

## ГЕОХИМИЯ

УДК [550.42:551.76:551.21](571.61/64)

### ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ СТАНОВОГО ХРЕБТА

*А.Ю. Антонов*

*Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск*

Исследовано распределение РЗЭ в позднемезозойских вулканитах базальт-риолитовых серий Станового хребта, что позволило сделать следующие выводы.

- Формирование большинства мезозойских вулканитов риодацит-риолитового ряда не могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации мафических магм. В большинстве случаев выявляется независимое формирование салических и мафических магм региона, причем большинство вулканитов андезитового состава, скорее всего, являются здесь продуктами смешения контрастных по составу салических и базальтоидных магм.

- В пределах участков близкие по кремнеземистости вулканические и плутонические образования близки и по РЗЭ составу, что предполагает их генетическое родство. При этом, РЗЭ-составы данных магматических образований нередко варьируют весьма значительно, что указывает на возможность заметных различий в условиях их формирования не только в пределах одного крупного участка, но и всего региона в целом.

- Позднемезозойские вулканические (как и плутонические) образования Станового хребта по максимальным содержаниям в них суммы РЗЭ и легких лантаноидов наиболее соответствуют близким по возрасту, щелочности и кремнеземистости магматическим образованиям смежных внутриконтинентальных рифтогенных зон, в меньшей степени - тыловых зон магматизма активных континентальных окраин, наиболее заметно отличаясь от вулканитов островных дуг (особенно их фронтальных зон вулканизма).

**Ключевые слова:** Становой хребет, мезозой, вулканизм, геохимия редкоземельных элементов.

Как известно [12,13], почти все молодые кайнозойские вулканические пояса Земли располагаются либо в типичных зонах расширения земной коры (рифтовых зонах) океанов и континентов, либо на активных окраинах континентов, включающих островные дуги. Последние из них, которые с позиций теории плит-мобилизма интерпретируются как зоны сочленения океанических и континентальных литосферных плит, повсеместно характеризуются проявлением в продуктах вулканизма отчетливой поперечной существенной зональности. Внутри континентов существует большое количество крупных вулcano-плутонических поясов более древнего возраста, тектоно-магматическая история которых до настоящего времени не ясна и требует всестороннего изучения. Один из таких позднемезозойских поясов проявлен по простиранию Станового хребта, расположенного на южной окраине Алданского щита к

северу от подвижной в палеозойское и мезозойское время Монголо-Охотской складчатой области.

Петролого-геохимическое изучение магматических образований Станового хребта, начатое нами еще в 1973 году, только к настоящему времени позволило их охарактеризовать в значительной степени, что отразилось в большом количестве уже опубликованных [2-4, 11-12, 14-15 и др.], а также еще не опубликованных, но отправленных в печать статей (по тематике вулканитов и геохимии РЗЭ в гранитоидах). Основным результатом, полученным в ходе наших исследований, было выявление латеральной вещественной зональности в магматических породах по простиранию Становика с юго-востока на северо-запад (наиболее наглядно выражающейся увеличением общей щелочности и калиевости пород, как и в вулканитах поперек островных дуг от их фронта к тылу) и вывод о том, что большинство

промежуточных по составу разновидностей магматических пород было сформировано здесь в результате смещения резко контрастных по составу первичных магм базитового и риодацит-риолитового состава.

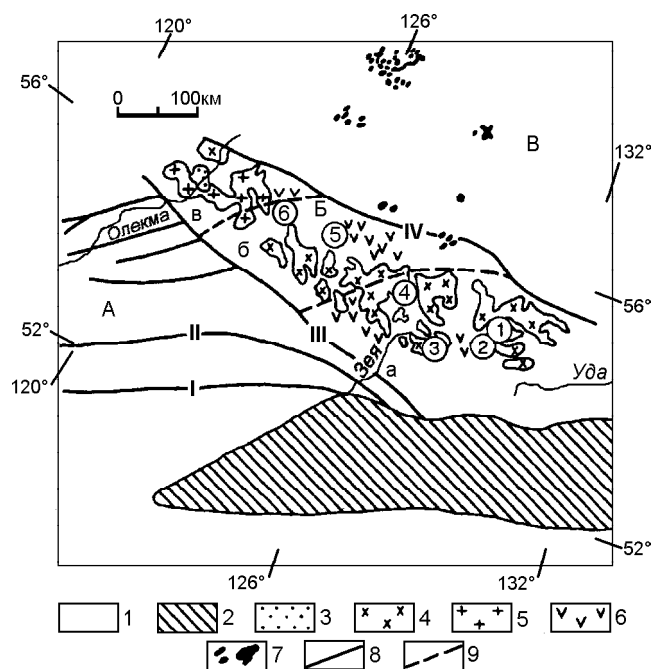
Как уже показано [7], для выявления и подтверждения геологической позиции, а также условий происхождения магматических образований весьма удобно использовать редкоземельные (РЗЭ) составы пород. Для вулканических образований Станового хребта этого ранее еще не проводилось и впервые продемонстрировано в данной статье.

Распределение спектра РЗЭ было изучено нами в 38 пробах главных разновидностей позднемезозойских вулканитов (от андезибазальтов до риолитов) с 7 участков по всему простиранию Станового хребта (рис. 1). Это позволило провести детальное сопоставление их РЗЭ-составов между собой, с близковозрастными плутовыми образованиями того же региона, а также с магматическими образованиями смежных рифтогенных внутриконтинентальных областей Восточного Забайкалья, активных континентальных окраин (запад Северной и Южной Америки) и Курильской островной дуги.

#### КРАТКИЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

По всему простиранию Станового хребта проявлены крупные позднемезозойские гип- и мезоабиссальные гранитоидные интрузии, а также довольно многочисленные, но небольшие поля мезозойских (а также кайнозойских на самом юго-востоке) эффузивов, с резким преобладанием по объему гранитоидов.

Массивы мезозойских гранитоидов характеризуются преимущественно пологоплитообразной формой с узкими трещинными подводящими каналами. Они прорывают метаморфические и гранитоидные образования  $Ag$  и  $Pt_1$  возраста. Гранитоиды, слагающие массивы юго-восточной и центральной частей региона, по составу варьируют от кварцевых диоритов до лейкогранитов, а северо-западной части - от монцонитов до лейкогранитов. Мезозойские эффузивные образования Становика образуют как бы две линейные вулканические зоны субширотного простирания, по северной и южной периферии гранитоидных плутонов того же возраста. Область распространения вулканитов часто контролируется разломами СЗ простирания, по которым происходило и внедрение гранитоидных плутонов. Нижнюю часть разреза образуют лавы, лавобрекчии и туфы базальт-андезибазальтового (редко) до, в основном, андезитового состава. Выше залегают вулканиты риодацит-риолитового состава, а иногда, еще выше, андезибазальты и андезиты. Дайки всего данного ряда пород располагаются в древних метамор-



**Рис. 1.** Геологическая схема позднемезозойского магматизма Станового хребта и прилегающих к нему территорий Алданского нагорья.

А-В - структурно-формационные зоны по [9]: А - Верхнеприамурская, Б - Становая, В - Алданская.

а-в - подзоны Становой зоны: а - юго-восточная, б - центральная, в - северо-западная. В Становой зоне выделены: 1 - домезозойские образования; 2 - позднемезозойский морской Монголо-Охотский прогиб по [10]; 3-7 - позднемезозойские магматические образования: 3 - монцониты, 4 - гранодиориты, 5 - граниты, 6 - вулканические образования, 7 - магматические породы повышенной щелочности; 8 - разрывные нарушения: I - Южно-Тукурингрский и II - Северо-Тукурингрский разломы, входящие в состав Монголо-Охотского линейамента; III - Гилуйский и IV - Становой разломы; 9 - границы, разделяющие Становую зону на несколько подзон с различным составом мезозойских гранитоидов.

Цифрами в кружках обозначены исследованные области проявления вулканических излияний по простиранию Станового хребта с юго-востока на северо-запад: 1 - горы Амагалас, 2 - хребта Талгыг, 3 - реки Бомнак, 4 - реки Мульмуга, 5 - верховья рек Верхняя Ларба, Инарогда и Могог (вулкан Типтур), 6 - вулкана Тогунас.

фических и гранитоидных образованиях, а также среди мезозойских покровных лав и гранитоидов. Вулканиты Становика по составу обычно представляют собой типичную бимодальную ассоциацию.

Покровные лавы базальт-андезитового состава обычно представлены резкопорфировидными разновидностями с вкрапленниками оливина, клинопироксена, ортопироксена и плагиоклаза. В андезитах содержание оливина незначительно, причем в неко-

торых из них может появляться базальтическая роговая обманка. Редкие среди покровных лав дациты могут быть как слабо-, так и обильнопорфировыми с клинопироксен-амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовым набором вкрапленников, а риодациты - преимущественно слабопорфировые с теми же вкрапленниками. Риолиты региона представлены афировыми, субафировыми, флюидальными и часто сферолитовыми разностями.

