

УДК 552.32

ИСТОЧНИКИ МЕЗОЗОЙСКОГО ПОЛИФОРМАЦИОННОГО МАГМАТИЗМА КЕТКАПСКО-ЮНСКОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ АЛДАНА: ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

© 2013 г. В. Ф. Полин, академик А. И. Ханчук, В. В. Мицук,
И. В. Сандимиров, А. В. Игнатьев, Т. А. Веливецкая

Поступило 18.06.2012 г.

DOI: 10.7868/S0869565213020230

Кеткапско-Юнская магматическая провинция (ККЮМП), которая может считаться тектонотипом зон мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА) Алданского щита, представлена серией многофазных вулканоплутонических сооружений центрального типа, протянувшихся (более 300 км) в виде дугообразной магматогенной структуры от хребта Кондёр в Аяно-Майском районе Хабаровского края в пределы южной части Республики Саха (Якутия) (рис. 1). Одновозрастные и когенетичные породам ККЮМП магматические образования известны в пределах еще 12 ареалов на территории Алданского щита [2]. Возникновение их синхронизируется с мощной вспышкой внутриплитного магматизма в позднем мезозое. Возраст заложения, степень и стиль деформаций, петрогенезис продуктов магматической деятельности, продолжительность магматизма в ККЮМП принадлежат к ключевой информации, необходимой для оценки валидности существующих геодинамических моделей развития Сибирского континента [5, 13, 15 и др.] и выявления фундаментальных причин зарождения и затухания магматизма в зонах ТМА.

С этих позиций нами исследованы изотопные характеристики представительных пород четырех позднемезозойских комплексов ККЮМП: субщелочно-диоритоидного учурского, монзонит-сиенитового кеткапского, тефрит-фонолит-щелочнотрахитового бокурского и фойидо-щелочносиенитового дарьинского. Их геологическая, петрографическая, петролого-геохимическая и частичная изотопно-

геохронологическая характеристики приведены в ранее опубликованных работах [6–12 и др.]. Вместе с тем многие вопросы геологии и петрологии полиформационного мезозойского магматизма ККЮМП и всей области ТМА Алдана еще требуют своего решения. В том числе остается дискуссионным вопрос, за счет каких источников и в результате каких процессов произошло почти синхронное формирование больших масс магматитов столь различного состава. По мнению ряда исследователей [1, 3], источник калиевых пород Центрально-Алданской зоны ТМА – метасоматизированная мантия, по изотопному составу близкая к EM-1. Предполагаемый мантийный метасоматоз имеет древний (порядка 1.5–2 млрд лет) возраст и объясняется затягиванием корового материала в мантийные глубины через тектоносферную воронку. Результаты наших геохимических исследований [7–11] позволили предложить иные гипотезы петрогенезиса позднемезозойских полиформационных магматитов. Приводимые в работе новые материалы по изотопии стронция, неодима и кислорода позволяют более обоснованно подойти к решению вопроса об источниках как щелочных, так и субщелочных пород ККЮМП.

Результаты измерений изотопных отношений приведены в табл. 1. Наблюдаются относительно большие диапазоны значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ для представителей разных фаз каждого из изученных комплексов. Наибольшие их вариации устанавливаются в субщелочных образованиях, наименьшие – в щелочных вулканитах, промежуточные – в щелочных плутонитах. Наблюдается прямая корреляция между величинами содержаний SiO_2 и ^{18}O (рис. 2), являющаяся признаком вероятного влияния на распределение изотопов кислорода процессов АФК (ассимиляция + фракционная кристаллизация) либо – паратексиса.

