

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ КОМПОНЕНТОВ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ СРЕДНЕАМУРСКОЙ ВПАДИНЫ, ЮГО-ВОСТОК РОССИИ

С.В. Рассказов**, *В.С. Приходько, *Е.В. Саранина**, *М.Н. Масловская**,
*Т.А. Ясныгина**, *В.Г. Семенова**, *А.В. Травин******

**Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

***Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

****Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*

В позднекайнозойских вулканических породах, развитых в пределах Среднеамурской впадины и ее обрамления, изучены пространственно-временные вариации концентраций петрогенных оксидов и микроэлементов (метод ICP-MS), измерены изотопные отношения стронция. По соотношениям $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и микроэлементным характеристикам (K/Nb, K/Y, Ba/La, Nb/La, Ba/K, Ce/Pb, Nb/U) выделяются разновидности вулканических пород мантийного происхождения (базаниты, лейцититы) и разновидности с примесью коровых компонентов (гавайиты, переходные базальты, андезибазальты). Позднекайнозойский вулканизм проявился на северо-западном замыкании впадины около 15 млн лет назад контрастной ассоциацией мантийных базанитов и коровых переходных базальтов. Первый андезибазальтовый поток, излившийся в юго-восточной части впадины около 11 млн лет назад, имел мантийные характеристики. Проявление мантийных лейцититов в центральной части впадины (оз. Болонь) 9,6 млн лет назад сопровождалось извержениями андезибазальтов в юго-восточной части впадины (р. Маном), содержащих компонент обедненного материала, подобного базальтам срединных океанических хребтов (N-MORB). В интервале 9,5–7,4 млн лет назад лавовые извержения распространились вдоль всего юго-восточного края впадины. Извергались андезибазальты, обогащенные коровым материалом, и мантийные низкокальциевые базаниты, а 7,4 млн лет назад – мантийные переходные базальты. Вулканизм завершился 4,8–4,1 млн лет назад извержениями мантийных базанитовых лав. Докайнозойский осадочно-вулканогенный фундамент Среднеамурской впадины относится к раннемеловым аккреционным образованиям Хабаровского, Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов. Для аккреционного клина характерна тонкая кора. В интервале 15–4 млн лет назад мантийный магматизм смещался от его северо-западной границы к юго-восточной, а на его фоне сначала подплавлялась утолщенная кора Баджальского террейна, а затем – Анойского микроконтинента.

Ключевые слова: поздний кайнозой, вулканические породы, микроэлементы, изотопы Sr, Примурье.

ВВЕДЕНИЕ

Пространственные вариации химического состава кайнозойских вулканических пород на юге Дальнего Востока России имеют сложный характер и во многом не ясны [9, 10]. В работе [33] сделан вывод о распространении позднекайнозойских лав с $K/Y < 300$ в составе вулканических толщ центральной и северной частей Восточного Сихотэ-Алиня и об их отсутствии в Западном Сихотэ-Алине и сопредельной территории Среднеамурской впадины. Эта особенность состава лав связывалась с латераль-

ной сменой обстановок магмообразования – переходом от внутриплитного магматизма Западного Сихотэ-Алиня к магматизму внутриплитному и задугового бассейна Восточного. Между тем, исследования вариаций петрогенных оксидов, микроэлементов и стронциевых изотопных отношений в лавовых последовательностях позднекайнозойских вулканических полей Южного Приморья показали существование иной причины их латеральной геохимической гетерогенности. Была обнаружена смена микроэлементных и изотопных характеристик вулканических пород при переходе от Ханкайского массива к Серге-

евскому и Самаркинскому террейнам и показана непосредственная связь состава выплавов с составом литосферной части мантии и коры глубинных частей террейнов [21]. В настоящей работе изучены пространственно-временные соотношения мантийных и коровых компонентов позднекайнозойских вулканических пород в пределах Среднеамурской впадины и сопредельных районов и приведена интерпретация полученных данных с учетом геологического строения территории.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Фундаментом Среднеамурской впадины являются образования Хабаровского, Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов. Хабаровский террейн включает известняки, вулканические породы и кремни перми–триаса, а также нижнемеловые терригенные породы и относится к внутренней глубинной зоне аккреционного клина (аккреционной призмы). Амурский и Киселевско-Маноминский террейны отличаются от Хабаровского более молодым, юрским и раннемеловым возрастом кремней. Амурский террейн рассматривается как фронтальная зона аккреционного клина [2, 27]. В Киселевско-Маноминском террейне присутствуют базальты киселевского комплекса. Их геохимические характеристики соответствуют базальтам океанических островов, а возраст – готериву–середине баррема (130–125 млн лет) [3].

На северо-западном фланге впадины обнажаются породы Баджальского террейна, а юго-восточном – породы Анюйского микроконтинента. Между Киселевско-Маноминским террейном и Анюйским микроконтинентом проходит Амурский шов, являющийся юго-восточным ограничением меловой Хингано-Охотской активной окраины [27]. Анюйский микроконтинент, спаянный с Самаркинским океаническим террейном, смещался в направлении на северо-северо-восток, вдоль Ханкайского массива [13]. Развитие Хингано-Охотской окраины завершилось коллизией террейнов в конце раннего – начале позднего мела. В пределах Анюйского микроконтинента распространены синколлизийные граниты хунгарийского комплекса. По ареалу их распространения в микроконтинент включается часть Восточно-Сихотэ-Алинского составного террейна [22]. Методом ^{40}Ar – ^{39}Ar по биотиту определен возраст Гобиллинского плутона 107 млн лет [15]. По ^{40}Ar – ^{39}Ar определениям слюд и амфиболов из метаморфических пород анюйского метаморфического комплекса установлено его полифазное становление при коллизийных процессах, развивавшихся в середине мела, в позднем мелу и палеоцене [15].

Среднеамурская впадина сочленяется с впадиной Сунляо по Танлу-Курскому линеamentу (рис. 1). Юго-западное продолжение на территории Китая Среднеамурской впадины имеет собственное название Саньдзыян [6, 7]. Осадочно-вулканогенное наполнение впадины Сунляо и других впадин Восточного Китая существенно отличается от наполнения Среднеамурской впадины. Юрские и нижнемеловые отложения в пределах Среднеамурской впадины представлены морскими образованиями, а в пределах впадин Восточного Китая – континентальными [14]. В эоцене-олигоцене внутриплитный вулканизм проявился во впадинах Восточного Китая, а в Среднеамурской впадине он имел ограниченное развитие. Неогеновый вулканизм широко распространен как в Среднеамурской впадине, так и во впадинах Восточного Китая.

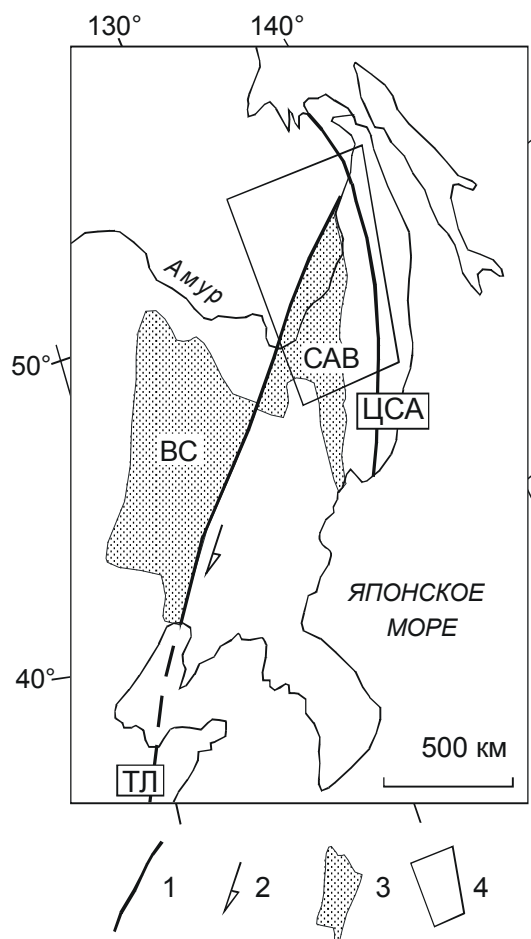


Рис. 1. Схема пространственного соотношения Танлу-Курского линеамента с линеamentом Центрального Сихотэ-Алиня, по [16] с изменениями.

1 – линеamentы (ТЛ – Танлу-Курский, ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский); 2 – современные сдвиговые смещения; 3 – впадины (САВ – Среднеамурская, ВС – Сунляо); 4 – район исследований (см. рис. 2).

Среднеамурской впадине пространственно соответствует полоса тонкой коры (25–35 км), имеющей низкоскоростные характеристики (6,2–6,3 км/с). Она зажата между блоками коры с нормальной толщиной 35–40 км [5, 8].

По положению в геологической структуре различаются три группы позднекайнозойских вулканических построек. Одна группа построек образует вулканическую зону северо-северо-восточного простирания на северо-западном замыкании впадины (район пос. Солнечный, хр. Мяо-Чан). Протяженность зоны 240 км при ширине до 100 км. Другая группа представлена отдельными вулканическими фрагментами в центральной части впадины (оз. Болонь, район пос. Литовко). Наконец, третья группа построек образует вулканическую зону, протягивающуюся на 350 км при ширине до 75 км вдоль юго-восточного края впадины, от бассейна р. Кии на юго-западе до бассейна р. Маномы на северо-востоке. Лавы пос. Солнечный и хр. Мяо-Чан располагаются на границе Амурского и Баджальского террейнов и во внутренней части последнего, базальтоиды оз. Болонь территориально соответствуют Амурскому, пос. Литовко – Хабаровскому террейнам, а Кия-Маноминская вулканическая зона – юго-западной части Киселевско-Маноминского. По отношению к этим террейнам они относятся к перекрывающим или "сшивающим" комплексам.

МЕТОДИКА

Петрогенные элементы вулканических пород определялись классической "мокрой" химией в аналитическом центре Института земной коры (ИЗК) СО РАН, г. Иркутск (аналитик М.А. Смагунова). Аналитические исследования концентраций микроэлементов методом ICP-MS и изотопных стронциевых отношений проводились в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК. Методика пробоподготовки приведена в работах [20, 21]. Измерения микроэлементов проводились в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Калибровка результатов измерений осуществлялась по международным стандартам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 с постоянным внутренним лабораторным контролем качества измерений пробой базанита U-94-5. Международные стандарты и базанит U-94-5 обычно подготавливались к измерениям вместе с партией проб. При повторных измерениях стандартное отклонение (1 σ) для большинства микроэлементов не превышало 5%. Стандартное отклонение при определении Sc и Pr (Ce и Ta в AGV-1) не превышало 10%. Изотопные отношения стронция измерялись на масс-спектрометре Finnigan MAT 262

(Германия) Центра коллективного пользования. В период измерений (2001 г.) значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили $0,71030 \pm 0,00002$.

^{40}Ar – ^{39}Ar датирование проводилось методом ступенчатого нагрева на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы Micromass (Англия) в аналитическом центре Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Образцы облучались на ВРТ-Т реакторе (Томск). В качестве мониторов использовались биотиты LP-6 и МСА-11.

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Для геохимических и изотопных исследований опробованы позднекайнозойские вулканические породы района северного окончания Среднеамурской впадины (район пос. Солнечный и хр. Мяо-Чан обозначен как район Солнечный), ее центральной части (оз. Болонь) и юго-восточного края (район пос. Маяк, бассейны рр. Кия и Манома, включая сопредельный бассейн р. Немта). Для сравнения выполнены аналитические исследования меловых вулканических пород из керна скважины, пробуренной в Перяславской впадине (скважина 1Е) и вулканического останца из района северо-восточного окончания впадины (с. Циммермановка) (табл. 1, рис. 2).

Названия вулканических пород определяются по их петрографическому составу, по нормативному составу, рассчитанному в системе CIPW с корректировкой окисленности железа ($\text{Fe}^{3+} = 0,15\text{Fe}_{\text{общ}}$, а.к.) и положению точек на диаграммах щелочи – кремнезем. Породы сложены плагиоклазом лабрадор-битовитового состава, авгитом, ортопироксеном от гиперстенового до энстатитового состава, рудными минералами, иногда оливином. В щелочных лавах, недосыщенных кремнеземом, ортопироксен отсутствует. Наряду с плагиоклазом в них кристаллизуется щелочной полевой шпат. В обогащенных калием породах содержится модалый лейцит.

