

УДК 550.42:546.02:552.321.6(571.66)

ВОЗРАСТ И ИЗОТОПНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЬПИНОТИПНЫХ, ЗОНАЛЬНЫХ И РАССЛОЕННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КАМЧАТКИ

© 2002 г. Э. А. Ланда, Б. А. Марковский, Б. В. Беляцкий, Е. Г. Сидоров, А. Б. Осипенко

Представлено академиком О.А. Богатиковым 18.03.2002 г.

Поступило 19.03.2002 г.

Получены первые данные (табл. 1) по самарий-неодимовым и рубидий-стронциевым изотопным характеристикам альпинотипного массива горы Солдатской (п-ов Камчатский Мыс, Восточная Камчатка) и расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий Дукук и Кувалорог (Центральная Камчатка). Ранее [6] подобные данные были получены по зональному дунит-клинопироксенит-габбровому Левоандриановскому массиву Центральной Камчатки (рис. 1).

Альпинотипные породы массива горы Солдатский залегают среди кремнисто-вулканогенных толщ альб-сеномана, в которых преобладают базальты предположительно океанического генезиса [7]. Породы левоандриановского комплекса (собственно Левоандриановский массив и сателлитные интрузии габбро, монцогаббро и сиенитов) тесно связаны с кампан-палеоценовыми кремнисто-вулканогенными и терригенно-вулканогенными образованиями, в составе которых широко представлены базальты и базаниты с высоким содержанием калия. В пределах Восточной Камчатки такие базальтоиды несогласно залегают на породах офиолитовой ассоциации [2, 7]. Интрузии Дукук и Кувалорог приурочены к периферии Центрально-Камчатского кристаллического массива и имеют активные контакты с породами черносланцевой формации мелового возраста.

Самарий-неодимовые и рубидий-стронциевые изохронные определения для указанных образо-

ваний (табл. 1, рис. 2а) в целом соответствуют геологическим данным и свидетельствуют о том, что породы изученных альпинотипного и зонального массивов, а также породы расслоенных интрузий образовались в позднемеловое время в интервале 93–65 млн. лет. Становление альпинотипного комплекса имело место в начале этого интервала (93–78 млн. лет), а расслоенных и зональных интрузивов – несколько позже (68–66 и 67–65 млн. лет соответственно).

Полученный интервал возрастных оценок отвечает важному этапу развития земной коры в пределах Корякско-Камчатского региона и прилегающих океанических и континентальных областей. Анализ базы данных “Геохрон”, содержащей все известные к 1997 г. данные по рубидий-стронциевым и калий-аргоновым датировкам

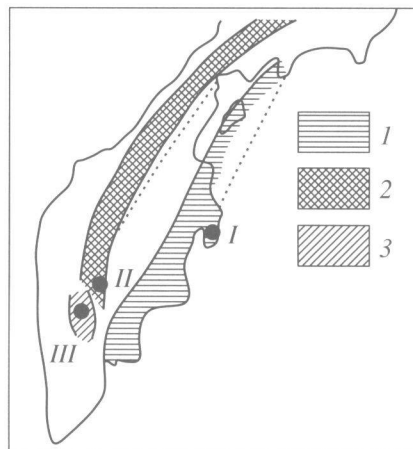


Рис. 1. Положение изученных мафит-ультрамафитовых массивов в пределах Камчатского полуострова. 1 – Восточно-Камчатский пояс (офиолитовый) альпинотипных дунит-гарцбургит-габбровых массивов; 2 – Корякско-Камчатский пояс зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов; 3 – Центрально-Камчатский ареал расслоенных кортландит-габбро-норитовых массивов; I – массив горы Солдатской, II – Левоандриановский, III – Дукук и Кувалорог.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург

Институт вулканологии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, Петропавловск-Камчатский

Геологический музей им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, Москва

Таблица 1. Результаты Sm-Nd и Rb-Sr-изотопного анализа пород и мономинеральных фракций мафит-ультрамафитовых массивов Камчатки