Минимальные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (+2.6‰) наблюдаются в фонотефрите и щелочном трахитандезите бокурского комплекса (табл. 1), что в це-

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
ЗАО “Зональное”, Южно-Сахалинск
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва

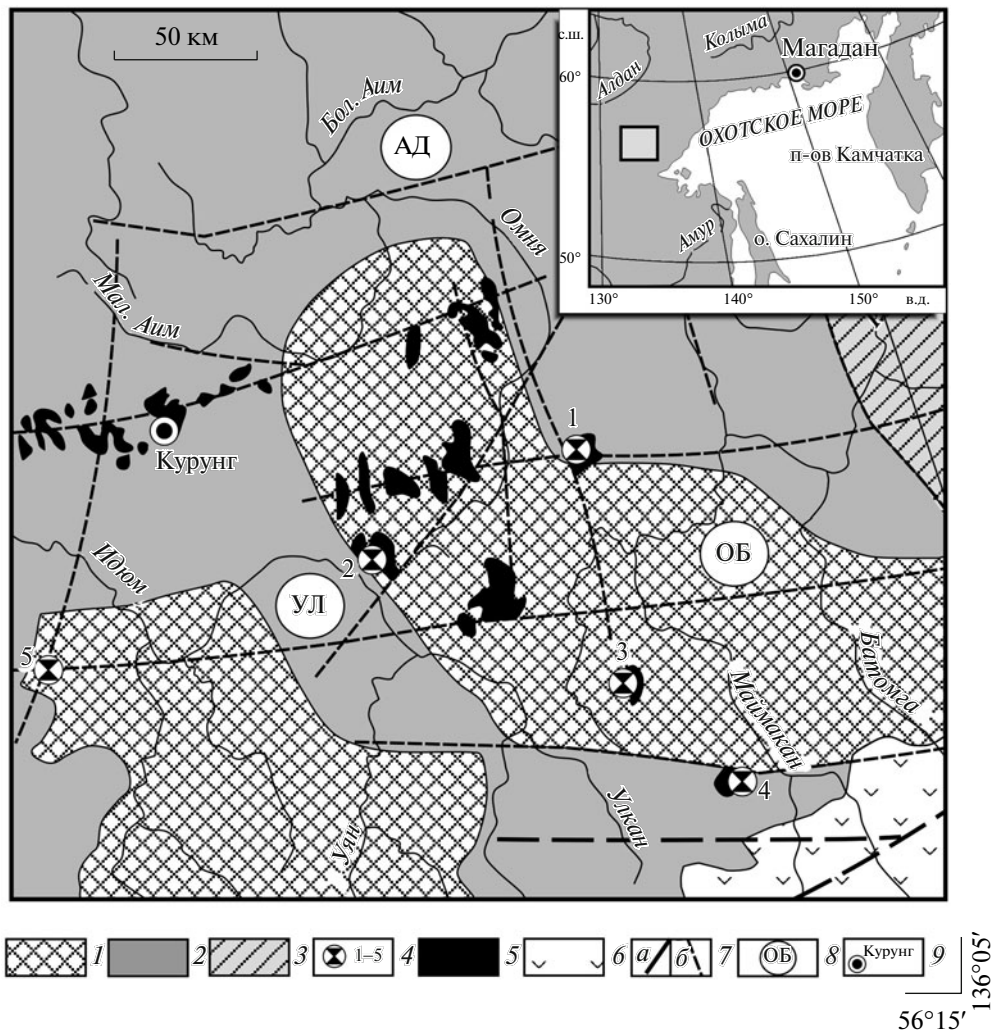


Рис. 1. Геотектоническая схема юго-восточной части Алданского щита и его обрамления (по [2], с изменениями и дополнениями). 1, 2 – Северо-азиатский кратон: 1 – выступы архейско-протерозойского фундамента, 2 – протерозойские, кембрийские и мезозойские отложения платформенного чехла, преимущественно осадочные; 3 – позднепротерозойско-палеозойское Юдомо-Майское поднятие Южно-Верхоянской складчатой системы; 4 – позднепротерозойский ультрамафитовый кондерский комплекс (1–5 – массивы: Кондёр (1), Дарья (2), Чад (3), Сыбах (4), Арбарастах (5)); 5 – раннемеловые магматогенные комплексы ККЮМП: учурский, кеткапский, бокурский, дарьинский; 6 – меловые комплексы Охотско-Чукотского вулканического пояса; 7 – разломы: а – важнейшие; б – фундамента, предполагаемые по геофизическим и косвенным геологическим данным; 8 – основные структурные элементы восточной части Алданского щита: АД – Алданский прогиб, УЛ – Улканский прогиб, ОБ – Омнинско-Батомгское поднятие; 9 – населенные пункты. На врезке. Географическое положение района работ – Республика Саха (Якутия) и Хабаровский край, Российская Федерация.