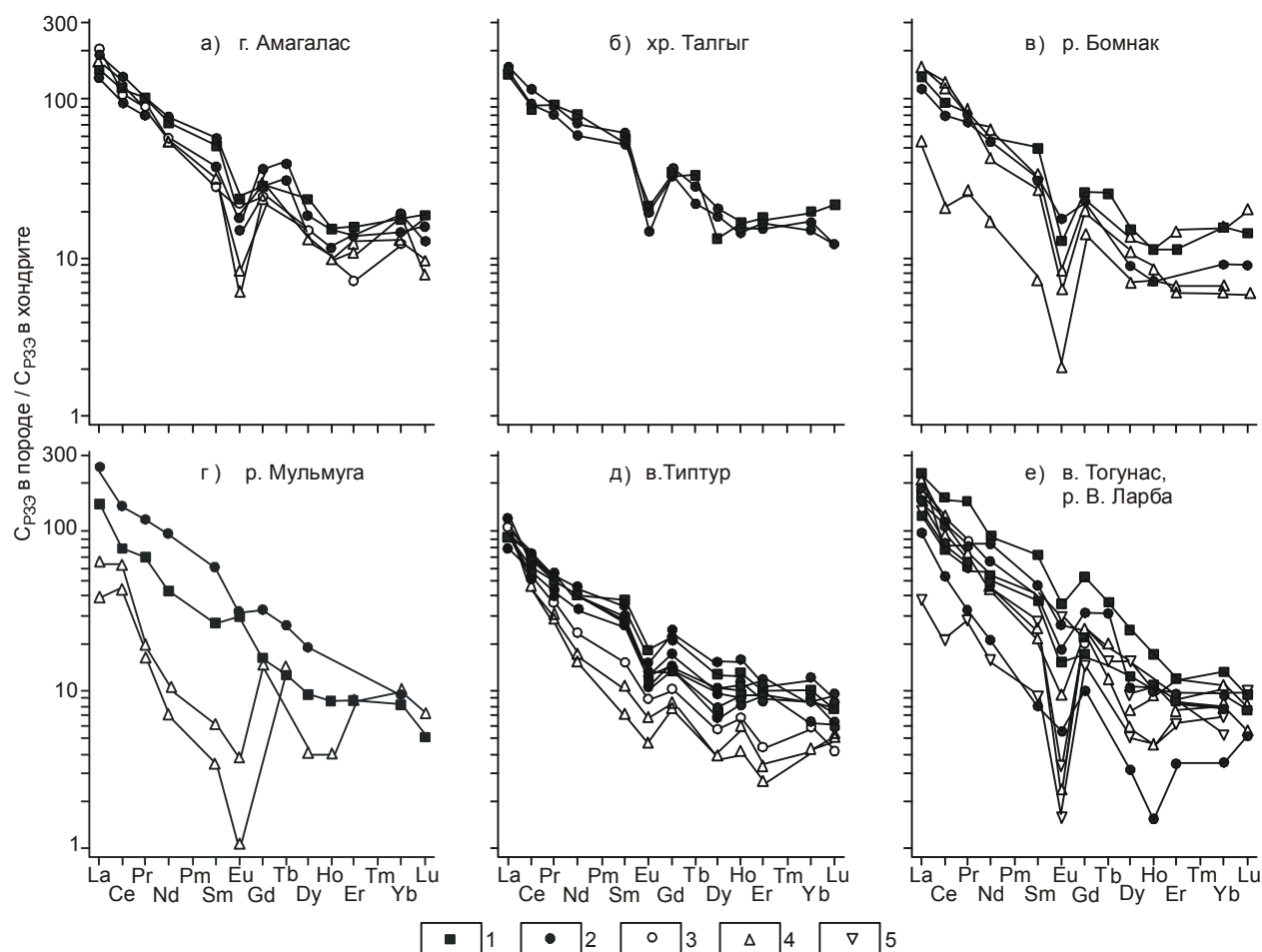
На юго-востоке Станового хребта в направлении его северо-западного простирания исследовались вулканиды районов горы Амагалас, хребта Талгыг, р.Бомнак и р.Мульмуга, а в центральной части региона - вулкана Типтур, верховьев р.Верхняя Ларба и вулкана Тогунас (рис.1).

#### ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Определение спектра РЗЭ во всех 38 пробах вулканидов Станового хребта проводилось эмиссионным количественным методом с предварительным химическим обогащением из тонкоистертых образ-

цов навеской 5-10 г. Методика разработана в Институте геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова [16]. Все результаты определений РЗЭ в изученных вулканидах вместе с содержаниями в них главных петрогенных компонентов и некоторыми рассчитанными параметрами их состава представлены в таблице и серии графиков (рис. 2-5). Для удобства их сопоставления и интерпретации, на некоторых графиках (рис.2) отражены содержания РЗЭ, нормированные по хондриту [18].

Как следует из таблицы и рисунка 3, общий уровень содержаний РЗЭ, включая иттрий (SumTR), в мезозойских вулканидах Становика меняется в широких пределах (от 62 до 357 г/т), но во всех этих породах проявлено значительное преобладание группы легких лантаноидов (SumCe) над группой тяжелых (SumY). Это выражается весьма высокими значениями для них La/Yb отношения (от 9,2 до 50) и резким наклоном трендов распределения содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту (рис. 2).



**Рис. 2.** Графики распределения нормированных по хондриту содержаний РЗЭ в позднемезозойских вулканидах Станового хребта.

1 - андезибазальты, 2 - андезиты, 3 - риодациты, 4 - риолиты, 5 - лейкогранит-порфиры. Нормирование проведено по [18].

Таблица. Распределение редкоземельных элементов в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта.

