

УДК 551.242.3 (571.65)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ П-ОВА КАМЧАТСКИЙ МЫС (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

© 2008 Н.В. Цуканов¹, С.Г. Сколотнев², Т.Н. Палечек²

¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, 117997

²Геологический институт РАН, Москва, 109017

В статье приводятся новые данные по возрасту и составу вулканитов, слагающих тектонический блок в междуречье р.р. 1-ая Непропускская и Стланиковая. Изученные образования участвуют в строении аккреционной призмы Кроноцкой палеодуги, фрагмент которой обнажается на п-ове Камчатский Мыс. Показано, что вулканиты сантон-маастрихтского возраста в основном являются производными близких родоначальных толеитовых расплавов, претерпевших дифференциацию и генерированных в надсубдукционном мантийном клине. В то же время встречаются базальты, производные обогащенных толеитовых расплавов, что свидетельствует о мелкомасштабной химической гетерогенности мантийного клина. Изученная вулканогенная толща является фрагментом вулканического комплекса, характеризующего позднемеловой этап развития камчатскомьского сегмента Кроноцкой палеодуги.

Ключевые слова: аккреационная призма, Камчатка, вулканиты, Кроноцкая палеодуга, позднемеловой.

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Камчатский Мыс является сложно построенным композитным террейном, вошедшим в аккреционную структуру Камчатки в кайнозой (Аккреционная..., 1993; Парфенов и др., 1993; Соловьев, 2008). В современной структуре полуострова выделяются два крупных блока: южный (Африканский), представленный аккреционной призмой, и северный (Столбовской), являющийся фрагментом вулканической дуги поздне-мелового-эоценового возраста (Баженов и др., 1991; Шапиро, 2005; Alexeev et al., 2006). Строению и формированию п-ова Камчатский Мыс посвящена обширная литература (Аккреционная..., 1993; Бояринова, 2001; Высоцкий, 1986; Морозов и др., 1996; Федорчук, 1991; Хотин, 1976; Хотин, Шапиро, 2006; Шапиро, 2004; Alexeev et al., 2006 и др.), но многие вопросы формирования и происхождения толщ, участвующих в строении аккреционной призмы южной части п-ова Камчатский мыс, являются дискуссионными. Решению этих вопросов способствует детальное изучение строения и состава различных вещественных образований, аккреционной призмы. Нами получены новые геологические и геохимические данные по вулканическому комплексу, слагающему тектонический блок в междуречье р.р. Стланиковая и 1-ая Непропускская, который

является ключевым для выяснения геологических связей между северным и южным блоками п-ова Камчатский Мыс.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Терреин полуострова Камчатский Мыс отделяется от мел-нижнепалеогенового Ачайваам-Валагинского островодужного террейна ветловским коллизионным швом (Зинкевич, Цуканов, 1991). Строение северной и южной частей полуострова Камчатский Мыс различно. В Столбовском блоке преимущественно распространены моноклинально залегающие вулканогенно-туфогенные образования маастрихт-эоценового возраста (столбовская серия) (Беньямовский и др., 1992; Бояринова, 2001; Хотин, 1976). Вулканиты, развитые в основании этой серии (нижнетарховская подсвита) и в верхах ее разреза (баклановская свита), относятся по геохимическим особенностям к островодужным сериям (Хубуная, 1987), но существенно отличаются по составу друг от друга.

Южный блок, отделенный от северного блока сдвигом северо-западного простирания (Kozhurin, 2004), имеет сложное покровно-складчатое строение. Он образован системой тектонических покровов и пластин и интерпретируется многими исследователями как древняя

аккреционная призма (Хотин, Шапиро, 2006; Шапиро, 2004; Alexeev et al., 2006). В ее строении участвуют различные офиолитовые комплексы (серпентинитовый меланж, перидотиты, габбро, дайковый комплекс), а также вулканогенные, туфогенно-осадочные и терригенные породы различного возраста и генезиса.

В Африканском блоке развиты вулканогенные, туфогенно-осадочные и терригенные отложения средне-позднемелового возраста смагинской и пикежской свит (Бояринова, 2001). Среди туфогенных отложений находятся аллохтонные образования в виде тектонических пластин и олистоплаков, сложенных железистыми

аргиллитами, известняками и яшмами альб-сеноманского возраста (Федорчук, 1991; Федорчук и др., 1989,) (верхнесмагинская подсвита по (Бояринова, 2001) или африканский комплекс по (Федорчук, 1989)), с которыми ассоциируют базальты. Среди этих базальтов выделяются океанические толеиты N-MORB типа (Федорчук, 1991) и щелочные базальты океанических островов OIB (Савельев, 2003). По берегу Берингова моря между устьями р.р. 1-ая Непропусковая и Стланиковая (рис. 1) в поле развития отложений смагинской и пикежской свит закартирован блок вулканических пород, имеющий тектонические ограничения (Бояринова, 2001). На геологической