лом согласуется с кларковыми тенденциями. В то же время они аномально низки относительно магматических пород, вообще, и щелочных, в частности, и более чем вдвое отличаются в меньшую сторону от средних значений для подобных типов пород [14 и др.]. Ставшее классическим объяснение таких аномалий влиянием метеорных вод вряд ли приемлемо в нашем случае, поскольку, во-первых, породы принадлежат к разряду вулканитов, следовательно, застывали быстро и это затрудняло бы процесс переустановки изотопных равновесий; во-вторых, они содержат мало магне-

тита, но много щелочей, что наводит на мысль об ответственности за низкие значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, в первую очередь, химического состава родоначальных расплавов, обусловленного составом (в том числе изотопным) плавящегося протолита. Тем не менее, учитывая работу Фридмана и О'Нейла [Friedman I. and J.R. O'Neil, 1977; цит. по 14], доказавшую возможность взаимодействия метеорной воды с магмой даже при температурах ликвидуса, полностью исключать возможность уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ за счет этого механизма в щелочных вулканитах бокурского комплекса все

Таблица 1. Возрастные и изотопные характеристики пород ККЮМП

№ п/п	Образец	Возраст породы, млн лет	$\delta^{18}\text{O}$, VSMOW, ‰	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m \pm 2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	ϵ'_{Nd}
				ppm					
1	ПН-133–1501	122	10.1	7.23	43.22	0.100773	0.512265 ± 9	0.512185	-7.3
2	ПН-238–8642	120.1	—	4.81	23.18	0.125004	0.512234 ± 6	0.512136	-6.6
3	ПН-9260–6	126	8.3	1.83	9.39	0.117402	0.512255 ± 9	0.512158	-6.2
4	ПН-142–8126	125*	7.6	6.2	32.0	0.116717	0.512295 ± 12	0.512203	-5.6
5	ПН-238–8618	120.4	7.4	2.66	13.92	0.115116	0.512357 ± 12	0.512267	-4.1
6	ПН-145.588	125*	2.6	9.45	47.94	0.118748	0.512258 ± 15	0.512151	-5.9
7	ПН-145.568	125*	2.6	6.27	34.19	0.110474	0.512248 ± 5	0.512158	-6.1
8	ПН-174.474	125	6.4	3.92	23.7	0.099639	0.512137 ± 5	0.512056	-8.2
9	ПН-177.557	125*	6.7	7.8	46.6	0.100832	0.512181 ± 11	0.512102	-7.5
10	ПН-9260–2	125*	6.7	5.66	37.32	0.091657	0.512552 ± 5	0.512477	0.0
11	ПН-М62–038	125*	7.1	7.22	44.78	0.097128	0.512345 ± 4	0.512266	-4.4
12	ПН-2000–19	125*	5.1	14.33	86.88	0.099362	0.512660 ± 5	0.512579	2.1
13	ПН-111.594/2	128	5.8	7.21	35.98	0.120716	0.512105 ± 12	0.511004	-9.2
14	ПН-137–1580	134 (118.7)	6.2	6.59	35.47	0.111922	0.512202 ± 5	0.512111	-4.4
15	ПН-131.588–598Д	123.6	8.2	6.98	39.18	0.107321	0.511960 ± 5	0.511873	-11.9
16	ПН-131.574	104 (124.2)	9.2	5.63	32.35	0.105398	0.511891 ± 5	0.511808	-13.3
17	ПН-52–8426	*2023	—	18.61	84.62	0.132375	0.511726 ± 5	0.511550	-29.7
18	ПН-52–8422	*2020	—	0.09	1.77	0.030606	0.511396 ± 11	0.511356	-26.2