Участок Индекс	г. Амагальс						хр. Галтыг						р. Бомнак						р. Мульмуга					
	412/5	410/3	111	407/10	110	407/3	400/1	413/1	415/1	417/6	417/8	113	420/9	419/4	301/1	301/2	304/4	304/3	173/1					
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19					
SiO <sub>2</sub>	53.85	60.04	61.86	69.73	73.23	73.45	55.07	57.34	57.84	55.36	60.21	76.15	76.77	77.04	53.23	60.33	75.45	75.73	56.46					
TiO <sub>2</sub>	1.04	0.86	0.86	0.47	0.34	0.34	1.20	1.02	1.07	0.99	0.99	0.18	0.26	0.29	1.01	0.76	0.14	0.14	0.85					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.90	15.85	16.70	14.20	13.25	13.10	18.40	16.40	17.10	16.10	15.80	12.55	12.67	12.10	17.20	17.80	12.95	13.10	14.40					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.80	2.72	4.10	1.50	0.85	1.10	7.80	4.41	2.92	4.41	3.17	0.84	1.15	0.58	4.08	5.35	0.95	0.30	6.83					
FeO	3.24	5.12	1.71	2.25	0.99	0.63	1.53	2.78	3.68	2.42	3.86	0.78	0.45	0.45	3.44	0.86	0.43	0.99	*					
MnO	0.14	0.15	0.09	0.11	0.09	0.06	0.16	0.11	0.16	0.14	0.12	0.05	0.02	0.03	0.14	0.08	0.03	0.03	0.13					
MgO	3.30	1.85	1.65	0.60	0.10	0.20	2.20	2.30	2.15	2.70	2.70	0.09	0.05	0.10	4.02	1.35	0.12	0.07	4.10					
CaO	8.10	5.13	4.30	2.10	1.20	0.90	4.00	6.45	5.40	5.00	5.40	0.41	0.40	0.25	7.50	4.90	0.42	0.13	5.71					
Na <sub>2</sub> O	2.59	3.24	3.83	4.10	5.54	5.70	4.51	3.29	4.01	3.83	3.02	3.38	3.51	3.56	3.05	4.00	3.70	3.65	4.00					
K <sub>2</sub> O	1.95	2.75	2.87	4.07	4.31	3.73	1.76	2.41	2.58	3.32	2.41	5.06	3.42	4.17	1.80	2.74	4.50	4.76	2.60					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.21	0.18	0.10	0.06	0.06	0.33	0.25	0.37	0.25	0.23	0.11	0.03	н/в	0.46	0.48	0.17	0.08	0.20					
H <sub>2</sub> O	3.36	1.90	1.72	0.58	0.48	0.76	2.96	2.80	2.60	5.80	2.18	1.08	1.00	1.20	4.66	1.92	0.62	0.66	2.91					
Сумма	100.61	99.82	99.87	99.81	100.44	100.03	99.92	99.56	99.88	100.52	100.09	100.68	99.73	99.77	100.59	100.57	99.48	99.64	98.23					
La	50	45	62	67	57	53	46	49	53	45	38	52	18	49	51	87	13	22	34					
Ce	100	80	120	92	105	115	77	81	100	82	68	105	18	110	70	130	39	54	57					
Pr	11	9.0	11	10	9.5	9.0	10	9.0	10	9.0	8.0	8.0	3.0	8.5	8.0	14	1.8	2.1	5.8					
Nd	42	34	46	32	31	33	46	35	41	33	32	38	10	25	26	60	4.1	6.1	23					
Sm	9.0	6.6	10	5.0	5.6	5.4	9.3	9.3	10.5	8.8	5.5	5.8	1.3	4.8	4.8	11	0.6	1.1	6.4					
Eu	1.60	1.00	1.20	1.40	0.40	0.54	1.40	1.00	1.30	0.9	1.2	0.57	0.14	0.44	2.0	2.1	0.07	0.25	1.2					
Gd	7.1	6.6	8.8	6.0	7.6	5.4	8.3	8.1	9.0	6.4	5.5	5.7	3.5	4.9	3.9	8.0	3.5	3.5	5.1					
Tb	-	1.4	1.8	-	-	-	1.5	1.0	1.3	1.2	-	-	-	-	0.60	1.2	0.64	-	-					
Dy	6.9	4.3	5.3	4.2	3.8	4.3	4.1	5.5	6.0	4.7	2.7	4.2	2.2	3.4	2.9	5.7	-	1.2	3.8					
Ho	1.00	0.75	1.00	-	0.65	0.65	1.10	1.00	1.10	0.8	0.5	0.8	0.5	0.6	0.6	-	-	0.27	0.85					
Er	2.9	2.6	2.5	1.3	2.3	2.0	3.4	3.2	3.0	2.3	1.8	3.0	1.3	1.2	1.7	-	-	1.7	1.9					
Yb	3.3	2.7	3.5	2.4	2.4	3.2	3.7	2.9	3.3	3.2	1.8	3.1	1.3	1.2	1.6	1.8	-	1.9	1.9					
Lu	0.60	0.50	0.40	0.60	0.30	0.25	0.70	0.40	0.40	0.5	0.3	0.7	0.2	0.2	0.17	-	-	0.24	0.25					
Y	30	22	31	22	21	19	29	28	33	25	22	26	11	16	20	18	10	13	20					
SumTR	265.4	216.4	304.5	243.9	246.5	250.7	241.5	234.4	272.9	222.8	185.5	252.9	70.2	225.2	193.3	338.8	69.2	107.4	161.2					
SumCe	213.6	175.6	250.2	207.4	208.5	215.9	189.7	184.3	215.8	178.7	152.7	209.4	50.4	197.7	161.8	304.1	58.6	85.6	127.4					
SumY	51.8	40.8	54.3	36.5	38.0	34.8	51.8	50.1	57.1	44.1	32.8	43.5	19.8	27.5	31.5	34.7	10.6	21.8	33.8					
SmCe/SmY	4.1	4.3	4.6	5.7	5.5	6.2	3.7	3.7	3.8	4.0	4.7	4.8	2.6	7.2	5.1	8.8	5.5	3.9	3.8					
La/Yb	15.2	16.7	17.7	27.9	23.8	16.6	12.4	16.9	16.1	14.1	21.1	16.8	13.8	40.8	31.9	48.3	-	11.6	17.9					
Eu/Eu*	0.59	0.46	0.38	0.78	0.19	0.30	0.48	0.34	0.40	0.35	0.66	0.30	0.19	0.28	1.37	0.65	-	0.36	0.62					

**Примечание.** Концентрации петрогенных элементов - в мас.%, редкоземельных элементов - в г/т. Аналитические работы проведены в Институте геохимии СО РАН. Аналитик: В.А.Писарская, В.П.Афонин, Т.А.Гундичева (химический и рентгено-спектральный силикатный анализ), В.В.Конусова, Е.В.Смирнова (определение соединений РЗЭ). Силикатный анализ проб, где содержания FeO показаны знаком \*, а Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - содержание суммарного железа в пересчете на его окисную форму, проводился рентгено-спектральным методом. Результаты анализа последнего методом в 5-ти пробах оказались недостаточно качественными (т.е. сумма окислов в них несколько <99% или >101%), но они все равно приводятся здесь для подтверждения принадлежности пород к той или иной группе по кремнекислотности.

1-18 - Юго-восточная часть Станового хребта. 1-6 - участок г.Амагальс: 1 - андезитобазальты, дайка в метаморфических породах рамы эффузивных проявлений, 2-3 - андезиты, 4 - трахириодациты и 5-6 - трахириолиты покровной фации;

Таблица. (окончание)

Участок	вулкан Тигтур										вулкан Тогунас									
	139/1	173/3	170/10	167/3	174/2	81/5	81/6	83/11	83/8	106/6	109	295/15	107	103	104	297/5	294/7	5558/3	295/10	
Номер	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
SiO <sub>2</sub>	59.81	59.86	62.10	62.73	63.27	63.74	69.78	73.18	76.14	55.59	56.93	58.18	60.84	61.59	73.65	75.83	75.65	76.74	77.75	
TiO <sub>2</sub>	0.62	0.82	0.50	0.48	0.45	0.58	0.33	0.25	0.12	0.83	0.91	1.11	0.94	0.83	0.12	0.12	0.10	0.10	0.15	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.31	14.65	16.03	15.70	15.72	15.82	13.76	12.73	12.83	17.21	15.78	16.85	16.73	16.39	12.76	12.88	12.90	12.77	12.73	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.38	5.55	4.93	5.25	5.12	3.04	2.33	1.78	1.12	6.37	7.12	7.42	6.20	5.82	3.53	1.53	1.27	1.09	1.91	
FeO	1.53	*	*	*	*	1.71	0.45	0.63	0.18	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	
MnO	0.12	0.07	0.08	0.07	0.06	0.10	0.06	0.03	0.02	0.08	0.16	0.10	0.03	0.03	н/об	н/об	н/об	н/об	н/об	
MgO	4.24	3.83	2.00	2.02	2.21	2.09	0.92	0.48	0.10	2.97	3.48	2.71	3.09	2.06	0.29	0.18	0.21	0.13	0.43	
CaO	4.81	4.64	3.70	3.70	3.80	4.19	2.32	1.12	0.40	5.70	5.94	4.90	4.83	3.42	0.23	0.25	0.43	0.15	0.57	
Na <sub>2</sub> O	3.54	3.75	4.12	4.40	4.04	3.76	3.38	2.93	3.46	4.37	3.25	3.24	4.23	4.24	3.65	3.82	4.05	4.08	3.20	
K <sub>2</sub> O	3.08	3.40	3.35	3.55	3.42	3.67	4.30	4.90	5.00	2.48	3.51	3.25	0.96	3.90	5.40	4.90	4.69	4.39	5.23	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.21	0.15	0.12	0.16	0.15	н/об	н/об	н/об	0.26	0.19	0.28	0.22	0.25	0.08	0.04	0.14	0.07	0.09	
H <sub>2</sub> O	3.45	2.29	0.74	0.92	0.41	1.58	2.48	1.74	1.36	2.84	2.17	1.72	1.94	1.26	0.16	0.43	0.49	0.31	0.85	
Сумма	100.03	99.07	97.70	98.94	98.66	100.43	100.11	99.77	100.73	98.70	99.44	99.76	100.01	99.76	99.87	99.98	99.93	99.83	102.91	
La	30	36	38	38	25	38	34	32	34	40	74	51	60	31	54	68	50	12	43	
Ce	48	64	57	57	51	58	47	38	38	65	140	93	100	44	100	75	73	18	70	
Pr	4.6	5.9	5.8	5.5	5.3	5.6	3.9	3.2	3.0	6.5	17	9.5	9.0	3.4	7.0	8.0	8.5	3.0	7.0	
Nd	19	26	22	23	22	23	13	9.4	8.7	29	54	38	48	12	27	25	31	9.0	26	
Sm	4.5	6.1	4.9	5.1	5.2	4.7	2.6	1.8	1.2	6.5	12.5	7.0	8.0	1.4	4.2	3.6	7.0	1.6	4.8	
Eu	0.85	1.00	0.84	0.87	0.70	0.74	0.56	0.44	0.30	1.0	2.3	1.2	1.7	0.35	0.15	0.60	2.0	0.10	0.22	
Gd	3.4	5.7	4.1	3.2	3.4	3.4	2.4	2.0	1.9	4.0	12.5	7.3	5.5	2.4	5.7	5.5	5.0	3.5	5.6	
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.6	1.4	-	-	0.85	0.53	0.70	-	-	
Dy	3.0	4.4	2.9	2.3	2.9	2.0	1.7	1.1	1.1	3.6	7.0	3.1	4.5	0.9	2.2	1.7	4.5	1.5	2.8	
Ho	0.72	1.05	0.71	0.62	0.60	0.55	0.45	0.40	0.27	0.67	1.1	0.70	0.68	0.10	0.62	0.30	-	0.30	0.70	
Er	1.65	2.00	2.20	1.70	1.80	1.80	0.80	0.60	0.50	1.8	2.2	1.6	1.5	0.65	2.2	1.4	-	1.2	1.7	
Yb	1.80	2.20	1.60	1.60	1.60	1.20	1.10	0.80	0.80	1.8	2.5	1.5	1.5	0.65	2.0	1.5	1.0	1.3	1.9	
Lu	0.19	0.28	0.25	0.23	0.30	0.20	0.13	0.16	0.17	0.25	0.30	-	1.2	0.17	0.26	0.18	-	-	0.30	
Y	15	19	17	15	16	16	9.3	6.1	5.1	15	30	20	19	6.0	23	21	5.0	10	17	
SumTR	132.8	173.6	157.3	154.1	135.8	155.2	117.0	96.0	93.0	175.1	357.0	235.3	260.5	103.1	229.2	212.3	187.7	61.5	181.0	
SumCe	107.0	139.0	128.5	129.5	109.2	130.0	101.1	84.8	85.2	148.0	299.8	199.7	226.7	92.2	192.4	180.2	171.5	43.7	151.0	
SumY	25.8	34.6	28.8	24.6	26.6	25.2	15.9	11.2	9.8	27.1	57.2	35.6	33.8	10.9	36.8	32.1	16.2	17.8	30.0	
SmCe/SmY	4.2	4.0	4.5	5.3	4.1	5.2	6.4	7.6	8.7	5.5	5.2	5.6	6.7	8.5	5.2	5.6	10.6	2.5	5.0	
La/Yb	16.7	16.4	23.8	23.8	15.6	31.7	30.9	40.0	42.5	22.2	29.6	34.0	40.0	47.7	27.0	45.3	50.0	9.2	22.6	
Eu/Eu*	0.64	0.51	0.56	0.61	0.48	0.54	0.68	0.72	0.60	0.56	0.56	0.51	0.74	0.59	0.10	0.41	0.99	0.12	0.13	

