

УДК 551.242.3

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ АЛАЗЕЙСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЯКУТИЯ)

© 2015 Н.В. Цуканов<sup>1</sup>, С.Г. Сколотнев<sup>2</sup><sup>1</sup>ФГБУН Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, 117997<sup>2</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Москва 119017;

e-mail: nvts\_ov@rambler.ru

Новые данные по составу меловых вулканитов, развитых в пределах Алазейского плоскогорья, Колымо-Индибирской складчатой области северо-востока Якутии, указывают на существенные различия в их составе, что позволяет говорить о различных геодинамических режимах при формировании этих пород. Изученные магматические породы разделяются на две группы: образования первой группы относятся к дифференцированной серии (от андезибазальтов до дацитов и риолитов), формировавшихся в пределах вулканического пояса; вулканиты второй группы, относятся к толеитовой серии и формировались в геодинамической обстановке, связанной с режимом растяжения и рифтообразования.

*Ключевые слова:* толеитовые базальты, вулканические пояса, магматизм, Алазейское нагорье, рифтообразование.

### ВВЕДЕНИЕ

Изученные вулканиты, развитые в пределах Алазейского плоскогорья, Колымо-Индибирской складчатой области на северо-востоке Якутии, относятся к поздней стадии развития мезозойско-кайнозойского Северо-Востока России. Строение, состав и возраст толщ, слагающих структуры Алазейского плоскогорья, до настоящего времени являются предметом исследований и любые новые данные помогают лучше понять тектоническую и геологическую историю этого слабо изученного региона. Нами приводятся новые данные по составу позднемеловых вулканических пород, развитых в центральной части Алазейского плоскогорья в бассейне рек Сев. Седедема – Кылах (рис. 1). Образцы были отобраны при проведении поисковых работ в 2013 г. в составе Алазейской поисковой партии (нач. партии П. Ю. Сиплиный, ОАО «Янгеология»).

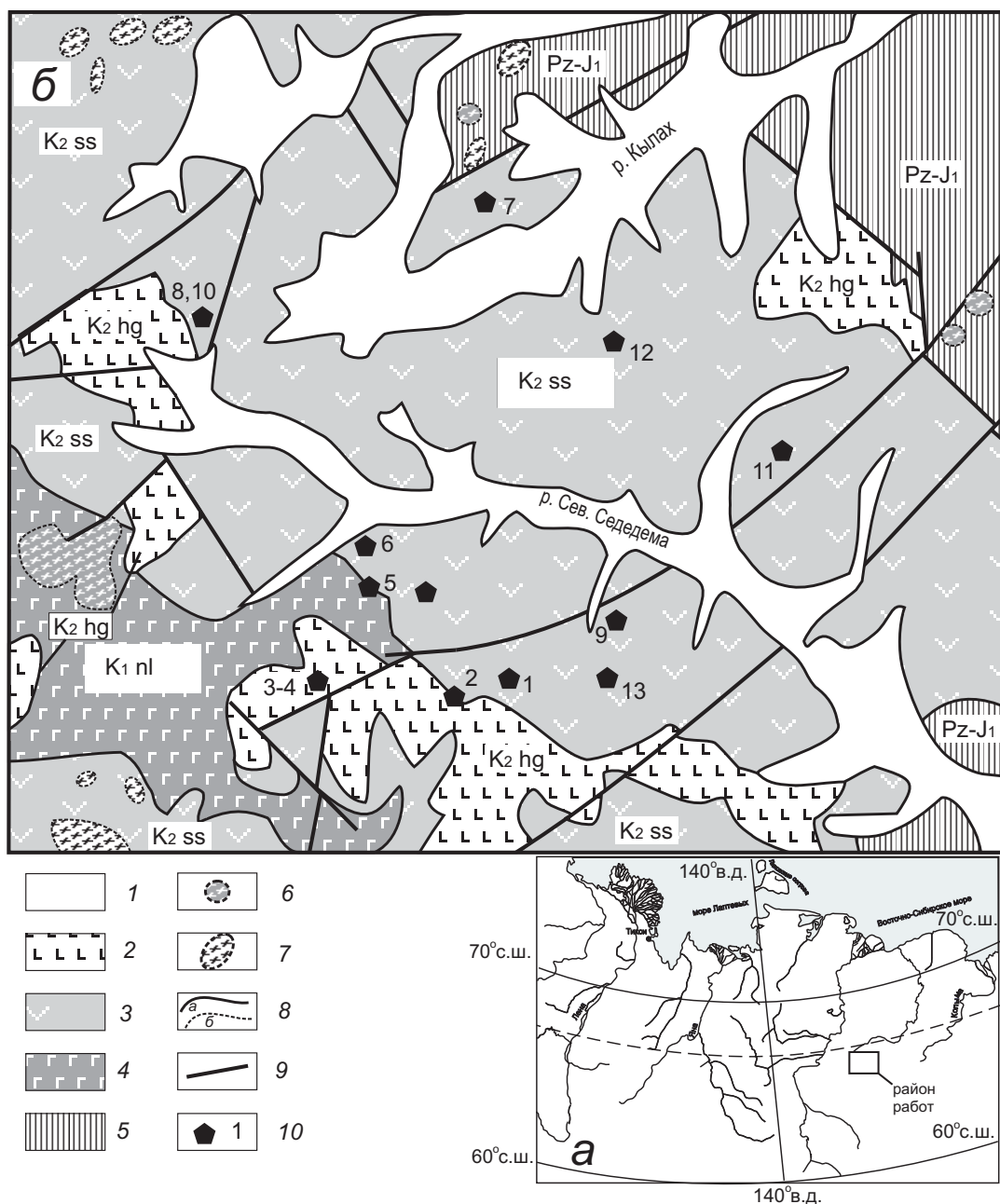
В немногочисленной опубликованной литературе (Натапов и др., 1977; Ставский, 1981; Шарковский, 1975) подробно рассматривается более ранний позднепалеозойский – раннемезозойский этап геологической истории этого региона. В работе (Натапов и др., 1977) нижнемеловые и верхнемеловые континентальные вулка-

ногенно-туфогенные образования центральной части Алазейского плоскогорья относятся к крупному ответвлению Охотско-Чукотского вулканического пояса. Современные геохимические данные о составе верхнемеловых комплексов Алазейского плоскогорья отсутствуют.

### ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Меловые континентальные вулканиты Алазейского плоскогорья с несогласием перекрывают складчатые вулканоогенно-осадочные и терригенные образования верхнепалеозойского (верхний девон-средний карбон) и раннемезозойского (триас-юра) возраста (рис. 1). Отложения верхней части раннемезозойского разреза содержат фауну верхней части волжского яруса юры (Геологическая карта ..., 2000; Натапов и др., 1977; Ставский, 1981).

Меловой разрез по данным геолого-съёмочных работ, которые проводились здесь в 1970 и 1980 гг. объединением «Аэрогеология», разделяется на несколько свит, которые имеют фациальные переходы, а общая мощность разреза оценивается в 2500 м. (Натапов и др., 1977; Ставский, 1981). Выделяются пять свит: нельканская, чебыгылахская, кадылчанская,



**Рис. 1.** Геологическая схема междуречья р. Северная Седедема и р. Кылах (Алазейское плоскогорье) по (Геологическая ..., 2000): 1 – верхнечетвертичные и современные отложения; 2-3 – верхнемеловые образования: 2 – хангытасская свита ( $K_{2\text{hg}}$ ), 3 – североседедемская свита ( $K_{2\text{ss}}$ ); 4 – нижнемеловые образования, нельканская свита ( $K_{2\text{nl}}$ ); 5 – верхнепалеозойские образования; 6-7 – верхнемеловые субвулканические и интрузивные образования: 6 – базальтов и долеритов, 7 – гранитов и риолитов; 8-9 – геологические границы: 8 – стратиграфические (а) и интрузивные (б); 9 – разрывные нарушения недифференцированные; 10 – места отбора проб (цифры соответствуют номеру в табл. 1).

североседедемская и хангатасская свиты. На севере и западе Алазейского плоскогорья широко распространены породы нельканской свиты, представленные базальтами, андезитами, андезибазальтами, дацитами, риолитами и туфами среднего, кислого состава, а также осадочными терригенными отложениями. По данным (Ставский, 1981) нельканская и чебыгылахская и кадылчанская свиты имеют частично фациальные переходы. При этом

отмечается, что кадылчанская свита залегает на нельканской и чебыгылахской свитах с размывом, а на верхнепалеозойских-раннемезозойских толщах с резким угловым несогласием. В составе чебыгылахской свиты преобладают кислые вулканиты и их туфы. Кадылчанская свита сложена преимущественно осадочными и туфогенно-осадочными отложениями. В верхней части разреза отмечается появление грубых туфов и туфобрекчий и лахаровых отложений.

## ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

Химический состав изученных магматических пород.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ обр.	1008/13	1009/13	А1-3/13	А1-2/13	1070/13	1105/13	А1-1/13	1024/13
SiO <sub>2</sub>	46.12	45.88	54.75	57.81	63.97	64.36	66.77	68.31
TiO <sub>2</sub>	1.14	0.95	2.03	1.45	0.74	0.42	0.60	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.36	18.51	15.06	16.27	15.52	16.77	14.67	13.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.52	4.36	5.20	4.63	2.75	3.24	4.13	1.73
FeO	6.18	4.94	4.42	2.98	1.87	0.33	0.34	0.69
MnO	0.15	0.14	0.18	0.15	0.09	0.07	0.07	0.05
MgO	7.33	9.52	3.20	2.42	1.16	0.62	1.44	0.29
CaO	9.85	9.67	6.08	4.95	3.00	1.85	1.65	1.17
Na <sub>2</sub> O	3.03	2.73	4.22	4.10	4.60	5.30	4.01	4.19
K <sub>2</sub> O	0.19	0.15	1.85	2.71	2.68	5.14	4.19	2.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.11	0.87	0.65	0.19	0.09	0.24	0.04
п.п.п.	4.93	2.82	1.86	1.71	3.27	2.00	1.40	5.73
Сумма	99.93	99.78	99.78	99.82	99.84	100.19	99.51	99.66
Cs	5.04	0.505	0.55	1.35	5.88	1.88		
Rb	2.26	1.918	34.00	58.00	77.00	58.00		
Ba	116.45	59.39	697.16	955.49	1123.69	1799.35		
Th	0.22	0.130	3.20	5.02	6.25	3.61		
U	0.10	0.064	1.28	2.08	2.57	1.49		
Nb	2.09	0.853	10.30	16.83	13.44	8.37		
Ta	<0.1	0.20	0.53	1.05	1.09	0.67		
La	4.00	2.625	31.00	38.76	33.84	21.75		
Ce	10.73	7.284	71.61	83.41	71.09	43.08		
Pb	1.15	0.727	6.65	9.35	11.76	9.53		
Pr	1.84	1.278	9.94	11.03	8.87	5.82		
Sr	320.14	372	560.33	528.86	374.83	124.02		
Nd	9.31	6.9	42.38	44.30	34.21	23.27		
Zr	72.37	59.17	224.80	264.74	352.65	613.77		
Sm	2.88	2.2	9.30	9.09	7.00	4.99		
Hf	1.98	1.75	5.58	6.63	8.45	13.03		
Eu	1.13	0.93	2.78	2.49	1.74	1.71		
Gd	3.49	2.88	9.21	9.30	6.84	4.79		
Tb	0.66	0.507	1.48	1.38	1.04	0.71		
Dy	4.10	3.3	8.30	7.63	5.99	4.09		
Y	23.00	17.467	43.93	41.25	33.45	22.70		
Ho	0.88	0.687	1.64	1.50	1.21	0.85		
Er	2.53	2.0	4.60	4.25	3.59	2.47		
Tm	0.36	0.287	0.63	0.59	0.52	0.37		
Yb	2.09	1.98	3.88	3.80	3.35	2.74		
Lu	0.36	0.293	0.62	0.58	0.53	0.42		
Sc	28.71	25.92	25.03	14.38	11.49	12.60		
V	190.60	166.34	140.54	104.60	29.86	10.82		
Cr	31.3	30.1	12.4	12.8	18.6	17.1		
Co	49.37	49.806	14.6	14.8	4.30	2.10		
Ni	68.66	126.42	8.8	5.2	7.38	6.91		