№ п/п	Образец	T (DM)	T (DM2)	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m \pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	ϵ'_{Sr}
				ppm					
1	ПН-133–1501	1195	1416	47	1395	0.09771	0.70438 ± 10	0.70421	-2.1
2	ПН-238–8642	1573	1498	49	931	0.15263	0.70435 ± 12	0.70404	-3.8
3	ПН-9260–6	1416	1453	41	1347	0.08827	0.70442 ± 4	0.70426	-1.3
4	ПН-142–8126	1344	1388	73	981	0.21580	0.70442 ± 28	0.70409	-4.5
5	ПН-238–8618	1227	1285	47	1101	0.12380	0.70441 ± 12	0.70418	-2.3
6	ПН-145.588	1447	1466	129	948	0.39462	0.70575 ± 10	0.70479	9.9
7	ПН-145.568	1334	1454	145	1453	0.28940	0.705499 ± 14	0.70495	9.0
8	ПН-174.474	1354	1620	306	286	3.10298	0.710304 ± 11	0.7048	6.5
9	ПН-177.557	1309	1552	245	517	1.37498	0.707491 ± 10	0.70515	10.0
10	ПН-9260–2	747	936	125	2581	0.14045	0.704519 ± 14	0.70426	-1.2
11	ПН-М62–038	1054	1285	121	1638	0.21423	0.704771 ± 21	0.70449	0.5
12	ПН-2000–19	655	771	207	1263	0.47530	0.704994 ± 8	0.7041	-2.9
13	ПН-111.594/2	1710	1700	109	1561	0.20250	0.705157 ± 12	0.70479	6.2
14	ПН-137–1580	1419	1531	165	1451	0.32977	0.705132 ± 11	0.7045	2.3
15	ПН-131.588–598Д	1702	1917	119	1324	0.26065	0.705186 ± 24	0.70474	5.3
16	ПН-131.574	1730	2026	241	591	1.18257	0.707259 ± 12	0.70551	16.2
17	ПН-52–8426	2659	2559	3	350	0.023041	0.703923 ± 11	0.703293	15.4
18	ПН-52–8422	1459	—	7	546	0.037056	0.703585 ± 10	0.702561	6.2

Примечание. Образцы (№ п/п): 1–5 – учурский комплекс: 1 – субщелочной кварцевый диорит, первая фаза, 2 – аналогично, 3 – гранодиорит, вторая фаза, 4 – субщелочной кварцевый диорит, третья фаза, 5 – гранодиорит-гранит, четвертая фаза; 6–9 – бокурский комплекс: 6 – фанотэфрит-шошонитовый базальт, 7 – щелочной трахиандезит, 8 – фонолит, третья фаза, 9 – кислый щелочной трахит, третья фаза; 10–12 – дарьинский комплекс, нерасчлененный: 10 – вишневитовый сиенит, 11 – щелочной меласиенит, 12 – малинит; 13–16 – кеткапский комплекс: 13 – субщелочной шонкинит-эссексит, первая фаза, 14 – монзонит, вторая фаза, 15 – кварцевый монзонит, третья фаза, 16 – граносиенит, четвертая фаза; 17, 18 – комплекс осадочных пород: 17 – кристаллосланец амфиболовый, 18 – металагиогранит (биотитовый плагиогнейс). Химические составы пород приведены под теми же обозначениями в [7–9, 11]. Изотопный анализ кислорода проведен в АЦ ДВГИ ДВО РАН. Кислород выделялся при нагревании образцов пород с помощью инфракрасного лазера (10.6 мкм) в присутствии BrF_3 (~210 Торр). После фторирования выделенный кислород был очищен на двух криогенных ловушках с жидким азотом и на поглотителе с KBr , затем проанализирован на МАТ-252 – масс-спектрометре с двойной системой напуска. Методика протестирована на международном (NBS 28) и внутреннем стандартах. Точность измерения $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0.2\text{‰}$ относительно SMOW. Определения концентраций микроэлементов – методом ICP-MS и изотопные исследования – на “Finnigan MAG-262” выполнены в Иркутском Центре коллективного пользования (аналитики: Е.В. Смирнова, Г.П. Сандиминова). Расчеты эpsilon неодаима, эpsilon стронция, инициальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -отношений проведены по методике ИГД РАН, Санкт-Петербург, в соответствии с данными по абсолютному возрасту пород из [12]. Возраст метаморфических пород принят условный на основе определений возраста реликтовых кристаллов циркона из магматических пород [12]. Прочерк означает отсутствие данных.