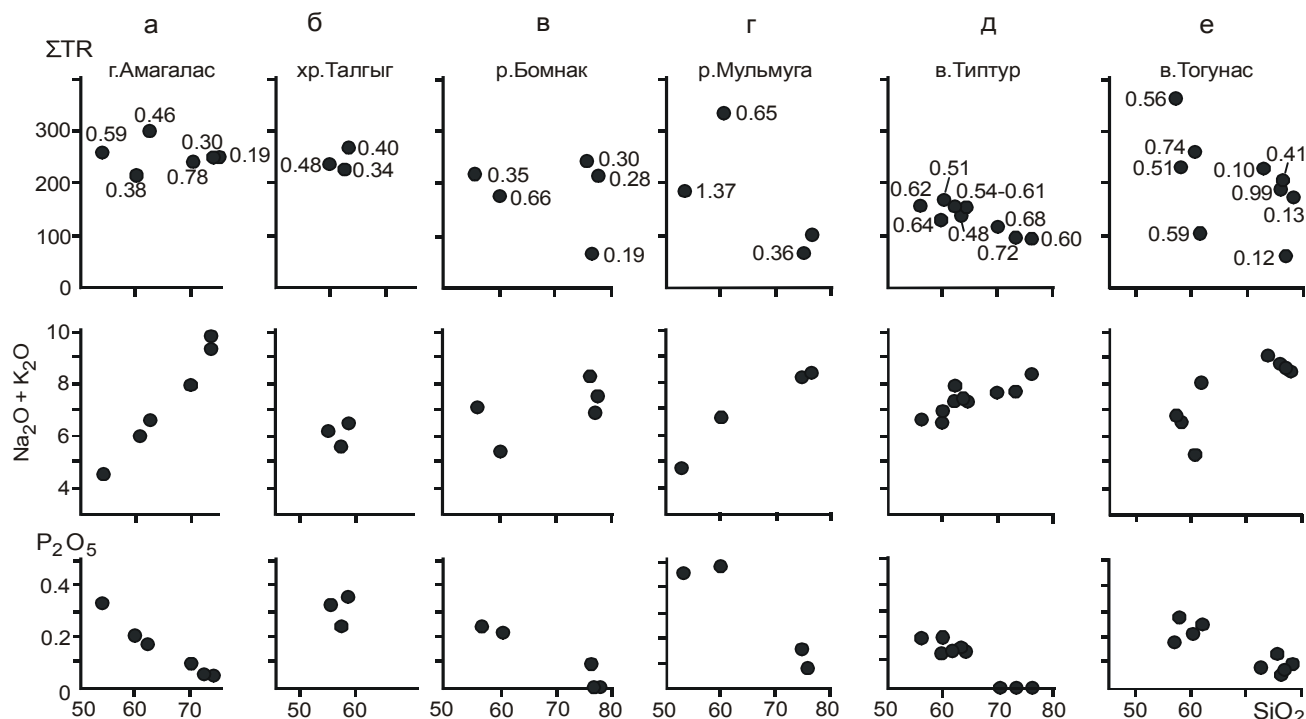
**Примечание** (продолжение). 7-9 - участок хребта Талтыг: покровные андезиты (7) и андезиты (8-9); 10-14 - участок р.Бомнак: покровные трахиандезиты (10) и андезиты (11), 12-14 - субвулканические трахириолиты; 15-18 - участок р.Мульмуга: покровные андезиты (15), андезиты (16) и трахириолиты (17-18). 19-38 - Центральная часть региона. 19-28 - участок вулкана Тигтур: 19 - покровные трахиандезиты (19) и андезиты (20-24), 25 - андезитовый порфирит, дайка в покровных андезитах, 26 - ридоцит из пластового тела в лавах андезитов, 27-28 - риолиты из даек и силлов в эффузивах; 29 - покровные трахиандезиты, верховья р.Верхняя Ларба; 30-38 - участок вулкана Тогунас: покровные андезиты (30-33) и трахириолиты (34-35), 36-38-лейкогранит-порфиры, дайки в покровных андезитах и метаморфических образованиях рамы эффузивного поля.

В дифференцированных сериях вулканитов практически всех изученных участков региона наиболее высокие содержания суммы РЗЭ (рис.3) имеют место как в наиболее мафических (андезибазальт-андезитовых), так и в наиболее салических разностях, прежде всего в риодацитах, где содержания SumTR (а также SumCe и SumY) почти равны. При этом, если по мере увеличения кремнеземистости пород в андезибазальт-андезитовом ряду какого-либо однозначного и закономерного изменения по сумме РЗЭ не наблюдается, то в рядах салических образований концентрации РЗЭ часто либо постепенно, либо резко уменьшаются. Какое-либо значимое закономерное изменение содержаний суммы РЗЭ в вулканитах близкой кремнеземистости по простиранию региона с юго-востока на северо-запад улавливается с большим трудом, хотя и намечается тенденция (на базе средних составов пород) к некоторому уменьшению в них суммы РЗЭ, которое происходит как за счет суммы легких, так и тяжелых лантаноидов.

Во всех изученных вулканитах Станового хребта распределение элементов в группе легких лантаноидов заметно отличается от проявленного в группе тяжелых, что повсеместно выражается более высокими (в 1,5-2 раза) значениями отношения La/Sm по сравнению с Gd/Yb (т.е. тренд распределе-

