

ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ СУБЩЕЛОЧНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ПАЛЕОГЕНОВОЙ КОНТРАСТНОЙ ФОРМАЦИИ АМГУЭМО-КАНЧАЛАНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЛЯ ЧУКОТКИ

В.Ф. Полин¹, В.Г. Сахно¹, С.О. Максимов¹, И.В. Сандимиров²

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: vfpolin@mail.ru

²Институт геохимии имени А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, e-mail: isand@igc.irk.ru

В пределах Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (АКВП) Охотско-Чукотского вулканогенного пояса выделяется сенон-палеогеновая контрастная серия, включающая палеогеновую бимодальную формацию окраинно-континентально-рифтогенного типа [Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999]. Бимодальная формация связана с участками пояса, заложенными на коре с мощным гранитно-метаморфическим слоем (Эскимосский массив). В ее объеме основную роль играют трахибазальты и трахидациты, трахидациандезиты; в меньшей мере развиты трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахириолиты, а также пантеллериты, комендиты и щелочные граниты.

Проявления палеогенового натриевого щелочного и субщелочного вулканоплутонизма 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 [Романов и др., 1999; Полин и др., 2006].

Базальтоиды бимодальной формации образуют группу субщелочных пород основного и переходного к среднему составов: натровые трахибазальты (в том числе высокотитанистые) и трахиандезибазальты. Кислые её члены 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 [Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999; Полин и др.].

Палеогеновые базальтоиды образуют в приразломных прогибах и вулканических грабенах щитовые и трещинные вулканы. Более кислые субщелочные породы, от трахиандезибазальтов 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 слагают крупные вулканические и плутонические купола по южной периферии Белоувалинского вулканического грабена и на восточном фланге Варэнайского вулкано-тектонического прогиба. Пантеллериты, образующие субвулканические купола и дайки, встречаются в приразломных прогибах и вулканических грабенах, в пределах реликтов 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 [Полин, Молл-Столкап, 1999]. По ряду характеристик они подобны анарогенным гранитам. В предшествующих публикациях эти образования рассматривались 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 заставили пересмотреть эту точку зрения и внести коррективы в представления о первоисточниках щелочно-салических расплавов.

Модельный Sm-Nd возраст источников щелочных пород (табл.) достаточно выдержан: $T_{DM} = 481-500$ млн лет, $T_{DM2} = 516-580$ млн лет; при этом возраст для одностадийной модели близок к геологическому возрасту пород Эскимосского массива, являющегося комплексом основания структур АКВП. В изотопном отношении щелочные породы отвечают $e_{Nd}(+)$ 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 возраст субщелочной ассоциации имеет несколько большие величины: $T_{DM} = 549-806$ млн лет, $T_{DM2} = 634-728$, 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 «Common»), в то время как для мезитовых и салических пород, по-видимому, является гибридным от возрастов корового протолита и мантийного резервуара. По изотопии неодима субщелочные образования также принадлежат к $\epsilon_{Nd}(+)$ типу, с несколько меньшими для большинства пород значениями этого параметра, при единичном исключении для трахидацита, с ϵ_{Nd} неодима, близким к BSE.

Расчет инициальных стронций-стронциевых отношений (табл.) показал нереальные, **парадоксально низкие** значения этого параметра в щелочных породах (в пантеллерите и щелочном граните – близкие к BABI, в комендите и щелочном гранит-порфире – вдвое меньшие, чем в BABI). По этой причине, реальное 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 близки к нижней границе поля (плюмового?) компонента HIMU и весьма приблизительно соответствовать верхам гиперболы смещения для пород континентальной коры и континентальных толеитовых базальтов (по: Фор, 1989). Исходя из этого, сложно предполагать происхождение кислых щелочных пород АКВП как производных от смещения базальтовых расплавов и анатектических коровых выплавов.