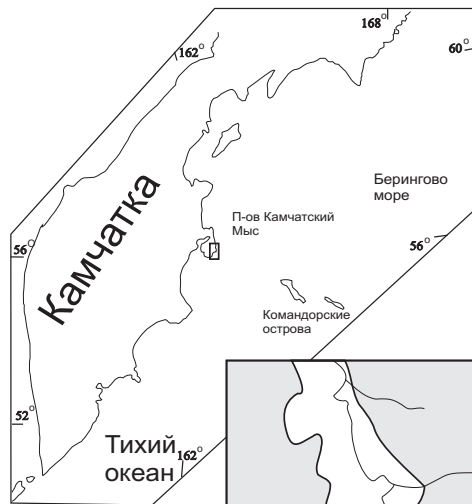
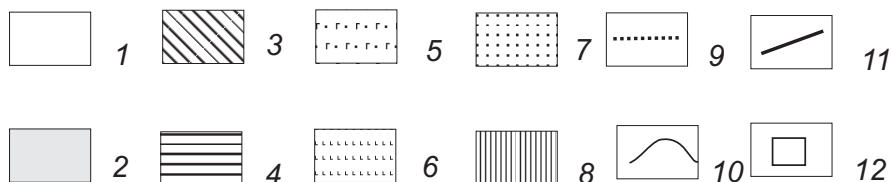
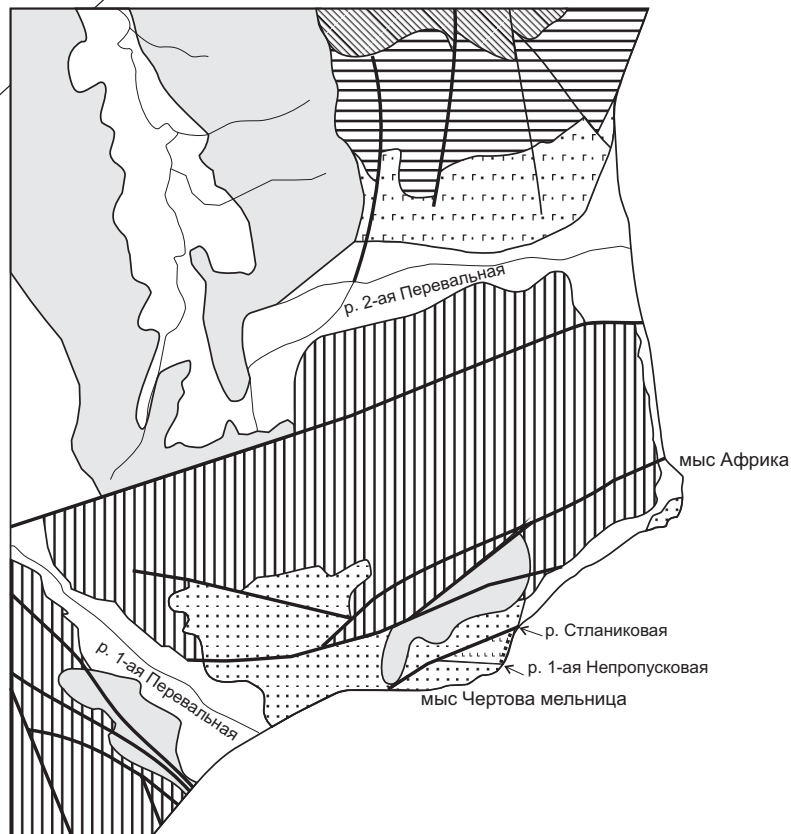


Рис 1. Схема геологического строения р.р. 1- Перевальная и 2 -Перевальная по (Бояринова, 2001).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – плиоцен-плейстоценовые отложения Ольховской свиты; 3-5 – маастрихт – эоценовая столбовская серия: 3 – рифовская свита; 4 – верещагинская свита; 5 – тарховская свита; 6 – вулканогенная толща р. 1-ой Непропусковой; 7 – пикежская свита; 8 – смагинская свита; 9 – места отбора проб; 10 – геологические границы; 11 – тектонические нарушения; 12 – район работ (на врезке).



карте границы этого блока по р. р. Стланиковой и 1-Непропускковой представлены тектоническими зонами с серпентинитовыми глинами. В пределах этого блока в береговых обрывах на протяжении 0.8 км обнажается вулканическая толща. Хотя она интенсивно тектонизирована и наблюдаются многочисленные срывы и зоны расланцевания, изученный разрез ее видимой мощностью около 100 м, представляет собой единый стратиграфический комплекс. Вулканические образования этой толщи являются объектом исследования данной статьи.

В разрезе этой толщи могут быть выделены несколько пачек (снизу вверх):

1. Поток афировых андезибазальтов с шаровой отдельностью (обр. 0701). Породы интенсивно тектонизированы, наблюдается расланцевание и будинаж. Мощность – 3-5 м.

2. Пачка переслаивания туфоалевролитов и кремнистых туфоалевролитов – 5-7 м.

3. Пачка чередования маломощных (около 2 м) потоков мелко подушечных афировых базальтов (обр. 0703) и алевритовых туфов и гиалокластитовых прослоев мощностью 0.5-2 м. Мощность – 5 м.

4. Пачка чередования потоков базальтов (обр. 0704, 0705, 0712 отобраны из различных потоков по разрезу) с подушечной отдельностью (мощность потоков около 3-4 м) и потоков андезитобазальтов (обр. 0708, 0709, 0711 отобраны из различных потоков по разрезу), андезитов (0706) и риолитов (0707) с крупноглыбовой и массивной отдельностью (мощностью до 2-3 м), расслоенных туфовыми прослоями мощностью 0.5-1 м. Мощность – 20-30 м.