В координатах нормативных минералов (рис. 3) выделяются пять групп пород: 1) лейцититы с нормативным Lc , 2) базаниты с нормативным $Ne > 5\%$, 3) гавайиты с нормативным Ne 0–5 % и нормативным анортитом $An/(An+Ab)$ 30–50%, 4) переходные (*Ol-Hy*-нормативные) базальты и 5) *Qz*-нормативные андезибазальты.

На диаграмме ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) – SiO_2 (рис. 4 а, б) точки составов вулканических пород Среднеамурской впадины и сопредельных территорий распределяются в поля пород нормальной щелочности (андезибазальты р. Маномы и частично р. Кия), умеренно щелочных (базаниты, гавайиты и пере-

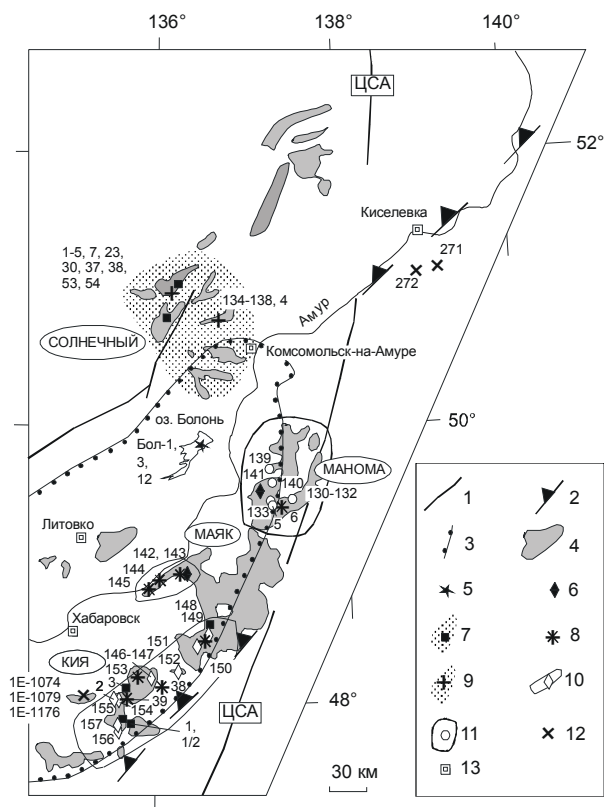


Рис. 2. Схема опробования позднекайнозойских вулканических полей Среднеамурской впадины и сопредельных территорий. Составлена на основе [5].

1 – крупные разломы (ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинский); 2 – Амурский шов; 3 – контур Среднеамурской впадины; 4 – останцы вулканических пород; 5–12 – точки отбора образцов (номера соответствуют номерам образцов табл. 1, для разгрузки схемы обозначения образцов сокращены): 5–7 – лавы, сильно недосыщенные кремнеземом – лейцититы оз. Болонь (5), натровые базаниты ареалов р. Маномы и пос. Маяк (6) и базаниты с промежуточными К–Na отношениями ареалов пос. Солнечный и р. Кия (7); 8–9 – умеренно недосыщенные кремнеземом гавайиты и оливиниты толиты рр. Манома, Кия, пос. Маяк (8) и пос. Солнечный (9); 10–11 – близкие к насыщению кремнеземом и Qz-нормативные известково-щелочные андезибазальты ареала рр. Кия (10) и Манома (11); 12 – мезозойские базальты и андезибазальты (К₁) из скважины 1Е Переяславского грабена (номера обозначают глубину отбора керна, коллекция Г.Л. Кирилловой) и андезибазальты (К₂) из обнажений в районе пос. Циммермановка; 13 – населенные пункты.

ходные базальты) и высокощелочных пород (лейцититы оз. Болонь).

Группы пород различаются между собой на диаграмме К₂O – SiO₂ (рис. 4 в, г). В группе пород, сильно недосыщенных кремнеземом, наиболее низкие концентрации калия определены в базанитах СА 00-141 и СА-00-142 (р. Манома и пос. Маяк),

а наиболее высокие – в лейцититах оз. Болонь. В базанитах р. Кия и пос. Солнечный установлены промежуточные концентрации калия. Ряд пород, насыщенных кремнеземом, составляют менее калиевые лавы р. Маномы и более калиевые лавы р. Кия.

В лавах из бассейнов рр. Манома и Кия концентрации калия возрастают с повышением концентраций титана. Подобные соотношения между этими элементами можно видеть в гавайитах и переходных базальтах. В базанитах и лейцититах концентрации титана выдерживаются на одном уровне при существенных вариациях калия (табл. 1).

В разных районах Сихотэ-Алиния нормально щелочные позднекайнозойские базальты относятся к толеитовым и/или известково-щелочным сериям [9, 20, 24]. Точки нормально щелочных вулканических пород Среднеамурской впадины на диаграмме SiO₂ – FeO*/MgO (рис. 5) попадают исключительно в известково-щелочную область. Низкокалиевые толеитовые базальты (K₂O – 0,2–0,3 мас. %), встречающиеся в Восточном Сихотэ-Алине и Южном Приморье, в Среднеамурской впадине не обнаружены.

ВОЗРАСТ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

По результатам К–Аг и ⁴⁰Аг–³⁹Аг датирования [17, 33], в развитии позднекайнозойского вулканизма континентальной части юга Дальнего Востока России выделяется импульс усиления вулканизма 15–3 млн лет назад. Этому импульсу предшествовали сравнительно редкие извержения 19–16 млн лет назад [9, 29]. По данным [33], ослабление вулканической деятельности в центральной части Сихотэ-Алиния могло охватывать временной диапазон с 25 до 15 млн лет назад. С учетом установленных закономерностей развития позднекайнозойского вулканизма Южного Приморья и средней части Восточного Сихотэ-Алиния, а также имеющихся датировок по вулканическим породам Среднеамурской впадины и сопредельных территорий [17, 33], импульс позднекайнозойского усиления вулканизма российского Юга Дальнего Востока рассматривается в рамках интервалов 15–13, 12–8, 8–5 и 5–3 млн лет назад (рис. 6).

К вулканическому интервалу 15–13 млн лет назад относятся андезибазальты Совгаванского плато (14,7 млн лет [4]), базальты и трахиты плато р. Алчан Бикинской зоны (15 и 13,5 млн лет [12]), базаниты и андезибазальты Шкотовского и Шуфанского плато (13,3 и 13,0 млн лет [20]) и щелочные пикробазальты Лесозаводской трубки (13,9 млн лет [10]). В Приамурье извержения этого временного интервала имели место в северо-западном замыкании Среднеамурской впадины, в зоне Танлу-Курского линейного элемента (К–Аг

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (в %), малых элементов (в мкг/г) и изотопные отношения стронция в вулканических породах Среднеамурской впадины.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
	Sm-3-84	Sm-53-84	Sm-1-84	Sm-4-84	Sm-5-84	Sm-7-84	Sm-54-84	Sm-23-84
SiO ₂ , мас%	47,09	47,09	47,09	47,09	46,35	45,39	45,82	44,80
TiO ₂	1,69	1,79	1,60	1,70	1,49	1,57	2,15	2,23
Al ₂ O ₃	14,20	15,05	13,70	14,20	13,40	13,45	15,55	14,20
Fe ₂ O ₃	3,62	3,62	4,54	3,51	3,94	5,77	4,36	3,48
FeO	7,77	6,33	6,63	7,79	7,82	5,88	6,62	7,55
MnO	0,19	0,13	0,17	0,16	0,17	0,13	0,16	0,14
MgO	9,92	7,93	10,46	10,49	11,31	8,57	9,04	10,76
CaO	7,09	8,51	6,47	7,14	6,63	7,58	7,48	6,82
Na ₂ O	2,50	2,85	2,27	2,58	2,24	2,10	2,33	3,30
K ₂ O	1,47	1,30	1,90	1,45	1,32	1,31	2,12	1,95
P ₂ O ₅	0,35	0,36	0,32	0,35	0,32	0,35	0,52	0,68
H ₂ O ⁻	0,71	1,03	0,72	0,86	1,33	2,13	1,19	0,34
H ₂ O ⁺	3,70	4,58	4,75	3,27	3,90	5,65	4,28	4,45
Сумма	100,30	100,57	100,62	100,59	100,22	99,88	101,62	100,70
Sc, мкг/г	20,4	22,0	18,0	18,6	18,9	17,1	16,0	
Rb	14,1	7,5	42,0	14,1	13,2	12,1	18,2	
Sr	470	1005	1181	448	605	405	632	
Y	16,9	18,5	16,9	15,5	14,7	14,7	15,8	
Zr	136	145	135	133	117	124	168	
Nb	20,7	22,5	22,1	20,9	17,7	19,7	33,6	
Sn	2,43	1,74	1,75	1,69	1,75	1,59	2,18	
Cs	0,49	0,78	0,47	0,60	0,84	1,23	2,00	
Ba	187	224	203	178	164	171	369	
La	15,3	17,2	14,9	15,5	14,7	15,9	24,2	
Ce	32,8	36,8	31,3	32,5	30,9	33,0	48,9	
Pr	3,97	4,31	3,72	4,32	4,10	4,38	6,37	
Nd	17,3	19,7	16,5	17,6	16,4	17,5	24,9	
Sm	4,03	4,57	3,93	4,28	3,91	3,99	5,32	
Eu	1,48	1,54	1,35	1,55	1,33	1,50	1,80	
Gd	3,97	4,28	3,74	3,95	3,89	3,91	4,91	
Tb	0,67	0,70	0,62	0,62	0,65	0,69	0,76	
Dy	3,24	3,70	3,37	3,14	3,26	3,09	3,70	
Ho	0,57	0,61	0,55	0,58	0,53	0,56	0,58	
Er	1,54	1,80	1,57	1,54	1,63	1,57	1,71	
Tm	0,22	0,25	0,21					
Yb	1,22	1,36	1,25	1,26	1,34	1,16	1,15	
Lu	0,21	0,21	0,19	0,18	0,17	0,19	0,18	
Hf	3,05	3,54	3,18	2,82	2,52	2,76	3,62	
Ta	1,34	1,48	1,37	1,30	1,11	1,29	2,15	
Pb	3,0	2,9	2,9	3,2	3,3	2,5	2,9	
Th	2,01	2,24	2,29	2,07	1,99	2,05	2,99	
U	0,68	0,70	0,68	0,67	0,55	1,14	0,88	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,705090±17			0,704650±15				
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,705073			0,704632				