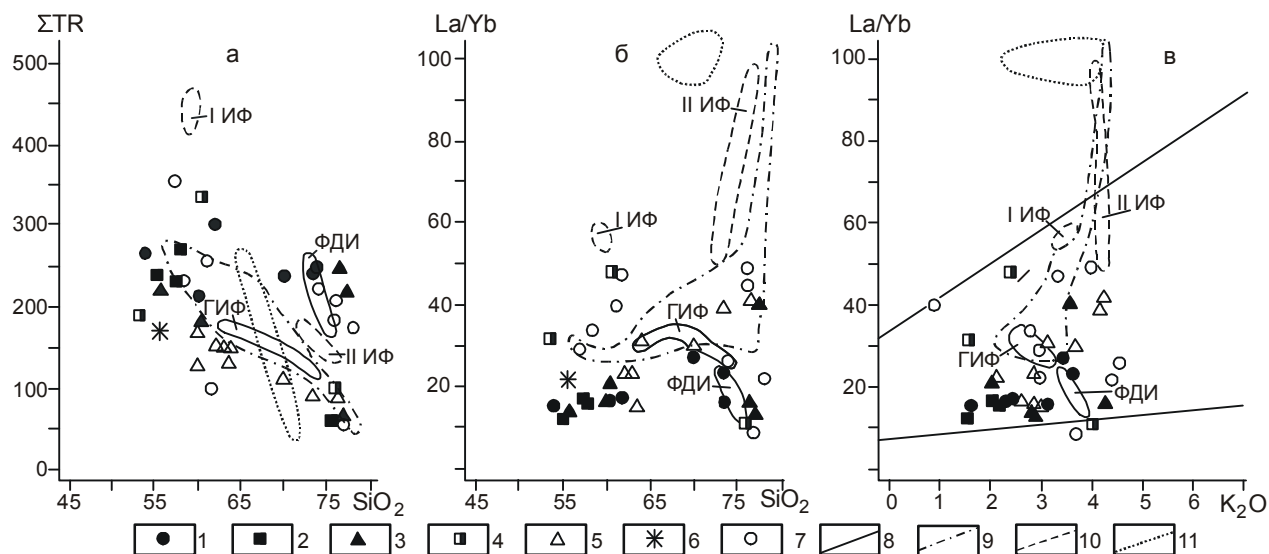
ния нормированных по хондриту содержаний для легких лантаноидов всегда более крутой нежели для тяжелых). При этом, в рядах от андезибазальтов к андезитам (на фоне некоторого почти повсеместного увеличения в последних значений La/Yb отношения) в породах юго-восточной части региона (кроме вулканитов р.Мульмуга) значения La/Sm и Gd/Yb отношений обычно слабо растут (т.е. тренды распределения для обеих групп элементов становятся все более крутыми), а в вулканитах центральной части региона значения La/Sm отношения слабо растут, а Gd/Yb - слабо падают (т.е. тренды распределения тяжелых лантаноидов становятся более пологими). С другой стороны, при переходе от андезитов к риодацитам и далее к риолитам во всех дифференцированных сериях вулканитов региона происходит заметное (до более, чем вдвое) увеличение значений La/Sm отношения и, обычно, слабое уменьшение значений Gd/Yb отношения (причем значения La/Yb отношения в породах могут как расти, так и падать).

Особо отметим, что значения La/Yb отношения в андезибазальт-андезитовых разностях вулканитов юго-восточной части Становика обычно несколько, ~ в 1,5 раза, ниже (12,4-21,1 против 15,6-47,7), чем в таковых центральной части региона (за исключением лав р.Мульмуга, где эти значения мак-



**Рис. 3.** Графики соотношения содержаний суммы РЗЭ (включая Y, в г/т), (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и SiO<sub>2</sub> (в %) в позднемезозойских вулканических образованиях юго-восточной (а-г) и центральной (д-е) частей Станового хребта, изученных по его простиранию с юго-востока на северо-запад.

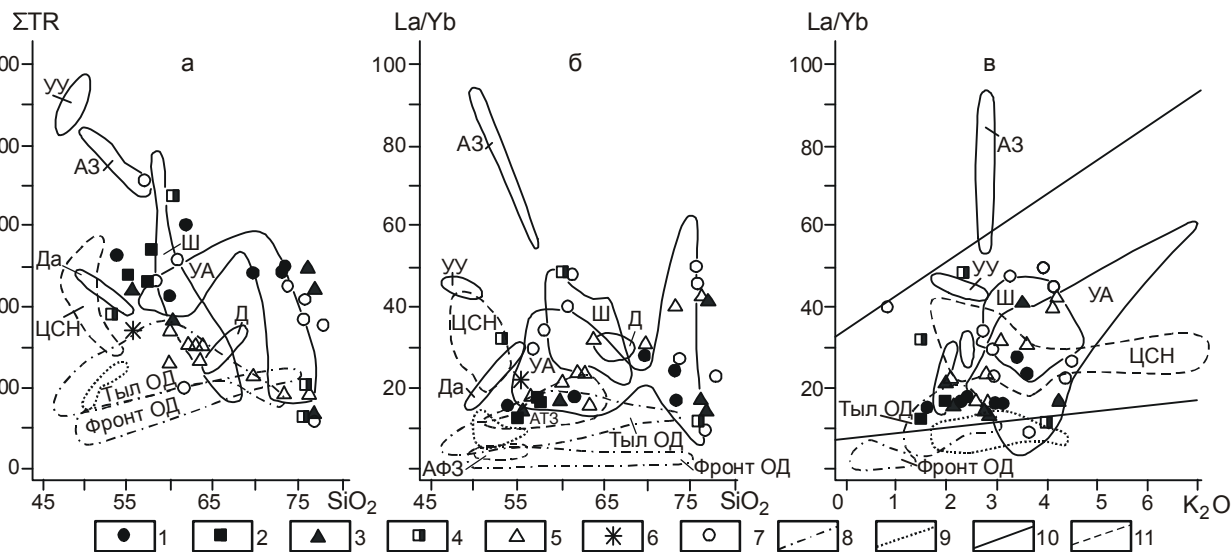
Цифрами вблизи точек составов вулканитов обозначены значения в этих же породах Eu/Eu\* отношения.



**Рис. 4.** Соотношение содержаний суммы РЗЭ (включая Y, в г/т),  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (в %) и значений La/Yb отношения в позднемезозойских эффузивных и интрузивных образованиях Станового хребта.

1-7 - вулканические образования различных районов Станового хребта в направлении его простираения с юго-востока на северо-запад: 1 - г.Амагалас, 2 - хребта Талгыг, 3 - р.Бомнак, 4 - р.Мульмуга, 5 - р.Верхняя Ларба, 6 - в.Типтур, 7 - в.Тогунас (рис.1); 8-10 - поля составов гранитоидов крупных интрузий различных частей Станового хребта (рис.1): 8 - юго-восточной части, 9 - центральной части, 10 - северо-западной части, 11 - поле составов мезозойских автохтонных гранитоидов региона.

Обозначения ГИФ, ИИФ и ШИИФ соответствуют гранитоидам главной, первой и второй интрузивных фаз интрузий, а ФДИ - гранитоидам фазы дополнительных интрузий. Прямыми линиями на рисунке 4в обозначено поле щелочных вулканитов мира по [7].



**Рис. 5.** Соотношение содержаний суммы РЗЭ (включая Y, в г/т),  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  (в %) и значений La/Yb отношения в позднемезозойских вулканических образованиях Станового хребта, средне-позднемезозойских вулканитах латитовой серии Восточного Забайкалья, мел-четвертичных вулканитах Курильской островной дуги (ОД) и мезозой-кайнозойских вулканитах запада Северной и Южной Америки.

1-7 - составы вулканитов различных районов Станового хребта в направлении его простираения с юго-востока на северо-запад: 1 - г.Амагалас, 2 - хребта Талгыг, 3 - р.Бомнак, 4 р.Мульмуга, 5 - р.Верхняя Ларба, 6 - в.Типтур, 7 - в.Тогунас; 8-11 - поля составов вулканитов других регионов: 8 - четвертичных вулканитов фронтальной и тыловой зон Курильской островной дуги по [1,5], 9 - позднемеловых шшонитоидов Малой Курильской гряды (авторские данные); 10 - вулканические образования Приаргунского и Даурского вулканогенов Восточного Забайкалья по [17] (Д - Долгокычинской кольцевой структуры, АЗ - Александровскозаводской структуры, УУ - Урулюм-Уровской зоны, УА - Урулюм-Аргунской зоны, Ш - Шадоронского прогиба и Да - Даурского вулканогена); 11 - мезозой-кайнозойские вулканиты фронтальной (АФЗ) и тыловой (АТЗ) зон вулканизма Андийской континентальной окраины на западе Южной Америки по [20], а также мезозойские ультракалийевые базальтоиды (ЦСН) центральной части провинции Сьерра-Невада на западе Северной Америки по [24]. Прямыми линиями на диаграмме 5в ограничено поле составов щелочных вулканитов по [7].

симильны, 31,9-48,3). Таким образом, как по значениям Gd/Yb, так и La/Yb отношений в вулканитах по простиранию региона намечается некоторая вещественная зональность. В риодацитах региона подобной зональности не наблюдается, а в риолитах она имеется по величинам La/Yb отношения и почти такая же, как и в андезибазальтах-андезитах.

Вулканы Станового хребта часто заметно различаются и по такому генетически важному параметру, как наличие или отсутствие в них Eu-аномалий. Так, только в одной из проб наиболее мафических вулканитов региона проявлен достаточно четкий Eu-максимум (андезибазальты р.Мульмуга,  $Eu/Eu^*=1,37$ ). Во всех же остальных андезибазальтах и всех андезитах региона отмечается четкий Eu-минимум ( $Eu/Eu^*=0,34-0,66$ ). При этом, в андезитах данных рядов пород г.Амагалас, хребта Талгыг и р.Мульмуга Eu-аномалии становятся более резкими, а в андезитах р.Бомнак, вулканов Типтур и Тогунас они могут изменяться разнонаправленно.