ЦУКАНОВ, СКОЛОТНЕВ

Таблица. Окончание

№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
№ обр	1015/13	1023/13	1054/13	А1-4/13	1000/13			
SiO <sub>2</sub>	69.34	71.15	72.32	74.53	74.33	53.47	60.67	67.57
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.25	0.17	0.13	0.13	0.88	0.88	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.05	14.04	13.66	13.35	12.56	18.16	17.4	16.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.91	2.38	2.02	1.30	1.84	3.05	2.35	3.68
FeO	0.55	0.13	0.13	0.25	0.16	5.74	3.06	0.36
MnO	0.05	0.04	0.06	0.03	0.04	0.18	0.07	0.12
MgO	0.26	0.21	0.21	0.38	0.17	4.03	2.33	0.18
CaO	1.07	0.29	0.88	0.41	0.30	7.83	5.33	1.26
Na <sub>2</sub> O	4.61	3.48	3.51	2.83	3.98	2.87	4.87	4.23
K <sub>2</sub> O	2.85	5.29	5.11	5.21	5.37	1.3	1.38	4.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.18	0.33	0.14
п.п.п.	5.29	1.84	1.36	1.44	0.97	2.49	1.61	0.89
Сумма	99.19	99.44	99.46	99.89	99.86	100.18	100.28	99.49
Cs					2.54			
Rb					147.43			
Ba					33.34			
Th					12.25			
U					2.32			
Nb					19.03			
Ta					1.23			
La					36.47			
Ce					70.28			
Pb					17.47			
Pr					7.95			
Sr					6.7			
Nd					28.39			
Zr					371.04			
Sm					4.99			
Hf					10.60			
Eu					0.08			
Gd					5.09			
Tb					0.92			
Dy					6.40			
Y					41.56			
Ho					1.50			
Er					4.85			
Tm					0.75			
Yb					5.11			
Lu					0.77			
Sc					3.35			
V					2.30			
Cr					20.6			
Co					0.289			
Ni					7.5			

Примечание. Образцы 1-4 – хангатасская свита, 5-13 – североседедемская свита, 14-16 – нельканская свита (Ставский, 1981).

Мощность свит меняется от нескольких сот метров до 700 м. Эти толщи характеризуются не выдержанностью прослоев по мощности и простираю. Осадочные отложения кадылчанской свиты содержат флору раннемелового возраста (апт-альб) и линзовидные угленосные прослои. Североседедемская свита слагает изолированные выходы и сложена трахитами, трахидацитами, риолитами и туфами кислого состава, реже в ее составе отмечаются трахиандезиты. В поле распространения этой свиты картируются экструзивные купола, образованные риолитами и трахириолитами. Отмечаются фациальные переходы между чебыгылахской и североседедемской свитами (Ставский, 1981). Максимальная мощность свиты оценивается в 600-700 м. Образования хангатаской свиты слагают часто изолированные поля и образуют квестообразные уступы. Хангатаская свита сложена преимущественно базальтами, андезибазальтами, андезитами, реже дацитами, в разрезе присутствуют также туфы и шлаки. Породы свиты согласно залегают на нижележащих образованиях и формируют лавовые потоки 10-30 м мощности. Видимая мощность свиты составляет около 400 м. В меловых образованиях присутствуют интрузии разного состава от габбро-диоритов и диоритов до гранит-аплитов, сиенитов и монзонитов и субвулканические тела андезитов, долеритов, риолитов и базальтов. Верхнемеловой возраст североседедемской и хангатаской свит устанавливается по их стратиграфическому положению, налеганию на апт-альбские образования кадылчанской свиты. Верхний возрастной предел хангатаской свиты не определен (Ставский, 1981).

Меловые образования слабо деформированы, залегают субгоризонтально и часто облекают палеорельеф. Они разбиты многочисленными субвертикальными разломами, к которым часто приурочены дайки.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами были отобраны и изучены образцы магматических пород из поля развития североседедемской и хангатаской и нельканской свит в бассейне рек Северная Седедема и Кылах (рис. 1). Породы представлены базальтами, андезитами, андезибазальтами, дацитами, риодацитами и риолитами. Из поля развития хангатаской свиты были изучены базальты и андезибазальты (обр. 1008/13, 1009/13, А13-13, А12-13). Образцы А13-13 и А12-13 отобраны из нижних частей потока, мощностью 20 м (выс. 870 м). Базальты (обр. 1008/13, 1009/13) характеризуют отдельные останцы и их взаимоотношения с другими породами хангатаской свиты и нижележащей североседедемской

свиты не вполне ясны. Возможно, они в виде даек или силлов находятся в поле развития пород североседедемской свиты в непосредственной близости от контакта с образованиями хангатаской свиты (рис. 1). Остальные образцы пород (номера в табл. 15-13 и 14-16) характеризуют североседедемскую и нельканскую свиты (петрохимические данные для нельканской свиты взяты из работы (Ставский, 1981).

*Методы исследования.* Химический состав пород был изучен методом РФА на рентгенофлуоресцентном спектрометре в лаборатории Геологического института (ГИН) РАН (Москва). Потери при прокаливании (п.п.п.) определялись весовым методом. Микроэлементный состав изучался методом ICP MS в ФГУП институт минералогии геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ) (Москва) (масспектрометр «PerkinElmer ELAN 6000» (США)) и в ГИН РАН (Москва) (масспектрометр «Element 2» (Германия)). Измерения изотопного состава элементов проводились на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме во Всероссийском Геологическом институте (ВСЕГЕИ) Санкт-Петербург. Химическая сепарация элементов осуществлялась хроматографическим методом на ионнообменных колонках по описанной ранее методике. Содержания элементов определялись методом изотопного разбавления с добавлением калиброванного изотопного трассера. Для нормализации использовались значения  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$  и  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ . Величина измеренных международных стандартов соответствовала:  $\text{JNdi-1 } ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512108\pm 2$ ;  $\text{NBS-987 } ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710225\pm 7$ ;  $\text{NIST-981: } ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16.937\pm 0.011$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.492\pm 0.017$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36.722\pm 0.017$ . Погрешность соответствующего изотопного отношения в таблице приведена при 95% уровне значимости в абсолютных величинах (2s, abs) или процентах (2s, %).