№ п.л.	Возраст, млн. лет		[Sm]	[Nd]	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd}	[Rb]	{Sr}	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	I _{Sr}
	Sm-Nd	Rb-Sr										
1			0.623	2.023	0.18644	0.513001	7.20	3.969	179.3	0.06403	0.703322	0.703237
2			1.697	4.528	0.22674	0.513031	7.31	1.048	123.1	0.02463	0.703269	0.703236
3			1.183	3.725	0.19211	0.513015	7.41	2.078	136.2	0.04413	0.703283	0.703225
4	93	78	1.636	4.015	0.24655	0.513041	7.27	2.920	163.2	0.05174	0.703298	0.703230
5			0.564	1.874	0.18244	0.513006	7.35	2.553	87.23	0.08463	0.703312	0.703200
6			2.173	7.367	0.17848	0.512998	7.24	6.117	489.8	0.03612	0.703258	0.703210
7			0.511	4.532	0.06847	0.512974	8.08	8.709	129.3	0.01948	0.703246	0.703220
8			0.104	0.338	0.18564	0.512878	4.77	4.753	14.45	0.95096	0.704392	0.703514
9			0.191	0.509	0.227321	0.512984	6.50					
10			0.183	0.557	0.198072	0.512976	6.58					
11			1.849	5.470	0.20428	0.512979	6.59	67.88	69.77	2.81404	0.706162	0.703563
12	67	66	4.982	18.64	0.24466	0.512995	6.57	0.876	91.54	0.00648	0.703554	0.703548
13			2.719	9.004	0.18749	0.512851	4.23	57.48	105.12	1.58135	0.704997	0.703537
14			7.678	25.43	0.24528	0.512989	6.45	0.987	64.08	0.01206	0.703602	0.703591
15			0.627	1.922	0.19709	0.512961	6.30	208.1	32.21	18.70947	0.721023	0.703746
16			5.758	21.34	0.23685	0.512985	6.44	0.961	121.3	0.00824	0.703546	0.703538
17			1.724	6.520	0.15983	0.512870	4.85	18.10	834.1	0.06282	0.703766	0.703705
18			1.967	8.255	0.14411	0.512861	4.81	4.61	159.6	0.08348	0.703917	0.703836
19			0.567	3.860	0.08889	0.512832	4.72	9.85	1523.1	0.01870	0.703711	0.703693
20	66	68	1.172	4.182	0.16935	0.512877	4.90	11.12	408.4	0.07896	0.703787	0.703711
21			2.919	8.061	0.21904	0.512892	4.76	1.975	31.83	0.17947	0.703883	0.703710
22			8.114	21.80	0.22513	0.512903	4.92	6.094	178.2	0.09892	0.703806	0.703710
23			0.374	1.157	0.19558	0.512885	4.83	67.42	17.86	10.9361	0.714217	0.703652
24			5.820	22.11	0.15927	0.512568	-1.04	7.168	521.8	0.03973	0.705083	0.704981
25			20.43	64.21	0.19250	0.512611	-0.49	2.533	139.2	0.05262	0.705138	0.705003
26			1.504	5.30	0.17188	0.512582	-0.88	1.823	126.7	0.04162	0.705108	0.705001
27			0.201	1.771	0.06867	0.512462	-2.32	10.41	1376.8	0.01805	0.705028	0.704982

Примечание. 1-7 – массив горы Солдатской; 1 – клинопироксеносодержащий гарцбургит, 2 – пироксен из 1; 3 – вебстерит, 4 – пироксен из 3; 5 – верлит, 6 – габбро, 7 – плагиоклаз из 6; 8-16 – Левондрияновский массив; 8-10 – клинопироксеносодержащие дуниты, 11 – оливниновый клинопироксенит, 12 – клинопироксен из 11; 13 – магнетит-биотитовый клинопироксенит, 14 – клинопироксен из 13; 15 – клинопироксеновый слюдит, 16 – клинопироксен из 15; 17-23 – массив Дукук; 17 – кортландит, 18 – клинопироксен из 17; 19 – плагиоклаз из 17; 20 – меланократовые габбро, 21 – ортопироксен из 20; 22 – амфибол из 20; 23 – биотит из 20; 24-27 – массив Кувалорог; 24 – лейкократовые габбро, 25 – амфибол из 24; 26 – пироксен из 24; 27 – плагиоклаз из 24.

