

ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК [552:550.42:551.763](571.651)

**ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МОДЕЛЬ
ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИТОВ ТЕЛЕКАЙСКОГО
РАЙОНА (ЧУКОТКА)***

С.В.Ефремов, Д.В.Дудкинский

Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск

В статье рассмотрены петрография, геохимические особенности меловых вулканитов Телекайского района и предложена модель их формирования. Согласно полученным результатам, вулканиты района подразделяются на три генетических группы: производные первичных магм – андезиты, латиты; производные коровых магм – риолиты; вулканиты, образовавшиеся за счет контаминации первичных магм коровым материалом – дациты, трахидациты. По своей вещественной характеристике вулканиты групп андезитов и дацитов соответствуют производным шошонит-латитовой и высококалийевой известково-щелочной серий. Риолиты соответствуют высококалийевой известково-щелочной серии и по составу близки к широко распространенным гранитоидам телекайского комплекса. Предложенная модель формирования вулканитов состоит из трех стадий. Первая стадия включает в себя внедрение первичных расплавов состава андезита, латита в плутоны гранитоидов телекайского комплекса. Вторая – плавление гранитоидов в тепловом поле первичных магм с образованием расплавов риодацитов и риолитов. Третья – образование магм дацитов, трахидацитов в результате контаминации первичных расплавов кислым коровым материалом. Апробация модели проводилась на основе данных петрографии и геохимии, с использованием математических, графических и физико-химических методов. Полученные результаты указывают на хорошее соответствие предложенной модели с эволюцией природных составов вулканитов.

Ключевые слова: петрография, геохимия, генезис магм, меловые вулканиты, Чукотка.

ВВЕДЕНИЕ

Меловые вулканогенные образования широко распространены в пределах Телекайского района Центральной Чукотки и относятся к Чукотской ветви Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Чтобы охарактеризовать меловой вулканизм в этом районе, было изучено десять разрезов

вулканитов, приуроченных к периферической части Телекайского гранитоидного массива (рис.1).

По схеме структурно-формационного районирования меловых вулканитов [3], северный участок приурочен к внешней зоне Центрально-Чукотского сектора ОЧВП, а южный располагается в пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны этого пояса.

*Геологическое строение рассматриваемой в статье части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса описывается в ней главным образом в соответствии с материалами Госгеолкарты-200 первого поколения (листы Q-60-V,VI и R-60-XXXIII, XXXIV). В 1997 г. НРС МПР России утвердил для Госгеолкарты-200 нового поколения Легенду Пыкарваамской серии листов, куда входят и названные листы. При подготовке новой легенды корреляция и номенклатура меловых стратиграфических подразделений пересмотрены. Понятия осиновская толща, туманинская толща, толщи K_2a и K_2b Госгеолкарты-200 первого поколения упразднены как невалидные. То, что показывалось как осиновская толща, теперь трактуется как верхняя часть пыкарваамской свиты, также толща K_2a , туманинская свита соответствуют леурваамской свите, а толща K_2b – экитыкинской толще. Легко видеть, что корреляция, предложенная авторами (рис. 2), в общем согласуется с новой стратиграфической схемой, но при этом верхняя граница пыкарваамской свиты должна быть перемещена на уровень показанной ими границы K_2a/ K_2b . Поэтому произошедшее преобразование стратиграфии не мешает пониманию и использованию содержащихся в публикуемой статье данных и выводов. Однако все перечисленные стратиграфические подразделения, которые авторы, как принято после 2-го Регионального стратиграфического совещания по Северо-Востоку СССР в 1975 г., рассматривают в пределах нижнего мела – сеномана, в Легенде Пыкарваамской серии листов датируются поздним мелом (до позднего турона включительно). Спорный вообще вопрос о геологическом возрасте образований, составляющих Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, будет рассматриваться новым стратиграфическим совещанием, которое намечается на 2002 г. В статье упоминается также нижнемеловая вульвеевская свита; она теперь рассматривается как аналог каленьмуваамской, а в некоторых зонах разделена на нырвакинотскую и амгеньскую толщи.

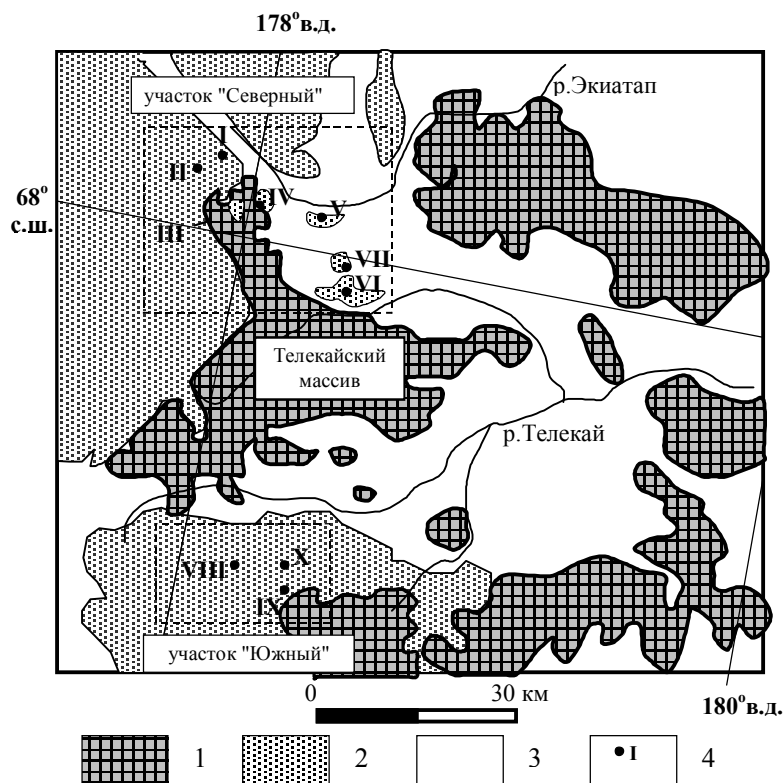


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Телекайского района Центральной Чукотки, по В.Ф.Белому [3] и др., с дополнениями авторов.

1 – меловые гранитоиды; 2 – вулканиты ОЧВП; 3 – триасовые осадочные отложения Чукотской складчатой области; 4 – положение и номера изученных разрезов вулканитов: I-II – водораздел руч. Быстрый – Лишайниковый, правых притоков р. Экиатап; III, IV – верховья руч. Озерного, правого притока р. Экиатап; V – гора Отдельная, правый берег р. Экиатап; VI, VII – бассейн р. Голубой, правого притока р. Экиатап; VIII – водораздел рр. Молодая – Голубичная, правых притоков р. Телекай; IX, X – бассейн р. Цветущей, правого притока р. Телекай. Пунктирной линией ограничены участки полевых работ.

Согласно В.Ф.Белому, для вулканитов обеих зон характерен антидромный характер магматизма. Во внешней зоне центрального сектора наиболее широко распространены пирокластические образования риолит-дацит-андезитовой формации, а в пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны – формация амфиболовых и пироксеновых андезитов и андезибазальтов, при подчиненной роли кислых пород.

В пределах северного участка разрез вулканитов начинается с отложений пыкарваамской свиты дацит-риодацит-риолитового состава, имеющей флористически установленный раннемеловой возраст. Свита без значительного перерыва перекрывается сеноманскими кислыми вулканитами толщи K_2a . На вулканитах толщи K_2a залегают вулканиты среднего состава толщи K_2b , имеющие сеноманский возраст [11].

В пределах южного участка разрез вулканогенных отложений начинается с кислых вулканитов осинонской толщи, на которых, без видимого несогласия, залегают андезиты экитыкинской свиты, перекрытые, в свою очередь, кислыми эффузивами туманинской свиты. Возраст этих свит определен как сеноманский [4].

Вулканиты в этом районе залегают на размытой поверхности дислоцированных мезозойских терригенных отложений и гранитоидов телекайского

комплекса, формирование которых связано с завершением развития Чукотской складчатой области. Геологический возраст гранитоидов этого комплекса определяется тем, что они прорывают нижнемеловые андезиты вульвыеевской свиты, а сами, в свою очередь, перекрываются верхнемеловыми сеноманскими вулканитами осинонской толщи и толщи K_2a , с галькой всех разновидностей гранитоидов комплекса в базальных туфоконгломератах, т. е. наиболее вероятно датируются концом раннего мела [4,5,11]. Вышеприведенные данные свидетельствуют, что гранитоиды телекайского комплекса и вулканиты ОЧВП довольно близки по возрасту. Это позволило ряду авторов высказать предположение о возможности генетической связи кислых вулканитов этого сектора ОЧВП с гранитоидным магматизмом.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В результате полевых исследований было отобрано 96 проб вулканитов различного состава и геолого-стратиграфического положения. Все отобранные породы были изучены в прозрачных шлифах, выбрано 84 образца для аналитических исследований. Аналитические исследования были выполнены в лабораториях Института геохимии СО РАН. Содержание петрогенных элементов определялись рентгено-флюоресцентным методом, редких щелочных элементов – пламенной фотометрией, остальных ред-

ких элементов – количественным оптическим спектральным анализом. Далее, были рассчитаны средние содержания петрогенных и редких элементов для большинства разновидностей вулканитов. В группу для усреднения объединялись вулканиты с близкой вещественной характеристикой, отобранные в пределах единого геологического тела. Из десяти проб, характеризующих различные группы вулканитов, были выделены монофракции плагиоклаза, калишпата, биотита, ромбического пироксена, Fe, Ti-оксидов. Составы минералов были определены методом «мокрой» химии. Изучение эволюции составов минералов является самостоятельной работой, и поэтому химические составы минералов в этой статье не приводятся.

Для кислых разновидностей вулканитов были рассчитаны составы основной массы. Расчет производился на основе количественных минеральных подсчетов в прозрачных шлифах (шаг между точками – 0,1 мм) и данных по химическим составам минералов. Предварительно результаты минеральных подсчетов были переведены в объемные количества, с использованием молярных объемов минералов из работы [13].

Для иллюстрации возможности образования части вулканитов в результате контаминации инициальных магм коровым материалом была рассчитана линия смешения вида $Ay + Bx + Cx + D = 0$ [10], где x и y – наносимые параметры, а A, B, C, D – коэффициенты уравнения. В нашем случае: $A = -101, B = 4,04, C = 0,4392, D = 4,95$. Координаты точек, по которым рассчитывались эти коэффициенты, равны: $x_1 = 20,41, y_1 = 0,75, x_2 = 10,33, y_2 = 0,16$. Выбор уравнения гиперболы для линии смешения обусловлен тем, что одной из координат является отношение $Mg\# = 100MgO / (MgO + Fe_2O_3^{общ})$ (окислы в весовых процентах).

Для характеристики процессов кристаллизационной дифференциации был выполнен расчет баланса масс методом наименьших квадратов. Для расчета использовались реальные химические составы плагиоклаза (Pl), биотита (Bt), калишпата (Kfs), магнетита (Mt), ромбического пироксена (oPx). Составы кварца (Q), ильменита (Ilm) и апатита (Ap) были взяты в соответствии с их химической формулой. Алгоритм расчета подробно рассмотрен в работе [25]. Результаты расчета (см. табл. 3) нанесены на диаграмму (см. рис. 7). Несмотря на то, что все эволюционные тренды на этой диаграмме должны иметь гиперболическую зависимость, тренды кристаллизационной дифференциации в группах нанесены в виде векторов. Это сделано для большей наглядности и ввиду незначительной кривизны соответствующих им гипербол.