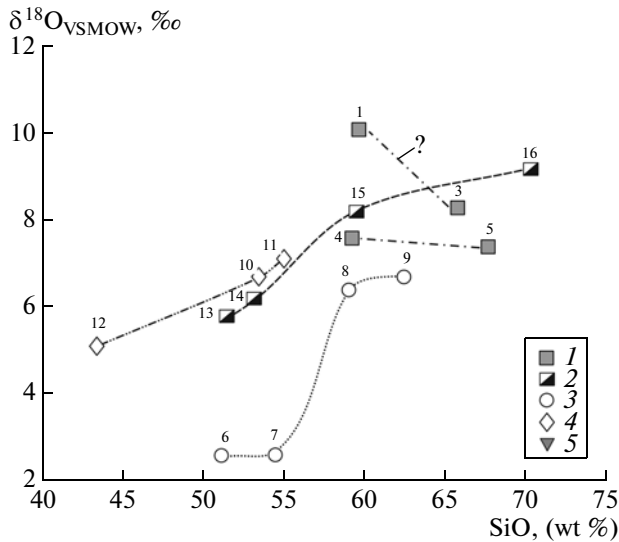


Рис. 2. Корреляционная диаграмма SiO_2 – $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ для пород ККЮМП. Здесь и на рис. 3, 4 значки фигуративных точек комплексов пород: 1 – учурского, 2 – кеткапского, 3 – бокурского, 4 – дарьинского, 5 – кристаллического основания Алданского щита; цифры возле значков фигуративных точек соответствуют порядковым номерам проб из табл. 1.

же нельзя. Мы останавливаемся на предположении, что подобная величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ была характерна именно для первоисточника расплавов на основе, помимо высказанных соображений, данных о “мантийных” значениях как инициальных изотопных отношений стронция и неодима (табл. 1), так и величин Rb/Sr в этом типе вулканитов [7]. В то же время в бокурском фonoлите, имеющем смешанные “мантийно-коровые” значения рубидий–стронциевого отношения, величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (+6.4‰) значительно выше, чем в щелочных базитах и попадает в поле значений вполне обычных в основных и средних породах.

Максимальные величины $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ наблюдаются в субщелочном кварцевом диорите первой фазы учурского (субщелочно-диоритоидного) комплекса (+10.1‰) и граносиените четвертой фазы кеткапского (монзонит-сиенитового) комплекса (+9.2‰). Для граносиенита значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ попадает в разряд “нормальных” для кислых магматитов, в то время как для диорита оно явно превышает среднетиповые величины. С учетом того, что значение $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ в пробе субщелочного диорита является максимальным из наблюдаемых даже и в более кислых породах учурского комплекса (равно как и прочих комплексов ККЮМП), факт требует специального объяснения. Представляются возможными несколько вариантов. Один из них, на наш взгляд, наиболее приемлемый – обогащение породы ^{18}O на этапе становления плутона за счет

изотопного обмена расплава с вмещающими высокоизвестковистыми осадочными породами (доломитами, доломитистыми песчаниками и алевролитами), возможно, и при участии метеорных вод. Альтернативные варианты: 1) обогащенный состав плавящегося протолита; 2) изотопный обмен с ксенолитами метаморфических пород, которыми обильно насыщены диоритоиды и андезитоиды первой фазы учурского комплекса. Следует отметить, что предполагаемый обмен кислородом между расплавом и вмещающими породами не повлиял на рубидий–стронциевую систему диоритов первой фазы, поскольку стронциевые изотопные отношения в них практически неотличимы от таковых в породах других фаз комплекса (табл. 1).

В целом, исключая рассмотренный случай, различия между щелочными и субщелочными образованиями имеют первопричиной, вероятно, различия в изотопном составе плавящихся субстратов: предположительно мантийного – для щелочнобазитовых пород, и нижнекорового, метаморфогенного – для субщелочных магматитов. Щелочно-салические образования в своем изотопном составе несут признаки вероятного смешения корового и мантийного веществ.

