

УДК 552.32

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ СУБЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ПАЛЕОГЕНОВОЙ КОНТРАСТНОЙ ФОРМАЦИИ АМГУЭМО-КАНЧАЛАНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ ОЧВП

© 2009 г. В. Ф. Полин, член-корреспондент РАН В. Г. Сахно,
С. О. Максимов, И. В. Сандимиров

Поступило 07.04.2009 г.

В пределах Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (АКВП) Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) выделяется сенон-палеогеновая контрастная серия, включающая палеогеновую бимодальную формацию окраинно-континентально-рифтогенного типа [5, 6, 8].

Актуальность ее изучения определяется важностью теоретических аспектов проблемы происхождения кислых магматитов, структурно или генетически связанных с базитами. Прежде кислые щелочные образования этой формации рассматривались нами [6, 7] как результат глубокой степени дифференциации трахибазальтовой магмы либо как производные низкой степени плавления единого с трахибазальтами мантийного источника. Для субщелочной мезит-салической ассоциации предполагалось мантийно-коровое происхождение в результате действия механизма паратексиса. Полученные новые изотопно-геохимические характеристики потребовали пересмотра этой точки зрения и внесения корректив в представления о первоисточниках щелочно-салических расплавов.

Бимодальная формация связана с участками пояса, заложенными на коре с мощным гранитно-метаморфическим слоем ([4] и др.). В ее объеме основную роль играют трахибазальты и трахидациты, трахидациандезиты; в меньшей мере развиты трахиандезиобазальты, трахиандезиты, трахириолиты, а также пантеллериты, комендиты и щелочные граниты. Проявления палеогенового натриевого щелочного и субщелочного вулкано-плутонизма в АКВП контролировались субширотными и субмеридиональными структурами растяжения

и были практически синхронны с раскрытием структур типа pull-apart basins с объемным трахибазальтовым вулканизмом. Последовательность магматических событий подтверждена возрастными изотопными датировками [7, 9].

Базальтоиды бимодальной формации образуют группу субщелочных пород основного и переходного к среднему составов: натровые трахибазальты (в том числе высокотитанистые) и трахиандезиобазальты. Кислые члены формации представлены в АКВП двумя ассоциациями: субщелочной, трахиандезидацит (трахит)–трахидацит–трахириолитовой, и щелочной, пантеллерит–комендит–щелочногранитной. Предшествующими работами установлены существенные различия между ними как на уровне валовых составов пород, так и на минералогическом и микроэлементном ([5–7] и др.).

Палеогеновые субщелочные базиты образуют в приразломных прогибах и вулканических грабенах щитовые и трещинные вулканы. Более кислые субщелочные породы, от трахиандезиобазальтов до трахириолитов, связаны со структурами центрального типа, развитыми в краевых частях грабенов: стратовулканами и кольцевыми кальдерами на реликтах щитовых вулканов. Базальты и трахибазальты в таких структурах распространены ограниченно. Комендиты и щелочные граниты в АКВП образуют крупные вулканические и плутонические купола по южной периферии Беловалинского вулканического грабена и на восточном фланге Варэнайского вулкано-тектонического прогиба ([5] и др.). Пантеллериты, слагающие субвулканические купола и дайки, встречаются в приразломных прогибах и вулканических грабенах, в пределах щитовых базальтовых вулканов.

Геохимическое сопоставление щелочных кислых пород палеогеновой контрастной формации с породами типовых геодинамических обстановок показало практически полную их аналогию кислым членам внутриплитных бимодальных комплексов [6]. По ряду характеристик они подобны анарогенным гранитам.

*Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Институт геохимии им. А. П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

Таблица 1. Возраст и Nd–Sr-изотопные характеристики пород палеогеновой контрастной формации АКВП

№ п.п.	№ обр.	Абс. возраст, млн. лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}^0	$\epsilon_{\text{Nd}}^{60}$
			ppm					
1	ПН-35-305	62.0 ± 1.6	4.88	21.00	0.139872	0.512766	2.50	2.97
2	ИЛ-3-14	62.0 ± 1.8	9.19	42.50	0.130154	0.512710	1.40	1.93
3	ИЛ-3-17	62.0 ± 2.1	4.86	24.80	0.117955	0.512703	1.27	1.89
4	ПН-44-422	63.0 ± 1.2	6.41	28.50	0.135377	0.512614	–0.47	0.02
5	ИЛ-1-8	61.0 ± 1.5	2.84	16.50	0.103601	0.512755	2.28	3.01
6	ПН-29-263	60.9 ± 1.4	10.40	55.50	0.112790	0.512832	3.78	4.44
7	О-1408-3	60.9 ± 2.0	27.74	160.3	0.104180	0.512806	3.28	4.0
8	ПН-201-1515	59.0 ± 1.4	8.40	48.00	0.105334	0.512803	3.22	3.91
9	ПН-201-1515А	59.0 ± 1.0	7.58	30.50	0.149589	0.512803	3.22	3.57
10	ПН-203-1530	58.0 ± 1.0	12.84	75.05	0.102978	0.512789	2.95	3.64

№ п.п.	№ обр.	T_{DM}	T_{DM2}	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
		млн. лет		ppm				
1	ПН-35-305	796	641	6	619	0.03762	0.703943	0.703910
2	ИЛ-3-14	806	725	10	795	0.04882	0.704002	0.703959
3	ИЛ-3-17	714	728	42	798	0.20426	0.703856	0.703676
4	ПН-44-422	1046	885	55	260	0.82098	0.705221	0.704487
5	ИЛ-1-8	549	634	48	163	1.14284	0.704631	0.703641
6	ПН-29-263	483	516	95	17	21.6874	0.717699	0.698936
7	О-1408-3	481	552	125	15	32.3509	0.717857	0.689869
8	ПН-201-1515	490	558	160	2	310.472	0.735698	0.475475
9	ПН-201-1515А	829	586	157	2	304.651	0.735698	0.480354
10	ПН-203-1530	500	580	139	5	107.889	0.738847	0.649953

Примечание. Здесь и в табл. 2. Обр. ПН-35-305 – трахибазальт, ИЛ-3-14 – высокотитанистый трахибазальт, ИЛ-3-17 – трахидациандезит, ПН-44-422 – трахидацит, ИЛ-1-8 – трахириолит, ПН-29-263 – пантеллерит, О-1408-3 – щелочной гранит, ПН-201-1515 – щелочной гранит-порфир, ПН-201-1515А – дубликат предыдущей пробы, ПН-203-1530 – комендит. Химические составы пород приведены под теми же обозначениями в [6, 7]. 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. Сандмирова). Микроэлементный анализ пробы ПН-201-1515 выполнен методом нейтронной активации в Аналитическом центре ГИН РАН, Москва (аналитик С.М. Ляпунов). Расчеты ϵ_{Nd} проведены для деплетированной мантии по методике ИГД РАН, Санкт-Петербург, в соответствии с данными по абсолютному возрасту пород из [7, 9]. Инициальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Pb/Pb рассчитаны для полученных значений абсолютных калий-аргоновых датировок. Прочерк означает отсутствие данных.

В изотопном отношении щелочные породы отвечают $\epsilon_{\text{Nd}}(+)$ -типу, с величинами неодим-неодимового отношения, близкими к умеренно деплетированной мантии. Они обладают практически идентичным изотопным составом неодима, что указывает на их комагматичность и происхождение из единого источника. Модельный Sm–Nd-возраст источников щелочных пород (табл. 1) достаточно выдержан: $T_{\text{DM}} = 481–500$ млн. лет, $T_{\text{DM2}} = 516–580$ млн. лет; при этом возраст для одностадийной модели близок к геологическому возрасту осадочных пород Эскимосского (Восточно-Чукотского) массива, являющегося комплексом основания структур АКВП.