Для иллюстрации возможности образования кислых вулканитов в результате плавления гранитоидов телекайского комплекса были рассчитаны ли-

нии котектики (место равновесия двух твердых фаз и расплава) в системах $Ab-An-Or-H_2O, Ab-Q-Or-H_2O$ с использованием методики Н. Nekvasil [26]. Необходимые для расчета соотношения состав – термодинамические свойства приведены в работе [14], остальные данные и выражения – в вышеупомянутой статье Н. Nekvasil. Нами рассчитывались точки равновесия расплава с двумя твердыми фазами при фиксированных температуре, давлении и концентрации воды, для которых в последующем определялись пропорции компонентов. При таком подходе простой перебор значений температуры даст нам линию котектики. Расчет производился для следующих параметров: давление – 100 Мпа, концентрация воды – 3% (использована модель недосыщенной относительно H_2O , буферированной системы), начальная температура 1400°K.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Стратиграфия и петрографическая характеристика вулканитов района

Северный участок. Разрез вулканитов на северном участке начинается с отложений пыкарваамской свиты, описанной на водоразделе руч. Быстрый и Лишайниковый, стратиграфические колонки I, II (рис. 1, рис. 2), где свита с угловым несогласием залегает на триасовых терригенных отложениях. Мощность свиты составляет 250 м. Она сложена чередующимися прослоями тонкополосчатых игнимбритов риолитового состава и линзами риолитов (возможно реоигнимбритов). Вулканиты свиты имеют выдержанные минеральный состав (табл. 1) и структурные особенности. Им свойственна порфировая структура, количество вкрапленников колеблется при этом от 23 до 30%. Минералы-вкрапленники представлены ксеногенными зернами калишпата, кварца, плагиоклаза (№ 20–22) и биотита. Они имеют угловатую форму, значительные размеры и иногда несут следы плавления. Для калишпата обычны пертиты распада, не свойственные вулканическим породам. Ассоциация, размеры, морфология и структурные особенности этих минералов-вкрапленников свидетельствуют о гранитоидной природе ксеногенного материала. Основная масса пород стекловатая, имеет псевдофлюидальную текстуру и сложена сильно сваренными пепловыми частицами кислого вулканического стекла. Аксессуарные минералы представлены зернами апатита и тонкой пылью Fe, Ti-оксидов в основной массе. Вторичные изменения выражены хлоритизацией биотита, по плагиоклазу развиваются эпидот, серицит, карбонат, калишпат незначительно пелитизирован.

Толща K_2a более широко распространена в пределах северного участка, колонки II–V, рис. 2. Она залегает либо на размытой поверхности триасовых отложений, либо, без видимого перерыва, на вул-

Таблица 1. Вещественная характеристика вулканитов Телекайского района.

Свита, толща номер п/п	пыкарвааская	К _{2а}				К _{2б}	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71,69	72,26	75,00	79,50	57,86	61,76	64,61
TiO ₂	0,24	0,10	0,13	0,10	0,87	0,75	0,59
Al ₂ O ₃	13,92	12,13	12,79	11,11	16,16	16,40	14,84
Fe ₂ O ₃ *	2,48	1,91	2,18	1,66	5,89	4,68	4,17
MnO	0,03	0,07	0,03	0,01	0,09	0,07	0,08
MgO	0,35	0,17	0,20	0,12	2,44	1,20	1,14
CaO	1,11	3,46	0,85	0,14	4,64	3,32	3,46
Na ₂ O	2,14	0,20	1,09	0,39	2,48	2,23	2,38
K ₂ O	5,73	4,92	5,20	5,03	3,00	5,62	4,65
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,03	0,02	0,23	0,20	0,16
Rb	269	228	256	218	87	181	197
Li	47	28	27	59	63	44	59
Cs	12	13	11	8	20	16	12
Ba	513	260	350	410	1070	1580	958
Sr	137	100	58	30	360	395	318
Zr	207	160	145	120	360	410	258
Be	2,8	3,9	3,2	2	1,4	2,6	3
F	1218	800	563	450	500	575	1000
B	12	89	73	22	31	16	17
Sn	15,9	26	17,3	9,6	10	6,3	9,8
W	2,3	2,3	1,4		0,8	1,8	1,3
Mo	1,5	1,2	2,9	4,5	4,1	1,2	1,9
Pb	31	44	66	15	20	23	28
Zn	99	100	125	32	260	123	123
Cu	19	20	25	7	34	20	22
Ni	6,6	-	12,4	5	-	9,1	12,4
Co	6,1	-	3,8	1,6	-	8,3	8,7
Cr	12	-	11,6	6,4	-	18	19,5
V	20	-	8,1	6,5	-	53	39,5
Модальный состав вулканитов в объемных процентах							
Q	9	11	15,6	2		4	7,4
Pl	5,8	2	2	1	26	21,8	24
Kfs	13,2	10,5	11,4	8,5			1,4
Bt	1,5	0,5	0,6	3	5,5	5,8	7,2
oPx					9	4	2
cPx							
O.M.	70,5	76	70,4	85,5	59,5	64,4	58
N*	3	4	7	3	3	4	6

канитах пыкарваамской свиты. Ее максимальная мощность составляет 80 м. Толща имеет двучленное строение. Первая снизу пачка сложена слабо спекшимися туфами риолитов, вторая – спекшимися туфами риолитов. Петрографическая характеристика этих пород довольно близка. Они имеют порфировую структуру, количество вкрапленников колеблется при этом от 15 до 27%. Вкрапленники имеют кластическую природу, представлены пертитом, кварцем, плагиоклазом (№ 20–30), биотитом и по внешнему облику напоминают минералы гранитоидов Телекайского массива. Некоторые зерна кварца, калишпата и плагиоклаза несут следы плавления. Помимо кристаллокластического материала в породах присутствуют ксенолиты андезитов, роговиков и гранитоидов Телекайского массива. Основная масса вулканитов толщи имеет пепловую структуру и состоит из мелких угло-

ватых обломков кислого стекла. Ассоциация акцессорных минералов состоит из апатита, циркона, Fe, Ti-оксидов, иногда касситерита. Вторичные минералы представлены мусковитом (по биотиту) и соссюритом (по плагиоклазу), калишпат частично пелитизирован.

Вулканиты толщи К_{2б} также широко распространены в периферической части Телекайского массива, где они без видимого несогласия залегают на отложениях пыкарваамской свиты и толщи К_{2а} (рис. 1, рис. 2, колонки I–VI). Максимальная мощность толщи в изученных разрезах составляет 400 м. Разрез толщи начинается с агломератового горизонта, перекрываемого туфами высококалийных андезитов и кварцевых латитов, которые, в свою очередь, перекрываются лавами высококалийных андезитов и кварцевых латитов (рис. 2, колонки I–IV). Выше лавового горизонта

Продолжение таблицы 1.

Свита, толща номер п/п	К ₂ б			осиновская			эжиктыкинская
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	65,88	68,25	73,61	72,50	74,05	77,24	58,09
TiO ₂	0,54	0,49	0,29	0,16	0,14	0,15	0,90
Al ₂ O ₃	14,97	14,93	12,86	13,07	12,93	13,12	16,00
Fe ₂ O ₃ *	3,99	3,20	2,71	2,53	2,48	1,02	6,33
MnO	0,07	0,05	0,04	0,05	0,05	0,00	0,10
MgO	0,83	0,72	0,38	0,29	0,24	0,16	2,48
CaO	2,62	1,95	1,66	1,51	0,95	0,16	5,43
Na ₂ O	2,70	2,43	2,99	2,02	2,24	1,21	2,64
K ₂ O	4,62	4,84	2,37	5,51	5,25	5,22	3,11
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,05	0,04	0,03	0,08	0,24
Rb	231	223	108	197	189	153	100
Li	49	42	46	23	24	26	23
Cs	14	15	13	13	12	7	5
Ba	718	813	330	213	184	770	920
Sr	328	270	233	98	83	45	615
Zr	230	223	210	180	171	170	210
Be	3,1	3,4	1,6	2,1	2,5	1,4	1,7
F	1163	800	517	663	413	375	950
B	12	17	22	19	14	113	17
Sn	12,6	13,8	11,7	5,9	8,0	5,9	3,1
W	1,4	1,5	-	-	-	-	-
Mo	0,6	0,9	1,8	2,2	1,5	1,2	2,5
Pb	25	32	19	24	26	18	17
Zn	65	55	60	53	53	23	100
Cu	18	15	13	12	18	12	23
Ni	12	8,4	7,0	15	11,1	7	11
Co	6,7	6,4	2,7	2,6	2,6	1,7	16
Cr	18,5	16,7	9,6	12	10,3	4,3	30
V	35	26	16	8,4	8	5	110
Модальный состав вулканитов в объемных процентах							
Q	6,5	6,6	3,3	11,3	9,1	8	
Pl	19,7	17,3	11	4	2,6	4	26,1
Kfs	1	1,83	3,8	12	10,5	17	
Bt	9,3	5,4	4	1	0,3		1,3
oPx	1	0,5					10,9
cPx							2
O.M.	62,5	68,37	77,9	71,7	77,5	71	59,7
N*	6	5	4	4	8	4	4

Примечание. Fe₂O₃* – суммарное железо в форме Fe₂O₃; N* – количество образцов, использованных для подсчета средних значений; - нет данных; Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Kfs – калишпат, Bt – биотит, oPx – ромбический пироксен, cPx – моноклинный пироксен, O.M. – основная масса; 1–14 – породы: 1–4, 10–13 – риолиты, 5, 14 – высококалийевые андезиты, 6 – кварцевый латит, 7–9 – дациты - трахидациты (пояснения в тексте). Анализ 10 условно соответствует туманинской свите (пояснения в тексте). Содержания оксидов даны в весовых процентах, редких элементов – в граммах на тонну.

залегает мощная пачка спекшихся туфов дацитов-трахидацитов (рис. 2, колонки I–VI), разделенная на две части прослоем агломератовых туфов. Выше дацитовой пачки залегает маломощная пачка слабоспекшихся туфов риолитов (рис. 2, колонка II), также имеющая в основании прослой агломератовых туфов. Наличие агломератовых горизонтов в разрезе толщи К₂б свидетельствует о сложной истории ее формирования и позволяет разделить толщу на три пачки: дацит-андезитовую, дацитовую и риолитовую. Бомбы и блоки всех агломератовых горизонтов имеют идентичный состав и представлены гранитоидами Телекайского

массива, рогамиками и туфами риолитов толщи К₂а. С риолитовой пачкой, вероятно, можно соотнести небольшие штоки и дайки кварцевых порфиров, прорывающие отложения дацитовой пачки в бассейне р. Голубой (рис. 1, 2, колонка VI).