*Краткое петрографическое описание пород.* Базальт (обр. 1008/13) является лейкократовой разностью с афировой миндалекаменной структурой. Он сложен основным плагиоклазом (до 60-65 % породы), клинопироксеном (20-25%) и реже ортопироксеном (3-5%). Интерстиции между зернами этих минералов состоят из мелких зерен клинопироксена, оливина, плагиоклаза и рудного минерала. Миндалины диаметром (0.1-0.5 мм) (3-5%) полностью заполнены кальцитом. Кальцит также частично замещает клинопироксен и плагиоклаз в интерстициях. Образец (1009/13) представлен лейкократовым долеритом с долеритовой структурой. Состав и соотношение породообразующих минералов, такое же, как и в базальте. Размер зерен плагиоклаза до



0.5 мм, клинопироксена до 0.25 мм, оливина и ортопироксена до 0.3 мм и рудного минерала до 0.1 мм. Вторичные минералы представлены нонтронитом, образующим тонкие прожилки по краям зерен и редкие интерстиционные обособления до 0.4 мм в сечении, а также редко цеолитом. В целом объем вторичных минералов не превышает 2%.

Андезибазальты хангатасской свиты (А1-3/13, А1-2/13) афировые, редко (1-2%) мелкопорфировые породы, сложенные преимущественно мелкими удлиненными микролитами (0.15 мм) плагиоклаза (до 65%) или их агрегатами. Микролиты клинопироксена и рудного минерала (до 5%) образуют изометричные выделения 0.1 мм. Вторичные минералы представлены обособлениями нонтронита 0.1 мм около 1-2%. Наблюдаются также тонкие палочковидные выделения апатита. Порода обладает трахитовой текстурой.

Изученные породы североседедемской свиты представлены преимущественно трахидацитами, риодацитами, трахириодацитами и трахириолитами. Трахидацит (обр. 1105/13) – порфировая порода, где вкрапленники плагиоклаза и калиевого полевого шпата (совокупно 5-7%) имеют таблитчатую форму, размером 5-10 мм, вкрапленники амфибола (1-2%) – удлиненно таблитчатую форму размером 0.5-1 мм. Редкие зерна рудного минерала образуют правильные выделения квадратного и округлого сечения размером до 0.2 мм. Амфибол полностью или частично опациitized или замещен вторичными минералами (глинами?). Матрикс образован тонким агрегатом из мелких палочковидных микролитов плагиоклаза и кварца размером до 0.05 мм. Трахириодациты (1024/13 – 1015/13, 1023/13, 1054/13) – порфировые породы, где вкрапленники плагиоклаза и калиевого полевого шпата таблитчатой формы размером 5-10 мм составляют 5-7%. Они образуют сростки с рудным минералом, клинопироксеном и амфиболом. Все эти минералы встречаются и в виде мелких редких субфенокристов размером 0.3-0.4 мм. Они погружены в стекловатую изотропную массу, обладающую перлитовой отдельностью. Трахириолиты (А1-4/13, 1000/13) сложены порфировыми выделениями размером от 0.5-4 мм до 8 мм (2-5%) таблитчатой и неправильной формы и, преимущественно, представлены калиевым полевым шпатом и редкими вкрапленниками, по-видимому, амфибола, практически нацело опациitized. Порфировые выделения погружены в мелкозернистый матрикс с фельзитовой, реже, с трахитовой структурой. Матрикс образован сросшимися зернами кварца неправильной формы, возможно, с участием плагиоклаза. Дациит (обр. 1070/13) характеризует

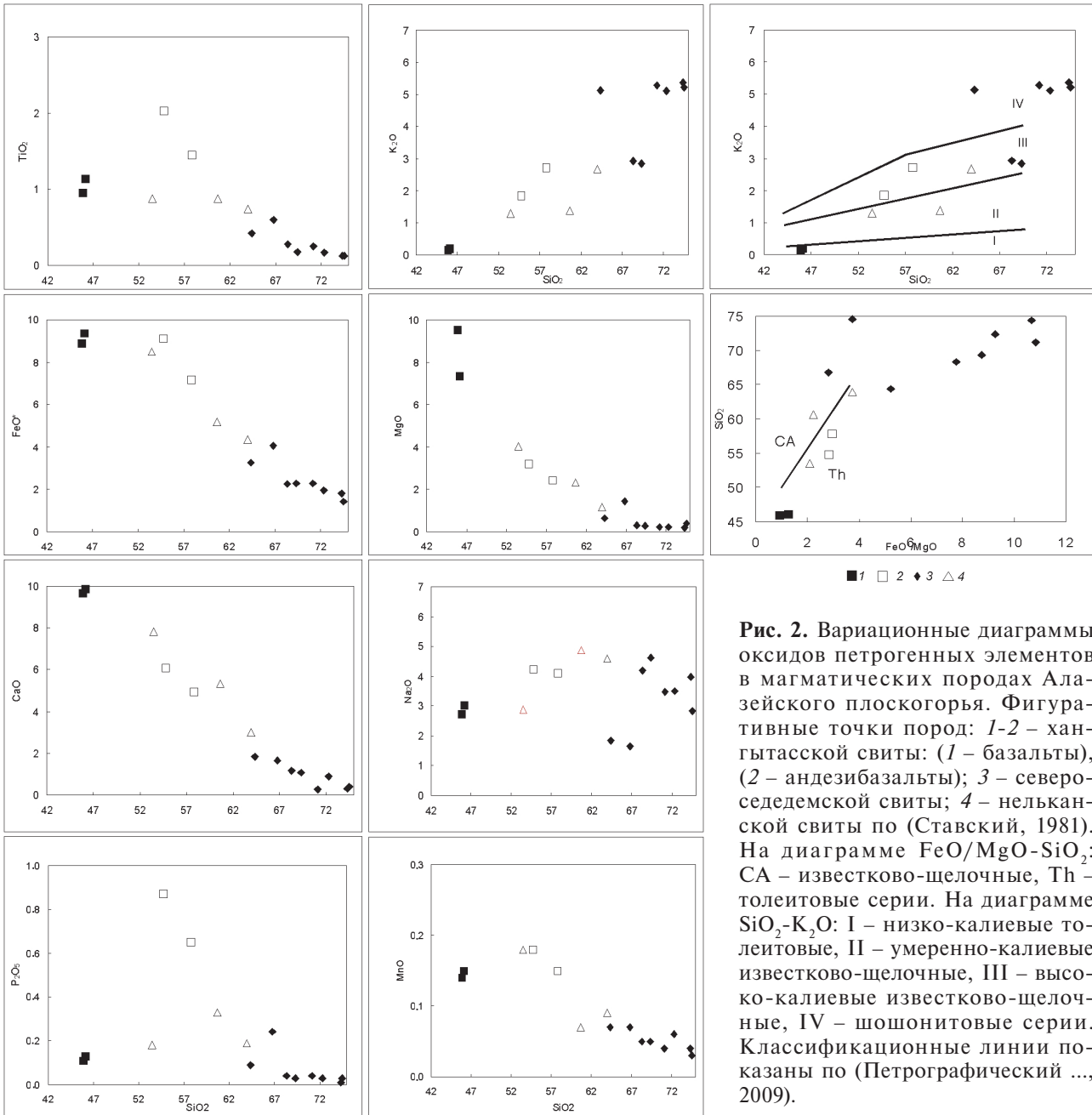
или седедемскую свиту или образования нельканской свиты нижнего мела. Это – непористая порфировая порода. Порфировые выделения имеют средний размер около 0.4 мм и составляют 2-3% породы. Они представлены удлиненно таблитчатым плагиоклазом и выделениями, часто неправильной формы, калиевого полевого шпата (санидина). Иногда они образуют сростки с клинопироксеном. Матрикс образован тонкоиглочатым агрегатом разноориентированных микролитов кислого плагиоклаза. Рудный минерал (до 1%) образует правильные выделения квадратного и округлого сечения размером до 0.2 мм.