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	9	10	11	12	13	14	15	16
	Sm-38-84	Sm-48-84	Sm-37-84	Sm-30-84	SA-4	CA-00-134	CA-00-135	CA-00-136
SiO ₂ , мас%	44,40	44,48	44,80	44,80	48,25	48,37	46,19	48,37
TiO ₂	2,20	2,16	2,17	2,10	1,92	1,92	2,11	1,82
Al ₂ O ₃	13,70	13,45	13,45	13,70	16,08	15,45	14,07	14,37
Fe ₂ O ₃	3,10	3,26	3,05	3,30	10,66	2,50	2,18	2,67
FeO	8,05	7,64	8,05	7,57		7,80	8,94	8,26
MnO	0,14	0,15	0,14	0,15	0,15	0,13	0,15	0,13
MgO	11,20	11,50	11,42	11,37	5,69	7,70	9,82	9,70
CaO	7,53	6,87	6,80	7,34	8,54	8,27	8,12	7,62
Na ₂ O	3,15	3,05	2,98	2,74	3,49	3,07	2,64	2,90
K ₂ O	2,13	2,41	2,52	3,03	1,97	1,36	1,65	1,41
P ₂ O ₅	0,69	0,66	0,68	0,63	0,51	0,36	0,49	0,36
H ₂ O ⁻	0,38	0,50	0,38	0,41		0,42	0,55	0,52
H ₂ O ⁺	4,01	4,11	4,16	4,27		2,77	3,58	2,44
Сумма	100,68	100,24	100,60	101,41	97,27	100,12	100,49	100,57
Sc, мкг/г	11,8		11,8	12,9		24,4	22,8	27,1
Rb	26,2		28,4	29,9	26	15,0	26,4	19,7
Sr	783		770	736	692	547	910	584
Y	14,7		14,7	16,3	18	21,2	20,5	23,1
Zr	210		210	203	187	159	197	175
Nb	51,1		50,8	47,1	23	22,6	41,3	27,9
Sn	2,47		1,95	2,09		1,42	1,67	1,47
Cs	0,71		0,69	0,87		0,25	0,46	0,18
Ba	316		313	293	230	182	292	242
La	34,7		34,5	31,3		16,6	24,1	19,2
Ce	66,7		66,4	60,6		35,4	49,6	40,8
Pr	8,30		8,24	7,59		4,57	5,91	5,22
Nd	30,9		31,0	28,9		19,9	26,1	25,4
Sm	6,34		6,50	6,16		4,46	5,40	5,38
Eu	2,07		2,08	2,03		1,46	1,73	1,60
Gd	5,56		5,60	5,35		4,80	4,92	4,80
Tb	0,78		0,77	0,79		0,68	0,73	0,79
Dy	3,65		3,67	3,48		3,57	3,59	4,15
Ho	0,57		0,55	0,58		0,65	0,62	0,71
Er	1,46		1,38	1,46		1,72	1,54	1,75
Tm						0,25	0,23	0,29
Yb	0,84		0,89	1,09		1,38	1,20	1,47
Lu	0,13		0,11	0,16		0,17	0,17	0,19
Hf	4,33		4,58	4,22		3,12	3,93	3,51
Ta	3,05		3,14	2,89		1,14	2,03	1,53
Pb	3,5		3,2	3,0	5	3,5	3,7	4,0
Th	4,37		4,47	4,44	3	2,07	3,15	2,61
U	1,21		1,23	1,26		0,71	0,99	0,79
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704040±10		0,704167±17	0,704090±10		0,704626±20		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704021		0,704146	0,704067		0,704610		

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	17	18	19	20	21	22	23	24
	CA-00-137	CA-00-138	Bol-12/01	Bol-1/01	Bol-3/01	CA-00-130	CA-00-131	CA-00-132
SiO ₂ , мас%	49,58	47,47	44,02	44,28	44,44	53,30	52,92	51,06
TiO ₂	1,59	1,80	2,37	2,36	2,42	1,66	1,38	1,49
Al ₂ O ₃	14,07	14,84	13,75	13,45	13,80	15,10	15,80	14,72
Fe ₂ O ₃	3,01	1,77	3,04	5,33	5,60	1,86	1,47	3,73
FeO	7,93	8,74	7,88	5,69	5,62	8,40	8,28	6,40
MnO	0,12	0,13	0,17	0,17	0,15	0,13	0,15	0,10
MgO	8,43	9,44	10,38	10,22	10,02	7,00	7,39	7,37
CaO	7,36	7,67	8,50	8,59	8,10	7,44	7,50	7,55
Na ₂ O	3,18	2,94	4,07	4,17	4,25	3,28	3,70	3,46
K ₂ O	1,19	1,44	3,89	3,79	3,63	0,98	0,42	0,46
P ₂ O ₅	0,28	0,36	1,14	1,16	1,18	0,32	0,22	0,28
H ₂ O ⁻	1,05	0,47	0,08	0,12	0,32	1,07	0,20	1,55
H ₂ O ⁺	1,95	2,87	0,96	1,11	0,93	1,80	1,05	2,16
Сумма	99,74	99,94	100,25	100,44	100,46	102,34	100,48	100,33
Sc, мкг/г	25,0	27,3	18,3	18,6	23,0	20,4	17,5	21,3
Rb	19,5	22,5	50,3	52,4	56,3	17,1	5,1	7,1
Sr	424	762	1102	1109	1274	586	400	595
Y	23,5	21,1	26,2	26,4	28,8	20,0	17,5	20,6
Zr	144	157	261	261	278	127	98	119
Nb	22,8	23,3	79	80	87	18,6	11,7	17,3
Sn	1,12	1,25	1,64	1,89	2,09	1,56	1,36	1,30
Cs	0,26	0,56	0,97	0,90	1,03	0,18	0,09	0,12
Ba	200	199	679	689	739	252	196	243
La	26,7	17,3	61,4	61,4	64,6	14,2	8,4	12,8
Ce	44,9	36,5	112,5	114,5	119,8	29,4	17,2	27,0
Pr	5,08	4,73	13,78	13,86	14,53	3,90	2,47	3,65
Nd	21,4	22,4	50,7	50,0	56,5	18,6	12,9	18,4
Sm	4,69	4,49	9,46	9,60	10,17	4,29	3,87	4,75
Eu	1,40	1,53	2,93	3,07	2,95	1,55	1,31	1,58
Gd	4,83	4,22	7,79	7,92	7,68	4,47	3,86	4,59
Tb	0,74	0,66	1,10	1,16	1,30	0,69	0,60	0,71
Dy	3,43	3,67	5,39	5,55	5,86	3,56	3,06	3,75
Ho	0,60	0,61	0,87	0,86	0,98	0,63	0,50	0,67
Er	1,68	1,75	2,32	2,45	2,75	1,59	1,27	1,71
Tm	0,30	0,29			0,32	0,24	0,21	0,28
Yb	1,67	1,53	1,78	1,82	1,98	1,22	1,12	1,44
Lu	0,22	0,21	0,25	0,25	0,30	0,18	0,15	0,21
Hf	3,03	3,47	6,03	5,99	6,47	2,69	2,04	2,72
Ta	1,32	1,27	4,71	4,58	4,59	0,95	0,69	0,95
Pb	3,9	3,1	4,8	4,7	6,9	3,3	2,6	3,1
	2,76	2,01	7,02	6,85	7,47	1,74	1,03	1,57
U	0,65	0,62	1,79	1,81	2,16	0,50	0,31	0,45
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704955±17		0,704200±20	0,704158±20	0,704133±19			
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704929		0,704183	0,704141	0,704117			

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	25	26	27	28	29	30	31	32
	CA-00-133	CA-00-139	CA-00-140	CA-00-141	SA-5	SA-6	CA-00-144	CA-00-145
SiO ₂ , мас%	54,83	52,46	51,49	46,25	49,30	54,08	48,70	47,80
TiO ₂	1,33	1,54	1,43	2,39	1,92	1,37	2,01	1,72
Al ₂ O ₃	15,15	14,75	16,17	13,95	15,17	14,98	14,45	14,37
Fe ₂ O ₃	1,72	1,65	1,06	5,06	11,58	9,81	2,59	1,68
FeO	7,60	8,67	9,47	6,11			8,27	8,46
MnO	0,10	0,11	0,14	0,13	0,15	0,13	0,14	0,15
MgO	7,05	7,00	7,17	7,97	7,64	6,92	8,94	8,52
CaO	6,73	7,44	7,58	9,14	7,70	7,09	8,01	8,79
Na ₂ O	3,87	3,43	3,60	4,64	3,66	3,94	3,24	2,86
K ₂ O	0,68	0,80	0,63	0,80	1,97	0,62	1,90	1,85
P ₂ O ₅	0,22	0,27	0,24	0,71	0,50	0,23	0,46	0,47
H ₂ O ⁻	0,10	0,60	0,18	0,63			0,18	0,67
H ₂ O ⁺	0,78	1,66	0,93	2,75			0,95	3,21
Сумма	100,16	100,38	100,09	100,53	99,60	99,17	99,84	100,55
Sc, мкг/г	17,7	22,1	20,3	14,8			16,5	18,5
Rb	12,0	13,3	10,1	35,2	33	10	25,8	24,8
Sr	428	522	505	650	718	375	507	605
Y	18,9	19,2	23,5	20,6	18	15	21,7	20,2
Zr	95	109	108	165	166	87	141	132
Nb	10,6	14,6	13,4	62	28	7	31,2	34,2
Sn	1,08	1,14	0,86	1,37			1,02	1,24
Cs	0,19	0,15	0,19	0,49			0,56	0,71
Ba	209	192	177	324	442	151	346	266
La	9,4	10,6	11,7	32,1			23,2	24,8
Ce	19,4	24,3	23,5	56,4			43,7	46,0
Pr	2,71	3,20	2,93	6,14			4,64	5,09
Nd	14,2	14,7	15,0	28,0			21,4	22,3
Sm	3,68	4,15	4,07	5,90			5,19	5,55
Eu	1,34	1,41	1,33	1,95			1,77	1,57
Gd	4,22	4,01	3,93	7,37			5,27	4,48
Tb	0,63	0,62	0,58	1,11			0,88	0,70
Dy	3,26	3,07	3,37	5,44			4,53	3,82
Ho	0,55	0,53	0,50	0,96			0,87	0,74
Er	1,48	1,43	1,56	2,41			2,06	2,06
Tm	0,20	0,22	0,24	0,39			0,34	0,33
Yb	1,18	1,33	1,41	2,08			1,61	1,54
Lu	0,18	0,19	0,20	0,28			0,22	0,23
Hf	2,14	2,38	2,04	4,56			3,29	3,17
Ta	0,63	0,76	0,64	4,32			2,33	2,68
Pb	2,6	2,2	2,0	3,8	3	2	4,1	3,9
Th	1,47	1,48	1,18	6,06	4	1	4,09	3,62
U	0,36	0,38	0,36	1,64			1,09	1,18
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704511±20						0,704416±20	
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704502						0,704398	

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	33	34	35	36	37	38	39	40
	CA-00-142	CA-00-143	CA-00-149	CA-00-151	CA-00-152	CA-00-146	CA-00-147	CA-00-153
SiO ₂ , мас%	46,92	46,66	50,40	51,80	51,30	52,54	50,51	52,4
TiO ₂	1,82	1,92	2,43	2,38	2,41	2,24	2,11	2,3
Al ₂ O ₃	14,12	14,77	15,10	14,65	15,03	14,30	14,01	15,5
Fe ₂ O ₃	5,36	9,78	3,37	2,12	2,31	1,22	3,15	2,3
FeO	6,00	2,44	7,02	8,43	8,00	8,76	6,98	7,6
MnO	0,19	0,17	0,11	0,14	0,14	0,11	0,09	0,2
MgO	7,66	6,70	5,90	5,92	6,37	6,82	7,00	5,4
CaO	8,68	8,22	7,70	8,40	7,98	7,42	7,46	7,6
Na ₂ O	5,28	4,16	3,17	3,09	3,32	3,30	3,15	3,6
K ₂ O	1,11	0,80	1,66	1,35	1,54	1,62	1,54	1,9
P ₂ O ₅	0,72	0,71	0,60	0,46	0,55	0,48	0,45	0,5
H ₂ O ⁻	0,20	0,50	1,20	0,33	0,30	0,23	1,30	0,3
H ₂ O ⁺	1,87	3,32	1,80	1,32	1,06	0,97	1,95	0,8
Сумма	99,93	100,15	100,46	100,39	100,31	100,01	99,70	100,3
Sc, мкг/г	19,1	16,2	17,9	18,3	19,9	20,0	20,4	17,0
Rb	53,9	30,1	28,6	22,3	21,4	24,0	30,7	21,5
Sr	911	910	773	636	782	536	573	743
Y	23,7	25,0	19,1	22,6	28,7	21,0	21,7	22,8
Zr	188	188	160	130	218	154	207	214
Nb	76	76	26,2	17,3	32,6	23,9	26,4	32,0
Sn	1,10	0,93	1,67	1,63	1,70	1,37	1,44	1,0
Cs	0,84	0,94	0,20	0,30	0,21	0,43	0,20	0,2
Ba	445	467	651	432	595	470	440	648
La	53,6	58,5	28,0	19,8	35,8	25,2	21,8	31,0
Ce	91,2	94,8	53,7	40,7	65,8	47,6	42,9	65,0
Pr	9,34	9,94	6,54	5,88	8,49	6,78	5,09	7,6
Nd	36,2	39,2	32,5	28,5	39,0	35,3	28,1	33,6
Sm	6,75	7,26	8,19	7,00	8,55	6,78	7,05	7,1
Eu	2,03	2,18	2,39	2,33	2,00	2,18	2,24	2,2
Gd	5,66	6,26	6,66	6,12	8,16	6,90	6,37	6,0
Tb	0,95	1,02	1,09	0,94	1,36	1,14	1,07	0,9
Dy	4,33	4,94	5,97	5,30	5,10	4,97	5,21	4,5
Ho	0,81	0,90	1,14	0,92	0,95	1,02	0,91	0,8
Er	2,01	2,38	2,82	2,60	2,73	2,54	2,47	2,1
Tm	0,35	0,36	0,31	0,29	0,37	0,35	0,35	0,3
Yb	1,61	1,77	2,01	1,67	2,35	1,76	1,81	1,5
Lu	0,22	0,24	0,32	0,23	0,35	0,27	0,24	0,2
Hf	4,20	4,69	5,39	3,54	5,87	4,96	5,08	4,9
Ta	4,14	4,36	1,80	1,32	2,15	1,84	1,46	1,7
Pb	5,3	3,7	4,6	3,3	32	4,1	3,9	7,9
Th	7,08	7,18	3,42	1,81	4,10	2,75	2,75	3,1
U	1,86	1,81	0,76	0,45	0,73	0,72	0,66	0,6
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704377±13	0,704274±8		0,704065±20		0,704570±17		0,704363±9
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704357	0,704263		0,704054		0,704555		0,704354

Таблица 1. (Продолжение).