Модельный возраст субщелочной ассоциации имеет несколько большие величины: $T_{\text{DM}} = 549–806$ млн. лет, $T_{\text{DM2}} = 634–728$ млн. лет, с единичными отклонениями до 1046 и 885 млн. лет соответственно. Для основных пород он, вероятно, указывает время образования соответствующего мантийного резервуара (близкого по характеристикам к резервуару BSE), в то время как для мезитовых и салических пород является, по-видимому, гибридным от возрастов корового протолита и мантийного резервуара. По изотопии неодима субщелочные образования также принадлежат к $\epsilon_{\text{Nd}}(+)$ -типу, с несколько меньшими для большинства пород значениями этого параметра, чем в щелочных, при единичном исключении для тра-

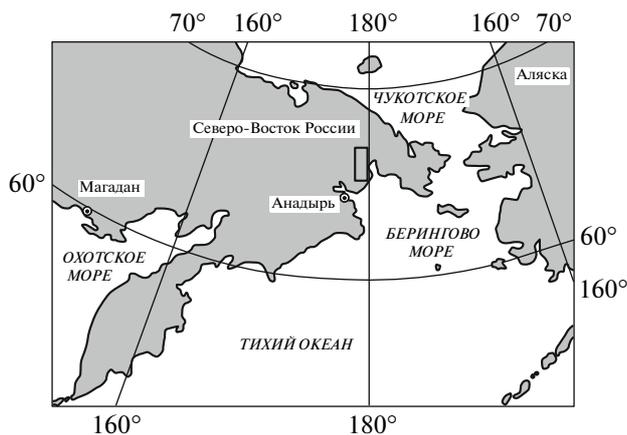


Рис. 1. Географическое местоположение района работ.

хидацита (обр. ПН-44-422) со слабо отрицательным значением ϵ_{Nd} .

Современные (измеренные) соотношения изотопов стронция и неодима парадоксальны и не имеют известных мировых аналогов (табл. 1, рис. 2). Расчет инициальных стронций-стронциевых отношений (табл. 1) показал также нереальные, парадоксально низкие их величины в щелочных породах (в пантеллерите и щелочном граните – близкие к ADOR или ALL, а в комендите и

щелочном гранит-порфире – в полтора-два раза меньше, чем в BABI). По этой причине реальное начальное взаимораспределение изотопных отношений неодима и стронция установить в них невозможно. При условном принятии первичных отношений стронция в породах щелочной ассоциации на уровне таковых в древних гранитных породах (~0.700–0.702) фигуративные точки их составов будут приближаться к промежуточному положению между плюмовым (?) компонентом HIMU и хондритовой мантией (рис. 3), что тяготеет к верхам гиперболы смешения для пород континентальной коры и континентальных толеитовых базальтов (по [11]). Исходя из этого, сложно трактовать происхождение кислых и ультракислых щелочных пород АКВП как простых производных от смешения базальтовых расплавов и анатектических коровых выплавов.

В породах субщелочной ассоциации изученной формации взаимораспределение инициальных изотопных отношений стронция и неодима близко к мантийной последовательности и совпадает с верхами упомянутой гиперболы смешения (рис. 3). Все породы этой серии, включая кислые, по своим изотопным характеристикам приближаются к хондритовому источнику. По мнению некоторых исследователей [13, 14], подобные составы могут характеризовать материал суперплюма и