Современные отношения изотопов стронция и неодима в магматитах ККЮМП отличаются от известных мировых аналогов фанерозойских гранитоидов (рис. 3) аномально низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, близким к таковому в метаморфических породах комплекса основания. По инициальным отношениям изотопов неодима и стронция практически все магматические породы отвечают $\epsilon_{\text{Nd}}(-)$ -типу (табл. 1) с мало различающимся первичным изотопным составом стронция, но с варьирующимися от близких BSE до превышающих EM-I первичными изотопными отношениями неодима, что может свидетельствовать о различных источниках родоначальных расплавов для разных типов пород (рис. 4). Подобное распределение фигуративных точек тяготеет к гиперболе смешения пород нижней континентальной коры и континентальных оливиновых базальтов (по [14]) на уровне 0.1–0.35 частей примеси гранулитового вещества. Сходные данные приведены в [1, 3] для Мурунского массива и Центрально-Алданской зоны ТМА Алданского щита, где они трактуются как признаки происхождения пород из расплавов, образовавшихся в метасоматизированной мантии типа EM-I. Подобному представлению в нашем случае противоречит изотопия неодима в малиньите и вишневитовом сиените дарьинского комплекса, наиболее приближенных по составу к родоначальным для его пород расплавам. Как следует из табл. 1 и рис. 4, они близки к составу примитивной мантии (он же – BSE), но никак не обогащенной. Тренд, направленный к области составов обогащенной мантии типа EM-I, образуют

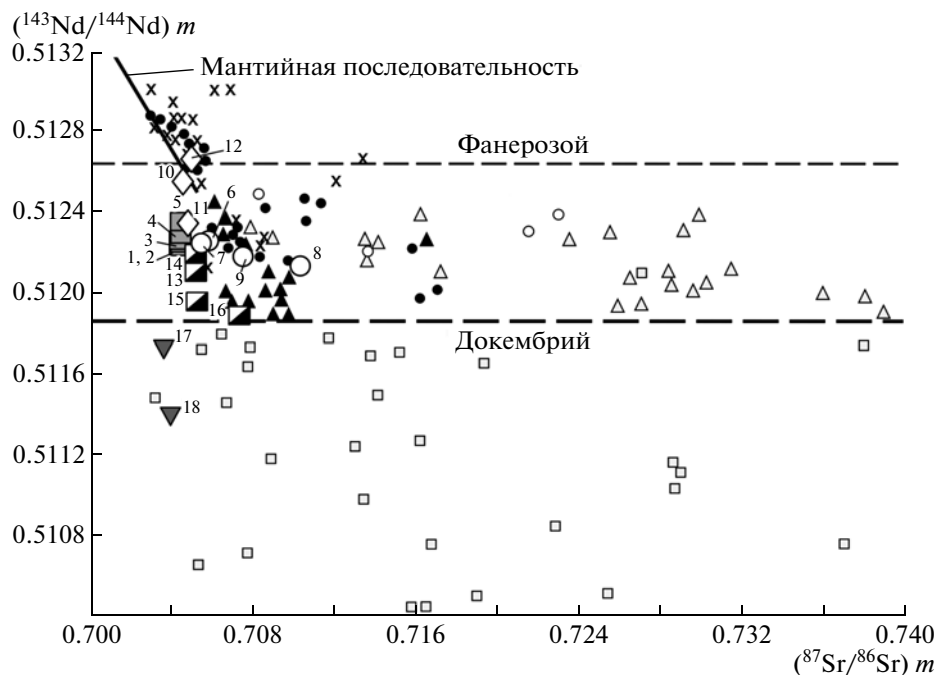


Рис. 3. Современные изотопные отношения Nd и Sr в гранитных породах континентальной коры [14] и породах ККЮМП. Черные кружки – Сьерра-Невада, Калифорния, США; крестики – Пенинсьюлар-Рейнджс, Калифорния; светлые треугольники – Южная Австралия; светлые кружки – герцинские граниты, Франция; черные треугольники – каледонские граниты, Шотландия; светлые квадраты – докембрийские гратитогнейсы и метаосадки. Прочие обозначения – см. рис. 2.

щелочно-салические породы как дарьинского комплекса, так и бокурского, для крайних дифференциатов которого (фонолиты) по данным геохимии предполагается “мантийно-коровое” происхождение. На этот же тренд, совпадающий с гиперболой смешения производных деплетированной мантии и нижнекоревой компоненты, ложатся составы и всех субщелочных пород ККЮМП.