Во всех изученных риодацитах Становика (г.Амагалас и в.Типтур) отрицательная Eu-аномалия выражена совсем слабо ( $Eu/Eu^*=0,68-0,78$ ), так же как в некоторых риолитах в.Типтур ( $Eu/Eu^*=0,60-0,72$ ) и лейкогранит-порфирах в.Тогунас ( $Eu/Eu^*=0,99$ ). При этом, в большинстве изученных риолитов региона отмечается самый резкий Eu-минимум ( $Eu/Eu^*=0,10-0,41$ ).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Используя имеющиеся данные по распределению РЗЭ и других элементов в вулканитах Становика, рассмотрим условия их образования.

Так, судя по [7], появление и постепенное проявление все более резкой отрицательной Eu-аномалии в вулканитах дифференцированных серий по мере увеличения в них кремнеземистости и щелочности может означать, что все более кремнекислые образования здесь происходили из более мафических магм за счет фракционирования из них плагиоклаза.

Учитывая, что в базальт-андезитовых магмах коэффициенты распределения РЗЭ между главными минералами-вкрапленниками, а именно оливином, пироксенами, амфиболом, плагиоклазом, и расплавом меньше единицы [7, 19, 23], то фракционирование этих минералов из магм данного состава должно приводить в остаточных магмах к заметному накоплению всех РЗЭ. Поскольку это происходит не всегда, и все более кремнекислые вулканиты Становика часто характеризуются в разной степени уменьшением суммы РЗЭ, следует предположить, что родоначальные магмы для данных пород произошли не только за счет фракционирования из более мафических магм породообразующих минералов, но и за счет достаточно высокого количества аксессуарных

минералов, чьи коэффициенты распределения РЗЭ много больше единицы. К последним прежде всего относятся апатит, циркон и сфен [7, 22], которые достаточно часты в изученных вулканитах и являются в них главными минералами-концентраторами РЗЭ.

С учетом сказанного, наиболее наглядно характер эволюции магм Становика можно проследить по особенностям распределения в дифференцированных сериях вулканитов концентраций суммы щелочей, суммы РЗЭ,  $P_2O_5$  и величины Eu-аномалии (рис. 3). При этом, распределение  $P_2O_5$  в породах может служить критерием фракционирования из их родоначальных магм апатита (главного минерала-концентратора и, часто, носителя фосфора и РЗЭ). Так, параллельное увеличение или уменьшение в более кремнекислых и более щелочных вулканитах содержаний РЗЭ и  $P_2O_5$  должно указывать на образование их родоначальных магм из более мафических за счет либо фракционирования из них только породообразующих минералов (первый случай), либо участия в этом процессе и значительной доли апатита (второй случай). Увеличение же в данном ряду пород содержаний  $P_2O_5$  на фоне уменьшения РЗЭ может указывать на возможность образования все более щелочных магм за счет значительного фракционирования из более мафических не апатита, а каких-то других аксессуарных минералов. С другой стороны, отчетливое уменьшение в этом же ряду пород содержаний  $P_2O_5$  на фоне неизменности или увеличения содержаний РЗЭ (аномальное распределение) прямо указывает на то, что данные образования не являются дифференциатами одной и той же магмы.

Таким образом, учитывая, что почти все изученные андезибазальты (кроме разности р.Мульмуга) и андезиты Становика характеризуются достаточно четко проявленными отрицательными Eu-аномалиями, а в большинстве андезитов по сравнению с андезибазальтами соответствующих серий отрицательная Eu-аномалия выражается несколько более резко, данные образования можно рассматривать не как непосредственные первичные выплавки, а только как продукты дифференциации более мафических (в том числе базальтоидных) магм по меньшей мере за счет фракционирования из них плагиоклаза. При этом, отсутствие четких отрицательных Eu-аномалий во всех изученных риодацитах и некоторых риолитах региона указывает на то, что они вполне могут являться продуктами кристаллизации первичных щелочных магм, т.е. продуктов совершенно самостоятельных выплавок.

Кроме того (рис. 3), при переходе от андезибазальтов к андезитам региона в них отмечается три варианта изменения содержаний  $P_2O_5$  и суммы РЗЭ. Так, в породах г. Амагалас, хребта Талгыг, р.Бомнак и в.Типтур проявлено параллельное уменьшение



их содержаний, в вулканитах р.Мульмуга - увеличение их содержаний, а в породах в.Тогунас на фоне небольшого увеличения содержаний  $P_2O_5$  наблюдается резкое уменьшение суммы концентраций РЗЭ. Имеющееся распределение  $P_2O_5$  и РЗЭ указывает на то, что андезиты здесь могли образоваться в результате эволюции андезибазальтовой магмы, причем в первом случае - за счет фракционирования из нее не только породообразующих минералов, но и достаточного количества апатита, во втором случае - фракционированием только породообразующих минералов без участия апатита (который в магме мог еще и не появиться ввиду максимальной ее основности, близкой к базальтовой), а в третьем случае - за счет фракционирования как породообразующих, так и акцессорных минералов, но не апатита, а скорее всего циркона или сфена.

Здесь же важно добавить, что на предположенные выше модели эволюции мафических магм серьезные ограничения накладывает распределение в вулканитах суммы щелочей (рис. 3), одного из важнейших критериев кристаллизационной дифференциации магм. Так, при переходе от андезибазальтов к андезитам региона только в 2-х сериях вулканитов (г. Амагалас и р. Мульмуга) из 6-ти наблюдается увеличение суммы щелочей, подтверждающее возможность формирования андезитов в результате кристаллизационной дифференциации андезибазальтовых магм. В остальных же случаях, т.е. в большинстве, содержания щелочей в андезитах в разной степени уменьшаются, что противоречит гипотезе образования этих пород в результате кристаллизационной дифференциации из соответствующих андезибазальтовых магм и указывает на их образование посредством каких-то других процессов.

В дифференцированных сериях андезитов хребта Талгыг и в начале серии андезитов в.Типтур на фоне некоторого увеличения суммы щелочей отмечается параллельное увеличение содержаний  $P_2O_5$  и суммы РЗЭ, что указывает на возможность образования данных пород в результате кристаллизационной дифференциации соответствующих андезитовых магм без участия апатита. Во всех остальных сериях андезитов по мере возрастания их кремнеземистости отмечается либо уменьшение содержаний  $P_2O_5$  на фоне роста суммы РЗЭ (г. Амагалас), либо разнообразное распределение этих элементов на фоне уменьшения или отсутствия закономерного увеличения суммы щелочей (в. Тогунас, продолжение серии андезитов в. Типтур). Все это свидетельствует против образования данных андезитовых серий в результате кристаллизационной дифференциации наиболее мафических андезитовых магм.

Отмеченные соотношения содержаний РЗЭ и  $P_2O_5$  проявляются и в салических сериях вулканитов Становика (рис. 3), которые, независимо от соотношения в породах суммы щелочей, в большинстве случаев можно рассматривать как генетически связанные (ввиду крайне низкой роли в них темноцветных минералов) и возникшие в результате фракционирования из первичных салических магм полевых шпатов и акцессорных минералов.

С другой стороны, что на наш взгляд кажется особенно важным, концентрации фосфора во всех изученных салических образованиях региона значительно ниже, чем в вулканитах «мафических» серий (рис.3), а содержания суммы РЗЭ во всех риодацитах и даже большинстве риолитов весьма высоки и близки концентрациям в соответствующих андезибазальтах и андезитах. Все это убедительно указывает на то, что данные салические лавы не могут являться дифференциатами парагенетически с ними связанных более мафических магм, так как в случае отсадки из них значительных количеств апатита (что могло бы объяснять столь заметное уменьшение в салических породах фосфора) остаточные расплавы неминуемо должны были резко обедняться и суммой РЗЭ, чего мы в действительности не наблюдаем. Данный факт является еще одним наглядным независимым подтверждением проявления в пределах Станового хребта двух изначально генетически независимых контрастных типов магм. Подтверждением этому может служить и крайне редкое появление среди вулканитов промежуточных разностей дацитового состава. При этом, первичные салические магмы, по-видимому, могут быть как риодацитового, так и риолитового состава (ввиду отсутствия в их продуктах Eu-минимума). Кроме того, учитывая часто встречающееся среди высококремнистых вулканитов "аномальное" распределение суммы РЗЭ и  $P_2O_5$ , можно предполагать возможность независимого выплавления хотя и близких, но несколько различающихся по составу типов салических магм.