Компоненты	41	42	43	44	45	46	47	48
	CA-00-154	CA-00-157	CA-00-148	CA-00-150	CA-00-155	SA-1	SA-1,2	SA-2
SiO ₂ , мас%	53,39	50,66	44,95	48,92	47,41	46,75	46,22	52,520
TiO ₂	2,15	1,63	2,09	3,07	2,48	2,43	2,29	2,200
Al ₂ O ₃	14,48	14,86	13,25	15,92	15,15	15,20	14,14	14,750
Fe ₂ O ₃	2,10	3,38	2,02	3,42	3,54	11,60	11,52	11,160
FeO	8,37	7,65	8,23	7,54	7,67			
MnO	0,14	0,18	0,14	0,13	0,17	0,17	0,17	0,140
MgO	5,80	7,39	9,63	4,33	7,59	7,40	9,64	5,430
CaO	7,46	8,74	6,58	7,09	8,10	7,97	8,57	7,320
Na ₂ O	3,36	3,03	4,23	3,51	4,05	4,40	3,94	3,560
K ₂ O	1,24	1,26	1,70	3,10	2,40	2,56	2,17	1,130
P ₂ O ₅	0,39	0,29	0,85	1,47	0,84	0,88	0,76	0,400
H ₂ O ⁻	0,27	0,18	0,28	0,37	0,15			
H ₂ O ⁺	1,11	0,92	6,24	1,09	0,68			
Сумма	100,26	100,17	100,19	99,96	100,23	99,36	99,22	98,610
Sc, мкг/г	16,8	21,3	14,6	16,7	16,2			
Rb	18,1	20,6	36,8	53,1	58,7	73,0	74,0	21,0
Sr	486	459	1030	1352	756	942	823	503
Y	22,5	17,8	24,5	31,8	24,4	24	21	24
Zr	124	116	219	246	214	282	239	186
Nb	13,1	19,5	78	51	84	68	57	16
Sn	1,83	1,87	2,08	2,27	1,68			
Cs	0,27	0,54	0,71	0,28	0,60			
Ba	310	239	765	1722	814	1046	902	377
La	18,1	18,1	57,5	54,8	56,9			
Ce	35,4	38,2	114,9	111,2	110,6			
Pr	4,85	4,43	14,05	14,54	13,35			
Nd	21,9	19,9	62,9	59,0	45,6			
Sm	6,29	4,32	10,32	9,69	8,01			
Eu	1,71	1,39	2,66	3,33	2,37			
Gd	6,24	4,04	6,34	9,32	6,83			
Tb	0,85	0,70	0,94	1,41	1,19			
Dy	5,95	3,66	4,70	6,03	5,18			
Ho	1,01	0,71	0,95	1,12	0,99			
Er	2,45	1,93	2,56	3,57	2,61			
Tm	0,35	0,31	0,34	0,44	0,33			
Yb	1,80	1,55	1,73	2,40	2,27			
Lu	0,32	0,24	0,29	0,34	0,29			
Hf	4,14	3,50	5,08	6,18	5,68			
Ta	1,46	1,43	4,76	3,08	4,41			
Pb	3,2	3,2	7,1	5,1	5,7	4	4	3
Th	2,11	2,82	7,49	3,61	6,75	7	5	2
U	0,46	0,76	1,73	1,03	1,45			
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704327±17	0,704865±9		0,704360±9	0,704148±13			
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704315	0,704846		0,704347	0,704135			

Примечание. Местоположение образцов и типизация пород показаны на рис. 2: 1–12 – хр. Мяо-Чан; 13–18 – пос. Солнечный; 19–21 – оз. Болонь; 22–30 – р. Манома; 31–34 – пос. Маяк; 35–39 – р. Немта; 40–51 – р. Кия; 52–53 – с. Циммермановка (раннемеловые лавы); 54–56 – скважина Переяславского грабена (раннемеловые лавы). В неполных колонках

Таблица 1. (Окончание).

Компоненты	49	50	51	52	53	54	55	56
	SA-3	SA-38	SA-39	SA-01-271	SA-01-272	1E-1074	1E-1079	1E-1176
SiO ₂ , мас%	51,24	52,26	52,41	51,78	54,13	50,70	51,38	49,02
TiO ₂	1,62	2,08	2,21	0,92	1,03	1,42	0,99	1,36
Al ₂ O ₃	17,11	15,31	14,78	17,10	15,35	14,85	15,05	15,30
Fe ₂ O ₃	8,29	9,57	9,73	4,63	3,85	4,99	2,15	4,38
FeO				4,38	3,92	5,28	6,77	7,43
MnO	0,16	0,12	0,12	0,17	0,13	0,17	0,14	0,17
MgO	4,60	5,95	6,87	4,68	4,22	4,61	5,17	4,99
CaO	5,75	6,50	7,09	8,04	8,32	8,51	5,98	8,01
Na ₂ O	5,30	4,19	3,74	3,29	3,51	2,24	2,40	3,84
K ₂ O	3,34	2,49	2,04	0,94	1,74	1,09	1,38	0,82
P ₂ O ₅	0,65	0,62	0,51	0,26	0,32	0,28	0,32	0,28
H ₂ O ⁻				0,30	0,22	1,63	1,00	0,42
H ₂ O ⁺				3,55	3,62	4,17	7,48	4,23
Сумма	98,05	99,10	99,51	100,04	100,36	99,94	100,21	100,25
Sc, мкг/г				22,9	20,4	37,2	28,5	37,9
Rb	111	49	28	14,5	39,7	18,6	38,8	21,5
Sr	2038	848	678	504	660	327	304	552
Y	25	23	19	15,6	19,1	28,9	21,8	29,1
Zr	450	260	228	45	126	116	74	124
Nb	97	28,0	25,0	2,62	9,07	9,22	5,59	8,96
Sn				0,50	0,85	1,24	1,79	1,35
Cs				1,51	1,14	0,51	1,41	0,47
Ba	1525	755	540	243	453	369	429	387
La				8,3	23,2	15,3	15,9	15,2
Ce				19,5	49,0	34,5	34,7	34,4
Pr				2,87	6,43	4,39	4,33	4,43
Nd				12,9	25,5	18,9	18,5	19,2
Sm				3,22	5,07	4,97	4,42	4,72
Eu				1,04	1,46	1,52	1,42	1,46
Gd				3,08	4,30	5,28	4,22	5,45
Tb				0,49	0,70	0,84	0,66	0,84
Dy				2,62	3,62	4,81	3,70	4,81
Ho				0,53	0,65	1,01	0,74	1,05
Er				1,67	1,92	2,79	2,07	3,00
Tm						0,44	0,30	0,46
Yb				1,60	1,85	2,65	1,79	2,87
Lu				0,23	0,24	0,39	0,26	0,38
Hf				1,12	3,39	3,11	1,99	3,40
Ta				0,10	0,53	0,55	0,44	0,53
Pb	8	3	4	2,6	6,4	4,9	2,3	8,3
Th	12	4	3	1,14	6,52	1,97	2,28	2,09
U				3,20	2,60	0,34	2,12	0,81

микроэлементов приведены результаты измерений методом рентгеновской флуоресценции.

Отсутствие данных – определений не производилось. Значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr приведены к стандарту NBS SRM 987 (0,710250) по среднему результату многократных измерений (0,710300). Показана погрешность измерений по последним цифрам (2σ). Аналитики: М.А. Смагунова (петрогенные оксиды); М.Е. Маркова (подготовка проб для определения микроэлементов, метод ICP-MS); В.И. Ложкин, Е.П. Чебыкин (съемка на приборе, метод ICP-MS).

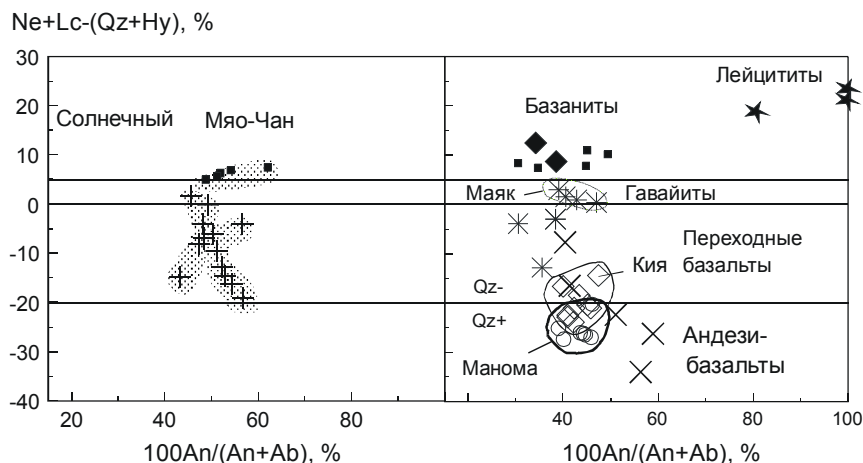


Рис. 3. Соотношения нормативных минералов в позднекайнозойских вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

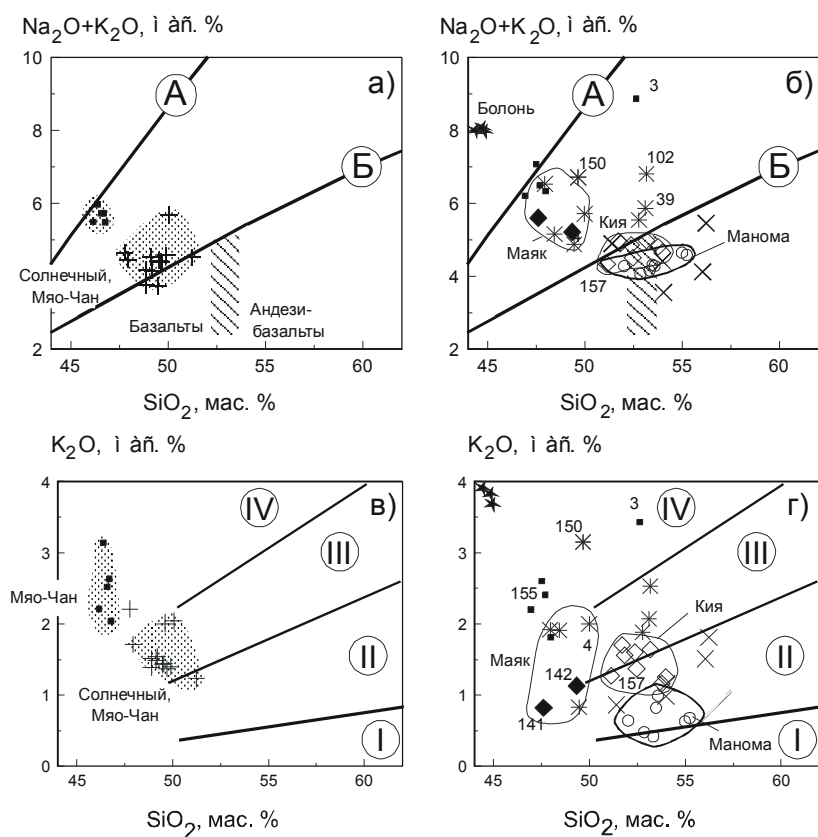


Рис. 4. Соотношения $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а, б) и $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (в, г) в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Разделительные линии на рис. а, б – пород умеренной и высокой щелочности (А), пород умеренной и нормальной щелочности (Б) [1]. Полосой с косой штриховкой разделены андезибазальты и базальты. На рис. в, г обозначены поля вулканических серий: I – низкокалийевой (толеитовой), II – умереннокалийевой (известково-щелочной), III – высококалийевой (известково-щелочной) и IV – шошонитовой [30]. Показаны номера образцов, отличающихся по химическому составу от преобладающих типов лав вулканических ареалов. Составы приведены к 100% без учета потерь при прокаливании.