По модельным возрастам источников расплавов намечаются три изотопные провинции: неоархейская, мезопротерозойская и поздне-неопротерозойская (табл. 1). Модельный Sm–Nd-возраст источников магм для учурских пород составляет: $T_{DM1} = 1570–1195$ млн лет, $T_{DM2} = 1498–1284$ млн лет; для кеткапских получены более высокие значения: $T_{DM1} = 1730–1420$ млн лет, $T_{DM2} = 2025–1530$ млн лет; для бокурских – близкие к учурским: $T_{DM1} = 1447–1332$ млн лет, $T_{DM2} = 1620–1454$ млн лет. Модельные возраста источников дарьинских магматов образуют два временных интервала с полутора-двукратным расхождением по величине: $T_{DM1} = 746–655$ млн лет (источник щелочно-базитовых пород) и 1309–1054 млн лет (источники щелочно-салических разностей); $T_{DM2} = 936–771$ млн лет (щелочно-базитовый источник) и 1552–1285 млн лет (источник щелочно-салических образований). Очевидно, что коровая предыстория щелочно-базитовых пород дарьинского комплекса была значительно более корот-

кой, чем таковая кеткапских монзонитоидов и учурских субщелочных диоритоидов-гранитоидов. С учетом вероятной близости изотопного состава щелочно-базитовых дарьинских пород к составу родоначального мантийного расплава для щелочных плутонитов логичным является предположение о мантийном происхождении источника и его неопротерозойском (вендском?) возрасте, в первом приближении совпадающем с возрастом пород платиноносного гипербазитового кондерского комплекса Алдана [4 и др.]. Прочие величины модельных возрастов (в том числе и для бокурских щелочных базитов) являются, по видимому, гибридными от возрастов корового архейско-протерозойского протолита и мантийного резервуара. Эти данные и их интерпретация значительно разнятся от подобных характеристик, приводимых в [1, 3] для Центрально-Алданской провинции.

В кеткапских и учурских породах, имеющих относительно древний, протерозойский модельный возраст источника, низкие величины инициального стронциевого отношения увязываются с низкими величинами Rb/Sr в предполагаемых источниках, за которые мы принимаем кристаллические породы Алданского щита (табл. 1).

Рассчитанные $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.09–0.125) отвечают в большей мере наблюдаемым в породах континентальной коры (0.05–0.12), чем в мантии