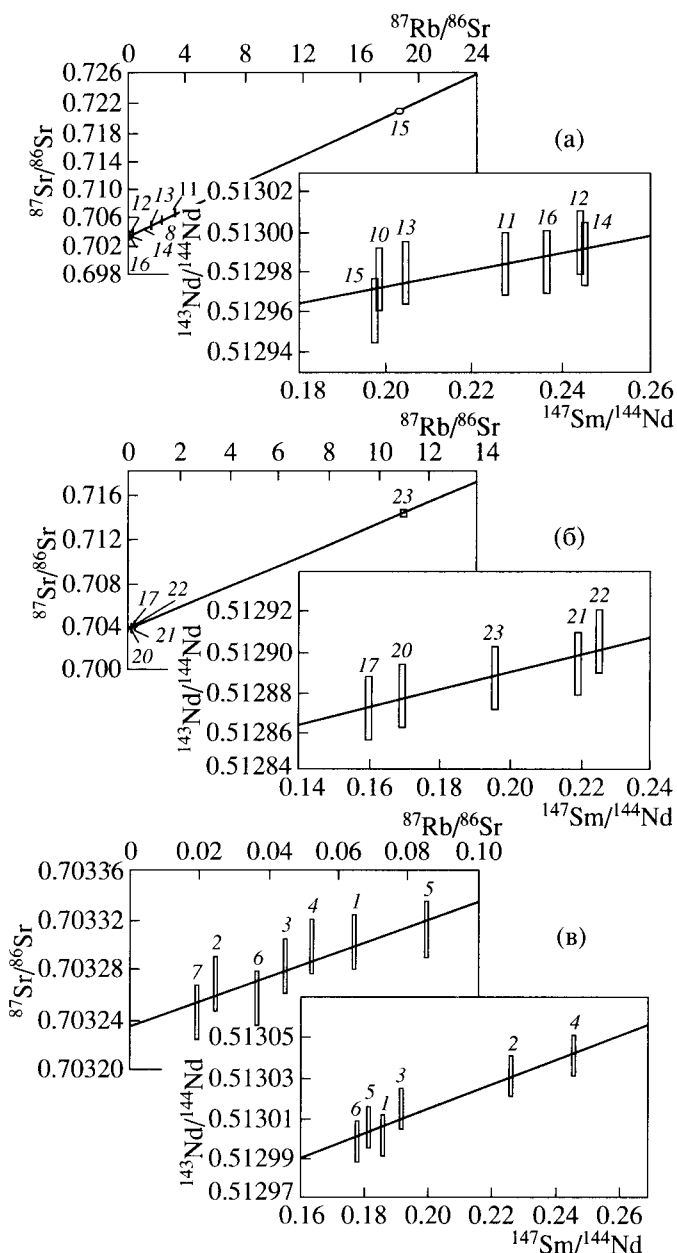


Рис. 2. Диаграммы $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для валовых проб и мономинеральных фракций из пород мафит-ультрамафитовых массивов Камчатки: а – Леоандряновского, б – Дукук; в – горы Солдатской. Номера проб на графиках соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

магматических комплексов Северо-Востока России, позволил сделать вывод о том, что в регионе наиболее мощная перестройка геологической системы произошла 105–90 млн. лет назад, а термальное событие, обусловившее этот процесс, закончилось 60 млн. лет назад [1]. Как видно, наши оценки возраста полностью попадают в приведенный статистический интервал 105–60 млн. лет.

Выполненное исследование позволило более точно определить место изученных мафит-ульт-

рамафитов в упомянутом процессе, приведем, в частности, к формированию (наращиванию) коры переходного типа Камчатки. Как известно, образование офиолитовых комплексов соответствует океанической стадии такого процесса [3]. В то же время зональные концентрически-кольцевые массивы многими исследователями относятся уже к последующей, островодужной стадии [9]. Однако с учетом полученных данных и того факта, что островодужные процессы на Камчатке проявились в основном в кайнозойе [8], следует связывать зональные и расслоенные интрузивы со специфическим рифтогенным процессом, завершившим океаническую стадию и предшествовавшим собственно островодужной стадии. При этом рифтогенный магматизм не только во времени, но и пространственно был несколько обособлен (смещен в сторону от океана) от образованной офиолитовой ассоциации.

Проведенное исследование дало также возможность оценить особенности мантийного вещества, за счет которого формировались изученные массивы. Как показано ранее [5], в системе Sm–Nd есть зависимость между характером мантийных источников, временем становления магматических комплексов и типом структур, с которыми последние связаны. В фанерозойских складчатых областях, в частности, мафит-ультрамафитовые породы образовывались в связи с относительно истощенными источниками, величина ϵ_{Nd} которых близка параметрам модельной мантии типа PREMA. Характеристики пород изученных массивов Камчатки подчиняются в основном такого рода закономерности. В рубидий-стронциевой системе соответствующие параметры также указывают на деплетированность источников. Наиболее истощенный из них определяется для альпинотипного массива горы Солдатской, а наименее истощенный – для интрузии Дукук (см. табл. 1).

Особняком стоят лейкократовые интрузии габбро Кувалорог с их близкими к нулю или отрицательными величинами ϵ_{Nd} . В этих породах в заметном количестве присутствуют ксенолиты вмещающих, в том числе метаморфических, пород. Возможно, что контаминация коровым веществом влияла на изотопные характеристики расслоенных интрузивов, в частности на величину ϵ_{Nd} . Нельзя, однако, исключать, что на такого рода характеристики мафит-ультрамафитовых комплексов в целом оказывали влияние и потоки (струи) глубинного недеплетированного вещества, связанного с мантийными плюмами [4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В., Котляр И.Н. В сб.: Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан, 1997. С. 313–318.

2. *Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Кебезинская П.К. и др.* Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
3. Геодинамические реконструкции / Под ред. С.С. Шульца, Ш.Э. Эргашева, В.А. Гвоздева и др. Л.: Недра, 1989. 375 с.
4. *Грачев А.Ф.* Проблемы глобальной геодинамики. М.: Наука, 2000. С. 69–103.
5. *Ланда Э.А., Марковский Б.А.* // ДАН. 2000. Т. 372. № 2. С. 225–227.
6. *Ланда Э.А., Марковский Б.А., Сидоров Е.Г., Сляднев Б.И.* Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 87–105.
7. Очерки тектонического развития Камчатки / Под ред. М.Н. Шапиро, В.А. Ермакова, А.Е. Шанцера и др. М.: Наука, 1987. 247 с.
8. *Ротман В.К.* Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968. С. 187–192.
9. *Batanova V.G., Astrakhanzev O.V.* Proc. XXIX Intern. Geol. Congr. Kyoto, 1994. Pt. D. P. 129–143.