*Вещественный состав пород.* Изученные вулканиты, за исключением базальтов, образуют дифференцированную серию от андезибазальтов до дацитов и риолитов. Содержание  $\text{SiO}_2$  в них колеблется от 54.75 % до 74.5%. На петрохимических диаграммах наблюдается прямая корреляция между  $\text{SiO}_2$  и петрогенными окислами (рис. 2, табл. 1). С возрастанием концентрации  $\text{SiO}_2$  уменьшаются концентрации  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , а также  $\text{Sc}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Sr}$ . Концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{U}$  и РЗЭ варьируют в более широких пределах, вероятно, отражая, специфику локальных условий фракционной кристаллизации расплавов, с одной стороны, и захвата расплавом кумулюсных фаз с другой стороны. Содержания Ва последовательно возрастают от андезибазальтов до риодацитов и резко снижаются в риолитах. Характерной чертой рассматриваемых вулканитов является высокое содержание щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7-11\%$ ), при этом часто наблюдается превышение концентраций  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$ . Очевидно, что все данные вулканиты являются производными первичных расплавов близких по составу, которые плавилась и дифференцировались в близких условиях. Это находит полное подтверждение в характере спайдерграмм этих вулканитов.

Для пород дифференцированной серии характерен обогащенный фракционированный характер спектров РЗЭ (рис. 3а) с  $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.05-2.98$  и  $(\text{Sm}/\text{Yb})_n = 1.96-2.65$ . Спектры в целом субпараллельны друг другу. Наблюдается некоторое уменьшение суммарных значений концентраций РЗЭ от андезибазальтов до риодацитов. Этот факт может свидетельствовать, что в ходе дифференциации лантаноиды уходят из расплава. Резко отличен спектр риолита, характеризующийся более высоким уровнем тяжелых земель и наличием очень глубокой аномалии  $\text{Eu}$ , последнее свидетельствует о фракционировании плагиоклаза на последних этапах эволюции расплавов.

Спайдерграммы вулканитов дифференцированной серии (рис. 3б) имеют характерную отри-