5. Пачка чередования прослоев лавобрекчий (2 м) и массивных пироксен порфирированных базальтов (обр. 0717), мощностью 3-5 м, расслоенных бурными гиалокластитам и аргиллитами (0.5-1 м), содержащими тонкие лавовые потоки базальтов (обр. 0716), мощностью 5-10 см и обрывки этих потоков. Мощность пачки составляет около 30 м.

6. Горизонт псаммитовых туфов и туфопесчаников с градационной слоистостью (0.5-1 м), расслоенных бурными аргиллитами и туфоалевролитами с микрофауной радиолярий (обр. 0715, 0715а, 0718) и обломками базальтов (обломки до 10 см). Мощность – 2 м.

7. Поток черных, обильно миндалекаменных базальтов с подушечной отдельностью (обр. 0721) – 15 м.

8. Пачка лавобрекчий расслоенных потоком лиловато-черных базальтов (2-3 м) с крупноглыбовой отдельностью и зеленовато-серыми эпидотизированными базальтами с массивной отдельностью (2 м) – 5 м.

Из бурных аргиллитов (обр. 0715, 0715а и

Таблица 1. Таксономический состав радиолярий из кремней вулканической толщи р. 1-Непропускковой (п-ов Камчатский Мыс)

Роды и виды	№ образцов		
	0715	0715а	0718
	1	2	3
<i>Amphibrachium</i> cf. <i>spongiosum</i> Lipman	•		•
<i>Amphibrachium</i> cf. <i>ornatum</i> Lipman	•		
<i>Prunobrachium articulatum</i> (Lipman)	ex gr.	cf.	
<i>Prunobrachium</i> cf. <i>incisum</i> Kozlova	•	•	
<i>Phaseliforma</i> cf. <i>carinata</i> Pessagno	•		
<i>Archaeospongoprunum</i> sp.	•		•
<i>Spongurus</i> sp.		•	
<i>Prunopyle</i> sp.	•		
<i>Cromyosphaera</i> sp.		•	
<i>Stichomitra</i> sp.	•	•	•
<i>Lithostrobus</i> sp.		•	
<i>Dictyomitra</i> sp.		•	
<i>Diacanthocapsa</i> sp.			•

0718) были выделены объемные формы радиолярий средней сохранности (табл.1). В связи со средней и плохой сохранностью радиолярий и разрушением их при химической обработке изучение проводилось как по шлифам, так и методом выделения объемных форм с последующим фотографированием под сканирующим электронным микроскопом. В изученных образцах наблюдается обилие прунобрахид, которые лучше выглядят и определимы в шлифах. По присутствию в образцах прунобрахид, впервые описанных из сантон-кампанских отложений Западной Сибири и Тургайского прогиба (Козлова, Горбовец, 1966; Липман, 1962), а также распространенных на Урале (Амон, 2000), Камчатке (Вишневецкая, 2001), в кампане -маастрихте о-ва Шикотан (Палечек и др., 2008), Калифорнии (Pessagno, 1976), скв.275 DSDP (Pessagno, 1975), кампане – раннем палеоцене Новой Зеландии (Hollis, 1997), можно сделать вывод о вероятном сантон-маастрихтском возрасте вмещающих отложений. Представители рода *Prunobrachium*, по классификации ареалов видов, предложенной М.Г. Петрушевской (1986), относятся к видам холодноводно-умеренных областей с биполярным распространением.

СОСТАВ ПОРОД

Базальты (обр. 0701, 0704, 0705, 0706, 0712, 0716, 0721) и андезибазальты (обр. 0703, 0708, 0709, 0711) изученной толщи как в потоках,

так и в лавобрекчии представлены преимущественно редко мелко плагиоклаз порфиоровыми и афировыми разностями с микролитовой или интерсертальной структурой основной массы. В порфиоровых разностях фенокристы плагиоклаза до 2 мм составляют около 1-2 %. В разностях с плохо раскристаллизованным матриксом наблюдаются сростки, образованные микролитами плагиоклаза и клинопироксена или отдельные микролиты плагиоклаза. Во всех образцах рудный минерал размером 0.01-0.03 мм составляет 5-7 %.

Образец 0709 имеет долеритовую структуру и состоит в основном из клинопироксена, часто замещенного амфиболом, и плагиоклаза; рудный минерал в количестве 3-5% достигает 0,06 мм в поперечнике.

В миндалекаменных разностях округлые миндалины размером 1 - 7 мм (в среднем 3 мм) в количестве 2-3% заполнены хлоритом, эпидотом, кварцем и реже кальцитом. Наиболее миндалекаменным является обр.0721 (7-10%), в нем все миндалины выполнены кальцитом. В жилках (0.15-0.7 мм), встреченных практически во всех образцах, развиваются кварц и кальцит. Особенно их много в обр. 0701, 0703, 0706, 0709, где они преимущественно сложены кварцем. Плагиоклаз во всех выше описанных образцах в той или иной мере альбитизирован или сосюритизирован.

Риолит (обр. 0707) сложен кварцем и кислым плагиоклазом, в незначительных количествах (до 1%) присутствует бесцветный амфибол. Рудный минерал составляет 2-3 %.

Для всех пород характерна сильная тектонизация, в нескольких образцах (обр. 0701, 0716) развиты зоны милонитизации и брекчирования, в которых происходят интенсивные карбонатизация и хлоритизация породы.