датировка – 14,8 млн лет, район пос. Солнечный). Здесь распространена контрастная ассоциация переходных базальтов и базанитов.

Вулканический интервал 12–8 млн лет назад хорошо выражен в Южном Приморье [20, 21]. В это время здесь извергались низкокалийевые толеитовые базальты, андезибазальты, андезиты, оливиновые толеиты и мегаплаггиофировые базальты. По К–Аг-датировкам [9, 29], лавы юго-восточной части Шкотовского плато относятся к ранней фазе извержений (11,8 и 10,8 млн лет) и к поздней фазе (8,8 и 8,7 млн лет). С лавами ранней фазы сопоставляются лавы

вулкана Медвежьего и останцов верховьев р. Коппи (обе К–Аг-датировки – 11,9 млн лет [22]), а также верховьев р. Анюй (11,6 млн лет). С лавами заключительной фазы коррелируются андезиты вулкана Барановского (8,2 млн лет [20]) и щелочные пикробазальты вулкана Сальского (8,4 млн лет [10]). К средней фазе вулканического интервала 12–8 млн лет назад относятся мегаплаггиофировые базальты юго-западной части Шкотовского плато (9,4 млн лет) [21]) и лавы мыса Поворотного (10,1 млн лет [9, 29]). Датированные оливиновые толеиты Совгаванского плато (9,6, 9,0 и 8,7 млн лет) [4] коррелируются с лавами средней и поздней вулканических фаз.

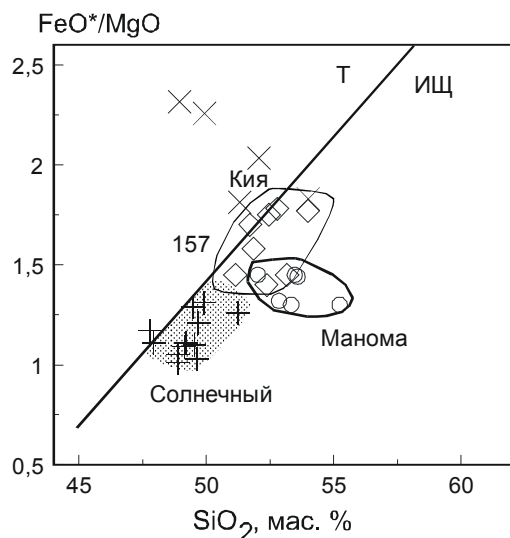


Рис. 5. Соотношения $FeO^*/MgO - SiO_2$ в вулканических породах нормальной щелочности.

Усл. обозн. см. на рис. 2. FeO^* – общее железо в закисной форме. Разделительная линия толеитовой (Т) и известково-щелочной (ИЩ) серий показана по работе [11]. Для сравнения нанесены умеренно щелочные лавы пос. Солнечный.

В Среднеамурской впадине вулканический интервал 12–8 млн лет назад был обозначен сначала извержением андезибазальтов ранней фазы. Лавовый поток такого состава из юго-восточной части показал $^{40}Ar-^{39}Ar$ возраст плато 11,1 млн лет (табл. 2). Андезибазальтовая лава была отделена интервалом 1,6 млн лет от лав различного состава средней и поздней фаз интервала, распространившихся вдоль юго-восточного края впадины 9,5–8,1 млн лет назад

(К–Аг-датировки 9,5, 8,6, 8,5, 8,1 млн лет). Середине интервала 12–8 млн лет назад соответствуют лейцититы оз. Болонь, излившиеся в центральной части Среднеамурской впадины ($^{40}Ar-^{39}Ar$ -датировка методом полного плавления образца – 9,6 млн лет [17]) и андезибазальты р. Маномы, восточный край впадины (К–Аг-датировка – 9,5 млн лет).

Интервалу 8–5 млн лет соответствовали щелочные лавы (базаниты, гавайиты) Совгаванского плато (7,7, 7,5 и 5,4 млн лет) [4] и переходные базальты экструзии Слабинка Шкотовского поля (7,1 млн лет) [20]. В юго-восточной части Среднеамурской впадины этот интервал представлен переходными базальтами, излившимися 7,4 млн лет назад.

К вулканическому интервалу 5–3 млн лет назад относятся экструзия Старикова (3,3 млн лет [21]), базальты верховьев р. Самарги, левобережья верховьев р. Бикин и щелочные пикробазальты Бикин-Алчанского междуречья, вулкана Бабушка (соответственно 3,0, 3,9 и 4,8 млн лет [19]). В этот интервал попадают базаниты юго-восточной части Среднеамурской впадины возрастом 4,8–4,1 млн лет (датировки 4,8, 4,3 и 4,1 млн лет). Базаниты насыщены глубинными включениями.

В процессе развития вулканизма Среднеамурской впадины существенно менялись К–Na отношения лав, сильно недосыщенных кремнеземом. Базаниты с промежуточными К/Na были характерны для начальной и заключительной фаз ~15 и 5–4 млн лет назад. В промежутке между этими фазами извергались лавы различного состава, в том числе низкокалиевые базаниты и высококалиевые лейцититы (рис. 6).

Таблица 2. Результаты измерения возраста образца СА-00-157 методом $^{40}Ar/^{39}Ar$.

T, °C	Кумулятивный ^{39}Ar , %	$^{40}Ar \pm 2\sigma$	$^{39}Ar \pm 2\sigma$	$^{38}Ar \pm 2\sigma$
600	0,077866±0,001372	1,937908±0,001897	0,054331±0,001372	0,002948±0,001033
700	9,638676±0,018868	17,32334±0,032695	6,671085±0,018868	0,132334±0,01157
900	82,13919±0,058759	111,0033±0,121488	50,58746±0,058759	0,822371±0,025465
1050	94,55386±0,033785	24,80665±0,044167	8,662376±0,033785	0,311804±0,026022
1200	100±0,016292	25,09652±0,026911	3,800058±0,016292	0,360566±0,008349

T, °C	$^{37}Ar \pm 2\sigma$	$^{36}Ar \pm 2\sigma$	$^{40}Ar^*/^{39}Ar \pm 2\sigma$	Кажущийся возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
600	0,04896±0,029988	0,003887±0,001366	14,52805±7,439937	71,86±36,08
700	1,449924±0,374782	0,009859±0,018799	2,160073±0,832766	10,87±4,18
900	25,35851±0,774039	0,013845±0,058657	2,113412±0,342657	10,63±1,72
1050	16,38345±0,85006	0,015773±0,033581	2,325654±0,7	11,70±3,5
1200	58,70897±0,255246	0,059964±0,01612	1,850231±2,14275	9,31±10,76

Примечание. Плато ступеней 700, 900 и 1050 °C – 11,07±0,46 млн лет. J-фактор = 0,002797±0,000020.

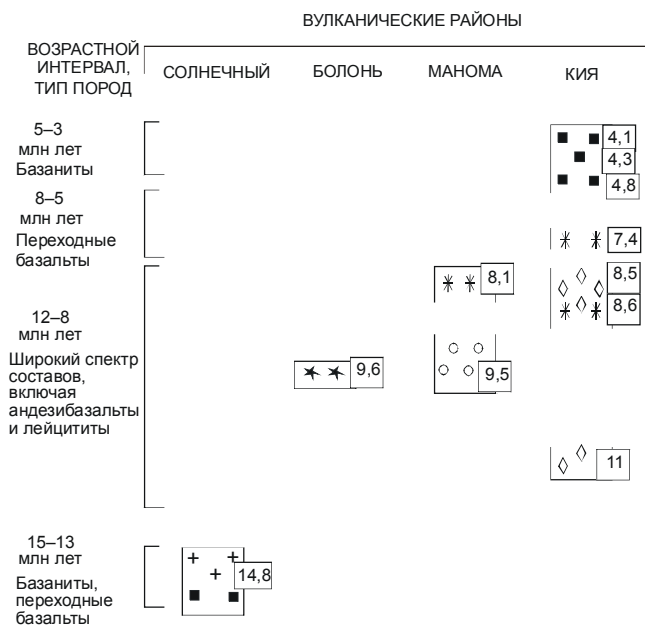


Рис. 6. Схема возрастной корреляции вулканических пород из районов Среднеамурской впадины.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ СТРОНЦИЯ

Начальные стронциевые изотопные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в лавах Среднеамурской впадины существенно варьируют (табл. 1, рис. 7).

Базаниты и переходные базальты пос. Солнечный образуют на диаграмме $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отдельные фигуративные поля с низкими и более высокими значениями обоих параметров. Такой разрыв свидетельствует о происхождении базанитов из мантийного источника, обедненного радиогенным изотопом ^{87}Sr , а переходных базальтов – из корового источника, обогащенного этим изотопом.

В Кия-Маноминской вулканической зоне с лейцититами оз. Болонь выделяются две группы пород с низкими ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀: одна группа имеет высокие концентрации стронция ($1/^{86}\text{Sr} = 6-11$), другая – более низкие ($1/^{86}\text{Sr} = 12-16$). К первой группе относятся лейцититы и низкокальциевые базаниты, часть переходных базальтов и гавайитов р. Кия и пос. Маяк, ко второй – базаниты с промежуточными К–Na отношениями и часть андезитобазальтов р. Кия. Вторая группа сопоставима с базанитами пос. Солнечный.

В андезитобазальтах р. Кия ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ возрастают от 0,704 до 0,705 с повышением значений $1/^{86}\text{Sr}$ от 12 до 20. Положение тренда относительно повышения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ подобно наклону соединительной линии между базанитами и переходными базальтами пос. Солнечный.

Андезитобазальт р. Маномы показал значение $1/^{86}\text{Sr}$, превышающее этот показатель в андезитобазальтах р. Кия и приближающееся к интервалу значений раннемеловых базальтов обнажения у с. Киселевка (местоположение см. на рис. 2). Точка андезитобазальта р. Маномы находится на окончании тренда, начинающегося лейцититами и гавайитом СА-00-150. По сравнению с трендами смещения мантийного и корового материала в вулканиках пос. Солнечный этот тренд имеет более крутой наклон.

Группы пород с низкими ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀, различающиеся по концентрациям стронция, по-видимому, представляют собой выплавки из мантии разного изотопного состава. Эти группы отличаются и по микроэлементным характеристикам. Базаниты с промежуточными К–Na отношениями обладают более низкими Ва/К, высокими К/У и повышенными К/Nb (рис. 8). Лейцититы оз. Болонь по этим элементным характеристикам приближаются к базанитам с промежуточными К–Na отношениями.

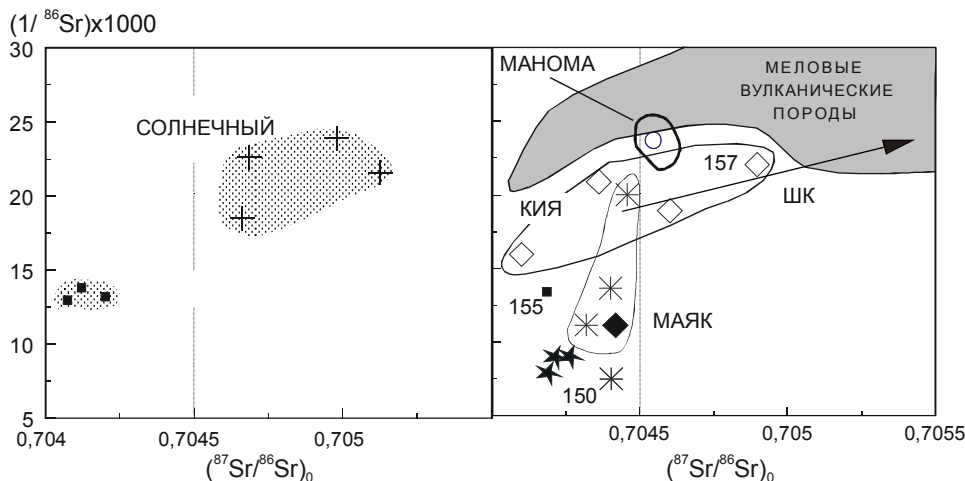


Рис. 7. Соотношения $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Стрелкой обозначен тренд повышения $1/^{86}\text{Sr}$ и ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в вулканических породах юго-западной части Шкотовского вулканического поля Южного Приморья (ШК) (объяснения в тексте). Заливкой показано фигуративное поле меловых вулканических пород киселевского комплекса из Киселевско-Маноминского террейна [3].