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА

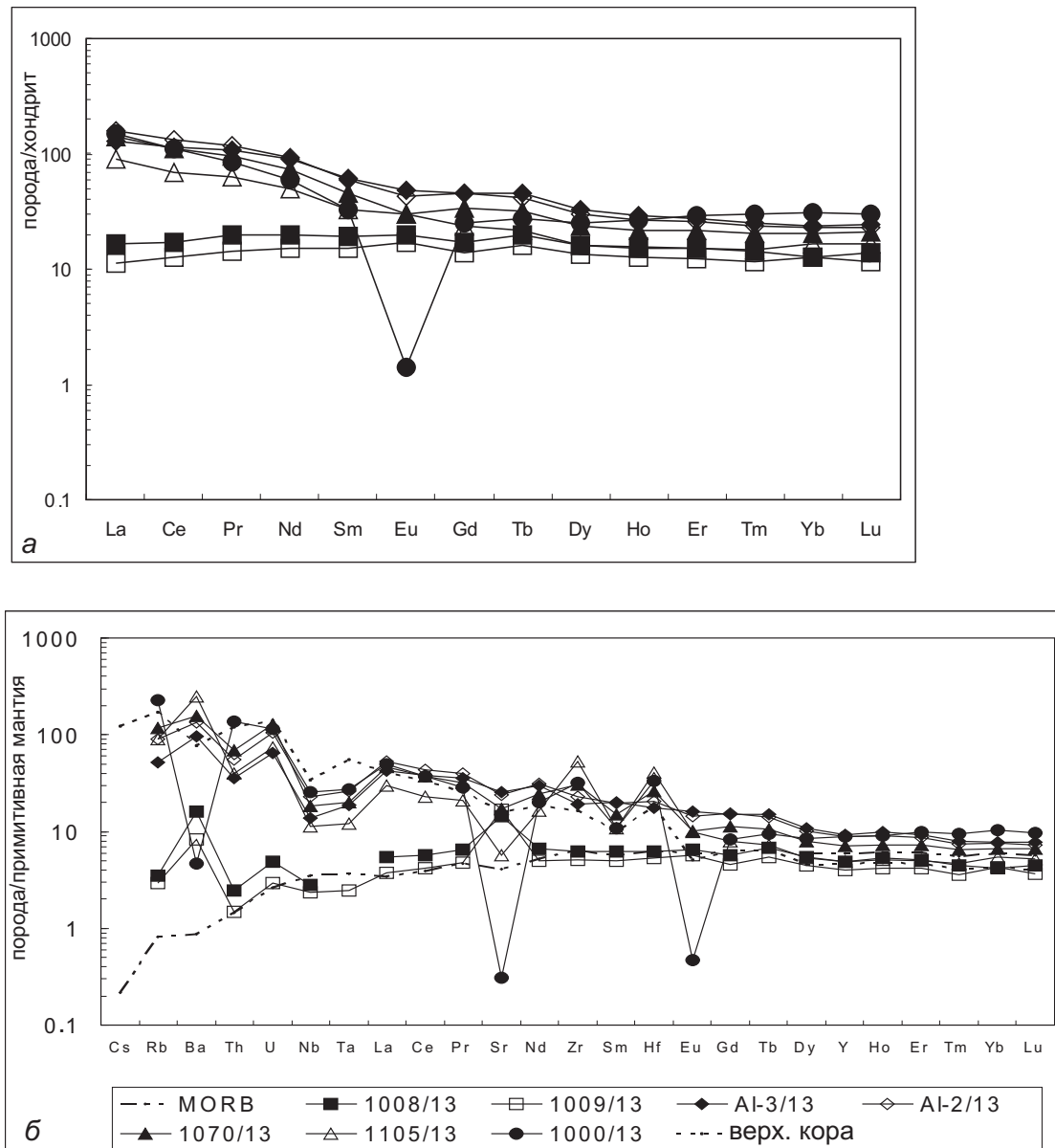


**Рис. 2.** Вариационные диаграммы оксидов петрогенных элементов в магматических породах Алазейского плоскогорья. Фигуративные точки пород: 1-2 – хангытасской свиты: (1 – базальты), (2 – андезитобазальты); 3 – северо-седедемской свиты; 4 – нельканской свиты по (Ставский, 1981). На диаграмме FeO/MgO-SiO<sub>2</sub>: CA – известково-щелочные, Th – толеитовые серии. На диаграмме SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O: I – низко-калиевые толеитовые, II – умеренно-калиевые известково-щелочные, III – высоко-калиевые известково-щелочные, IV – шошонитовые серии. Классификационные линии показаны по (Петрографический ..., 2009).

цательную аномалию Nb и Ta, что свойственно для расплавов, которые генерировались в надсубдукционном мантийном клине в островодужных условиях. На этих спайдерграммах наблюдаются отчетливые отрицательные аномалии Sr и Eu, что также свидетельствует о фракционировании из расплава плагиоклаза. На спектре риолита наблюдается отрицательная аномалия Ba, которая, вероятно, отражает фракционирование калиевого полевого шпата. На спайдерграммах пород этой группы выделяются положительные аномалии Zr и Hf, особенно велики они у трахидациа 1105/13. Совместное появление этих аномалий указывает на присутствие в породе зерен циркона, по-видимому, захваченных расплавом

из промежуточной магматической камеры, где они оседали в качестве кумулюсной фазы.

Изученные базальты по всем петро-геохимическим параметрам резко отличаются от пород дифференцированной серии. В соответствии с низкими концентрациями P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O и средними содержаниями TiO<sub>2</sub>, они близки по составу к базальтам толеитовой серии (рис. 2). Это подтверждают и данные по содержанию в них других петрогенных оксидов и редких элементов. Спектры РЗЭ носят деплетированный характер (рис. 3а) с (La/Sm)<sub>n</sub> = 0,74-0,86 и (Sm/Yb)<sub>n</sub> = 1,17-1,49, при этом они характеризуются высокими содержаниями Zr (Zr/Y до 3,14) и высоким отношением Zr/Nb (более 34).



**Рис. 3.** Распределение редкоземельных элементов (а), нормированных к составу хондрита по (Evensen et. al., 1978) и элементов примесей (б), нормированных к составу примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). Составы MORB и верхней коры взяты из работы (Sun, McDonough, 1989).

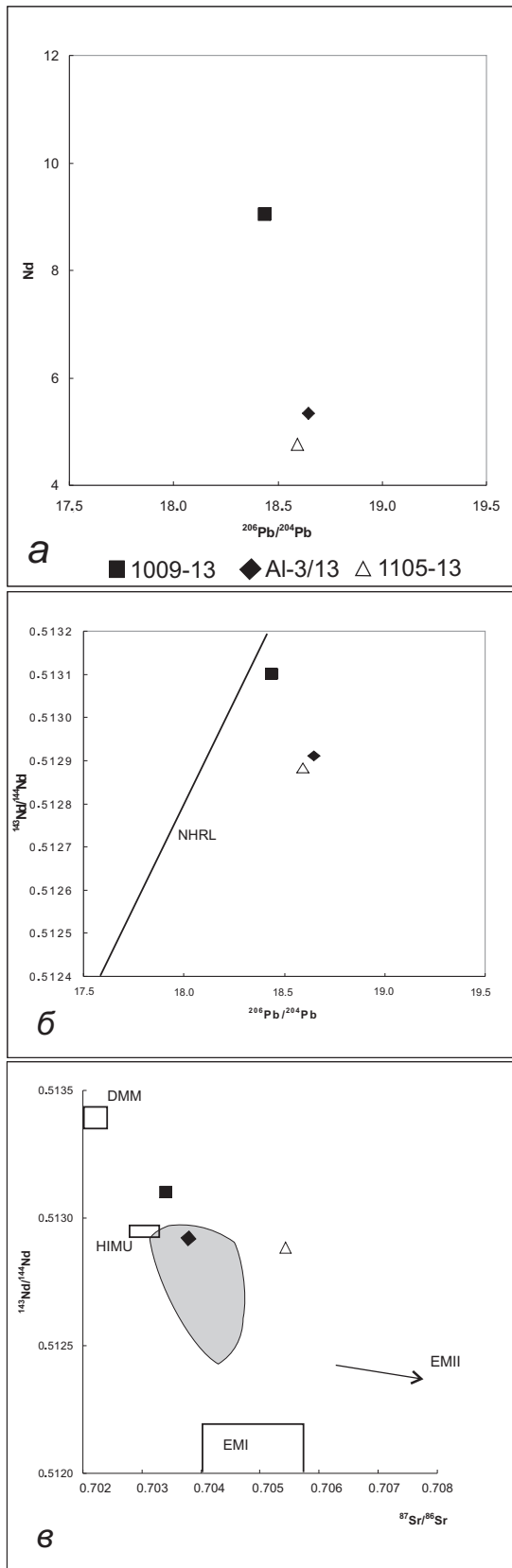
Спайдерграммы (рис. 3б) также характерны для пород толеитовой серии с  $(Nb/La)_n = 0.51-0.61$  и  $(Th/Nb)_n = 0.65-0.89$ . Пикообразные положительные аномалии Ba и Sr, наблюдаемые на спайдерграммах, являются, вероятно всего, следствием вторичных изменений базальтов.