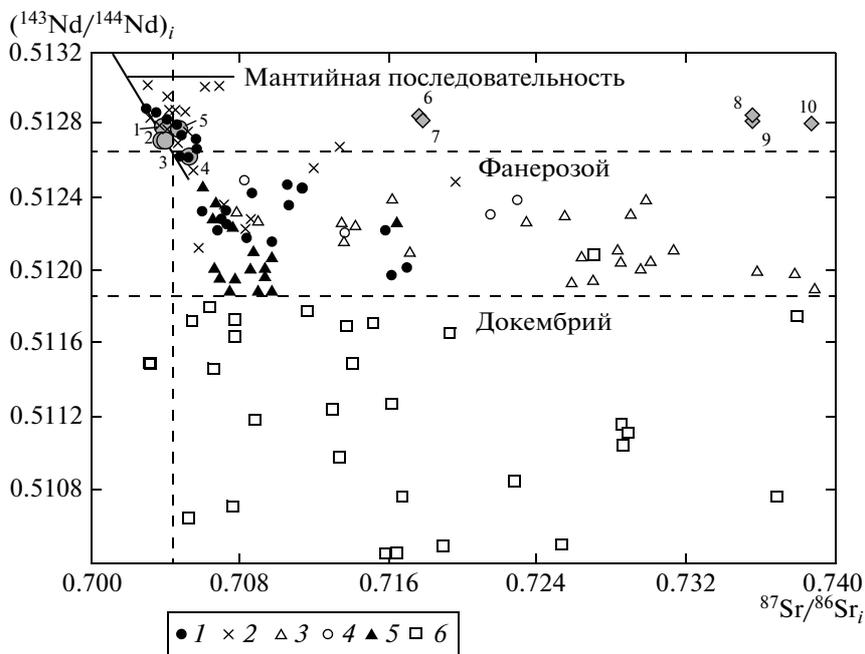


Рис. 2. Современные изотопные отношения Nd и Sr в гранитных породах континентальной коры (по [11]) и породах палеогеновой бимодальной формации АКВП. 1 – Сьерра-Невада, Калифорния, США; 2 – Пенинсьюлар-Рейнджс, Калифорния; 3 – Южная Австралия; 4 – герцинские граниты, Франция; 5 – каледонские граниты, Шотландия; 6 – докембрийские гранито-гнейсы и метаосадки. Здесь и на рис. 3, 4: серые ромбики – щелочные породы АКВП, серые кружки – породы субщелочной ассоциации АКВП; цифры возле значков фигуративных точек пород соответствуют номерам проб в табл. 1.

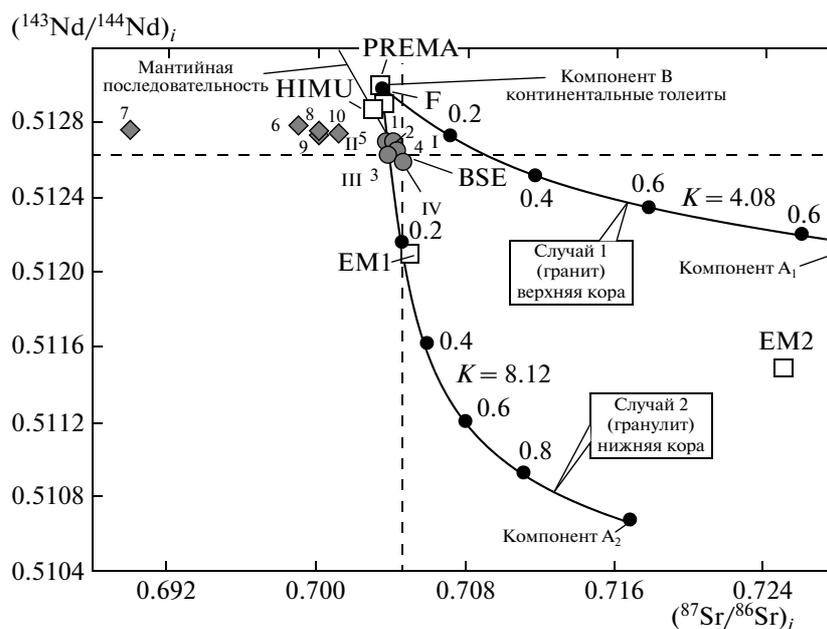


Рис. 3. Инициальные отношения изотопов Nd и Sr в породах бимодальной формации АКВП на диаграмме Г. Фора [11] с гиперболами смещения для пород континентальной коры и континентальных толеитовых базальтов. Случай 1 соответствует смесям гранитных пород Австралии с базальтами района р. Колумбия; случай 2 — смесям докембрийских гранитов Антарктики с теми же базальтами Колумбии. K — коэффициент элементного фракционирования. Средние точки составов экстремальных мантийных компонентов здесь и на рис. 2 приведены по [10]. Величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ для щелочного гранит-порфира и комендита бимодальной формации АКВП приняты условные, равные 0.700 и 0.702 соответственно.

позволяют предполагать подъем материала с огромных глубин, возможно из нижней мантии.