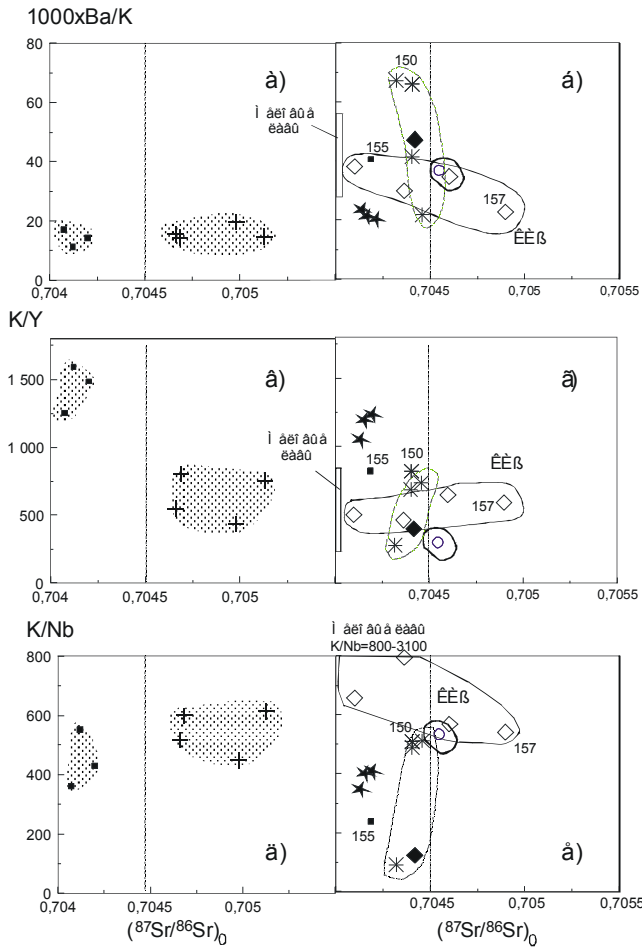


Рис. 8. Соотношения Ba/K – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (а, б), K/Y – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (в, г) и K/Nb – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (д, е) в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

Происхождение базанитов и переходных базальтов пос. Солнечный из различных источников подтверждается взаимным пересечением линий концентраций редких земель, нормированных к хондриту (рис. 9). Низкие концентрации тяжелых редких земель в базанитах пос. Солнечный указывают на существенную роль граната в источнике, а повышение их концентраций – на уменьшение роли граната. Нормированные отношения $(\text{La}/\text{Yb})_n$ в базанитах составляют 20–28 и снижаются в переходных базальтах до интервала 7–12. На диаграмме $(\text{La}/\text{Yb})_n - \text{Yb}_n$ (рис. 10 а) фигуративные точки базанитов и переходных базальтов образуют линию двухкомпонентного смешения. Компонент с высоким $(\text{La}/\text{Yb})_n$ образовался при малой (~0,5 %) степени частичного плавления гранатового перидотита, а компонент с более низким

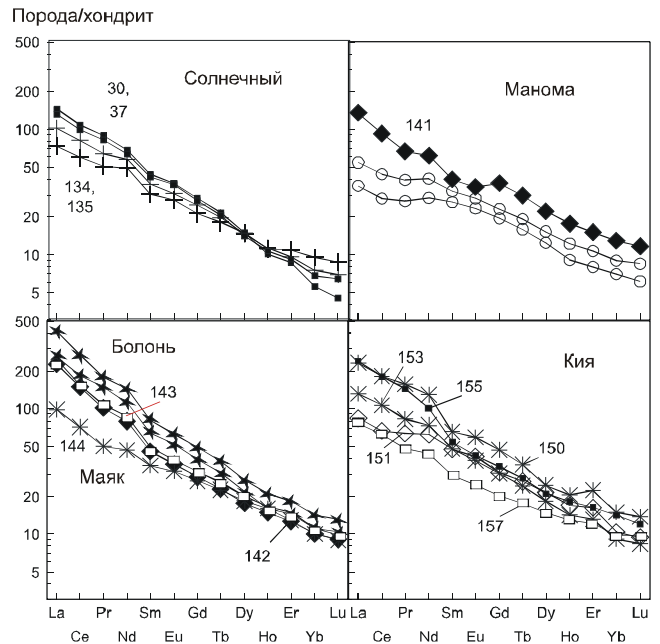


Рис. 9. Концентрации редкоземельных элементов позднекайнозойских вулканических пород, нормированные по хондриту [32]. Линия лейцитита с максимальными концентрациями редких земель приведена по работе [12]. Их завышение в этой работе, возможно, связано с аналитической погрешностью измерений (недоучетом дрейфа прибора). Определения авторов по трем образцам согласуются с аналитическими данными, опубликованными в работе [23].

Усл. обозн. см. на рис. 2 (незалитые прямоугольники использованы во избежание наложения знаков).

$(\text{La}/\text{Yb})_n$ – при более высокой степени частичного плавления. Это согласуется с выводом о коровом происхождении последнего компонента, обладающего высокими $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $1/^{86}\text{Sr}$ (рис. 7).

В лейцититах можно видеть сходное с базанитами возрастание легких редких земель по отношению к тяжелым $((\text{La}/\text{Yb})_n = 22-27)$. В лавах пос. Маяк – низкокалийном базаните СА-00-142 и гавайите СА-00-143 – концентрации редких земель и $(\text{La}/\text{Yb})_n$ близки наименее щелочным разновидностям лейцититов оз. Болонь. По сравнению с базанитами пос. Солнечный, эти породы имеют более высокие концентрации Yb (рис. 10). В базанитах р. Кия концентрации Yb также повышенные. Более низкие содержания иттербия в базанитах пос. Солнечный могут свидетельствовать об отличии состава мантийного материала, вовлеченного в плавление под Баджалским

террейном, по отношению к мантийному материалу, плавившемуся под аккрегированными террейнами Среднеамурской впадины.

Относительные вариации лантана и иттербия в вулканических породах Кия-Маноминской вулканической зоны свидетельствуют о смешении не менее трех компонентов. К составам малых (0,5–1%) и более высоких степеней плавления гранатовых перидотитов присоединяется компонент с более высокими концентрациями иттербия, возможно, связанный с плавлением шпинелевых перидотитов (рис. 10). В андезибазальтах р. Маномы $(La/Yb)_n$ минимальные (5–8), а в андезибазальтах р. Кия несколько возрастают (7–14) с относительным увеличением концентраций иттербия (рис. 10 б).

В андезибазальтах р. Маномы и некоторых разновидностях пород такого же состава р. Кия выявляется своеобразное распределение нормированных концентраций редких земель. Они последовательно увеличиваются от Lu до Sm, а от Nd до La практически не возрастают, а в некоторых образцах даже снижаются (рис. 9).

Характер меняющихся соотношений тяжелых, средних и легких редких земель иллюстрируется диаграммами рис. 11 а,б. В базанитах пос. Солнеч-

ный $(La/Sm)_n$ выше $(Sm/Yb)_n$. С возрастанием этих отношений разница между ними увеличивается. В переходных базальтах пос. Солнечный выявляется тренд относительного возрастания $(Sm/Yb)_n$ при относительном снижении $(La/Sm)_n$, причем в образцах с низкими $(La/Sm)_n$ концентрации SiO_2 возрастают (рис. 11в).

Фигуративные точки лейцититов оз. Болонь и части базанитов Кия-Маноминской вулканической зоны смещены в область выше линии равных пропорций $(La/Sm)_n$ и $(Sm/Yb)_n$. Точки других позднекайнозойских вулканических пород располагаются ниже этой линии. Последняя тенденция была прежде выявлена в андезибазальтах Совгаванского плато [4] и Южного Приморья [20]. Наблюдается последовательное смещение фигуративных полей андезибазальтов р.р. Кия, Маномы и Южного Приморья с относительным снижением $(La/Sm)_n$ и возрастанием $(Sm/Yb)_n$ при увеличении концентраций SiO_2 (рис. 11).

Из рассмотрения редкоземельных спектров следует вывод о существенном отличии источников позднекайнозойских вулканических пород пос. Солнечный от пород оз. Болонь и Кия-Маноминской вулканической зоны.

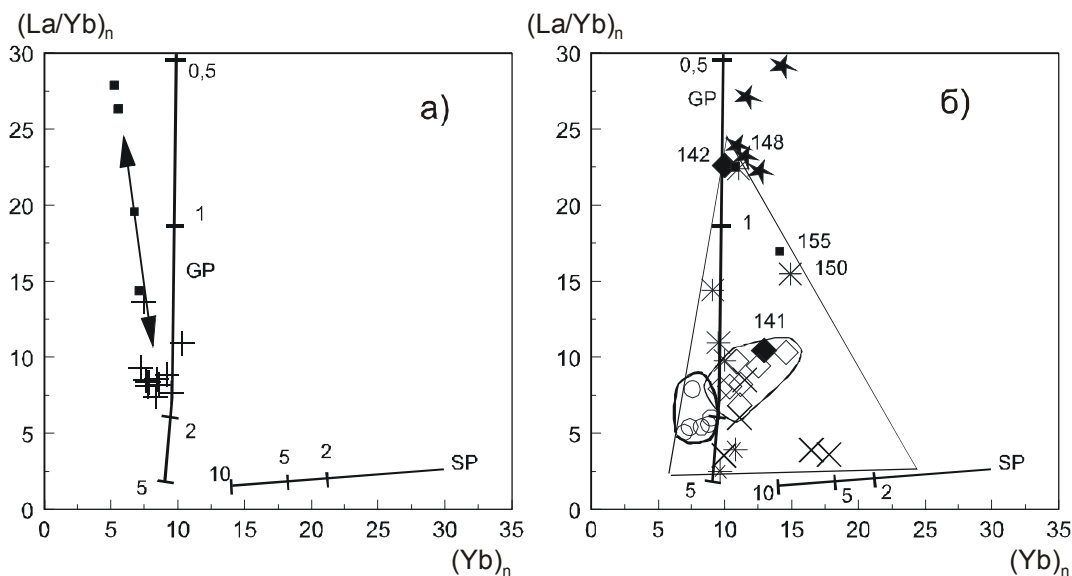


Рис. 10. Соотношения $(La/Yb)_n$ и Yb_n в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Для нормирования концентраций элементов использован состав хондрита [32]. Рассчитанные линии частичного плавления гранатового перидотита (GP) и шпинелевого перидотита (SP) показаны по работе [34]. На рис. а) линией со стрелками на обоих концах выделено направление двухкомпонентного смешения расплавов малых степеней частичного плавления гранатового перидотита с расплавами более высоких степеней частичного плавления с примесью выплавов из коры, а на рис. б) обозначен треугольник составов, образовавшихся при смешении компонентов малых степеней частичного плавления гранатового и шпинелевого перидотитов и более высоких степеней плавления перидотитов. Последний компонент содержит примесь выплавов из коры. Кроме точек образцов табл. 1, нанесены две точки составов лейцититов из работы [12].