Вулканиты, слагающие толщу К₂б, имеют выдержанный петрографический состав (табл.1.). Высококалийевым андезитам и кварцевым латитам свойственна порфировая структура, количество вкрапленников колеблется в туфах от 37 до 41%, в лавах – от 19 до 23%. Минералы-вкрапленники в туфах и лавах представлены фенокристами плагиоклаза (№ 30–40),

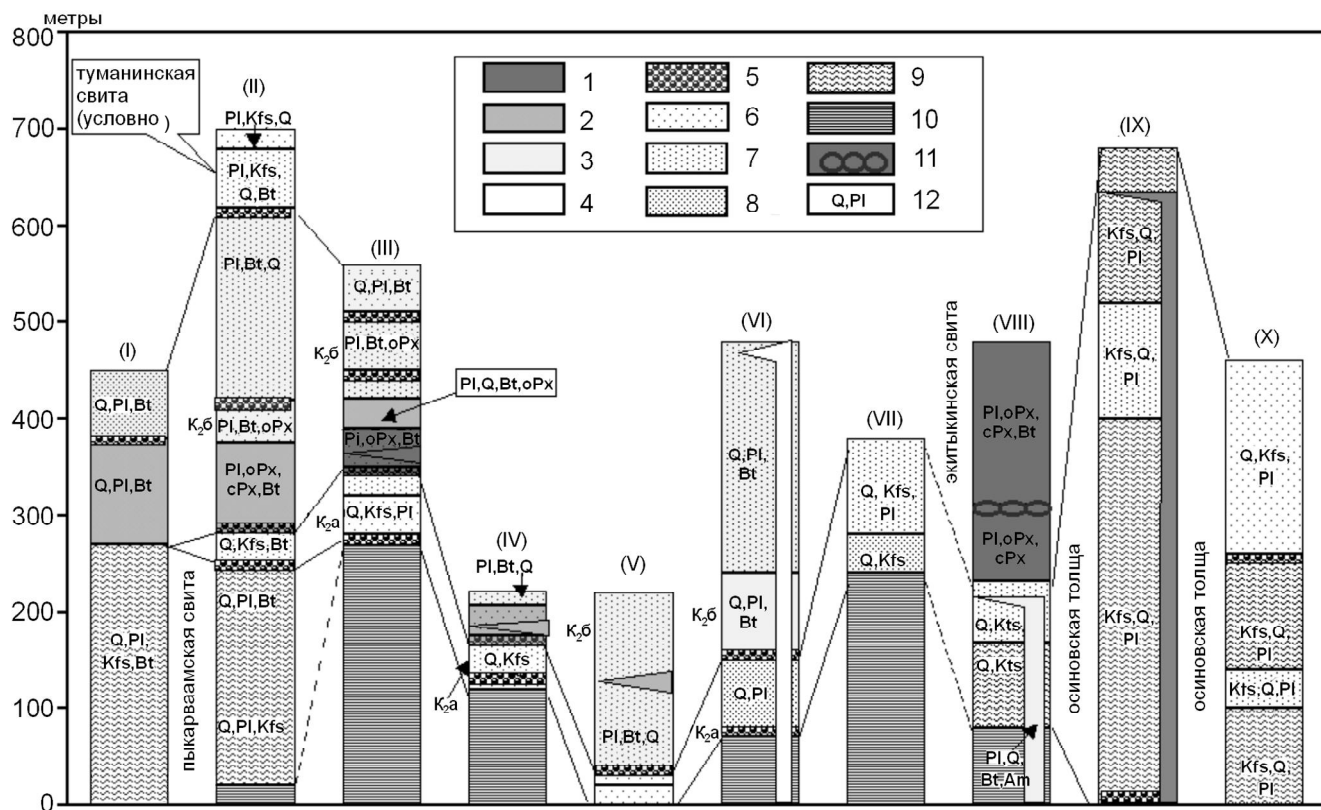


Рис. 2. Стратиграфическая схема вулканогенных отложений района.

1 – 4 – состав пород: 1 – высококальциевые андезиты, 2 – кварцевые латиты, 3 – дациты, трахидациты, 4 – риолиты; 5–9 – текстурные особенности и литификация вулканитов: 5 – агломеративные горизонты, 6 – слабоспекшиеся туфы, 7 – туфы средней степени спекания, 8 – сильноспекшиеся туфы, 9 – игнимбриты, если крап отсутствует – лавы; 10 – фундамент ОЧВП; 11 – шаровая отдельность в вулканитах; 12 – ассоциация минералов-вкрапленников (сокращения названий минералов приведены в табл.1). Римские цифры – номера разрезов вулканитов, соответствуют таковым на рис.1.

ромбического пироксена, биотита, редко авгита. Фенокристы плагиоклаза и пироксенов имеют идиоморфные, свойственные им кристаллографические формы и, как правило, образуют гломеропорфировые сростки. Биотит образует лейсты и равномерно распределен по породе. В породах также присутствуют ксенолиты роговиков, гранитоидов, базальтов, туфов риолитов. Основная масса лав сложена хлоритизированным стеклом, туфов – обломками хлоритизированного вулканического стекла. Среди акцессорных минералов отмечаются апатит, сфен, циркон, Fe, Ti-оксиды. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатом и серицитом, иногда эпидотом, замещающими биотит, пироксен и плагиоклаз. Туфы и лавы дацитов – трахидацитов также имеют порфировую структуру, количество вкрапленников в них колеблется от 29 до 44%. Вкрапленники представлены фенокристами плагиоклаза (№ 30–40), ромбического пироксена, биотита, ксенокристами плагиоклаза (№ 22–30), биотита, кварца и калишпата. Ксенокристы имеют угловатую форму. Некоторые из них несут

следы интенсивного плавления (рис. 3). По внешнему облику и составу они напоминают минералы гранитоидов Телекайского массива. Дациты и трахидациты имеют практически идентичную с андезитами ассоциацию акцессорных минералов, состав фенокристов и их особенности, отличаясь от андезитов присутствием ксеногенного гранитоидного материала, меньшим содержанием ромбического пироксена, отсутствием авгита (табл.1.) и более кислым составом основной массы. Риолиты и их туфы имеют порфировую структуру, количество вкрапленников в них колеблется от 10% до 30%. Вкрапленники представлены ксенокристами кварца, плагиоклаза, калишпата, реже биотита, которые иногда несут следы плавления. Основная масса лав часто имеет флюидальную структуру и сложена кислым вулканическим стеклом, туфов – имеет пепловую структуру, серицитизирована и сложена угловатыми обломками кислого вулканического стекла и минералов. От вулканитов толщи K_2a эти породы отличаются преобладанием кварца над полевыми шпатами и плаги-

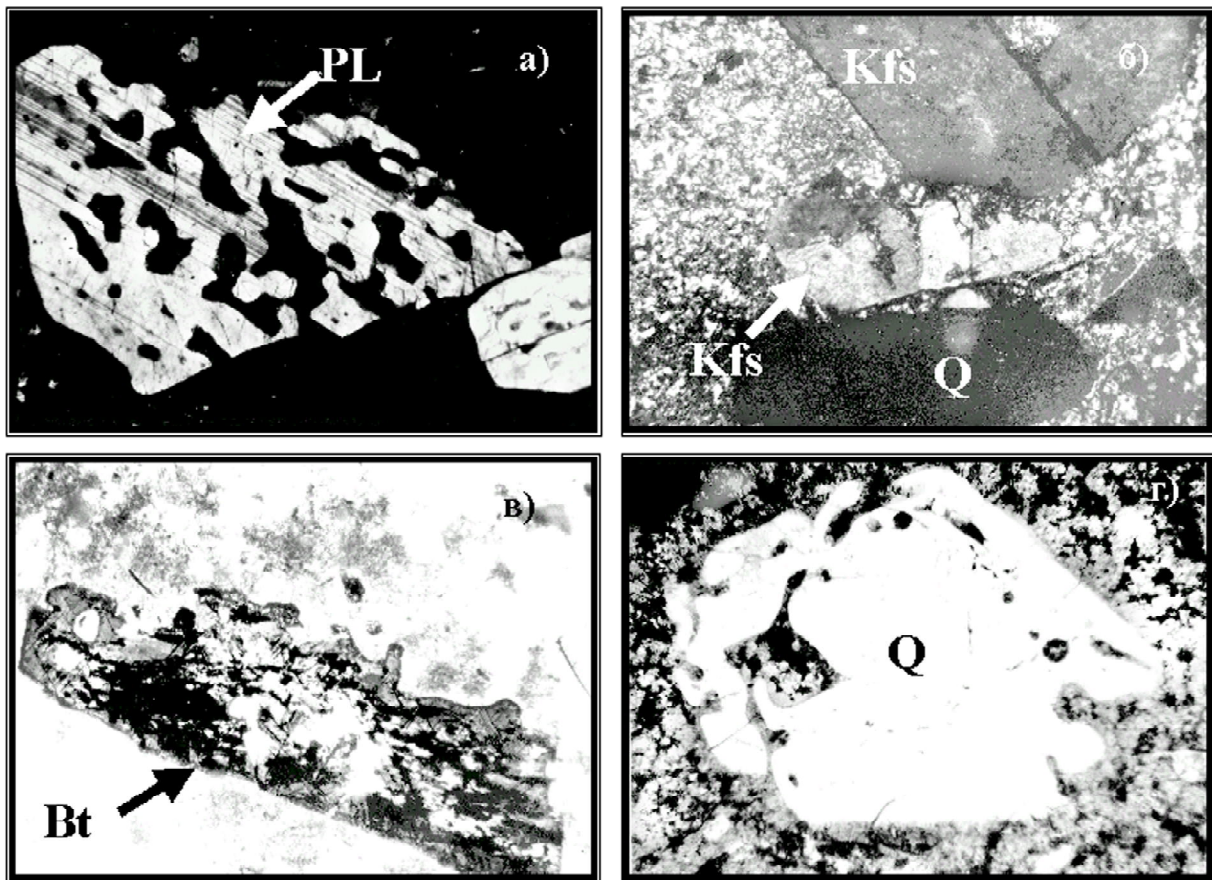


Рис.3. Следы плавления в минералах-вкрапленниках вулканитов района.

а – оплавленное зерно плагиоклаза в спекшемся туфе дацита, николи скрещены; б – оплавленное зерно калишпата в туфе риолита, николи скрещены; в – оплавленное зерно биотита в спекшемся туфе дацита, без анализатора; г – оплавленное зерно кварца в риолите, николи скрещены. Фотографии сделаны при увеличении 23.

оклаза над калишпатом. Ассоциация акцессорных и вторичных минералов в этих породах аналогична таковым толщ K_2a .

Южный участок. Разрез вулканитов на южном участке начинается с отложений осиновской толщи, описанной на левом борту р. Цветущей, правого притока р. Телекай (рис. 1,2, колонки VIII–X). Видимая мощность толщи в этом районе составляет 680 м. Она сложена чередующимися прослоями игнимбритов и сильносваренных туфов риолитового состава. Для них обычна порфировая структура, количество вкрапленников колеблется от 20 до 33%. Вкрапленники представлены ксеногенными зернами пертита, кварца, плагиоклаза (№ 22–35), иногда биотита. Фельзитические минералы несут следы плавления. В породах также присутствуют ксенолиты роговиков, гранитоидов, фельзитов, в некоторых риолитах помимо

вышеперечисленных пород присутствуют включения андезитов. Основная масса пород имеет флюидальную структуру и сложена сильносваренными, деформированными обломками кислого стекла. Ассоциация акцессорных и вторичных минералов аналогична таковым толщ K_2a .