Выявленная маловероятность образования большинства андезитов Становика в результате кристаллизационной дифференциации андезибазальтовых магм подтверждается невозможностью их получения петрологическим моделированием из известково-щелочных базальтовых магм [14,15]. При этом, формирование андезитов можно предполагать в результате, например, ассимиляции салическими магмами вмещающих меланократовых метаморфических пород, ассимиляции мафическими магмами древних гранитоидных образований, смешением контрастных по составу магм и т.д.

Учитывая то, что некоторые андезибазальты и многие андезиты региона по сумме щелочей несильно отличаются (а иногда и совсем не отличаются) от

риодацитовых разностей вулканитов, а в рядах андезитов часто отсутствует увеличение их щелочности по мере увеличения кремнеземистости, возможность образования большей части андезитовых магм Становика за счет ассимиляции салических магмами меланократовых метаморфических пород, имеющих явно невысокую и обычно низкую щелочность [4] (что должно приводить к уменьшению щелочности магм), выглядит маловероятной. В этом случае наиболее вероятной, на наш взгляд, следует признать возможность образования большей части андезитов региона в результате смешения салических, скорее всего коровых, магм с изменяющимися по щелочности верхнемантийными базальтоидными магмами. Реальность смешения контрастных по составу магм в районах магматизма сейчас признается многими исследователями [6]. При этом, как следует из экспериментальных данных [21], в условиях значительной конвекции процесс их смешения происходит достаточно легко и быстро. Следствием данного процесса [4,6], скорее всего, является и широкое распространение в гранитоидах региона близких по составу к мафическим вулканитам шлировых включений с магматическими структурами. К тому же, возможность некоторой ассимиляции мафическими магмами древних гранитоидов нами также не исключается.

Для выяснения и уточнения генезиса ассоциации всех магматических образований Станового хребта весьма важно сопоставить РЗЭ-составы эффузивных серий региона с составами наиболее развитых здесь же интрузивных серий, которые по кремнеземистости обычно варьируют от кварцевых диоритов (кварцевых монцонитов) до лейкогранитов [4,12] (рис.4).

Так, в юго-восточной части Становика изученные нами интрузивные кварцевые диориты по сравнению с соответствующими по кремнеземистости андезитами (кроме лав р.Мульмуга) характеризуются близкими или несколько пониженными содержаниями суммы РЗЭ (180 против 185-305 г/т) при несколько повышенных значениях La/Yb отношения (31 против 16-21). С другой стороны, в центральной части региона, где магматические образования в среднем имеют несколько повышенную щелочность, диориты и кварцевые диориты по сравнению с соответствующими эффузивами р.В.Ларба и в.Типтур характеризуются несколько повышенными содержаниями суммы РЗЭ (209-276 против 133-175 г/т) и значениями La/Yb отношения (28-32 против 16-24). По сравнению же с лавами вулкана Тогунас эти гранитоиды имеют довольно близкие содержания суммы РЗЭ (209-276 против 103-357), хотя в андезибазальтах здесь могут наблюдаться повышенные, а в андезитах - даже аномально низкие концентрации

РЗЭ. При этом, данные вулканиты имеют несколько повышенные значения La/Yb отношения (30-48), которые максимальны, как и в вулканитах по р.Мульмуга (32-48).

Другими словами можно сказать, что, с одной стороны, РЗЭ-составы интрузивных и эффузивных пород средней основности в пределах соответствующих частей Станового хребта в общем плане близки, и их часто можно считать продуктами примерно одних и тех же по составу магм, с другой стороны - эти составы нередко варьируют настолько значительно, что общие закономерности их изменения по простиранию региона улавливаются слабо или могут иметь даже несколько различающиеся тенденции. Так, если по изученным эффузивам юго-восточной и центральной частей региона в северо-западном направлении отмечается слабая тенденция уменьшения суммы РЗЭ, то по гранитоидам отмечается обратная тенденция к некоторому увеличению суммы РЗЭ (продолжающаяся в монцонитоидах северо-западной части региона). При этом, изменения значений La/Yb отношения в данном ряду гранитоидов проявлены лишь при переходе к монцонитоидам северо-западной части Становика (в которых они максимальны), а в ряду вулканитов - даже в пределах юго-восточной и центральной частей региона, что, по-видимому, уточняет имеющуюся общую зональность по данному параметру в регионе. Имеющиеся же некоторые неувязки при сопоставлении средних РЗЭ-составов пород (учитывая достаточно высокую в них вариацию содержаний РЗЭ) и при оценке по ним вещественной зональности региона обусловлены, скорее всего, не всегда достаточным количеством проанализированных на РЗЭ близких по кремнеземистости магматических образований в разных частях Становика (что может уточняться по мере продолжения исследований), а также несколько различающимися условиями выплавления исходных магм, включая разную насыщенность редкими землями субстратов на уровнях магмогенерации различных участков даже в пределах одной крупной части региона (например вулканов Типтур и Тогунас).

В ряду салических магматических образований Станового хребта граниты и лейкограниты главной и дополнительной интрузивных фаз Токско-Нуямского массива на юго-востоке Становика, по сравнению с составами риодацитов (161-262 против 243 г/т) и риолитов (127-173 против 69-253 г/т) той же части региона, характеризуются явно близкими содержаниями суммы РЗЭ при близких (особенно для риодацитов) значениях La/Yb отношения (13-35 против 12-41). Скорее всего, нечто близкое проявлено и в пределах центральной части Станового хребта, хотя судить об этом трудно ввиду отсутствия в

наших выборках гранитов и лейкогранитов, слагающих достаточно крупные по объему интрузивные тела (которые здесь редки). Лейкограниты же из аплитовых жил в крупных интрузиях по сравнению с риолитами вулканических серий центральной и юго-восточной части региона характеризуются минимальными содержаниями суммы РЗЭ (58-91 против 69-229 г/т) при весьма широком разбросе значений La/Yb отношения (29104 против 12-45) ввиду того, что все они (в отличие от риолитов) не являются здесь продуктами первичных магматических выплавок и образовались в результате различной степени дифференциации более мафических магм.

Здесь же важно, что граниты и лейкограниты 2-й интрузивной фазы Чильчинского массива в северо-западной части Становика по содержаниям суммы РЗЭ весьма близки риодацитам (186 против 117-244 г/т) и риолитам (142 против 69-253 г/т) юго-восточной и центральной частей региона. При этом, значения La/Yb отношения в гранитах лишь совсем слабо повышены относительно риодацитов (50 против 28-31), а в лейкогранитах они хотя и также несколько ниже (100 против 12-45), чем в риолитах, но близки значениям в вышеотмеченных аплитах региона (100 против 29-104). Все это может указывать на генетическую близость высококремнеземистых вулканических и плутонических образований по всему простиранию Станового хребта. Заметное преобладание по региону именно высококремнекислых магматических пород является дополнительным подтверждением независимого выплавления их родоначальных магм.

Кратко коснемся условий выплавления мезозойских магм Станового хребта. Так, плавление субстрата на уровнях глубинности, соответствующих гранатовым парагенезисам, должно приводить к заметному обогащению выплавляющейся магмы легкими лантаноидами, так как в ходе этого процесса в субсолидусе будет находиться резко обогащенный тяжелыми лантаноидами гранат [8,25]. На заметное увеличение в магмах содержания легких лантаноидов (и суммы РЗЭ) в значительной степени влияет и увеличение в составе субстрата доли щелочей, особенно калия [7]. С отмеченных позиций, высокие значения La/Yb отношения во всех изученных мезозойских вулканитах (как и гранитоидах) Становика могут указывать на то, что их родоначальные магмы выплавлялись именно из достаточно высокощелочного и гранатсодержащего субстрата. При этом, судя по уровню формирования мезозойских автохтонных гранитных массивов региона [2,12], салические магмы выплавлялись, скорее всего, на уровнях гранулитовой фации метаморфизма Земной коры, а базальтоидные - на гораздо более глубоких

эколитовых и перидотитовых уровнях верхней мантии Земли.

Для оценки тектонической позиции магматического пояса Станового хребта необходимо сопоставить составы его вулкаников с составами магматических пород, сформированных в наиболее различающихся условиях главных геодинамических обстановок Земли.

Так, увеличение значений La/Yb отношения в наиболее мафических образованиях эффузивных и интрузивных серий всех 3-х частей Станового хребта (а также увеличение суммы РЗЭ в этих же породах при переходе к северо-западной части региона) в соответствии с общим изменением их щелочности и т.д. во многом близки характеру поперечной зональности (от фронтальной к тыловой зонам вулканизма) в соответствующих по кремнеземистости четвертичных вулканитах островных дуг [1,5] и мезокайнозойских магматических образований активных континентальных окраин. С плейт-тектонических позиций это обычно связывается с изменением условий выплавления родоначальных для этих пород магм по мере все большего углубления подвигающейся океанической плиты под континент [1].