По валовому химическому составу (табл. 2)

среди изученных пород преобладают базальты с содержанием $SiO_2 = 46.4-51,3\%$ (обр. 0704, 0705, 0712, 0716, 0721) и андезибазальты с $SiO_2 = 52.1-53.4\%$ (обр. 0703, 0708, 0709, 0711), реже встречаются андезиты ($SiO_2 = 55\%$) (обр. 0701, 0706). В то же время, очевидно, что в образцах, идентифицируемых как андезито - базальты и андезиты, повышенные концентрации кремнекислоты частично обусловлены вторичным окварцеванием пород. В риолите (обр. 0707) содержание SiO_2 составляет 72.58%.

Вторичные изменения вулканитов сильно влияют на их валовой химический состав. В наиболее измененном образце 0721, в котором широко развиты кальцит и хлорит, отмечаются повышенные содержания оксидов кальция и магния и очень высокие потери при прокаливании (8.59%). В результате концентрации остальных оксидов оказываются пониженными (табл. 2). Обр. 0716 выделяется наибольшим развитием карбонатов: кальцита и, по-видимому, сидерита. Это приводит к резко повышенной концентрации оксида кальция и уменьшению содержания других оксидов, особенно калия, натрия и магния.

Среди относительно менее измененных образцов, выделяются три группы вулканитов. Образцы базальтов 0709, 0711, 0712 отличаются от остальных меньшими содержаниями оксидов титана и железа и большими содержаниями оксидов магния (рис 2). Эти петрохимические признаки указывают на их более низкую степень дифференциации в сравнении с другими изученными образцами. При этом среди них образец 0711 характеризуется высоким содержанием оксида калия (1.28%), что говорит о повышенной щелочности этого базальта, а наименее титанистый образец 0712 характеризуется и наименьшим содержанием калия в этой группе. Вторую группу составляют образцы андезиба-

Таблица 2. Валовый состав пород толщи р. 1-Непропускская (в %).

	0701	0703	0704	0705	0706	0707	0708	0709	0711	0712	0716	0721
SiO ₂	55.15	53.44	50.10	50.27	55.07	72.58	52.12	52.29	52.96	51.57	50.22	46.40
TiO ₂	1.03	1.25	0.90	1.04	1.02	0.26	1.13	0.76	0.59	0.36	0.91	0.41
Al ₂ O ₃	14.69	14.50	15.17	15.10	15.13	11.49	14.45	14.70	15.18	16.12	13.39	12.20
FeO*	12.33	10.62	14.78	13.34	12.08	3.64	14.51	10.28	8.53	9.77	10.93	7.89
MnO	0.196	0.184	0.352	0.188	0.205	0.046	0.236	0.226	0.148	0.164	0.200	0.139
MgO	3.89	3.71	5.11	4.92	3.49	0.76	5.46	7.27	6.07	6.10	1.53	7.38
Na ₂ O	5.78	6.75	5.99	5.93	5.13	2.57	4.58	7.86	6.49	8.28	15.72	11.66
CaO	4.03	5.45	3.35	4.74	5.01	5.89	4.22	2.64	5.62	3.18	1.53	3.90
K ₂ O	1.04	0.04	1.33	0.61	0.89	0.03	0.33	0.83	1.28	0.31	0.02	0.83
P ₂ O ₅	0.09	0.17	0.02	0.13	0.11	0.05	0.12	0.08	0.27	0.05	0.12	0.09
ppp	1.57	3.36	2.43	2.58	1.34	1.90	2.17	2.15	2.17	3.47	4.12	8.59
сумма	99.79	99.48	99.53	98.84	99.47	99.22	99.32	99.08	99.31	99.37	98.69	99.49

