'Antonio M., Orsi G., Tilton G.R. The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria island, Sicily Channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region // J. Petrology. 1998. V. 39. № 8. P. 1453–1491.
- Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. Geochemical evolution of the Ivigtut granite, South Greenland: a fluorine-rich "A-type" intrusion // Lithos. 2000. V. 51. № 6. P. 205–221.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.
- Kovalenko V.I., Tsaryeva G.M., Goreglyad A.V. et al. The peralkaline granite-related Khaldzan-Buregtey rare metal (Zr, Nb, REE) deposit, western Mongolia // Econom. Geol. 1995. V. 90. P. 530–547.
- Mahood G.A., Halliday A.N., Hildreth W. Isotopic evidence for the origin of pantellerites in a rift-related alkalic suite: Pantelleria, Italy // Abstr. of IAVCEI. 1990.
- Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: magmatism in the ocean basins / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.
- Turner A., Arnaud N., Liu J. et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // J. Petrology. 1996. V. 37. № 1. P. 45–71.
- Vidal Ph. Mantle: more HIMU in the future? // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 4295–4299.
- Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V. 14. P. 493–571.