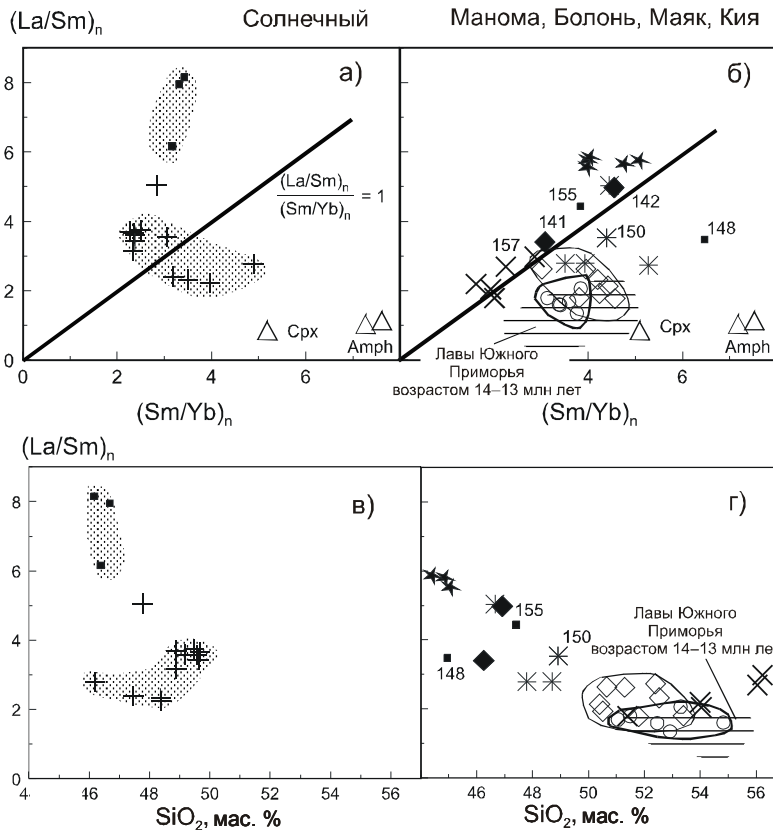


Рис. 11. Соотношения $(La/Sm)_n - (Sm/Yb)_n$ (а, б) и $(La/Sm)_n - SiO_2$ (в, г) в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

Треугольниками показаны составы мегакристаллов клинопироксенов (Cpx) и амфиболов (Amph) из щелочных лав Юга Дальнего Востока.

ДРУГИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

На рис. 12 приведены диаграммы ряда совместных–несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии. Базаниты и лейцититы в общем располагаются выше среднего состава базальтов океанических островов, а самое низкое положение, почти на уровне обогащенных базальтов срединных океанических хребтов, занимают андезитобазальты р. Маномы. В вулканических породах р. Кия и андезитобазальтах р. Маномы выделяется положительная аномалия Ва. Низкокалийевые базаниты СА-00-141 и СА-00-142 обнаруживают отрицательные аномалии Ва и К. Для вулканических пород пос. Солнечный, оз. Болонь и пос. Маяк характерны повышенные нормированные концентрации Cs и относительное снижение концентраций следующей за ним группы элементов (Rb, Ba, Th и U).

В координатах Nb – Zr (рис. 13) все породы разделяются на две группы: группу мантийных выплавок с Nb–Zr отношениями более 0,2 и группу пород, содержащих коровые компоненты, с Nb–Zr отношениями менее 0,2.

На диаграмме Nb/La – Ba/La (рис. 14) точки составов лав пос. Солнечный, оз. Болонь и пос. Маяк

располагаются в контуре базальтов вулканического поля Джеронимо, имеющего типичные характеристики астеносферного материала активной континентальной окраины Запада США. Фигуративные точки андезитобазальтов рр. Манома и Кия смещены от контура базальтов Джеронимо к области составов оргенных андезитов.

Мантийные и коровые выплавки отличаются между собой по отношениям Ce–Pb и Nb–U. В лавах мантийного происхождения Ce/Pb меняются от 16 до 26, а Nb/U – от 37 до 58 и сопоставляются с отношениями в океанических базальтах (соответственно 25 ± 5 и 47 ± 10 [27, 31]). В лавах, контаминированных коровыми выплавками, Ce/Pb уменьшаются до интервала 6–13, а Nb/U – до интервала 30–50. В коре эти отношения достигают 4 и 10 соответственно [28].

СОПОСТАВЛЕНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ И МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Меловые андезитобазальты из скважины Переяславского грабена и обнажений пос. Циммермановка в целом близки позднекайнозойским андезитобазальтам по содержаниям петрогенных оксидов (рис. 3, табл. 1). В отличие от них, на диаграмме $FeO^* - SiO_2$

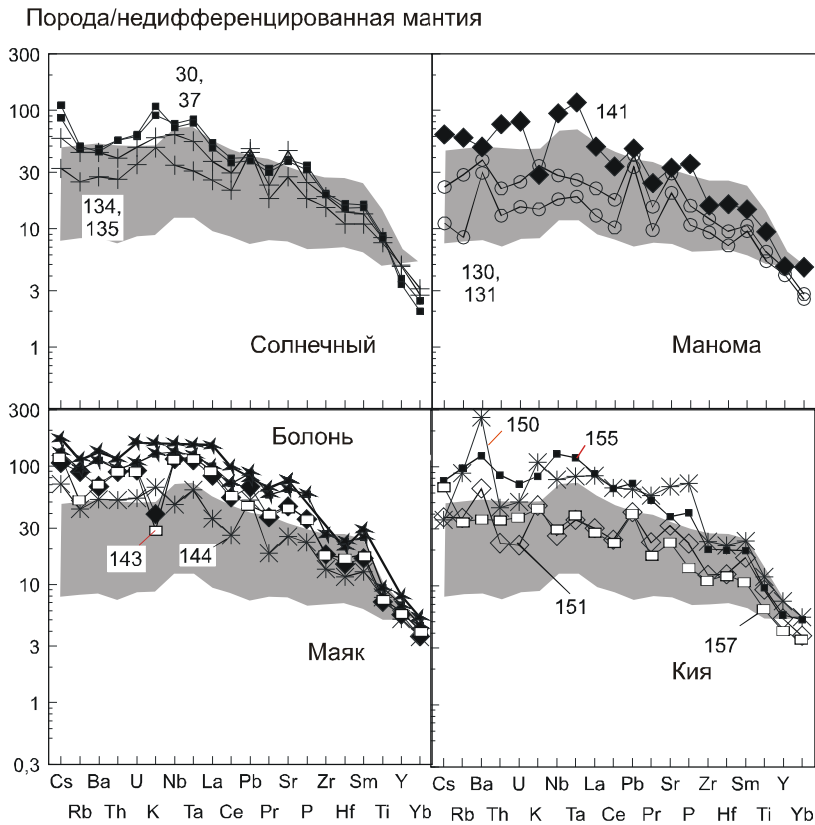


Рис. 12. Концентрации ряда несовместимых–совместимых элементов позднекайнозойских вулканических пород, нормированных к недифференцированной мантии [26].

Усл. обозн. см. на рис. 2, 9. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [32]. Заштрихована область между средними составами базальтов океанических островов (ОИВ) и обогащенных базальтов срединных океанических хребтов (Е-MORB) [32]. Линия лейцитита, наиболее обогащенного малыми элементами, приведена по работе [12].

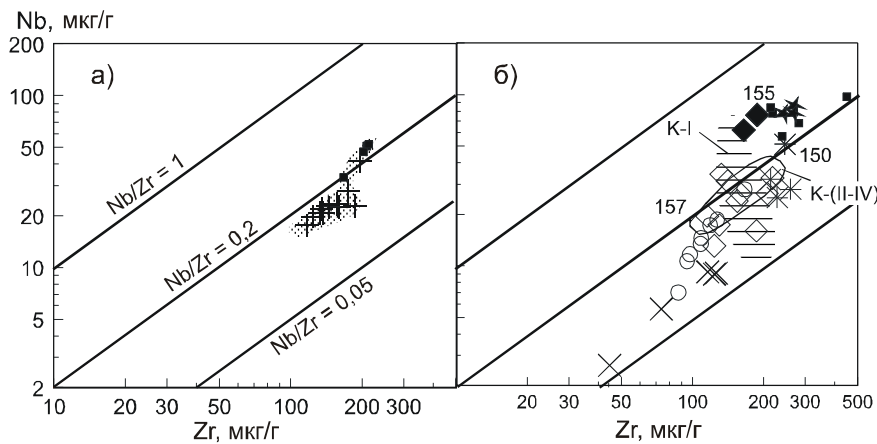


Рис. 13. Соотношения Nb и Zr в вулканических породах.

Усл. обозн. см. на рис. 2. К-I – раннемеловые вулканические породы пластины I (обнажение у с. Киселевка). К-(II-IV) – то же, пластин II-IV [3].

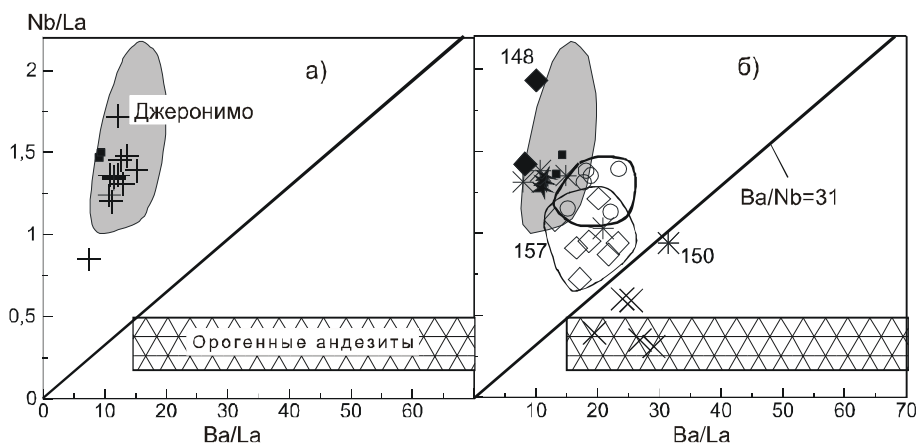


Рис. 14. Соотношения Nb/La – Ba/La.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Фигуративные поля пород Джеронимо и орогенных андезитов показаны по работе [31].

(рис. 5) меловые андезибазальты распределяются в поле толеитовой серии.

В меловых лавах установлено сравнительно слабое обогащение легкими редкими землями по отношению к тяжелым, $(La/Yb)_n = 3-9$ (рис. 15). Их точки располагаются на линии равных пропорций $(La/Sm)_n$ и $(Sm/Yb)_n$ (рис. 11). Следовательно, примесь обедненного компонента типа MORB в меловых андезибазальтах отсутствует. Часть из них обогащена иттербием при низких $(La/Yb)_n$ и, по-видимому, представляет собой выплавки из шпинелевых перидотитов (рис. 10).

Для меловых лав характерны резко выраженные минимумы Nb и Ta, а в некоторых из них – минимумы Zr и Hf (рис. 16). Их отличие выражено в низких Nb/Zr (0,1–0,06) (рис. 13). Для сравнения на диаграмме Nb–Zr (рис. 13) показаны фигуративные поля составов раннемеловых вулканических пород из Киселевско-Маноминского террейна (обнажения у с. Киселевка). Они отличаются от меловых лав пос. Цим-

мермановка и Переяславского грабена и попадают в диапазон позднекайнозойских лав, за исключением отдельных образцов из пластины I, имеющих низкие Nb/Zr. В отличие от пород позднего кайнозоя, они имеют высокие начальные стронциевые отношения (рис. 4). На диаграмме Nb/La – Ba/La меловые лавы пос. Циммермановка и Переяславского грабена попадают в поле орогенных андезитов (рис. 14). По низким отношениям Ce/Pb (4–15) и Nb/U (4–11) они существенно отличаются от океанических базальтов и приближаются к выплавкам из континентальной коры.

По концентрациям некоторых микроэлементов меловые андезибазальты сопоставляются с позднекайнозойскими. Повышенные Ba/K и K/Nb в позднекайнозойских андезибазальтах р. Кия с низкими $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ сопоставимы с этими отношениями в меловых лавах (рис. 7). При возрастании этих отношений в обоих случаях должна была усиливаться роль плавления амфибола по сравнению со слюдой [20].