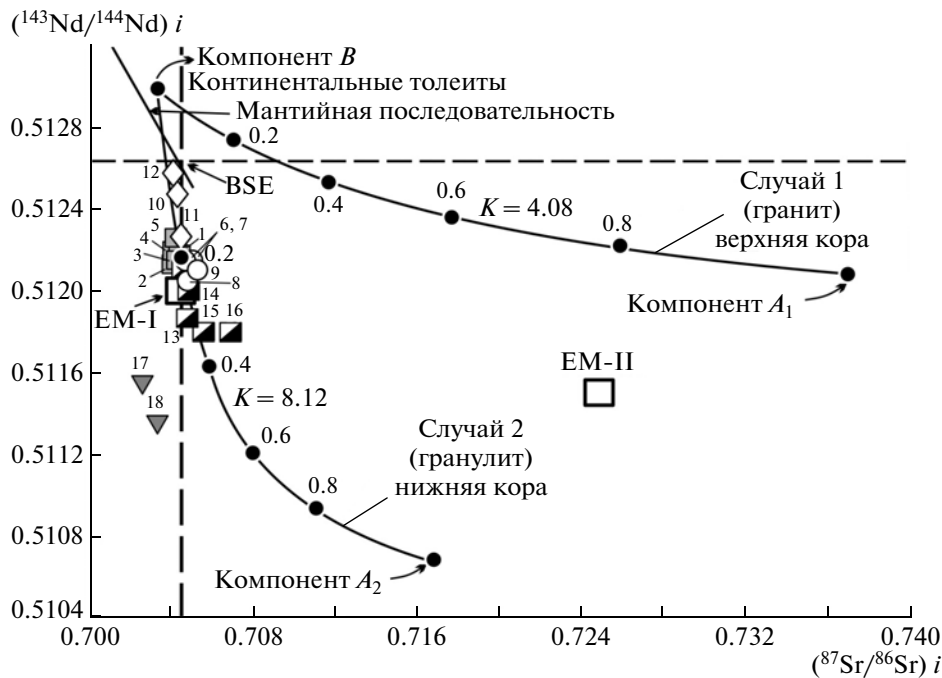


Рис. 4. Инициальные отношения изотопов Nd и Sr в породах ККЮМП на диаграмме Г. Фора [14] с гиперболами смешения для пород континентальной коры и континентальных толеитовых базальтов. Случай 1 соответствует смесям гранитных пород Австралии с базальтами района р. Колумбия. Случай 2 отвечает смесям докембрийских гранитов Антарктики с теми же базальтами Колумбии. K – коэффициент элементного фракционирования. EM-I и EM-II – различные типы составов обогащенной мантии. BSE – средний состав Земли. Прочие обозначения – см. рис. 2.

(0.12–0.20), хотя многие из них приближаются к пограничным между мантийными и коровыми значениями (табл. 1).

Незначительный разброс инициальных стронций–стронциевых отношений в субщелочных образованиях, особенно в породах учурского комплекса, свидетельствует о близости их источников и об отсутствии значительных нарушений в рубидий–стронциевой изотопной системе этих пород. Все магматиты ККЮМП, судя по низкому $I Sr_0$ (0.702–0.705), образовались из источников с низким Rb/Sr-отношением. Традиционно подобные источники принято отождествлять с мантией. Однако, учитывая малые величины этого отношения в метаморфических породах Алданского щита (0.002–0.009 – в амфиболитах, по 0.01 – в метаплагиограните и амфиболовом гнейсе), данные геохимических исследований [7–11] и материалы этой работы, можно предположить, что источником диоритоидов и монцонитоидов ККЮМП была не мантия, а докембрийская континентальная кора.

Согласно изотопным данным, родоначальные расплавы субщелочных пород образовались при плавлении разнородного нижнекорового материала, имеющего “мантийные” изотопно-геохимические характеристики, под воздействием глубинного флюидно-теплового потока, проводником которого служила колонна мантийных щелочнобазитовых

магм. Исходные расплавы базитовых щелочных пород дарьинского и бокурского комплексов, судя по набору признаков, являлись продуктами глубокого мантийного уровня. Происхождение щелочно-салических магм этих комплексов увязывается с масштабным избирательным усвоением корового материала высокотемпературными флюидизированными мантийными магмами в процессе их подъема к поверхности.

Работа выполнена при поддержке Интеграционного проекта ДВО РАН, СО РАН и УрО РАН, № 12–2-СУ-08–012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатиков О.А., Симон А.К. Магматизм и геодинамика главных возрастных эпох в истории Земли // Herald of the DGGGMS RAS. 1997. № 2. V. 1, <http://www.scgis.ru/russian/cp1251/dgggms/2-97/magma.htm>
2. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
3. Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35–45.
4. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.

5. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
6. Полин В.Ф., Петраченко Е.Д. В сб.: Материалы XI сессии Северо-восточного отделения ВМО. Магадан, 2001. Т. 1. С. 185–191.
7. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Соляник А.Н. // ДАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 384–389.
8. Полин В.Ф., Сахно В.Г. // ДАН. 2004. Т. 394. № 3. С. 364–367.
9. Полин В.Ф., Ханчук А.И., Дриль С.И. и др. // ДАН. 2006. Т. 409. № 2. С. 241–247.
10. Полин В.Ф. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 464–475.
11. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Сандимирова Г.П., Цурикова Л.С. // ДАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 74–80.
12. Полин В.Ф., Мицук В.В., Ханчук А.И. и др. // ДАН. 2012. Т. 442. № 1. С. 83–89.
13. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. // Тектоника Азии. Тезисы XXX Тектонического совещания. М.: 1997. С. 240–243.
14. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
15. Ярмлюк В.В., Коваленко В.И. Тр. III Междунар. семинара “Плюмы и проблема глубинных источников щелочного магматизма”. Иркутск; Хабаровск, 2003. С. 5–35.