Выше по разрезу на отложениях осиновской толщи без видимого несогласия залегают вулканиты экиത്യкинской свиты (рис. 2, колонка VIII). Ее мощность в этом районе составляет 250 м. Свита сложена лавами высококалиевых андезитов. Они имеют порфировую структуру, вкрапленники составляют 32–43% объема породы и представлены плагиоклазом (№ 40–50), моноклинным и ромбическим пироксенами. Ромбический пироксен частично замещен хлоритом и карбонатом. В центре пачки прослеживаются лавы андезитов, имеющие шаровую отдельность. Выше в

лавах свиты среди минералов – вкрапленников появляется биотит, содержание которого увеличивается вверх по разрезу. Плагноклаз и пироксены образуют характерные гломеропорфировидные сростки, аналогичные таковым в высококальциевых андезитах толщи K_2b . Аксессуарные минералы представлены апатитом и Fe, Ti-оксидами. Помимо андезитов, в разрезе экитыкинской свиты широко распространены дациты [4], но авторами настоящей работы в изученном разрезе они не наблюдались. Субвулканические тела дацитов, трахидацитов, прорывающие отложения осиновской свиты, были опробованы в правом борту р. Голубичной (рис. 1, 2, колонка VIII).

Согласно принятой стратиграфической схеме [4], на андезитах экитыкинской свиты залегают кислые пирокластические отложения туманинской свиты. Изученные нами кислые вулканиды (рис. 2, колонка IX), отнесенные Е.Г. Бордюговым к туманинской свите, прорываются дайками андезитов, которые по внешнему облику и составу аналогичны породам экитыкинской свиты и на этом основании включены нами в состав осиновской толщи. Таким образом, достоверный разрез туманинской свиты нами изучен не был. В работе также не приводятся петрографические описания гранитоидов телекайского комплекса, ввиду того, что они довольно широко представлены в литературе [4, 5, 11 и др.]

Согласно вышеприведенным данным, вулканиды северного и южного участков обладают рядом общих черт, позволяющих провести корреляцию геологических разрезов. На обоих участках магматизм начинается с пирокластических отложений риолитов, продолжается лавами двупироксеновых высококальциевых андезитов, перекрываемых дацитами, трахидацитами, и заканчивается пирокластическими отложениями риолитов. При этом, коррелируемые горизонты имеют близкие вещественный состав и петрографические особенности. Учитывая вместе с этим сеноманский возраст этих вулканидов, можно сделать предположение о временной и вещественной корреляции вулканизма в северном и южном обрамлении Телекайского гранитоидного массива. При этом, отложения осиновской толщи соответствуют вулканидам толщи K_2a , экитыкинская свита – андезитовой и дацитовой пачкам толщи K_2b , а отложения туманинской свиты целесообразно сопоставить с вулканидами риолитовой пачки толщи K_2b и субвулканическими телами бассейна р. Голубой.

Особо необходимо рассмотреть вопрос о природе ксеногенного материала в вулканических отложениях района. Совершенно очевидно, что ксеногенный материал имеет гранитоидную природу и наиболее вероятным источником его являются гранитоиды телекайского комплекса, широко распространенные в этом районе. Ксеногенный кластический материал

практически отсутствует в андезитах, кварцевых латитах, что позволяет рассматривать их в качестве производных инициальных неконтаминированных магм. В дацитах, трахидацитах, помимо минералов-вкрапленников, свойственных андезитам (oPx, Bt, Pl № 40–50), присутствуют ксеногенные зерна гранитного материала (Q, Pl № 20–30, Bt, Kfs), имеющие иную морфологию и неравновесный состав, о чем свидетельствуют следы их интенсивного плавления (рис. 3.). Это делает вполне очевидным гипотезу об образовании дацитов, трахидацитов в результате усвоения андезитовыми расплавами гранитоидного материала. Минералы-вкрапленники кислых вулканидов представлены исключительно кластическим материалом, что накладывает ряд ограничений на гипотезу их формирования. Присутствие кластического гранитного материала, несущего следы плавления (рис. 3), в пирокластических отложениях, лавах и субвулканических интрузивных образованиях, свидетельствует о том, что он имеет, скорее всего, не ксеногенную, а реликтовую природу. Следовательно, наиболее вероятной гипотезой образования кислых вулканидов является гипотеза парциального плавления гранитоидов под термальным воздействием интродуцировавших андезитовых магм.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ РАЙОНА

Петрогенные элементы. Вещественная характеристика главных разновидностей вулканидов приведена в таблице 1. Как следует из таблицы, вулканиды имеют довольно широкий спектр составов, с содержанием кремнекислоты от 57.86 до 79.5 весовых процентов. Одной из наиболее интересных особенностей большинства вулканидов является высокое содержание калия и его значительное преобладание над натрием, более заметное в кислых разновидностях пород. Исключение составляют только вулканиды третьей пачки K_2b и малых интрузий р. Голубой, условно отнесенных к туманинской свите, которым свойственны близкие концентрации натрия и калия при невысоких содержаниях последнего. На классификационной диаграмме TAS [9] фигуративные точки составов пород приурочены к линии, разделяющей поля пород субщелочного и нормального рядов (рис. 4а). При этом, вулканиды экитыкинской свиты попадают в поле андезитов, нижней пачки толщи K_2b – в поля андезитов и латитов, вулканиды средней пачки K_2b – в поля дацитов и трахидацитов, а вулканиды пыкарваамской, осиновской и туманинской свит – в поле риолитов. Практически все вулканиды представлены высококальциевыми разновидностями. Исключение составляют породы, условно отнесенные к туманинской свите, являющиеся умереннокальциевыми. В дальнейшем вулканиды средней пачки K_2b мы будем рассмат-

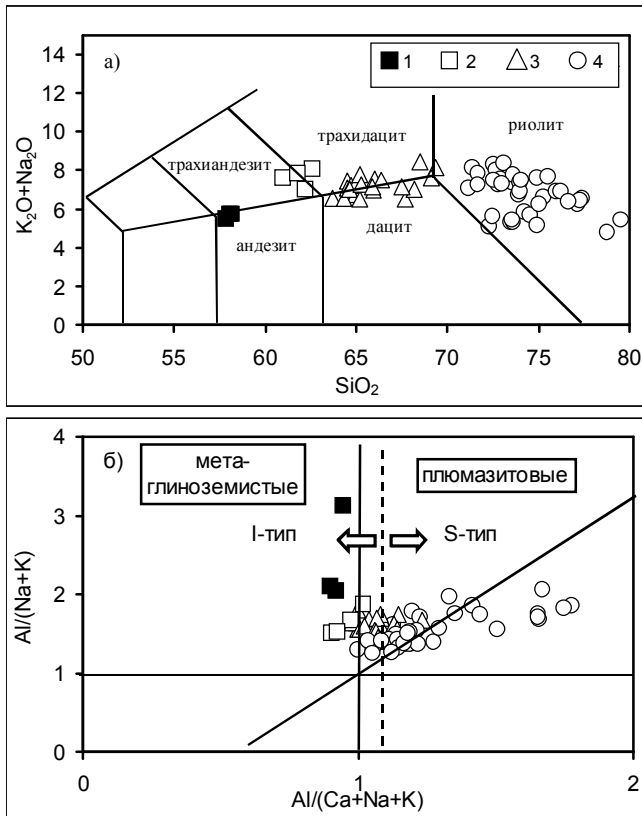


Рис. 4. Петрохимическая характеристика вулканитов Телекайского района.

а – фрагмент диаграммы TAS [9]; б – диаграмма ASI, по [29] с дополнениями авторов. При расчете коэффициентов в диаграмме б использовались атомные количества элементов. 1 – высококальциевые андезиты; 2 – кварцевые латиты; 3 – дациты, трахидациты; 4 – риолиты.

ривать в составе единой группы дацитов-трахидацитов, так как разделение пород единой генетической серии по названию на основании статистически определенной граничной линии нецелесообразно.

По соотношению алюминия, щелочей и кальция (рис. 4б) большинство вулканитов являются избыточно глиноземистыми, т.е. имеют псевдосубщелочной характер. Для большинства риолитов и части дацитов, трахидацитов величина коэффициента $Al/(Na+K+Ca)$ превышает значение 1,1 – границы, разделяющей породы, образовавшиеся в результате плавления насыщенного (метаглиноземистого, I-тип) и пересыщенного глиноземом (плюмазитового, S-тип) протолитов [15], т.е. эти породы являются плюмазитовыми, что указывает на участие вещества верхней земной коры в их генезисе. Согласно данным [17], магмы, образовавшиеся в результате плавления метаглиноземистого «изверженного» протолита, либо в результате эволюции первичных метаглиноземистых расплавов также обычно являются мета-

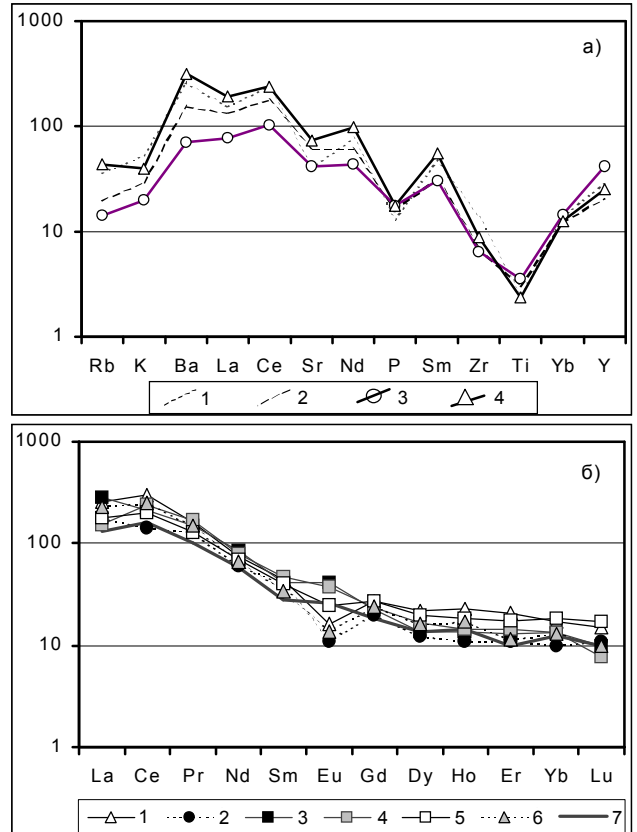


Рис. 5. Редкоэлементная характеристика вулканитов Телекайского района.

а – диаграмма подобия: 1 – кварцевые латиты толщи K_2b , 2 – высококальциевые андезиты экитыкинской свиты, 3 – высококальциевые андезиты Чили [21], 4 – кварцевые латиты восточного побережья Чаунской губы [7]; б – распределение редкоземельных элементов в вулканитах, номера кривых соответствуют таковым в табл. 2. По оси ординат отложены содержания элементов, нормированные по хондриту [6].

глиноземистыми, и, следовательно, маловероятно происхождение плюмазитовых дацитов, трахидацитов и риолитов за счет глубокой дифференциации инициальных андезитовых, латитовых магм. Избыточная глиноземистость дацитов, трахидацитов вероятнее всего обусловлена ассимиляцией инициальной андезитовой магмой корового (гранитоидного) материала, а риолитов – парциальным плавлением этого материала, что не противоречит выдвинутым ранее гипотезам.