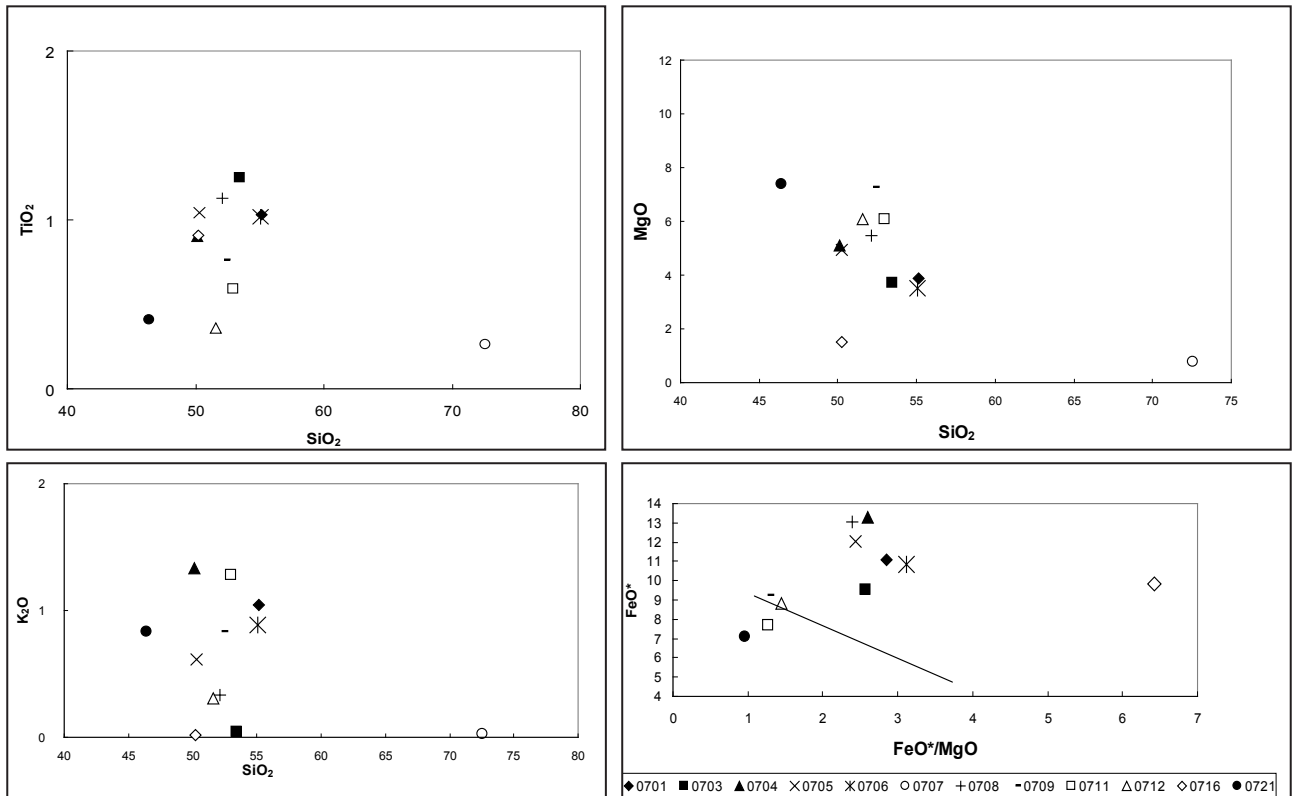


Рис. 2. Вариационные диаграммы оксидов петрогенных элементов вулканитов толщи р. 1-Непропускная

зальтов (0701, 0703, 0706), которые помимо повышенного содержания кремнекислоты также выделяются пониженными концентрациями магния, что в совокупности свидетельствует об их более высокой степени дифференциации. Однако образец 0703 характеризуется крайне низкими концентрациями калия (0.04%). Среди оставшихся умеренно дифференцированных базальтов (обр. 0704, 0705, 0708), образующих третью группу, два последних характеризуются низким содержанием оксида калия, а обр. 0704 – очень высоким (1.33%).

Риолит по своим петрохимическим признакам близок к крайним, наиболее дифференцированным членам расплавов, которые сформировали базальты и андезибазальты. При этом из материнского расплава произошло фракционное осаждение не только относительно основного плагиоклаза и пироксена, но и Fe-Ti рудных минералов, апатита, а также слюды либо калиевого полевого шпата, о чем свидетельствуют очень низкие концентрации калия (0.03%).

На дискриминационной диаграмме FeO – MgO практически все относительно слабо измененные породы располагаются в поле толеитовой серии (рис. 2) за исключением образца 0711, который попадает в поле известково-щелочной серии.

Абсолютные концентрации редко-земельных элементов (табл. 3) в большинстве изученных образцах невелики, в среднем на уровне 10

хондритовых норм. Спектры распределения РЗЭ имеют вид, характерный для вулканитов толеитовой серии (рис. 3). Линии спектров РЗЭ, субпараллельные у различных образцов, близки к горизонтальному положению в области тяжелых и средних земель и последовательно понижаются в области легких элементов. Наблюдается определенная корреляция между поведением РЗЭ и петрохимическими параметрами. Менее дифференцированные базальты имеют более низкий уровень концентрации лантаноидов, более дифференцированные базальты – более высокий, а наиболее высокие значения РЗЭ у андезибазальта обр. 0703. В более дифференцированных разностях отчетливо выражена отрицательная европиевая аномалия. Наиболее глубокая европиевая аномалия у риолита, что подтверждает вывод о том, что он является крайним дифференциатом. Однако, с другой стороны, в области легких земель понижение линии спектра у риолита гораздо круче, чем у базальтов, которая опускается до уровня очень низких концентраций. Это подтверждает предположение о том, что формированию риолитов предшествовало осаждение из расплава слюды или калиевого полевого шпата.

Несоответствие петрохимических и геохимических параметров наблюдается для образца 0704, который имеет в целом наименьшие концентрации лантаноидов и явно выраженный деплетированный характер спектра, несмотря

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ И СТРОЕНИИ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Таблица 3. Содержание элементов-примесей в вулканических породах толщи р. 1-Непропускская (в г/т).

	0703	0704	0705	0707	0708	0709	0711
Ba	13.110	43.016	28.240	5.943	97.978	226.989	173.127
Rb	0.361	31.240	12.134	0.230	2.656	6.950	13.027
Cs	0.025	0.404	0.176	0.018	0.175	0.384	0.274
Th	0.464	0.200	0.156	0.450	0.207	0.087	1.538
U	0.222	0.110	0.120	0.221	0.104	0.048	0.515
Nb	3.056	1.677	1.372	7.623	2.365	6.529	1.721
Ta	0.218	0.114	0.105	0.610	0.130	0.523	0.095
La	6.051	1.694	2.570	1.213	2.783	1.603	12.326
Ce	16.556	4.689	7.064	3.360	7.871	4.830	28.303
Pr	2.621	0.748	1.234	0.557	1.321	0.828	4.180
Sr	180.909	145.169	116.554	27.036	108.983	126.559	466.269
Nd	13.716	4.064	6.693	2.969	7.227	4.639	19.057
Zr	110.457	32.479	45.816	64.135	56.004	37.689	89.871
Sm	4.192	1.436	2.255	1.150	2.450	1.709	4.572
Hf	2.968	1.014	1.328	2.045	1.569	1.074	2.351
Eu	1.420	0.579	0.911	0.329	0.856	0.589	1.334
Gd	5.217	1.849	3.089	1.980	3.279	2.294	4.090
Tb	0.913	0.338	0.554	0.450	0.574	0.409	0.578
Dy	6.126	2.403	3.823	3.485	4.030	2.792	3.444
Y	33.380	12.032	22.067	20.954	22.280	15.581	18.177
Ho	1.348	0.521	0.849	0.841	0.885	0.615	0.711
Er	3.950	1.481	2.552	2.562	2.514	1.746	1.951
Yb	3.911	1.483	2.496	2.724	2.450	1.671	1.811
Lu	0.596	0.231	0.380	0.437	0.369	0.260	0.275
Ti	6990.669	5222.369	6163.078	4683.197	6531.953	7123.903	3308.899