Наблюдаемая при сделанных допущениях картина распределения изотопов неодима и стронция, вероятно, могла иметь место в случае, если отношения Sm/Nd и Rb/Sr в источнике кислых пород были изначально невелики и значимо не изменялись со времени отделения Nd и Sr от мантийного резервуара. В то же время отношение Rb/Sr в щелочных кислых расплавах должно было быть изначально высоким для объяснения высоких измеренных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 1, рис. 2). Поскольку последние определяются только аномально низким содержанием стронция (наряду с барием, кальцием, европием и др.) в породах, особенно в комендите и щелочном гранит-порфире (табл. 1 [6, 7]), важно понять причину, вызвавшую исключительную “обедненность” пантеллерит-комендитовой ассоциации щелочноземельными катионами, включая стронций, которая, как известно, является геохимической особенностью кислых щелочных пород натрового типа.

Для объяснения этого феномена могут быть предложены по крайней мере два механизма. Согласно первому, вынос щелочноземельных катионов, а также, в меньшей мере, алюминия мог происходить под воздействием высококислотного остаточного магматического флюида [3] из щелочных расплавов на завершающих стадиях их

эволюции [6]. Альтернативный механизм подразумевает флюидно-магматическое обогащение кислого расплава силикатами и/или хлоридами щелочей, которые, согласно [12], могли разрушать протокристаллические полевошпатовые “мотивы” (кальциевые, бариевые и стронциевые “полевошпатовые” кластеры), обуславливая не только переход в подвижное состояние и последующий вынос из расплава двухвалентных сильных катионов, но и создание менее емкого в отношении алюминия и кальция альбитового минала. Последним, возможно, объясняется и столь характерное для подобных серий возрастание степени агпаитности системы в ходе ее эволюции.

По соотношению изотопов свинца, свинца и неодима (табл. 2, рис. 4) фигуративные точки всех изученных пород лежат внутри треугольника с вершинами PREMA, EM1 и EM2. При этом составы базитов и мезитов субщелочной ассоциации приближаются к полям толеитов щитовой стадии развития океанических островов. Составы кислых щелочных пород несколько обособлены от субщелочных, но также тяготеют к полям гавайских толеитов и вулканитов Исландии. Как субщелочные, так и щелочные образования по изотопии свинца значительно отклоняются от области составов надсубдукционных пород. Поскольку изотопы свинца чувствительные индикаторы коровой контаминации, наблюдаемая кар-

Таблица 2. Pb–Pb-изотопные характеристики пород палеогеновой контрастной формации АКВП

№ обр.	Pb	U	Th	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
	ppm					
ПН-35-305	22.0	0.35	0.74	18.096001	15.387000	37.738998
ИЛ-3-17	19.3	1.00	3.14	18.027000	15.342000	37.789001
ПН-44-422	18.9	1.74	4.85	18.183001	15.404000	38.021999
ПН-29-263	21.1	1.80	10.40	18.146000	15.394000	37.928001
О-1408-3	6.7	6.15	26.15	18.358000	15.478000	38.209999
ПН-201-1515	22.7	–	10.00	18.319000	15.418000	38.028000
ПН-201-1515А	23.0	3.39	21.99	18.319000	15.418000	38.028000
ПН-203-1530	21.6	4.63	24.08	18.325001	15.367000	37.865002
№ обр.	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
ПН-35-305	0.982138	0.007121	2.145409	18.086817	15.386567	37.732620
ИЛ-3-17	3.198674	0.023193	10.377039	17.997090	15.340588	37.758151
ПН-44-422	5.683485	0.041210	16.367450	18.129855	15.401492	37.973340
ПН-29-263	5.261455	0.038150	31.408018	18.096800	15.391678	37.834628
О-1408-3	56.66653	0.410876	248.941896	17.828113	15.452989	37.469917
ПН-201-1515	–	–	28.097989	–	–	37.944467
ПН-201-1515А	9.099114	0.065975	60.981555	18.233915	15.413984	37.846707
ПН-203-1530	13.232884	0.095948	71.105605	18.201261	15.361159	37.653611