В породах субщелочной серии АКВП взаимораспределение изотопных отношений стронция и неодима близко к мантийной последовательности и совпадает с верхами гиперболы смещения для пород континентальной коры и континентальных толеитовых базальтов. Все породы этой серии, включая кислые, по своим изотопным характеристикам приближаются к хондритовому источнику. По предположениям ряда исследователей, подобные составы могут характеризовать материал суперплюма и позволяют предполагать подъем материала с огромных глубин, возможно из нижней мантии.

Наблюдаемая картина распределения изотопов неодима и стронция, вероятно, могла иметь место в случае, если Sm/Nd и Rb/Sr в источнике кислых пород были изначально малы и значимо не изменялись со времени отделения Nd и Sr от мантийного резервуара. В то же время, Rb/Sr отношение в **щелочных** кислых расплавах должно было быть изначально высоким, для объяснения высоких измеренных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл.). Поскольку последние определяются только аномально низким содержанием стронция в породах, особенно в комендите и щелочном гранит-порфире, важно понять причину, вызывающую исключительную «деплеированность» пантеллерит-комендитовых серий щелочно-земельными катионами, включая стронций, которая является специфической геохимической особенностью пантеллеритов, комендитов и щелочных гранитов натрового профиля.

Для объяснения этого феномена может быть предложено два механизма. Согласно первому, вынос щелочно-земельных катионов, а также, в меньшей мере, алюминия мог происходить под воздействием высококислотного остаточного магматического флюида [Полин, Молл-Столцап, 1999] из щелочных расплавов на завершающих стадиях их эволюции. Альтернативный механизм подразумевает флюидно-магматическое обогащение кислого расплава силикатами и/или хлоридами щелочей, которые, согласно [Эпельбаум, 1980; и др.], разрушали протокристаллические полевошпатовые «мотивы» (кальциевые, бариевые и стронциевые «полевошпатовые» кластеры), обуславливая не только переход в подвижное состояние и вынос 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 точки базитов и мезитов субщелочной серии близки к полям толеитов щитовой стадии развития океанических островов и занимают промежуточное положение между составами хондритового источника и компонента PREMA. Составы кислых щелочных пород попадают в поле вулканитов Исландии и, как и субщелочные, значительно отклоняются от области составов надсубдукционных пород. Поскольку изотопы свинца – чувствительные индикаторы коровой контаминации, наблюдаемая картина, казалось бы, может свидетельствовать 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. Однако, учитывая значительность объемов как субщелочных мезитов, так и кислых щелочных пород, и резкую бимодальность формации в структурах их проявления (отсутствие пород промежуточного между трахибазальтами и пантеллеритами-комендитами состава, либо между трахибазальтами и трахидацитами, в других случаях), трудно объяснить выплавление их из мантийного субстрата, как и образование путем дифференциации базитовой магмы. Более реальной представляется генерация и субщелочных, и щелочно-салических расплавов в результате переплавления «ювенильного» по изотопным характеристикам корового субстрата.

Субщелочные расплавы, как предполагалось и по материалам геохимического изучения [Полин, 1990; Полин, Молл-Столкап, 1999], имеют, вероятно, мантийно-коровое происхождение, в результате действия механизма паратексиса, при тесном взаимодействии мантийных базитовых и коровых умеренно-кислых и среднеосновных расплавов. 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 [Полин, 1990; и др.]. Очаги этих магм были, вероятно, наиболее приближены к «окнам» растяжения и тесно, вплоть до проявлений паратексиса и флюидного синтексиса контактировали и взаимодействовали с промежуточными очагами инициальных трахибазальтовых магм. Обогащение кислых расплавов натрием логично объясняется процессами восходящей диффузии при синтексисе кислых и базитовых магм [Добрецов, Добрецов, 1983; Борисов, 2008].