Изотопные составы изученных пород в целом характеризуются деплетированными значениями  $\epsilon Nd(T)$  (+9,04 у долерита, +5.3 у андезитобазальта и +4.7 у трахидацита). Высокие значения  $\epsilon Nd(T)$  для наименее фракционированного долерита соответствуют обедненному мантийному резервуару типа MORB. Для пород дифференцированной серии, имеющих более низкие значения  $\epsilon Nd(T)$ , наблюдается определенная зависимость  $\epsilon Nd(T)$  от содержания  $SiO_2$ , что

позволяет предположить, что расплавы, формировавшие эти породы, были в некоторой степени контаминированы сиалическим материалом, которым, вероятно, являлись вмещающие их вулканогенно-терригенные образования верхнего палеозоя-раннего мезозоя. Значения соотношения изотопов Sr и Pb (рис. 4) у пород дифференцированной серии несколько больше ( $^{87}Sr/^{86}Sr$  0,7038 и 0,7054),  $^{206}Pb/^{204}Pb$  (18,644 и 18,593),  $^{207}Pb/^{204}Pb$  (15,548 и 15,531),  $^{208}Pb/^{204}Pb$  (38,214 и 38,132) чем у базальта ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7034$ ,  $^{206}Pb/^{204}Pb$  (18,436,  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15,525$ ,  $^{208}Pb/^{204}Pb = 38,047$ ). На диаграммах фигуративные точки пород дифференцированной серии смещены в сторону ЕМII и попадают частично в поле Охотского сектора ОЧВП (Акинин, Миллер, 2011).



## ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

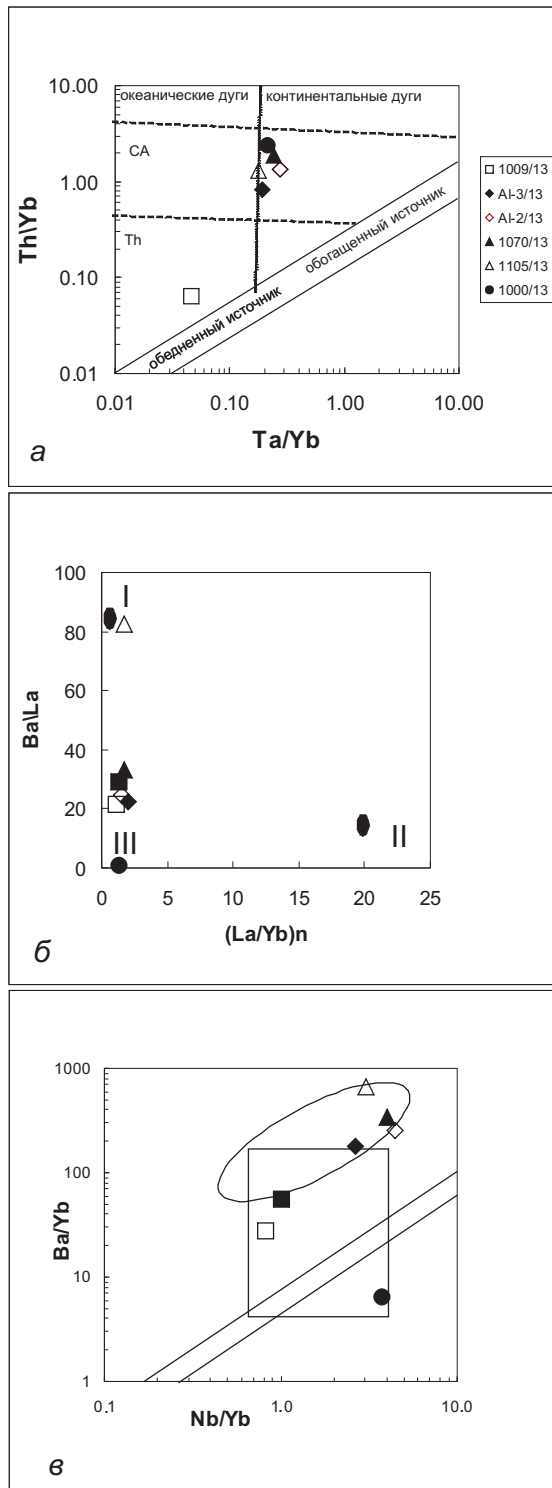


**Рис. 4.** Соотношение значений изотопов  $\epsilon_{Nd}$  (a) и  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (б) к  $^{206}Pb/^{204}Pb$  и  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (в). DMM, HIMU, EMI, EMII – конечные мантийные компоненты. На рис. 4в поле, закрашенное серым цветом, – составы вулканитов Охотского сектора ОЧВП по (Акинин, Миллер, 2011).

Полученные геохимические данные позволяют изученные верхнемеловые магматические породы четко разделить на две группы: дифференцированные вулканиты известково-щелочной серии и вулканиты толеитовой серии. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb (Pearce, 1983) базальт находится в области толеитового вулканизма, а образцы дифференцированной серии попадают в поле известково-щелочной серии континентальных вулканических дуг (рис. 5а). Все изученные породы образовывались из обедненного мантийного источника. Судя по соотношению (Ba/La) и  $(La/Yb)_n$  (Lin et al 1989) (рис. 5б), составы практически всех изученных образцов являются результатом взаимодействия субдукционной и N- MORB компонент. На диаграмме Nb/Yb – Ba/Yb (Pearce et al., 2006) базальты попадают в поле Марианского трога, а магматические породы остальных толщ в поле островных дуг.

Проведенное исследование показывает, что породы дифференцированной серии североседедемской и хангатасской свит формировались в пределах вулканических поясов континентальных островных дуг или окраинных вулканических поясов. Изученные породы североседедемской и хангатасской свит по составу близки к породам Охотского сектора ОЧВП (Акинин, 2012; Акинин, Миллер, 2011). Геодинамические условия в регионе в позднемеловое время соответствовали активной континентальной окраине (Добрецов и др., 2013; Лаверов и др., 2012; Натапов и др., 1981). Вулканический пояс, вероятно, располагался на краю континента, к востоку от которого существовала зона субдукции и океанический бассейн (Авдейко и др., 1974).