тина, казалось бы, свидетельствует о том, что палеогеновые пантеллериты, комендиты и щелочные граниты, равно как трахидациты и трахириолиты, не являются ни коровыми расплавами, ни продуктами контаминации базальтов значительным количеством корового материала. Едва ли не единственное, но весьма существенное возражение подобному заключению видится в соотношениях объемов разноосновных магматитов. Учитывая значительность объемов как субщелочных мезитов, так и кислых щелочных пород и отсутствие разностей промежуточного состава между трахибазальтами и пантеллеритами–комендитами в структурах их проявления и между трахибазальтами и трахидацитами (трахиандезидацитами) в других вулканоструктурах [5], сложно объяснить образование кислых магм выплавлением из мантийного субстрата либо посредством дифференциации базитового расплава. Более реальной представляется в данном случае генерация и субщелочных, и щелочно-салических магм в результате переплавления “ювенильного” по изотопным характеристикам корового субстрата.

Согласно предлагаемой гипотезе, субщелочные породы, как это следует и из материалов геохимического изучения [5, 6], имеют мантийно-коровое происхождение, обусловленное тесным взаимодействием мантийных базитовых и коровых

умеренно кислых магм (механизм паратексиса, по [2]). Кислые щелочные расплавы могли образоваться в очагах субщелочной кислой магмы, сохранившихся от предшествовавшего (кампан–маастрихт) периода становления трахидацит–трахириолит–аляскитовой формации, также принадлежащей контрастной серии ([5] и др.) Очаги эти, вероятно, были наиболее приближены к “окнам” растяжения и тесно, вплоть до проявлений флюидного синтексиса, контактировали и взаимодействовали с промежуточными очагами инициальных трахибазальтовых магм. Обогащение при этом кислых расплавов натрием логично объясняется инфильтрационным привнесом его в потоке летучих и/или, что менее эффективно, восходящей диффузией (по [1]) из базитового расплава в кислый.

Полученные изотопные данные позволили сделать следующие выводы: 1) источник палеогеновых субщелочных мезитовых и щелочных кислых магм в АКВП – ювенильная континентальная кора, поставляющая кислый материал, преобразуемый в ходе последующего взаимодействия базитовой и кислой магм на уровне периферических очагов в условиях вероятного локального сжатия; 2) положительные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в кислых породах объясняются относительно коротким интервалом времени, прошедшим с момента образования корового источника гранитоидных магм; 3) поднята важная проблема нарушения изотопных систем