Полученные изотопные данные позволяют сделать следующие выводы:

1) источник палеогеновых **субщелочных** мезитовых и **щелочных** кислых магм в АКВП – ювенильная континентальная кора, поставляющая субщелочной кислый материал, преобразуемый в щелочной в ходе взаимодействия базитовой и кислой магм на уровне периферических очагов, в условиях вероятного локального сжатия. Положительные значения $\epsilon_{\text{Na(T)}}$ объясняются относительно коротким интервалом времени, прошедшим с момента образования корового источника щелочных пород;

2) поднята важная проблема нарушения изотопных систем 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

Борисов А.А. Экспериментальное исследование распределения К и Na между смешивающимися жидкостями // Петрология, 2008. Т. 16. № 6. С. 593-605.

Добрецов Г.Л., Добрецов Н.Л. К проблеме генезиса щелочно-салических пород // Геология и геофизика, 1983. № 1. (277). С. 69-73.

Полин В.Ф. Петрология контрастной серии Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля Чукотки. Владивосток: ДВО АН СССР. 1990. 228 с.

Полин В.Ф., Молл-Столкап Е.Дж. Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеанская геология, 1999. Т. 18. № 4. С. 29-47.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Екимова Н.И., Сандиминова Г.П. Пантеллерит – комендит – щелочно-гранитная ассоциация палеогеновой бимодальной формации Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса // ДАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 388-393.

Романов Н.И., Романова В.В., Филина Н.Ф. Объяснительная записка к государственной геологической карте РФ м-ба 1:200 000, серия Пыкарваамская, лист Q-60-XVII, XVIII. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 208 С.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 254 с.

Таблица. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики пород палеогеновой контрастной формации АКВП

Образец	Абс. возраст (млн лет)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}^0	$\epsilon_{\text{Nd}}^{60}$	T (DM)	T (DM2)	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
ПН-35-305	62,0±1.6	0,512766	2,50	2.97	796	641	6	619	0.03762	0.703943	0.703910	18.096001	15.387000	37.738998
ИЛ-3-14	-	0,512710	1,40	1.93	806	725	10	795	-	-	-	-	-	-
ИЛ-3-17	62,0±2.1	0,512703	1,27	1.89	714	728	42	798	0.20426	0.703856	0.703676	18.027000	15.342000	37.789001
ПН-44-422	-	0,512614	-0,47	0.02	1046	885	55	260	-	-	-	18.183001	15.404000	38.021999
ИЛ-1-8	61,0±1.5	0,512755	2,28	3.01	549	634	48	163	1.14284	0.704631	0.703641	-	-	-
ПН-29-263	60,9±1.4	0,512832	3,78	4.44	483	516	95	17	21.6874	0.717699	0.698936	18.146000	15.394000	37.928001
О-1408-3	60,9±2.0	0,512806	3,28	4.0	481	552	125	15	32.3509	0.717857	0.689869	18.358000	15.478000	38.209999
ПН-201-1515А	59,0±1.0	0,512803	3,22	3.57	829	586	157	2	304.651	0.735698	0.480354	-	-	-
ПН-201-1515	59,0±1.4	0,512803	3,22	3.91	490	558	160	2	310.472	0.735698	0.475475	18.319000	15.418000	38.028000
ПН-203-1530	58,0±1.0	0,512789	2,95	3.64	500	580	139	5	107.889	0.738847	0.649953	18.325001	15.367000	37.865002

Примечание. Образцы: 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 пробы), ПН-203-1530 – комендит. Анализы выполнены в СибГЕОХИ СО РАН, г. Иркутск. Аналитики : Е.В. Смирнова, Г.П. Сандмирова. Расчеты эpsilon неодима проведены для деплетированной мантии по методике ИГГД РАН, Санкт-Петербург, в соответствии с данными по абсолютному возрасту кислых щелочных пород: 59-61 млн лет (Полин, Сахно и др., 2006; Романов и др., 1999 г.). Инициальные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения рассчитаны для полученных значений абсолютных калий-аргоновых датировок. Прочерк означает отсутствие данных.