Толеитовые базальты другой группы, вероятно, выплавлялись на сравнительно небольших глубинах в деплетированной мантии. Расплавы такого рода генерируются в условиях растяжения земной коры. Учитывая, геологическое положение этих пород, геодинамические особенности структуры региона в это время и особенности химического состава, можно предположить, что их формирование происходило в рифтовых зонах, образование которых сопровождало окончание развития окраинно-материкового вулканического пояса. С другой стороны, принимая во внимание, что базальты могут залежать в виде даек и соответственно быть моложе вмещающих толщ, можно предполагать, что данные базальты сформировались уже на другом этапе геологической истории мезозойд Северо-Востока России, для которого более естественны условия растяжения (Добрецов и др., 2013; Кораго, Столбов,



**Рис. 5.** Вариационные диаграммы зависимостей концентраций элементов и их отношений для верхнемеловых пород Алазейского плоскогорья. На рис. используются диаграммы из работ (Pearce, 1983; Pearce., Stern, 2006). На диаграмме 5а: СА- известково-щелочная, Th- толеитовая серии. На диаграмме 5б цифрами отмечены компоненты: I – субдукционный, II – внутриплитный, III – N-MORB (круг залит черным цветом); на диаграмме 5в: овал – поле составов вулканитов Марианской дуги, прямоугольник – Марианского трога. Поля на диаграммах по работе (Pearce, Stern, 2006).

2002). В восточной Арктике и на ее обрамлении известен кайнозойский вулканизм, представленный базитовыми формациями, который проявлялся в виде небольших размеров покровов и даек (Акинин, 2012; Добрецов и др., 2013; Кораго, Столбов, 2002). Оливиновые базальты палеоцена - эоцена, встречаются в арктической части северной Якутии и Чукотки. Широко они проявились в западной части арктического бассейна в Гренландии. Предполагается, что они связаны с начальными этапами раскрытия Евразийского бассейна (Лаверов и др., 2012). На островах Де Лонга и ЗФИ известен неоген-четвертичный вулканизм, проявившийся в образовании пород щелочно-базальтовой и фойдитовой серий, который также ассоциируется с раскрытием Евразийского бассейна (Добрецов и др., 2013; Кораго, Столбов, 2002).

Изученные базальты ближе по составу и условиям залегания к палеогеновым оливиновым базальтам и, возможно, являются их представителями в пределах Алазейского плато. Но более точная геодинамическая позиция этого этапа вулканизма требует дальнейших исследований.

### ВЫВОДЫ

Изученные магматические породы разделяются на две группы:

- верхнемеловые образования относятся к дифференцированной серии (от андезитобазальтов до дацитов и риолитов) и формировались в пределах окраинноконтинентальных вулканических поясов или континентальных вулканических дуг;

- базальты и долериты, относятся к толеитовой серии и характеризуют этап развития региона, связанный с режимом растяжения и рифтообразования.

Авторы выражают благодарность П.Ю. Сипливному за возможность принять участие в экспедиционных работах и О.И. Окиной за определение элементов примесей.

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0149-2014-0028.

### Список литературы

Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В, Дмитренко Н.К. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, издательство «Наука», 1974. 115 с.  
 Акинин В.В. Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики: Автореф. дис. д.г.-м. Москва, 2012. 43 с.  
 Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулка-

- нического пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249-290.
- Геологическая карта Якутии. Верхнеиндигирский блок. М-б 1:500000. С-П., ВСЕГЕИ, 2000.
- Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. и др.* Мезозойский-Кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции центральной и восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. № 8. С. 1126-1144.
- Кораго Е.А., Столбов Н.М.* Магматизм в неогейской геологической истории акваторий и прибрежных областей Российской Арктики // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Отв. ред. член-корр. РАН Д.А. Додин и акад. РАН В.С. Сурков. С-П., ВНИИОкеангеология, 2002. С. 238-251
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., и др.* Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013, № 1. С. 1-32.
- Натапов Л.М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С. и др.* Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива // Геотектоника. 1977. № 4. С. 18-31.
- Петрографический кодекс России. С-П., ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.
- Ставский А.П.* Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья // Геотектоника. 1981. № 4. С. 90-103.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Шарковский М.Б.* Тектоника Колымо-Индигирского междуречья // Геотектоника. 1975. № 6. С. 44-60.
- Lin P.-N., Stern R.J., Bloomer S.H.* Shohonitic volcanism in the northern Mariane arc. Large-ion lithophile and rare earth elements abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // JGR. 1989. V. 94. P. 4497-4514.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere I magma genesis at active continental margins / Hawkesworth C.J, Norry M.J (eds). Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva Press, Natwich. 1983. P. 230-249.
- Pearce J.A., Stern R.J.* Origin Back-Arc Basin Magmas: Trace Elements and Isotope perspectives // Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions / David M. Christie, Charles R. Fisher, Sang-Mook Lee, Sharon Givens(eds). Geophysical Monograph Series 166. Published in 2006 by the American Geological Union. P. 63-86.
- Evensen N. M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199-1212.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systimatics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Amer. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.

## COMPOSITION OF CRETACEOUS VOLCANITES OF ALAZEY HIGHLAND (NORTH-EAST OF YAKUTIA)

N.V. Tsukanov<sup>1</sup>, S.G. Skolotnev<sup>2</sup>

<sup>1</sup>FGBUN Institute of Oceanology RAS, Moscow, 11799; nvts\_ov@rambler.ru

<sup>2</sup>FGBUN Geological institute RAS, RAS, Moscow, 117997; sskol@mail.ru

New data on Cretaceous volcanites developed in Alazey Plateau, Kolyma-Indigirka Orogen of North Eastern Russia show significant difference in their composition. It allows us to suppose that these rocks were formed in different geodynamic regimes. Studied igneous rocks are divided into two groups. Formations belonging to the first group relate to differentiated series (from basaltic andesite to dacites and rhyolites) formed within the volcanic belt. Volcanites from the second group relate to tholeiitic series and were formed in another geodynamic environment associated with extension and rifting.

*Keywords: tholeiitic basalts, volcanic belts, magmatism, geochemistry, rifting.*