С другой стороны (рис.5), в большинстве изученных вулкаников андезибазальт-андезитового ряда Становика (кроме андезитов вулкана Типтур и, изредка, вулкана Тогунас) содержания SumTR более чем вдвое выше таковых в соответствующих по кремнеземистости и щелочности четвертичных вулканиках Курильской островной дуги [1,5], мел-палеогеновых вулканиках Малой Курильской гряды [авторские данные] и мезокайнозойских вулканиках Андийской континентальной окраины [20]. Кроме того, значения La/Yb отношения в данных вулканиках Становика варьируют от близких наиболее высоким значениям в соответствующих по щелочности и кремнеземистости вулканиках тыловой зоны вулканизма островных дуг (вулканы юго-восточной части Становика, а также, иногда, вулкана Типтур, поле составов которых целиком соответствует полю вулкаников тыловой зоны Андийской континентальной окраины) до более чем в 2-3 раза повышенных значений в вулканиках р.Мульмуга, р.Верхняя Ларба и в.Тогунас. При этом, все поля изменения содержания суммы РЗЭ и значений La/Yb отношения в вулканиках Станового хребта (рис.5) вполне соответствуют полям близких по кремнеземистости латитовых серий смежных с этим же регионом типично внутриконтинентальных областей Восточного Забайкалья [17], формирование которых происходило в обстановке, близкой рифтогенной [17].

Соответствующим образом (рис.5), большинство вулкаников салических серий Становика по явно повышенным содержаниям суммы РЗЭ (кроме

риолитов р.Мульмуга и вулкана Типтур) и значениям La/Yb отношения заметно отличаются от салических вулкаников островных дуг и близки таковым внутриконтинентальных рифтогенных обстановок и прежде всего смежных районов Восточного Забайкалья.

Таким образом, позднемезозойские вулканические (и плутонические) образования как мафических, так и салических серий Станового хребта по максимальным содержаниям в них суммы РЗЭ и легких лантаноидов в наибольшей степени отличаются от соответствующих по кремнеземистости и щелочности вулкаников островных дуг (особенно их фронтальных зон вулканизма), в меньшей степени - от магматических образований активных континентальных окраин и наиболее соответствуют магматическим образованиям внутриконтинентальных рифтогенных зон. Все это вполне может указывать на несколько различающиеся условия выплавления магм и прежде всего на различную насыщенность РЗЭ (и другими элементами) субстратов на глубинах магмогенерации в отмеченных геодинамических обстановках. Это же позволяет предполагать (с учетом специфики углового расположения магматического пояса Становика по отношению к Монголо-Охотскому поясу и т.д.) общую рифтогенную обстановку формирования мезозойских магматических образований в пределах Станового хребта и смежного с ним региона Восточного Забайкалья.

С другой стороны, имеющиеся данные указывают на возможность проявления региональных различий в условиях формирования магматических образований внутриконтинентальных рифтогенных зон, по-видимому, связанных с латеральной вещественной зональностью, отражающейся в составах наиболее мафических магматических образований Становика. Причины же этой зональности могут определяться разными факторами, что требует дальнейшего исследования и специального глубокого обобщения.

### ВЫВОДЫ

- Формирование большинства мезозойских вулкаников риодацит-риолитового ряда в пределах Станового хребта не могло происходить в результате кристаллизационной дифференциации каких-либо мафических магм. В большинстве случаев выявляется независимое формирование салических и мафических магм региона, причем большинство вулкаников андезитового состава, скорее всего, являются здесь продуктами смешения контрастных по составу салических и базальтоидных магм.

- В пределах участков Станового хребта близкие по кремнеземистости вулканические и плутонические образования в общем близки и по РЗЭ

составу, что предполагает их генетическое родство. При этом, РЗЭ-составы данных магматических образований нередко варьируют весьма значительно, что указывает на возможность заметных различий в условиях их формирования не только в пределах одного крупного участка, но и всего региона в целом.

- Позднемезозойские вулканические (как и плутонические) образования Станового хребта по максимальным содержаниям в них суммы РЗЭ и легких лантаноидов наиболее соответствуют близким по возрасту, щелочности и кремнеземистости магматическим образованиям смежных внутриконтинентальных рифтогенных зон, в меньшей степени - тыловых зон магматизма активных континентальных окраин, наиболее заметно отличаясь от вулкаников островных дуг (особенно их фронтальных зон вулканизма).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (код проекта 95-05-15363).

### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992.
2. Антонов А.Ю., Смирнов В.Н. О мезозойском К-Аг возрасте некоторых гнейсогранитных образований Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов 1977. Иркутск, 1979. С.54-59.
3. Антонов А.Ю. О региональной петрохимической зональности верхнемезозойского гранитоидного магматизма Станового хребта // Геохимия эндогенных процессов-1977. Иркутск, 1979. С.48-54.
4. Антонов А.Ю. Петрология и геохимия верхнемезозойских гранитоидов южного ограничения Алданского щита (Становой хребет): Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Иркутск, 1984.
5. Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск, 1987. С.36-55.
6. Антонов А.Ю. Мафические гомеогенные включения в вулканиках Курильской островной дуги и проблема смешения магм // Тихоокеан. геология. 1993. № 3. С.20-32.
7. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 256 с.
8. Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 333 с.
9. Заблоцкий Е.М. Основные этапы активизации Становой области // Геология и геофизика. 1972. № 3. С.63-70.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. и др. Структурно-магматическая зональность и металлогения Западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1973. № 5. С.3-21.
11. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Вулкано-плутоническая ассоциация мезозойских магматических пород Станового хребта // Ежегодник-1975. Иркутск, 1976. С.20-24.

12. Кузьмин М.И., Антонов А.Ю. Геохимия мезозойских гранитоидов Станового хребта // Геохимия. 1980. №7. С. 1018-1030.
13. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 198 с.
14. Левин Ф.Д. Петрология вулканоплутонических ассоциаций Становой области: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1990.
15. Левин Ф.Д. Два типа андезитов Становой области мезозойской активизации // Вестн. МГУ. Сер.4. 1991. X. №3. С.75-82.
16. Смирнова Е.В., Конусова В.В. Спектральное и химико-спектральное определение редкоземельных элементов в геологических материалах // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск, 1982. С.3-31.
17. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
18. Хэскин Л.А., Фрэй Ф.А., Шмидт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968.
19. Arth Joseph G., Barker Fred. Rare-earth partitioning between hornblende and dacitic liquid and implications for the genesis of trondhjemitic-tonalitic magmas // *Geology*. 1976. V.4, N 9. P.534-536.
20. Dostal J., Zentilli M., Caelles J.C., Clark A.H. Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26-28°S) // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1977. V.63. P.113-128.
21. Kouchi A., Sunagawa I. A model for mixing basaltic and dacitic magmas as deduced from experimental data // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1985. V.89, N 1. P.17-23.
22. Miller Calvin F., Mittlefehldt David W. Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas // *Geology*. 1982. V.10, No 3. P.129-133.
23. Nicholls I.A., Harris K.L. Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1980. V.44, N 2. P.287-308.
24. Van Kooten Gerald K. Mineralogy, petrology and geochemistry of an ultrapotassic basaltic Suite, Central Sierra Nevada, California, USA // *J. Petrology*. 1980. V.21, Part 4. P.651-684.
25. Zielinski R.A., Lipman P.W. Trace-element variations at Summer Coon volcano, Sun Juan Mountains, Colorado, and the origin of continental-interior andesite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. V.87, N 10. P.1477-1485.

Поступила в редакцию 18 сентября 1996 г.

Рекомендована к печати В.И. Суховым

### *A. Yu. Antonov*

#### **Geochemistry of REE in Late Mesozoic volcanic complexes of the Stanovoy Range**

REE spectrum in most of varieties (38 samples) of Late Mesozoic Stanovoy Range volcanites of basalt-rhyolite series was studied for the first time. This investigation revealed:

- The Stanovoy Range Mesozoic volcanites of the rhyodacite-rhyolite series could not be the result of fractional differentiation of any mafic magmas. In most cases mafic and salic magmas were formed separately. A large portion of andesite volcanites there are evidently the products of mixing of salic and basaltic magmas.
- Similar to the SiO<sub>2</sub>-saturating volcanic and plutonic formations of the corresponding parts of the Stanovoy Range have in general the same REE composition that suggests their genetic relationship. In addition, REE-compositions of the magmatic formations are often different indicating that they were formed in different conditions even in the limits of one large part of the region.
- By high REE-concentrations, the Late Mesozoic volcanic (and plutonic) rocks of the Stanovoy Range in the most degree correspond to magmatic formations of rift intracontinental zones, similar in age, alkalinity and SiO<sub>2</sub>-saturation. To the lesser degree they correspond to the magmatic formations of active continental margins, and to the least degree - to the corresponding island arc volcanic rocks.