на самые высокие концентрации оксида калия в нем. Очевидно, в данном случае высокие содержания калия обусловлены вторичными процессами.

По характеру спектра РЗЭ от других базальтов отличается обр. 0711. Он имеет низкие концентрации тяжелых и средних лантаноидов, в нем отсутствует европиевая аномалия, что коррелируется с петрохимическими параметрами, указывающими на низкую степень дифференциации этого образца. Однако в области легких лантаноидов кривая спектра РЗЭ последовательно поднимается вверх, что позволяет отнести этот базальт к серии обогащенных толеитов.

Спайдер-диаграмма обогащенного толеита (рис. 4) имеет типоморфные признаки островодужных вулкаников: отчетливо выраженная глубокая отрицательная аномалия в области ниобия и тантала и высокие концентрации LILE. Для других образцов эти признаки не проявляются в столь отчетливой форме. У образцов 0703, 0705 и 0709 аномалия Nb-Ta отчетливая, но менее глубокая, при этом нормированные концентрации тантала выше таковых для ниобия. У образца 0708 она еще менее глубокая, а у образца 0704 отсутствует вовсе. Такой характер спайдер-диаграмм сближает два последних образца с океаническими толеитами.

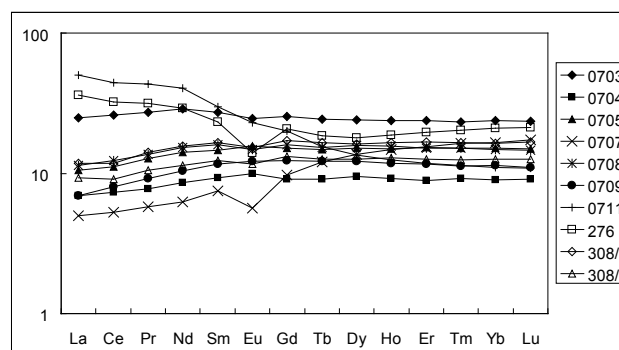


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов в вулканиках толщи р. 1-Непропускская. Нормирование произведено по хондриту согласно (Evensen et al. 1978). Спектры распределения редкоземельных элементов для обр. 276, 308/1, 3 взяты из работы (Сколотнев и др., 2008).

Резко иной характер спайдер-диаграммы у риолита. У него наблюдается высокоамплитудная положительная аномалия в области ниобия, тантала и урана и крайне низкие значения LILE. Такие особенности, по-видимому, связаны с тем, что риолит является крайним дифференциатом расплава, из которого формировались ассоциирующие с ним базальты. Об этом также свидетельствует глубокая отрицательная аномалия стронция на его спайдер-диаграмме. Следует