Редкие элементы. Содержания большинства редких элементов в вулканитах района близки к кларковым. Для риолитов характерны слабо повышенные относительно кларка по А.П. Виноградову [6] содержания Rb, Pb, Zn, аномально высокие концентрации Sn, В, иногда W и Mo, пониженные концентрации Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, т.е. выдерживаются геохи-

мические особенности, присущие гранитоидам Телекайского массива [8]. Вулканиды первой и второй пачки толщи $K_2б$ и экитыкинской свиты по своей геохимической характеристике близки к производным шшонит-латитовой серии, что наглядно иллюстрируется рис. 5а, на котором помимо этих вулканидов приведены составы высококалийевого андезита Чилийских Анд [21] – типичного представителя пород известково-щелочной серии, а также латита восточного побережья Чаунской губы (Центральная Чукотка) [7]. Как следует из рисунка, кривые распределения редких элементов описываемых вулканидов занимают промежуточное положение между составами латита и высококалийевого андезита и обогащены относительно последнего К, Rb, Ba, Zr, легкими лантаноидами. Помимо вышеперечисленных, вулканидам свойственны повышенные концентрации редких рудных элементов (Sn, W, Mo) и В (табл.1). В целом, как и высококалийевые андезиты Чили, эти вулканиды обогащены элементами с большим радиусом иона (К, Rb, Ba), при пониженных концентрациях высокозарядных катионов (Ti, P), что типично для магматических пород конвергентных границ океан–континент и указывает на возможность их образования в пределах активной континентальной окраины.

Редкоземельные элементы. Средние содержания редкоземельных элементов в вулканидах приведены в табл. 2. Вулканиды района обладают повышенными содержаниями редкоземельных элементов (TR+Y), суммарная концентрация которых колеблется от 205 г/т в высококалийевых андезитах экитыкинской свиты,

до 391 г/т в кварцевых латитах толщи $K_2б$. Помимо высоких содержаний, им свойственно значительное преобладание легких элементов спектра над тяжелыми ($La_N/Yb_N=12-29$), что является характерной особенностью производных латитовых магм [1, 2]. Распределение редкоземельных элементов в вулканидах иллюстрируется диаграммой, приведенной на рис. 5б. Как следует из диаграммы, все вулканиды обладают довольно близкими концентрациями и поведением TR, им свойственен значительный отрицательный наклон линии спектра в области легких лантаноидов, отражающий обогащение этими элементами, и выполаживание кривой в области средних и тяжелых TR. Для высококалийевых андезитов экитыкинской свиты и кварцевых латитов толщи $K_2б$ фиксируется небольшой избыток Eu ($Eu/Eu^*=1,1$), выраженный в виде положительного экстремума на кривой, что, наряду с другими геохимическими и петрографическими данными, позволяет рассматривать их в качестве производных первичных магм. Эти особенности распределения редкоземельных элементов позволяют сделать некоторые петрологические выводы. Так, например, высокое La/Yb отношение в высококалийевых андезитах и кварцевых латитах наиболее вероятно обусловлено присутствием в реститовой фазе граната, концентрирующего тяжелые лантаноиды [2], а выполаживание кривой спектра в области средних и тяжелых TR – присутствием амфибола в источнике генерации магм [2, 24]. Наиболее вероятным механизмом формирования расплавов, имеющих подобное распределение редкоземельных элементов, является инконгруэнт-

Таблица 2. Содержание редкоземельных элементов и итрия в вулканидах Телекайского района.

Свита, толща	пыкарваамская	K_2a	$K_2б$			осиновская	экитыкинская
порода	риолит	риолит	кварцевый латит	дацит	дацит	риолит	андезит
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ в табл.1	1	3	6	7	8	11	14
La	77	53	46	86	54	68	40
Ce	150	72	120	105	100	125	80
Pr	16	13	17	15	13	15	10
Nd	45	36	47	51	42	40	35
Sm	9	8	9,3	8,3	8	6,8	5,6
Eu	1,3	0,87	3	3,3	2	1,1	2,1
Gd	11	7,9	9,4	9	11	9,7	7,3
Dy	7,6	4,3	5,8	4,8	6,9	2,5	4,8
Ho	1,6	0,77	1	0,96	1,3	1,2	1
Er	4,2	2,2	2,9	2,6	3,5	2,3	2
Yb	3,4	2	2,7	2,7	3,7	1,5	2,5
Lu	0,53	0,38	0,27	0,35	0,6	0,35	0,35
Y	28	17	23	23	22	11	14
TR+Y	355	217	287	312	268	284	205

Примечание. TR+Y – суммарное содержание редкоземельных элементов и итрия. Номера проб соответствуют такому на рис. 5б. Содержания элементов даны в граммах на тонну.

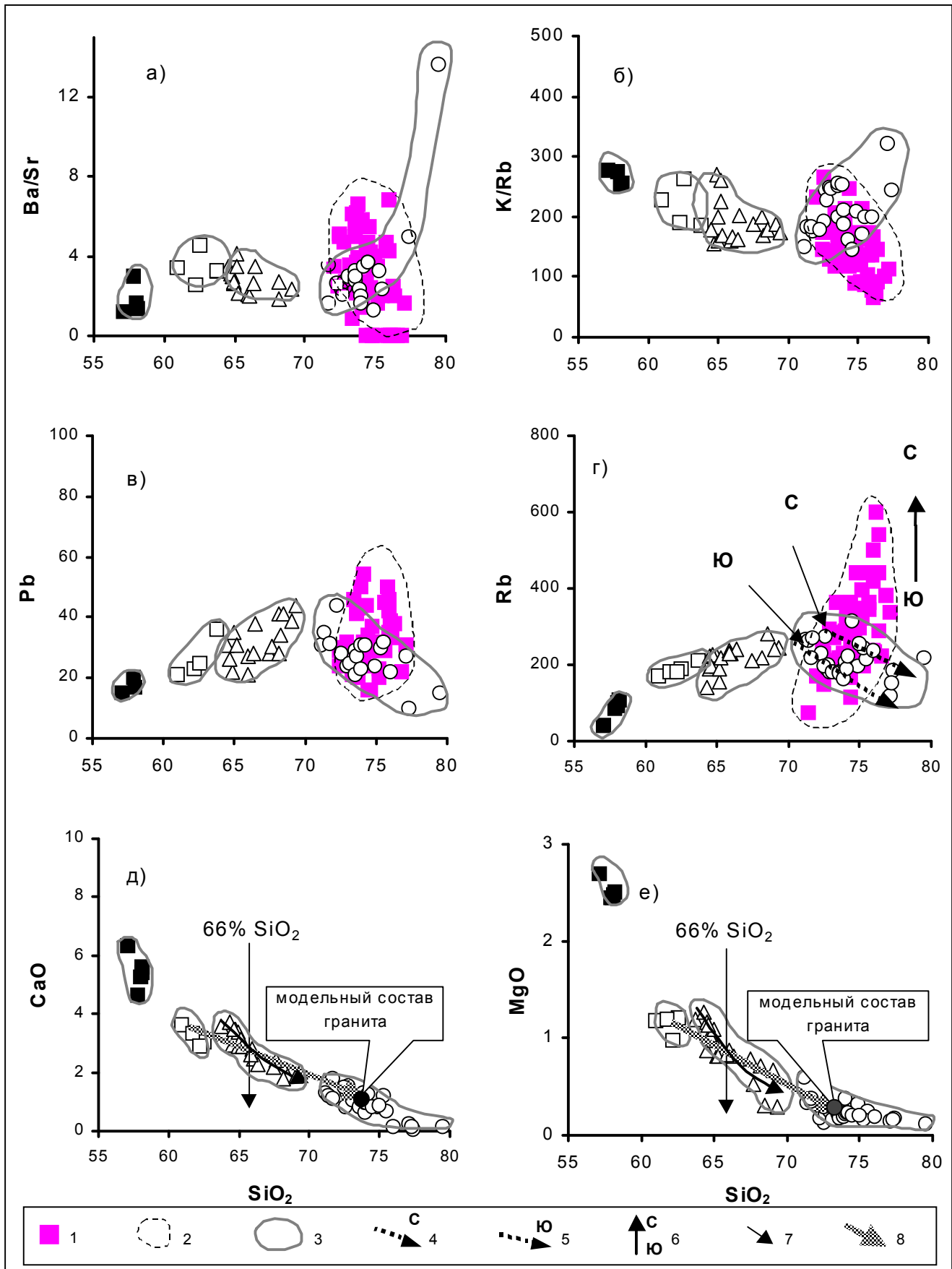
ное дегидратационное плавление амфибола, с присутствием в виде реститовых фаз граната и моноклинного пироксена. Образующиеся в результате этой реакции расплавы несколько обеднены Са относительно Na и обогащены Fe относительно Mg, что фиксируется кристаллизацией из них кислого (относительно основности пород) плагиоклаза и железистых темноцветных минералов. Помимо этого, им свойственен небольшой избыток Eu, обусловленный перераспределением Са между плагиоклазом, гранатом и моноклинным пироксеном [18]. Для высококальциевых андезитов экитыкинской свиты и кварцевых латитов нижней пачки толщи K_2b характерны более кислые, чем в обычных известково-щелочных андезитах, вкрапленники плагиоклаза (№ 30–50 относительно № 60–80 [19]), железистые темноцветные минералы, о чем свидетельствует пониженная магнезиальность пород (в среднем 28 относительно 40 [19]) и небольшой избыток Eu, что, наряду с распределением редкоземельных элементов, свидетельствует о важной роли реакции дегидратационного плавления амфибола в их генезисе. По этим же данным можно оценить глубину генерации инициальных магм. Устойчивость амфибола в ассоциации с гранат–клинопироксеновым парагенезисом ограничена вариацией давления 20–25 кбар (в зависимости от состава источника и температуры) [10] и др., что указывает на верхнемантийный уровень магмогенерации и согласуется с оценкой глубины формирования магм шошонит-латитовой серии [1].

Эволюция составов вулканитов. Согласно данным, приведенным на рисунках 4, 6, составы вулканитов не образуют единого эволюционного тренда, а распадаются на три группы: высококальциевые андезиты, кварцевые латиты; дациты, трахидациты; риолиты. Это позволяет нам рассмотреть их каждую по отдельности. Поведение петрогенных и редких элементов в группе дацита-трахидацита и группе риолита обладает собственными чертами, что не позволяет их рассматривать как производные единого ряда последовательных дифференциатов. Распределение петрогенных и редких элементов в группе андезитов, кварцевых латитов также неоднозначно. Так, например, при переходе от андезитов толщи K_2b к кварцевым латитам этой толщи в породах снижаются концентрации Fe, Mg, Ca, возрастают содержания Si, K, Al, большинства гранитофильных элементов. Подобное изменение геохимических особенностей пород довольно обычно для последовательных дифференциатов и может быть объяснено простым фракционированием темноцветных минералов [10]. В то же время, для некоторых составов кварцевых латитов, наряду с вышеизложенными особенностями, характерно значительное обогащение Ba, Zr, K, в сочетании с увеличением суммарной концентрации TR, отношения La/Yb и положительной Eu аномалией, которые не могут быть

объяснены с позиции кристаллизационной дифференциации. Таким образом, наиболее вероятно, что некоторые вулканиты этой группы являются прямыми дифференциатами андезитовых магм, а другие представляют первичные магмы состава кварцевого латита.