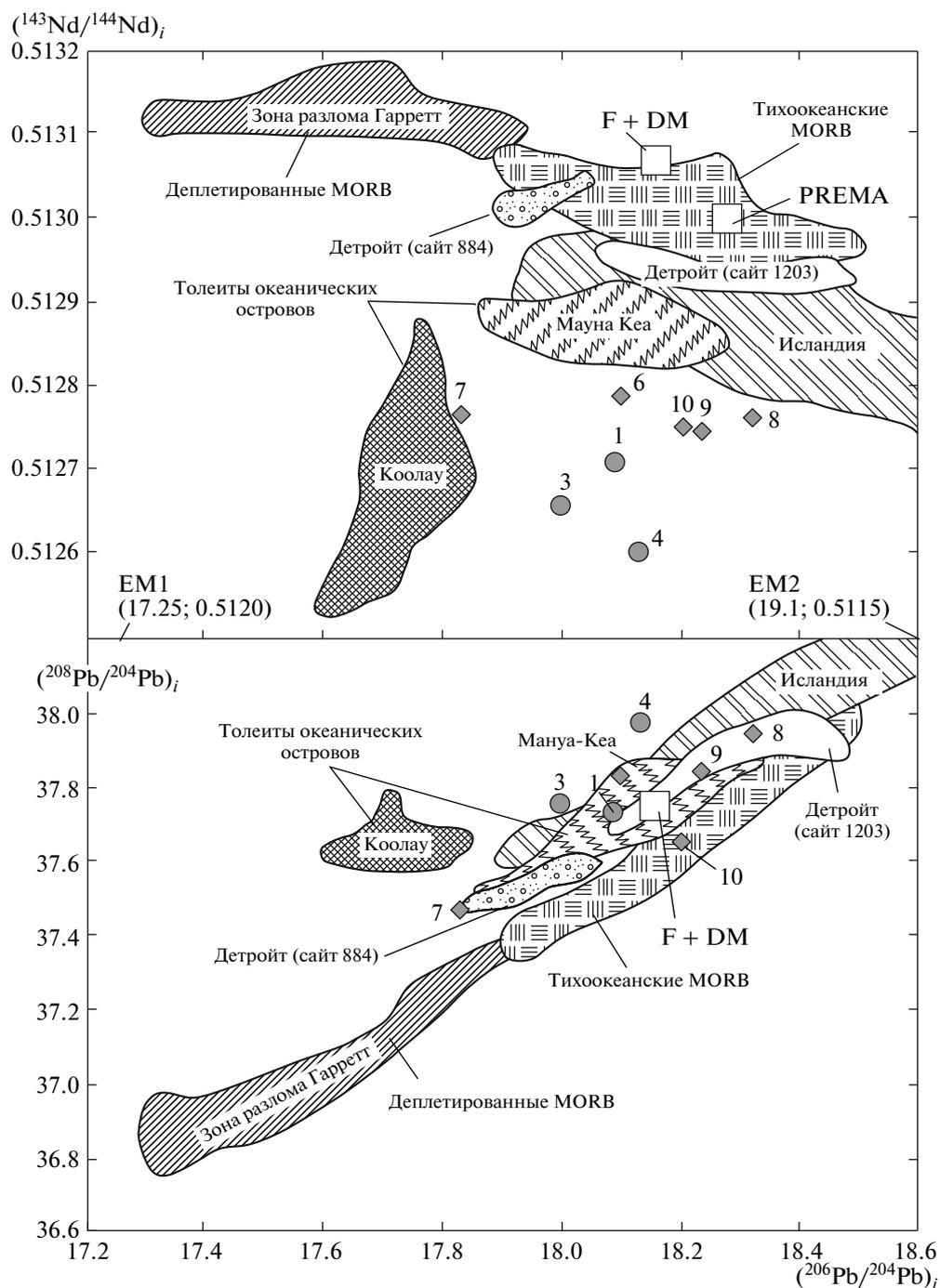


Рис. 4. Изотопные составы пород субщелочной и щелочной ассоциаций бимодальной формации АКВП. Поля составов вулканитов приведены по [15].

на позднемагматической стадии существования кислых щелочных расплавов натрового геохимического профиля, которое необходимо учитывать при интерпретации изотопных отношений, как измеренных, так и инициальных.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов ДВО РАН 09–1–П14–02 и 09–1–П16–02.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисов А.А. // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 593–605.
2. Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. // Геология и геофизика. 1983. № 1. С. 69–74.
3. Жариков В.А. // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1996. С. 3–12.

4. Николаевский А.А. В сб.: Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск : Наука, 1967. С 137–148.
5. Полин В.Ф. Петрология контрастной серии Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 228 с.
6. Полин В.Ф., Молл-Столкан Е.Дж. // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18. № 4. С. 29–47.
7. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Екимова Н.И., Санди-мирова Г.П. // ДАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 388–393.
8. Полин В.Ф., Сахно В.Г., Молл-Столкан Е.Дж. В кн.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. Ч. 1. Гл. 5. С. 260–273.
9. Романов Н.И., Романова В.В., Филина Н.Ф. Объяснительная записка к государственной геологической карте РФ м-ба 1:200 000. Сер. Пыкарваамская. Лист Q-60-XVII, XVIII. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 208 с.
10. Рундквист Д.В., Ряховский В.М., Миронов Ю.В. и др. // ДАН. 2000. Т. 370. № 2. С. 223–226.
11. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
12. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 254 с.
13. Basu A.R., Poreda R.J., Renne P.R. et al. // Science. 1995. V. 269. P. 822–825.
14. Sharma M., Basu A., Nesterenko G.V. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 365–381.
15. Portnyagin M., Savelyev D., Hoernle K. et al. // Geology. 2008. V. 36. № 11. P. 903–906.