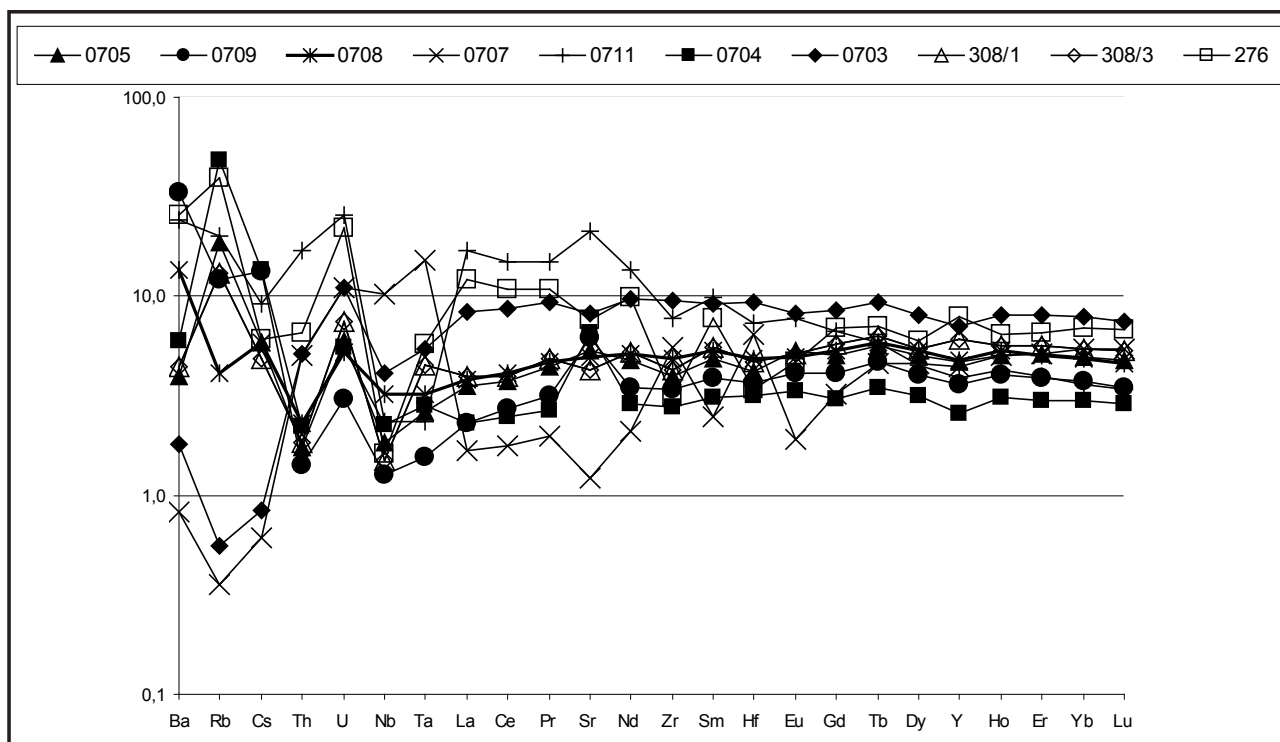


Рис. 4. Мультиэлементные спектры вулканитов толщи р. 1-Непропусквая. Нормирование произведено по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Мультиэлементные спектры для обр. 276, 308/1, 3 взяты из работы (Сколотнев и др., 2008).

также отметить, что на спайдер-диаграммах наименее дифференцированных образцов наблюдается резкая положительная аномалия стронция.

В области LILE одинаковый с риолитом вид спайдер-диаграммы имеет образец андезито-базальта 0703 и, по всей видимости, это также связано с тем, что конкретно в этом образце андезито-базальта, выделяющимся крайне низкими концентрациями калия, также происходило фракционное осаждение слюды или калиевого полевого шпата.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты петро-геохимического изучения вулканогенной толщи из тектонического блока вблизи р.р. 1-ая Непропусквая и Стланиковая показывают, что слагающие ее вулканиты являются преимущественно производными близких родоначальных толеитовых расплавов, генерированных в надсубдукционном мантийном клине. Эти расплавы, претерпели дифференциацию в промежуточных камерах и подводящих каналах и формируют серию от наименее дифференцированных базальтов до андезито-базальтов. В небольших количествах присутствуют риолиты, как крайние члены дифференциации.

Только один из изученных базальтов отличается по своим геохимическим характеристикам от остальных повышенными концентрациями

редких литофильных элементов, что позволяет отнести его к обогащенным островодужным толеитам (обр. 0711). Его положение в разрезе ничем не примечательно и таким образом особенности состава этого образца, вероятно, свидетельствуют о наличии очень мелкошабной химической гетерогенности в верхней мантии в зоне магмогенерации. Ранее образцы с такими геохимическими характеристиками были описаны в разрезе нижнетарховской подсвиты Столбовского блока (Сколотнев и др., 2008). Было сделано предположение, что источником обогащенного материала могли являться верхнемантийные породы, сформировавшиеся ранее в пределах океанской плиты вблизи района плавления глубинного плюма (Гавайский плюм по (Савельев, 2003)).

Изученные вулканиты отличаются от других верхнемеловых вулканических образований Кронцкой палеодуги (Сколотнев и др., 2008). В частности, в сравнении с базальтами и андезито-базальтами нижнетарховской подсвиты Столбовского блока они заметно более титанистые, но менее магниезильные и калиевые. Однако среди изученных образцов есть и такие, которые близки к нижнетарховским базальтам. Сближает эти две тектонически разделенные, но пространственно сближенные толщи и наличие в их разрезах небольшого количества производных обогащенных толеитовых расплавов. Все это позволяет нам считать нижнетарховские обра-

зования и вулканиты толщи, развитой в междуречье р.р. 1-ая Непропускская и Стланиковая, представителями одного сегмента палеодуги. При этом, учитывая более древний возраст последних (сантон-маастрихтский), можно предполагать, что вулканиты р. 1-ая Непропускская представляют более нижние фрагменты разреза этого сегмента Кроноцкой палеодуги.

Для туфогенно-осадочных образований смагинской свиты (ранее нижнепикежская подсвита по (Хотин, 1976)) был получен кампан-маастрихтский возраст по комплексам радиолярий (Федорчук и др., 1989). Можно предположить, что верхнесмагинские туфогенные образования, развитые в пределах Африканского блока, являются фациальным аналогом вулканогенным образованиям р. 1-ая Непропускская (низы разреза) и нижнетарховской подсвиты (верхи разреза) и характеризуют поздне меловой этап развития этого сегмента Кроноцкой палеодуги. При формировании аккреционной призм в основании этой дуги и более поздних тектонических движениях, связанных с коллизией дуги к камчатской окраине они в виде отдельных тектонических пластин вошли в состав этой аккреционной призм.

ВЫВОДЫ

1. Охарактеризован геохимический состав ранее не изученных вулканогенных образований аккреционной призм Африканского блока п-ова Камчатский Мыс. Показано, что эти вулканиты являются производными близких родоначальных расплавов, претерпевших дифференциацию и генерированных в надсубдукционном мантийном клине.

2. Определен сантон-маастрихтский возраст фрагмента аккреционной призм Африканского блока п-ова Камчатский мыс.