Эволюция составов вулканитов в группе дацитов, трахидацитов хорошо объясняется простым фракционированием породообразующих минералов. В этой группе пород с увеличением кремнекислотности отмечается снижение концентраций фемических компонентов, щелочноземельных элементов, элементов семейства железа, увеличение концентраций щелочных и рудных элементов (рис. 6, табл. 1, №№ 7–9). О широком развитии процесса кристаллизационной дифференциации также свидетельствуют хорошо проявленные Eu аномалии, положительные в более основных породах группы, отрицательные – в более кислых, что свидетельствует о наличии в ее пределах как фракционированных составов, так и кумулятов. Помимо избытка Eu, кумулятивная природа наиболее основных пород группы подтверждается повышенными содержаниями плагиоклаза и пироксена (табл. 1, № 7), выраженными в химическом составе повышенными концентрациями CaO, MgO относительно более основных кварцевых латитов (рис. 6). Закономерное распределение химических элементов и минералов в вулканитах этой группы свидетельствует о существовании долгоживущих магматических камер и не может быть объяснено простым механическим захватом обломочного материала более основной магмой во время эрупции. В целом этот ряд дифференциатов отражает виртуальную линию эволюции, т.к. не проявлен целиком ни в одном разрезе. Тем не менее, он дает возможность вычислить модельный состав магмы, подвергшейся фракционированию. Наиболее вероятный состав, давший начало всему ряду пород группы, соответствует трахидациту с приблизительно 66% SiO_2 . Вычисленный состав магмы лежит на линии тренда, соединяющего средний состав кварцевого латита и модельный состав гранитоидов телекайского комплекса (рис. 6) и, теоретически, может быть получен простым смешением этих двух компонентов, что хорошо согласуется с петрографическими данными, приведенными в предыдущем разделе. Используя эти данные, можно обоснованно предположить, что весь ряд составов дацитов, трахидацитов образовался в результате процессов кристаллизационной дифференциации магмы, образованной в результате контаминации расплава состава кварцевого латита гранитоидным материалом.

Распределение петрогенных и редких элементов в риолитах обладает рядом особенностей. Для этих вулканитов, как и для любых других последовательных дифференциатов, с увеличением кремнекислотности отмечается снижение содержаний Mg, Fe,



Ti, Ca, Ni, Co, Cr, V, Zr, суммарной концентрации TR и «углубление» Eu аномалии, что указывает на широкое развитие процессов фракционирования. В то же время, в них наблюдается необычное для эволюции кислых магм увеличение содержаний Ba, резкое снижение концентраций Na, редких щелочных и рудных элементов. Это хорошо иллюстрируется табл. 1 и рис. 6, на котором помимо вулканитов изображены поля составов гранитоидов телекайского комплекса, демонстрирующие поведение химических элементов при дифференциации типичной кислой магматической системы. Как следует из этого рисунка, эволюция составов вулканитов вряд ли может быть объяснена простым последовательным фракционированием твердых фаз из кристаллизующейся магмы или простым парциальным плавлением кислого протолита. В данном случае обращает на себя внимание необычное поведение K, Ba и Rb (рис. 6), требующее разделения их минералов-носителей – биотита и калишпата, а также поведение Ba и Sr (рис. 6.), требующее разделения калишпата и плагиоклаза. Разделение биотита и калишпата, а также калишпата и плагиоклаза может быть получено при гравитационном (согласно величине удельного веса: биотит–плагиоклаз–калишпат) расслоении частично расплавленной кислой кристаллической породы (гранита), либо в результате ее дегидратационного плавления.

При образовании вулканитов по модели гравитационного расслоения наиболее основные породы группы должны быть обогащены биотитом и плагиоклазом, чего в реальных составах мы не наблюдаем (табл. 1). Модель дегидратационного плавления кислого кристаллического протолита более реальна и объясняет многие минералого-геохимические особенности вулканитов. Так, при дегидратационном плавлении самой ранней резорбируемой фазой является биотит [17,18, 27], что объясняет обогащение первых выплавов относительно последних редкими щелочными и рудными элементами, калиевый состав вулканитов и значительное преобладание калия над натрием. В то же время, геохимическая характеристика вулканитов свидетельствует о фракционировании плагиоклаза (Na, Eu, Sr) и аксессуарных минералов (Zr, Ni, Co, Cr, V), что указывает на необходимость дополнения модели дегидратационного плавления моделью грави-

тационного осаждения кристаллов. Таким образом, геохимические данные позволяют предположить, что рассматриваемые кислые вулканиты могли образоваться в результате дегидратационного плавления кислой кристаллической породы, с последующим фракционированием плагиоклаза и аксессуарных минералов.

Зональность. В вулканитах района намечается латеральная геохимическая зональность, выраженная в обогащении некогерентными элементами по направлению от фронтальной к тыловой зоне ОЧВП. Эта зональность проявлена как в кислых, так и в средних по составу вулканитах и выражена в увеличении концентраций K, Ba, Sr, Zr, легких лантаноидов, редких щелочных и рудных элементов (табл. 1, рис. 6). Подобная латеральная зональность по составам вулканитов часто бывает проявлена в пределах островных дуг и активных континентальных окраин и интерпретируется многими авторами как результат погружения очагов магмогенерации, в связи с погружением сейсмофокальной зоны [22]. Однако в нашем случае принцип аналогии не может быть применен, так как геохимическая зональность, аналогичная таковой в вулканитах, проявлена в гранитоидах Телекайского массива. Это иллюстрируется диаграммой Rb–SiO₂ (рис. 6), показывающей обогащение рубидием гранитоидов от южного к северному контакту Телекайского массива. Формирование зональности в гранитоидах связано с другим, более ранним тектоническим этапом в геологической истории развития региона и происходило до заложения ОЧВП. Существование зональности в предшествующих вулканитам магматических породах свидетельствует о том, что зональность, проявленная в кислых вулканитах, может быть обусловлена более древними процессами, чем заложение и эволюция ОЧВП. В то же время, зональность, проявленная в несущих геохимические черты первичных магм вулканитах среднего состава, все же наиболее вероятно связана с увеличением глубины магмогенерации, о чем косвенно свидетельствует повышение La/Yb отношения, указывающего на увеличение стабильности граната в очаге магмогенерации, связанное с ростом давления. Латеральная зональность, проявленная в кислых вулканитах, скорее всего связана с геохимической зональ-

Рис.6. Эволюция составов вулканитов Телекайского района.

1–2 – гранитоиды телекайского комплекса: 1 – точки составов, 2 – ареал составов; 3 – ареалы составов вулканитов района; 4–5 – тренды эволюции состава вулканитов северного (4) и южного (5) участков; 6 – направление изменения составов гранитоидов телекайского комплекса; 7 – тренд эволюции составов в группе дацитов, трахидацитов; 8 – тренд контаминации кварцевых латитов коровым материалом. Остальные условные обозначения соответствуют таковым рис. 4.

ностью, проявленной в гранитоидах телекайского комплекса, которые являются наиболее вероятным субстратом для их формирования.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИТОВ РАЙОНА

Постановка задачи и обоснование модели

При анализе данных, приведенных в предыдущих разделах, становится очевидным, что вулканитам Телекайского района свойственна сложная история образования и что их формирование не может быть описано в рамках простой одностадийной модели. Модель формирования вулканитов района должна учитывать все имеющиеся геологические, минералого-петрографические и геохимические данные, а также не противоречить имеющимся в литературе данным по генетически близким объектам.

Как было рассмотрено в предыдущем разделе, вулканиты образуют три довольно компактные группы (высококальциевые андезиты, кварцевые латиты; дациты, трахидациты; риолиты), обладающие своими собственными минералого-петрографическими, геохимическими особенностями, индивидуальным характером поведения редких, петрогенных элементов и минералов, что, скорее всего, свидетельствует о генетических причинах этого различия.

Для объяснения эволюции составов вулканитов нами предлагается трехстадийная модель их формирования. Первая стадия включает в себя внедрение первичных магм состава андезита или латита, с образованием промежуточных очагов в пределах плутонов гранитоидов и последующим фракционированием темноцветных минералов. Вторая стадия включает в себя частичное дегидратационное плавление вмещающих гранитоидов под воздействием теплового поля андезитовых магм и образование риолитовых расплавов, с последующей их дифференциацией. Третья стадия заключается в формировании дацитовых, трахидацитовых магм в результате контаминации расплавов кварцевых латитов гранитоидным материалом, с последующей гравитационной дифференциацией.

Для обоснования стадий модели, в дополнение к минералого-петрографическим и геохимическим данным, приведенным в предыдущем разделе, необходимо дополнительно рассмотреть ряд аспектов. Первое – возможность формирования промежуточных магматических очагов в пределах плутонов гранитоидов телекайского комплекса. О возможной локализации подобных очагов в пределах плутона свидетельствует появление ареала метасоматического изменения гранитоидов (хлоритизация биотита, альбитизация, окварцевание) и вмещающих последние роговиков в пределах северного участка (рис.1, район разрезов II, III), который пространственно совпадает с ареалом наибольшего развития агломератовых ту-

фов с бомбами и блоками гранитоидов. Гранитоиды в пределах метасоматического ареала приобретают рыжеватый оттенок и имеют облик отоженных пород. Предполагаемая глубина залегания такой камеры, оцененная по степени изменения гранитоидов, может составлять 2–3 км.

Второе, что необходимо рассмотреть, это возможность плавления гранитоидов в тепловом поле внедрившихся более основных магм. Вероятность такого механизма образования кислых магм хорошо обоснована в работе [23], согласно которой, внедрение 500 м базитового силла в разогретую земную кору (500°C) образует слой кислой магмы мощностью от 300 до 1000 м. При этом образованные кислые магмы содержат большое количество реститовых кристаллов и являются порфиоровыми, что практически мы наблюдаем в риолитах района. О возможности такого плавления косвенно свидетельствует тот факт, что гранитоиды телекайского комплекса ко времени формирования вулканитов вероятнее всего еще не успели остыть, так как имеют с ними довольно близкий возраст.

Третья тема, требующая дополнительного обсуждения, это дегидратационное плавление гранитоидов. Суть этой модели заключается в том, что гранитоиды плавятся в ненасыщенных относительно H_2O условиях, при этом наименее стабильным минералом данного парагенезиса является биотит, который плавится первым, инконгруэнтно, с образованием безводных мафических фаз [18, 27]. В результате плавления, помимо H_2O , высвобождаются К и гранитофильные элементы, концентрирующиеся в биотите, обогащая первые порции вновь образовавшегося расплава. При дальнейшем плавлении, после исчезновения биотита, происходит снижение концентраций гранитофильных элементов, необычное для нормально эволюционирующих кислых магматических систем. О проявлении механизма дегидратационного плавления при формировании магм риолитов района свидетельствуют необычное распределение редких элементов, выраженное в снижении их концентраций с ростом кремнекислотности пород, и данные петрографии. Это наглядно иллюстрируется рис. 3, на котором приведена фотография оплавленного зерна биотита, где происходят преобразования, проявленные в облике трещин спайности, свидетельствующие о потере биотитом воды (дегидратирование), с образованием «безводных» минералов пироксена и магнетита (возможно, герцинита). Образование пироксена при инконгруэнтном плавлении биотита свидетельствует о ненасыщенности системы относительно H_2O и о высоких температурах магмогенерации [17]. С дегидратационным плавлением биотита также можно связать обилие пылевидных зерен оксида железа в основной массе риолитов, ввиду того, что оксиды железа и алюминия яв-