3. Предполагается, что изученные вулканиты являются фрагментом вулканического комплекса, характеризующего поздне меловой этап развития камчаткомысского сегмента Кроноцкой палеодуги.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Д.П. Савельеву, Б.В. Баранову и Ральфу Фрайтаг за помощь при полевых работах.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке РФФИ (гранты № 05-05-64158, № 08-05-00017) и Федерального агентства по науке и инновациям (контракт № 02.515.11.5075).

Список литературы

Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / Под. ред. Пушаровского Ю.М. М.: Наука, 1993. 272 с.

Амон Э.О. Верхнемеловые радиолярии Урала // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: ИГГУрО РАН, 2000. Вып. 5. 209 с.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шапиро М.Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82-96

Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В. и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогеновых отложениях Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1992. № 1. С. 100-113

Бояринова М.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Восточно-Камчатская серия, листы О-58-XXVI, XXXI, XXXII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.

Вишневская В.С. Радиоляриевая биоистратиграфия юры и мела. России. М.: ГЕОС, 2001. 374 с.

Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 196 с.

Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Ветловский коллизионный шов Восточной Камчатки // ДАН. 1992. Т. 324. № 3. С. 638-642.

Козлова Г.Э., Горбовец А.Н. Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1966. 158 с.

Липман Р.Х. Поздне меловые радиолярии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности. Л.: Тр. ВСЕГЕИ, 1962. Нов. сер. Т. 77. С. 271-323.

Морозов О.А., Ростовцева Ю.В., Шапиро М.Н. Верхнемеловые песчаники полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) — продукты размыва континентальной коры: новые данные // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 3. С. 301-313.

Палечек Т. Н., Терехов Е. П., Можеровский А.В. Кампан-маастрихтские радиолярии из малокурильской свиты острова Шикотан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 76-89.

Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.

Петрушевская М.Г. Радиоляриевый анализ. Л.: Наука. 1986. 200 с.

Савельев Д.П. Внутриплитные щелочные базальты в меловом аккреционном комплексе

- Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 14-20.
- Сколотнев С.Г., Цуканов Н.В., Савельев Д.П., Федорчук А.В. О гетерогенности составов островодужных образований Кроноцкого и Камчаткомысского сегментов Кроноцкой палеодуги (Камчатка) // ДАН. 2008. Т. 418. № 2. С. 232-236.
- Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. Труды ГИН РАН, вып. 577. М.: Наука, 2008. 319 с.
- Федорчук А.В. Полигенные офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №2, С. 14-28
- Федорчук А.В., Вишневская В.С., Извеков И.Н., Румянцева Ю.С. Новые данные о строении и возрасте кремнисто-вулканогенных пород п-ва Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 11. С. 27-33.
- Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса. М.: Наука, 1976. 196 с.
- Хотин М.Ю., Шаниро М.Н. Офиолиты Камчатского Мыса (Восточная Камчатка): строение, состав, геодинамические условия формирования // Геотектоника. 2006. № 4. С. 61-89
- Хубуная С.А. Высокоглиноземистая плагиотолейтовая формация островных дуг. М.: Наука, 1987. 167 с.
- Шаниро М.Н. Пикежские песчаники на Востоке Камчатки: продукты размыва Кордильер, пересекающие Тихий океан? // Геофизические исследования. 2005. Вып. 4. С. 79-93.
- Alexeiev Dmitriy, Gaedicke Christoph, Tsukanov Nikolay, Freitag Ralf. Collision of the Kronotskiy arc at the NE Eurasia margin and structural evolution of the Kamchatka - Aleutian junction // International Journal of Earth Sciences. 2006. V. 95. P. 977-993.
- Kozhurin A.I. Active faulting at the Eurasian, North American and Pacific plates junction // Tectonophysics. 2004. V. 380. P. 273-285
- Evensen N. M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. № 42. P. 1199-1212.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313-345.
- Hollis C.J. Cretaceous - Paleocene Radiolaria from Eastern Marlborough // New Zealand. Inst. of Geol. et Nuclear Sci. monograph 17. 1997. 152 p.
- Pessagno E. Upper Cretaceous Radiolaria from DSDP Site 275// Init. Repts DSDP, Wash. (D.C.). 1975. V. 29. P. 1011-1029.
- Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. Publ. 1976. V. 2. P. 1-95.

NEW DATA ON COMPOSITION AND STRUCTURE OF KAMCHATSKY MYS PENINSULA'S ACCRETION PRISM (EASTERN KAMCHATKA)

N.V. Tsukanov¹, S.G. Skolotnev², T.N. Palechek²

¹*P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, 117997*

²*Geological Institute RAS, Moscow, 109017*

New data on age and composition of vulcanites composing tectonic block located in interfluvial area of rivers Pervaya Npropuskovaya and Stlanikovaya are presented in this paper. Studied formations are present in Kronotskaya paleoarc accretion prism structure; its fragment outcrops on the Kamchatsky Mys Peninsula. It is shown that vulcanites of Santonian-Maastrichtian age for the most part represent the derivatives of close parent tholeiitic melts which have undergone differentiation and generated in supra-subductional mantle wedge. At the same time there are basalts, derived from enriched tholeiitic melts; it is an evidence of small-scale chemical heterogeneity of mantle wedge. Investigated volcanic thickness represents a fragment of volcanic complex characterized by Late Cretaceous stage of Kamchatsky Mys segment (Kronotskaya paleoarc) development.