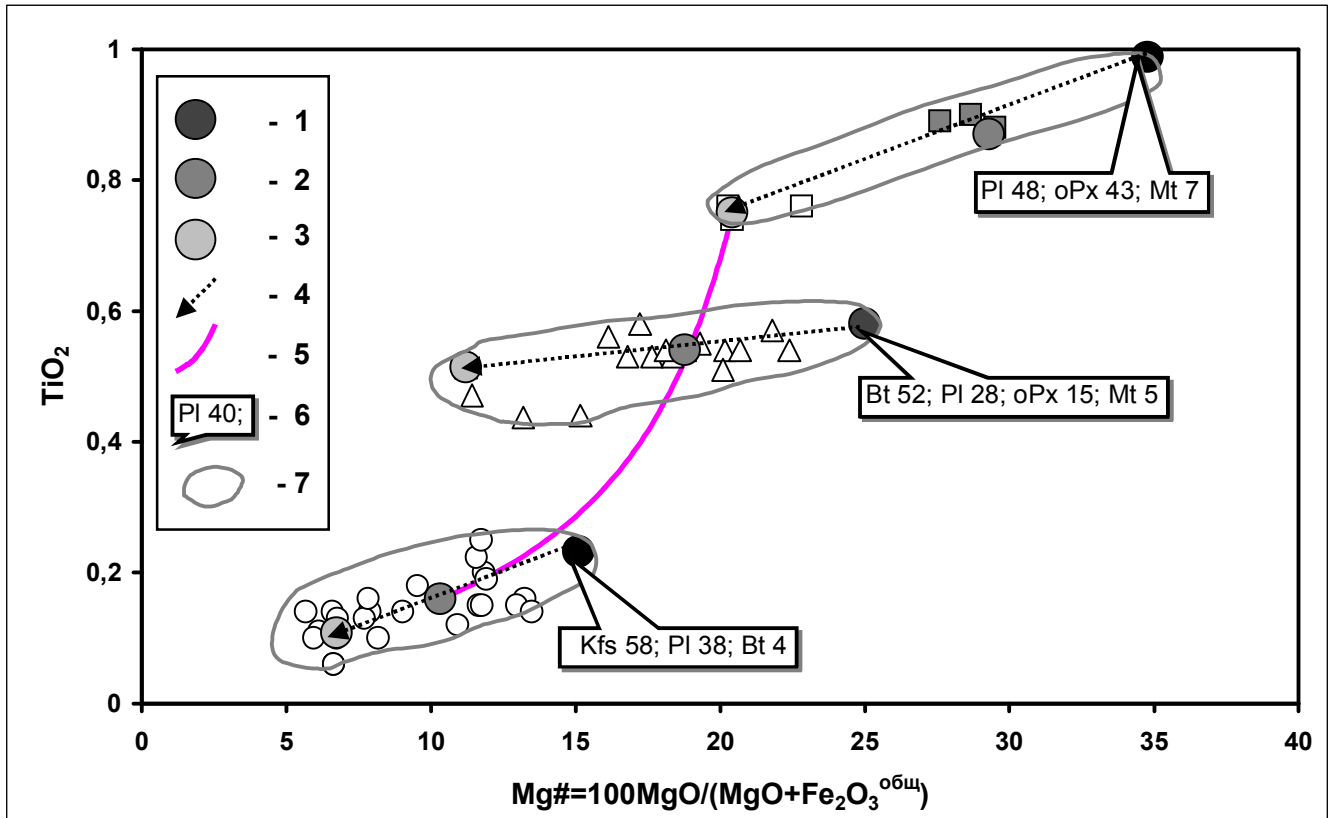


Рис.7. Графическое изображение модели формирования вулканитов на диаграмме $TiO_2 - 100MgO/(MgO + Fe_2O_3^{общ})$.

1 – расчетный состав кумюлята; 2 – исходный состав; 3 – остаточный расплав; 4 – тренды кристаллизационной дифференциации; 5 – тренд контаминации первичных магм коровым материалом; 6 – ассоциация минералов (дана по табл. 3); 7 – ареалы точек составов вулканитов района. Остальные условные обозначения соответствуют таковым рис. 4. Пояснения в тексте.

ляются характерными продуктами этой реакции в кислой системе, при концентрации воды в магме до 4% [27].

Необходимо также рассмотреть вопрос об источнике вещества для образования кислых вулканитов и степени его плавления. Предположение о том, что субстратом при образовании расплавов риолитов были гранитоиды телекайского комплекса, основывается на их близком пространственном положении, обилии оплавленных обломков последних в риолитах, близкой ассоциации и составе породообразующих минералов, идентичной ассоциации редких элементов. Помимо этого, риолиты формируют такую же четкую, «унаследованную», зональность в распределении редких и породообразующих элементов, как и гранитоиды этого комплекса. В качестве модельного состава породы, подвергшейся плавлению, нами взят средний состав гранитоидов северной части Телекайского массива. Степень плавления была оценена по соотношению минералов-вкрапленников и основной массы в дайках и потоках риолитов, не несущих следов фрак-

ционирования минералов (см. ниже), и составила около 80%, что хорошо согласуется с расчетными данными.

Проведенный обзор литературных данных по генезису вулканогенных образований среднего и кислого состава показал, что большинство исследователей рассматривают наиболее основные породы серий (андезиты, андезибазальты) как производные первичных мантийных магм, риолиты – как результат плавления вещества верхней земной коры в тепловом поле первичных магм, а дациты – как результат смешения, либо контаминации конечных членов этой серии, с наложением, в той или иной степени интенсивности, процессов кристаллизационной дифференциации [12, 16, 19, 20, 23, 28]. Таким образом, предложенная модель формирования вулканитов района в целом довольно хорошо согласуется с результатами, полученными другими исследователями.

Графическое представление модели приведено на рис. 7. Как иллюстрируется этой диаграммой, вся совокупность составов вулканитов района распадается

Таблица 3. Моделирование процессов кристаллизационной дифференциации в вулканитах на основе расчета баланса масс методом наименьших квадратов.

Оксиды, минералы	(1)		(2)		(3)	
	Андезит	Кварцевый латит	Дацит	Дацит	Риолит	Риолит
SiO ₂	57.86	61.76	65.91	67.67	75.98	79.50
TiO ₂	0.87	0.75	0.54	0.514	0.16	0.10
Al ₂ O ₃	16.16	16.40	14.94	14.65	12.56	11.11
Fe ₂ O ₃ *	5.89	4.68	3.59	4.12	1.65	1.66
MnO	0.09	0.07	0.05	0.06	0.02	0.01
MgO	2.44	1.20	0.83	0.52	0.19	0.12
CaO	4.64	3.32	2.82	2.42	0.14	0.14
Na ₂ O	2.48	2.23	2.24	2.41	1.02	0.39
K ₂ O	3.00	5.62	4.74	4.08	5.91	5.03
P ₂ O ₅	0.23	0.20	0.15	0.15	0.02	0.02
Mg#	29.29	20.41	18.78	11.21	10.33	6.74
χ^2		0.04		0.09		0.03
Кумулят %		46		15.86		19.33
Q						
Pl		48.06		27.73		37.91
Kfs						58.45
Bt				51.84		3.64
oPx		42.93		15.09		
Mt		6.93		4.14		
Ilm		1.69		0.69		
Ap		0.28		0.51		

Примечание. (1)–(3) – ряды дифференциации: (1) – высококалиевый андезит-кварцевый латит, (2) – дацит-дацит, (3) – риолит-риолит; Fe₂O₃* – все железо в пересчете на Fe₂O₃ (железо пересчитано в окисную форму для удобства сравнения с составами, приведенными в табл.1); Mg#=100MgO/(MgO+Fe₂O₃*); оксиды – в весовых процентах; χ^2 – сумма квадратов невязок; минералы, использованные для расчетов: Q – кварц, Pl – плагиоклаз, Kfs – калишпат, Bt – биотит, oPx – ромбический пироксен, Mt – магнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит.

ется на ряд компактных групп, каждая из которых соответствует стадиям модели: группа составов вулканитов – производных первичных магм (андезиты, латиты); группа составов – производных коровых магм (риолиты) и группа составов первичных магм, контаминированных коровым материалом (дациты, трахидациты). В целом, вулканитам свойственно снижение содержаний TiO₂ при снижении магнезиальности пород, которое отражает главный тренд их эволюции. В то же время, в каждой группе вулканитов проявлен свой тренд распределения титана, отражающий эволюцию составов в пределах группы. Появление подобных локальных трендов свидетельствует о том, что существовало, как минимум, три магмы разного состава, эволюционировавшие самостоятельно. При этом, главный тренд эволюции составов вулканитов отражает контаминацию первичных магм коровым материалом, а локальные тренды – процесс кристаллизационной дифференциации в пределах конкретных групп.

Проверка модели

Для проверки этих предположений целесообразно разбить общую задачу на ряд подзадач: (1) воз-

можность эволюции составов в группе андезитов–латитов в результате простого фракционирования породообразующих минералов; (2) возможность эволюции составов дацитов–трахидацитов путем фракционирования и аккумуляции породообразующих минералов; (3) возможность формирования модельного состава риолитов в результате плавления гранитоидов Телескайского массива; (4) возможность получения всех составов риолитов из модельного состава путем аккумуляции и фракционирования породообразующих минералов; (5) возможность образования дацитов–трахидацитов в результате контаминации андезитов–латитов кислым коровым материалом.

Для проверки возможности образования дацитов в результате контаминации первичных магм коровым материалом была рассчитана линия смешения. В качестве конечных членов смешанной серии были взяты средний состав кварцевого латита (табл. 1) и модельный состав риолита, приведенный в табл. 3. Вычисленная таким образом линия смешения изображена на рис. 7, где она показывает возможность образования дацитов, трахидацитов добавлением к магме кварцевого латита кислого корового материала, соответствующего модельному составу риолита.

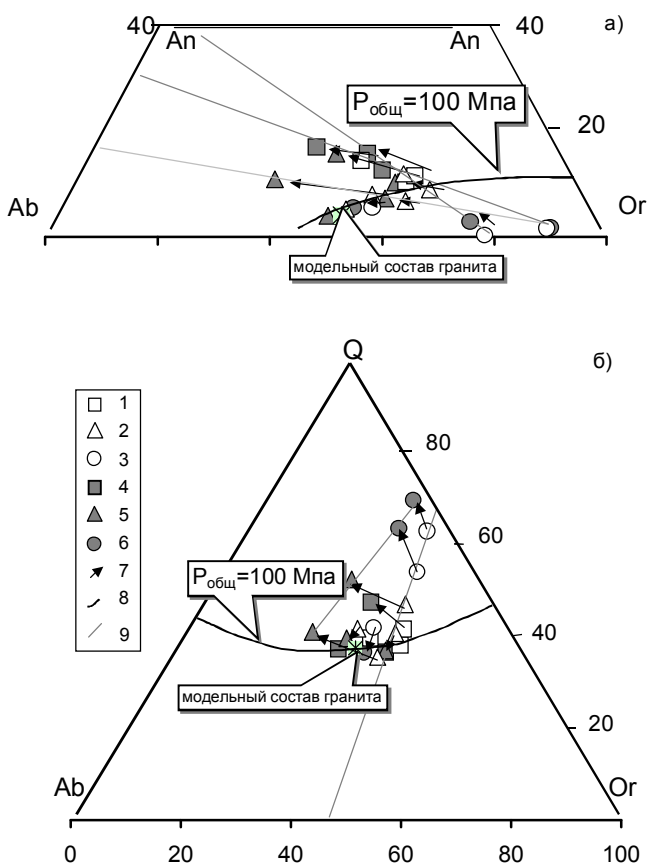


Рис.8. Размещение точек реальных составов риолитов на диаграммах Ab–An–Or (а), Ab–Q–Or (б).

1 – умереннокислые риолиты, с содержанием SiO_2 – 71–73 вес. %; 2 – риолиты, с содержанием SiO_2 – 73–75 вес. %; 3 – ультракислые риолиты, с содержанием SiO_2 – 75–79 вес. %; 4–6 – составы основной массы риолитов: 4 – умереннокислого риолита, 5 – риолита, 6 – ультракислого риолита; 7 – векторы, соединяющие точки валового состава с точками состава основной массы вулканитов; 8 – линия котектики, рассчитанная при общем давлении 100 Мпа и концентрации воды 3% (по [23]); 9 – линии фракционирования.

Для проверки гипотез кристаллизационной дифференциации вулканитов был выполнен расчет баланса масс методом наименьших квадратов. Результаты расчета приведены в табл.3 и изображены в виде векторов на рис. 7. Как следует из таблицы, кварцевые латиты могут быть получены простым фракционированием породообразующих минералов из высококалийевого андезита. Все составы пород в группе дацита–трахидацита также могут быть получены в результате фракционирования и аккумуляции породообразующих минералов из дацита, состав которого лежит на пересечении линии смешения с трендом эволюции составов вулканитов в группе (рис. 7, табл. 3). Эволюция составов риолитов также может быть объяснена с позиций теории кристаллизационной диф-

ференциации, т.к. большинство составов группы могут быть получены в результате фракционирования и аккумуляции породообразующих минералов из модельного состава риолита (рис. 7, табл. 3). На высокую достоверность полученных решений указывает низкая сумма квадратов невязок, колеблющаяся от 0 до 0,09.

Чтобы продемонстрировать возможность образования риолитов района в результате плавления гранитоидов телекайского комплекса, на диаграммы Q–Ab–Or и Ab–An–Or были нанесены нормативные составы вулканитов района совместно с составами их основной массы и модельный состав гранитоидов (рис. 8). Обе диаграммы были дополнены линиями котектики, рассчитанными по модели Н. Nekvasil [26] при общем давлении 100 Мпа и концентрации H_2O 3%. В трехкомпонентных системах линии котектики рассматриваются как место равновесия расплава с двумя твердыми фазами и, в закрытой системе, могут рассматриваться как линии равновесного плавления. Следовательно, нанесение точек составов природных вулканитов на диаграммы, дополненные линиями котектики, позволяет визуально оценить вероятность их формирования за счет плавления того или иного модельного состава.

На диаграмме Ab–An–Or (рис.8а) модельный состав гранитоидов (субстрат) лежит на линии плавления, а точки составов вулканитов и составов их основной массы группируются около кривых плавления (вплоть до модельного состава риолита, приведенного в табл. 3) в более высокотемпературной области. Следовательно, можно вполне обоснованно заключить, что гипотеза образования вулканитов за счет плавления гранитоидов телекайского комплекса вполне состоятельна и не противоречит имеющемуся у авторов материалу. При этом, точки составов основной массы этих вулканитов группируются около линии котектики вблизи от точек валового состава, что указывает на незначительное фракционирование в системе. Начиная с модельного состава, тренд эволюции вулканитов уходит с линии котектики, что свидетельствует о формировании этих вулканитов в условиях открытой системы [10]. Это наиболее вероятно обусловлено фракционированием плагиоклаза. О том же свидетельствует положение точек составов основной массы вулканитов, сдвинутых относительно валовых составов в направлении стороны Ab–An. Линии фракционирования, проведенные по направлению исходный состав – конечный состав, совпадают с направлениями соединительных линий валовый состав – основная масса и показывают возможность образования ультракислых разновидностей вулканитов в результате фракционирования плагиоклаза из котектических составов, а «наименее кислых» риолитов – в результате его аккумуляции.

Аналогичные выводы получены при анализе эволюции составов вулканитов на диаграмме Ab–Q–Or (рис. 8б). На этой диаграмме, как и на диаграмме рис. 8а, часть составов лежит на линии котектики, правее модельного состава гранитоидов, а часть составов уходит с линии котектики и лежит на линии, соединяющей фракционированные составы и кумуляты. Таким образом, приведенные выше диаграммы наглядно показывают, что риолиты района вполне могли образоваться в результате плавления гранитоидов телекайского комплекса, с последующим фракционированием породообразующих минералов.

Предложенная модель формирования, проверенная численными, графическим и физико-химическим методами, дает хорошее согласование полученных результатов с минералого-геохимическими особенностями реальных составов вулканитов и довольно полно описывает их эволюцию.

ВЫВОДЫ

1. На основе анализа данных петрографии, геохимии, особенностей распределения минералов и редких элементов установлено, что вулканиты района по генетическому признаку подразделяются на три группы: производные первичных магм (высококалийевые андезиты, кварцевые латиты); производные коровых магм (риолиты); вулканиты, образовавшиеся в результате контаминации первичных магм коровым материалом (дациты, трахидациты).

2. Установлено, что наиболее вероятным субстратом для образования коровых магм являлись гранитоиды телекайского комплекса, широко распространенные в этом районе, а наиболее вероятным механизмом образования – дегидратационное плавление гранитоидов.

3. По своей вещественной характеристике вулканиты района соответствуют производным шошонит-латитовой и высококалийевой известково-щелочной серий. Наиболее кислые вулканиты по своим геохимическим особенностям очень близки к гранитоидам телекайского комплекса, а наиболее основные несут черты первичных магм. Оцененная по геологическим и геохимическим данным глубина формирования коровых магм составляет 2–3 км, первичных магм – около 100 км.

4. По составам вулканитов выявляется довольно четкая латеральная зональность, аналогичная классической зональности океан-континент. Для наиболее основных составов это обусловлено заглублением области магмогенерации по мере удаления от фронтальной зоны пояса, в наиболее кислых – вариацией составов гранитоидов телекайского комплекса.

5. Предложенная авторами модель учитывает все стадии формирования вулканитов и довольно хорошо описывает эволюцию их реальных составов.

Данная работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 01.05.65425

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: СО Наука, 1992. 218 с.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 266 с.
3. Белый В.Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. 1:1500000. Объясн. зап. Магадан, 1981. 55 с.
4. Бордюгов Е.Г. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Лист Q-60-V, VI. Объясн. зап. Магадан, 1983. 83 с.
5. Воеводин В.Н. Гранитоидные массивы восточной части Чукотской складчатой области и их металлоносность // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975. Ч. 2. С.183–197.
6. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с.
7. Дудкинский Д.В., Ефремов С.В., Козлов В.Д. Геохимические черты мезозойских гранитоидов повышенной основности восточного побережья Чаунской губы (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С.74–84.
8. Дудкинский Д.В., Козлов В.Д., Ефремов С.В. Петролого-геохимические особенности и геодинамические условия формирования рудоносных гранитоидов Чукотки // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 7. С.1202–1215.
9. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по системе изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 245 с.
10. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. 406 с.
11. Копытин В.И. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Лист R-60-XXXIII, XXXIV. Объясн. зап. Магадан, 1977. 81 с.
12. Askren D.R., Roden M.F., Whitney J.A. Petrogenesis of Tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuffs of the Western USA // J.Petrology. 1997. V. 38, N 8. P.1021–1046.
13. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // J. Petrology. 1988. V.29, N 2. P.445–522.
14. Burnham C.W., Nekvasil H. Equilibrium properties of granite pegmatite magmas // Am. Miner. 1986. V. 71, N 3, 4. P.239–264.
15. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // Pacific Geol. 1974., V. 8, N 2. P.173–174.
16. Cioni R., Civetta L., Marianelly P., Metrich N., Santacroce R., Sbrana A. Compositional layering and syn-eruptive mixing of a periodically refilled shallow magma chamber: the AD 79 Plinian eruption of Vesuvius // J.Petrology. 1995. V. 36, N 3. P.739–777.
17. Conrad W.K., Nicholls J.A., Wall V.J. Water-saturated and undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, and other occurrences // J. Petrology. 1988. V. 29, N 4. P.765–804.
18. Douce A.E.P., Beard J.S. Dehydration-melting of biotite gneiss

- and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *J. Petrology*, 1995. V. 36, N 3. P.707–739.
19. Feeley T.C., Dungan M.A. Compositional and dynamic controls on mafic-silicic magma interaction at continental arc volcanoes: Evidence from Cordón El Guadal, Tatará-San Pedro complex, Chile // *J. Petrology*. 1996. V. 37, N 6. P.1547–1579.
 20. Gove T.L., Donnelly-Nolan J.M., Housh T. Magmatic processes that generated rhyolite of Glass Mountain, Medicine Lake Volcano, N. California // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. V. 127, N 3. P. 205–233.
 21. Grunder A.L., Mahood G.A. Physical and chemical models of zoned silicic magmas: The Loma Seca Tuff and Calabozos Caldera, Southern Andes // *J. Petrology*. 1988. V. 29, N 4. P. 831–867.
 22. Holder A.P.V. Depth of origin of basalts inferred from Ti/V ratios and a comparison with the K_2O -depth relationship for island-arc volcanics // *Chem. Geology*. 1985. V. 48. P. 3–16.
 23. Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generations of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // *J. Petrology*. 1988. V. 29, N 3. P. 599-625.
 24. Irving A.J. A review of experimental studies of crystal – liquid trace element partitioning // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42, N 3. P. 743–770.
 25. Mallet J.L. Reconstitution des concentrations mineralogues a partir des concentrations geochemiques // *Sci. Terre Jnf. Geol.* 1979. N 12. P. 37–64.
 26. Nekvasil H. Calculation of equilibrium crystallization paths of compositionally simple hydrous felsic melts // *American Mineralogist*. 1988. V. 73, N 9-10. P.956-965.
 27. Scaillet B., Pichavant M., Roux J. Experimental crystallization of leucogranite magmas // *J. Petrology*. 1995. V. 36, N 3. P. 663–707.
 28. Tomiya A., Takahashi E. Reconstruction of an evolving magma chamber beneath Usu volcano since the 1663 eruption // *J. Petrology*. 1995. V. 36, N 3. P. 617–637.
 29. Whalen J.B., Currie K.L. Geology of the Topsails igneous terrane of western Newfoundland: scale 1:200000 / Geological Survey of Canada. Map 1680A.

Поступила в редакцию 2 января 2000 г.

Рекомендована к печати И.И.Гончаровым

S.V.Yefremov and D.V.Dudkinskiy

Petrography, geochemistry, and the origin model for Cretaceous volcanites of Telekay district, Central Chukotka

The petrography and the geochemistry of Cretaceous volcanites of the Telekay district have been examined, and an origin model has been suggested in this paper. According to these data, volcanites are divided into three genetic groups: derivatives of the initial magma – andesites and latites; derivatives of the crustal magma – rhyolites; volcanites, which originated due to contamination of the initial magmas by crustal material – dacite, trachydacite. According to their geochemical peculiarities, volcanites of first and third groups correspond to derivatives of the shoshonite-latite and high-K calc-alkaline series. The rhyolites are high-K calc-alkaline and are similar to the Telekay granites, which are widely spread in this district.

The model of volcanites origin consists of three stages. The first stage includes intrusion of the initial melt of andesitic or latite composition into granitoid plutons of the Telekay complex. The second stage involves fusion of the granitoids in the thermal field of the initial magma and formation of rhyolite melts. The third stage implies the formation of dacitic and trachydacitic magmas owing to contamination of the initial melts by crustal materials.

The model was examined using petrographical, geochemical, mathematical, and thermodynamical methods. The obtained data correlate well with the evolution of the natural composition volcanites.