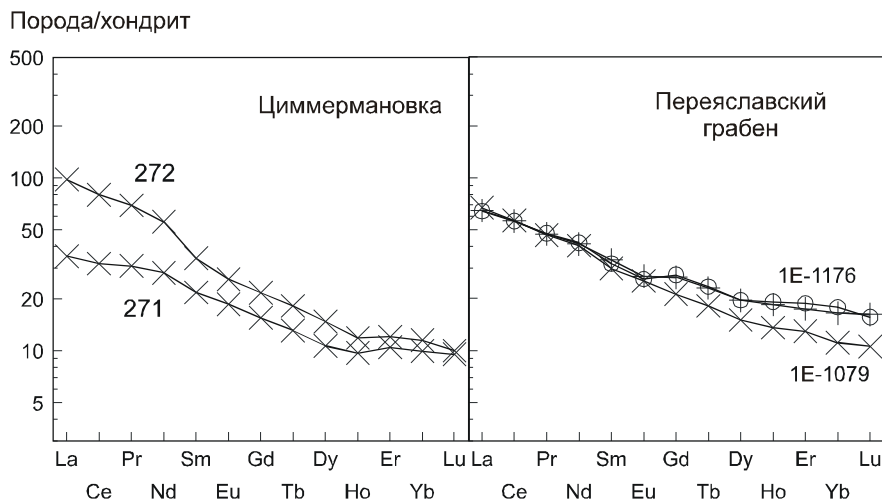


Рис. 15. Нормированные к хондриту [32] концентрации редкоземельных элементов меловых вулканических пород.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

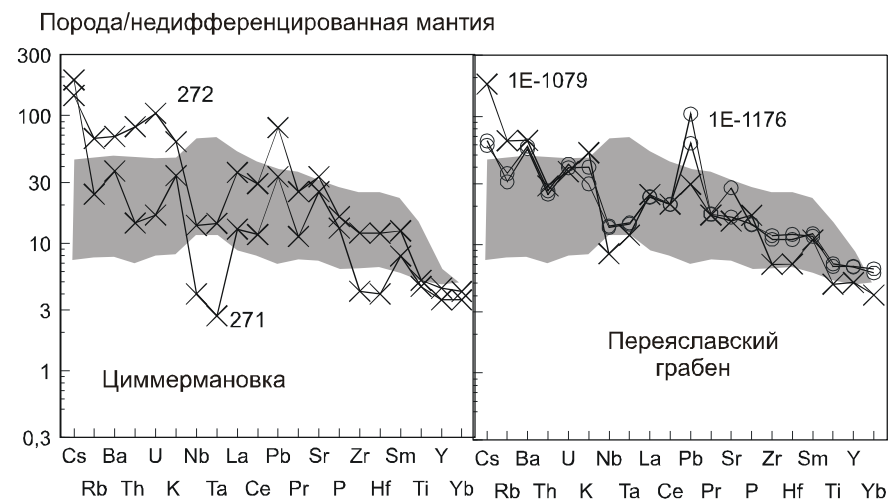


Рис. 16. Концентрации ряда несовместимых–совместимых элементов меловых вулканических пород, нормированных к недифференцированной мантии [26].

Усл. обозн. см. на рис. 2. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [32]. Заштрихована область между средними составами базальтов океанических островов (OIB) и обогащенных базальтов срединных океанических хребтов (E-MORB) [32].

Сходное поведение Ba, K, Nb и Rb меловых и позднекайнозойских андезибазальтов, по-видимому, регулировалось близкими соотношениями слюды и амфибола в глубинных источниках. По другим геохимическим параметрам меловые базальты и андезибазальты явно отличались от позднекайнозойских.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вулканические породы могут быть производными плавления коры, мантийной части литосферы и подлитосферной мантии. В свою очередь, подлитосферные выплавки могут образоваться непосредственно под подошвой литосферы либо представлять собой материал, поднимавшийся в виде плюмов или диапиров из глубоких частей мантии, а иногда с границы ядра. Конвективное перемешивание подлитосферного материала в общем должно способствовать его микроэлементной и изотопной гомогенизации, а компоненты литосферной мантии и коры, наоборот, несут в себе признаки геохимической и изотопной гетерогенности, сложившейся в ходе геологической истории. Для северного Сихотэ-Алиня имеются томографические данные, свидетельствующие о существовании низкоскоростной аномалии до глубин 410 км [22 и ссылки в этой работе], поэтому весьма вероятно, что часть расплавов могла иметь сравнительно глубинное происхождение.

Исследования химического состава глубинных ксенолитов из позднекайнозойских базальтов показали, что на уровне шпинелевой фации глубинности под Кировским, Медвежьим и Свягинским вулканами Ханкайского массива состав мантии меняется от обедненного до близкого к недифференцированному [18]. В то же время, не выявлено каких-либо существенных различий в составе ксенолитов шпинелевых лерцолитов вулканов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса и Ханкайского массива. Признаков субдукционных процессов в мантийных ксенолитах не обнаружено [25].

Высокие $(La/Yb)_n$ при сравнительно низких концентрациях иттербия в позднекайнозойских лавах свидетельствуют об их происхождении за счет плавления гранатсодержащей мантии. По вариациям $1/^{86}Sr - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в Южном Приморье достаточно отчетливо выражена смена слегка обогащенных мантийных компонентов позднекайнозойских лав Ханкайского массива ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7045-0,705$) обедненными компонентами на границах Сергеевского и Самаркинского террейнов ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,703-0,704$) [21]. При образовании базальтовых магм в плавление вовлекались объемы мантии, исчисляемые, по крайней мере, кубическими километрами, а чаще десятками и сотнями кубических километров. Такое плавление

отражало общий уровень обогащения–обеднения мантийного материала в пределах крупных блоков и нивелировало локальные неоднородности, выраженные на микроуровне в ксеногенном мантийном материале.

Позднекайнозойские вулканические породы, производные плавления мантии, в Среднеамурской впадине и на сопредельных территориях имеют изотопные отношения стронция ниже хондритового (0,7045). Это указывает на обедненный состав их мантийных источников в Rb–Sr-изотопной системе. Более низкие концентрации иттербия в мантийных вулканитах, развитых в пределах Баджальского террейна, по сравнению с позднекайнозойскими породами Среднеамурской впадины (рис. 10) объясняются более высоким содержанием граната в источнике либо отличиями по содержаниям других минеральных фаз в литосферной мантии.

Обращает на себя внимание смена выплавки с промежуточными K–Na отношениями из мантии под Баджальским террейном выплавками с широкими вариациями калия и натрия из мантии под Среднеамурской впадиной. Завершение мантийного магматизма базанитами р. Кия с промежуточными K–Na отношениями 4,8–4,1 млн лет назад может свидетельствовать о связи изменения состава мантийного магматизма не только с различным составом перидотитов корневых частей террейнов, но и с более общей регулировкой состава мантийных расплавов при усилении магматизма 15–3 млн лет назад. По-видимому, в начале и в конце этого импульса изливались расплавы, поднимавшиеся из-под литосферы, а на промежуточной стадии инициировалось плавление материала литосферной мантии.

Представленные данные по микроэлементам и изотопным отношениям стронция позднекайнозойских вулканических пород Среднеамурской впадины и такие же данные по Южному Приморью [20, 21] свидетельствуют о латеральных вариациях состава вулканических пород, связанных с вовлечением в плавление корового материала. В Киселевско-Маноминском террейне толщина коры резко уменьшается по отношению к коре Анюйского микроконтинента (рис. 17). Утолщение коры в Анюйском микроконтиненте рассматривалось как результат развития коллизионных процессов [15]. Можно предположить, что влияние коллизии в какой-то мере проявилось и в сопредельной глубинной части Киселевско-Маноминского террейна. Начальные изотопные стронциевые отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в позднекайнозойских лавах Кия-Маноминской вулканической зоны увеличиваются при небольшом повышении $1/^{86}Sr$. Такой же тренд позднекайнозойских лав северной коллизион-

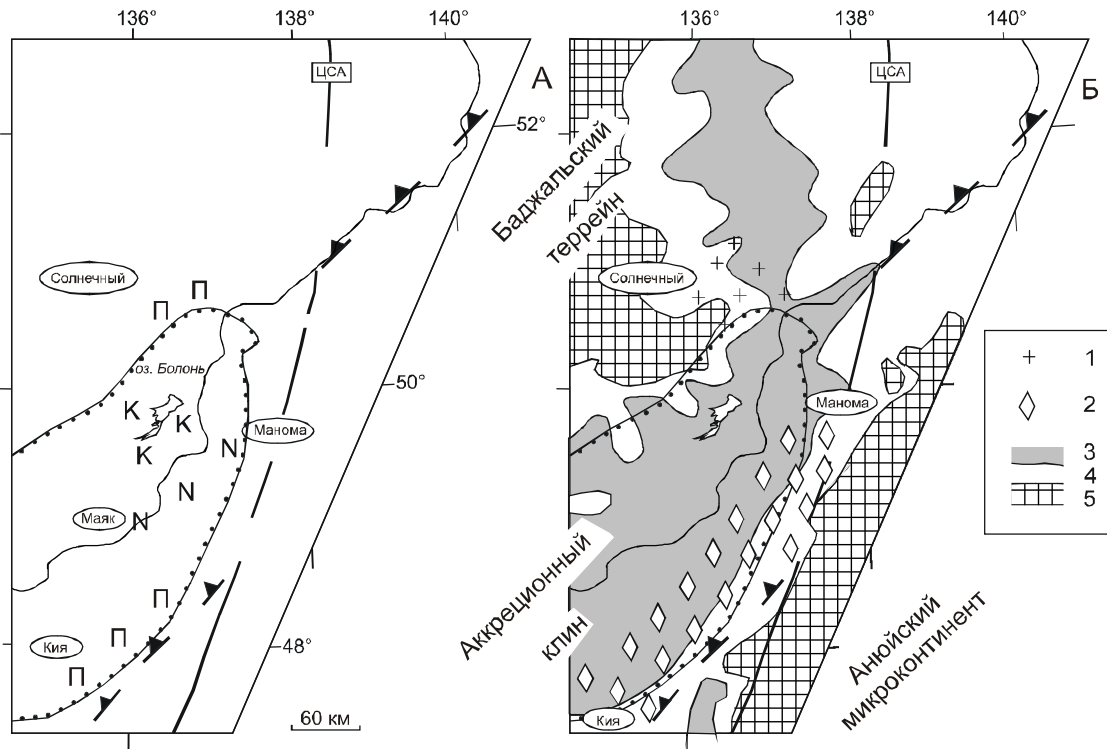


Рис. 17. Схема пространственного распределения мантийных (А) и коровых (Б) компонентов в вулканических породах Среднеамурской впадины и сопредельных территорий.

Усл. обозн. см. на рис. 2. Мантийные выплавки разного состава: К – калиевые лейцититы, N – низкокальциевые (натровые) базаниты и П – базаниты с промежуточными калий-натровыми отношениями; 1 – переходные базальты; 2 – андезибазальты; 3–5 – вариации мощности коры: <32 (3), 32–36 (4) и >36 км (5) [5].

ной границы Сергеевского террейна интерпретировался как следствие синколлизийной переработки литосферного материала с увеличением в нем роли калия и рубидия [21]. Сходство изотопно-геохимических характеристик позднекайнозойских лав во фронтальных частях Анейского микроконтинента и Сергеевского террейна может служить указанием на их одинаковую роль в геологическом развитии территории как коллизийных структур.

Мантийные и коровые выплавки хорошо различаются между собой по вариациям K/Y и K/Nb на субмеридиональном профиле рис. 18. В мантийных базанитах хребта Мяо-Чан отношение К–У высокое (1250–1590), несколько снижается в лейцититах оз. Болонь (1060–1240), а в породах с мантийными характеристиками пос. Маяк, бассейнов рр. Немта и Кия колеблется в интервале 600–900. В коровых выплавках значения K/Y ниже. В андезибазальтах р. Маномы это отношение достигает минимальных значений (190). Отношения К–Nb в раннеплиоценовых мантийных вулканических породах р. Кия (в базанитах с промежуточными K/Na) в целом ниже, чем в

однотипных среднемиоценовых мантийных породах хр. Мяо-Чан. Лавы, контаминированные коровым материалом, имеют повышенные K/Nb (до 800), снижающиеся до значений океанических базальтов (250 [32]). В низкокальциевых базанитах определены K/Y на уровне коровых составов, а K/Nb – ниже отношений, свойственных океаническим базальтам.

Низкое K/Y (<300) в андезибазальтах и низкокальциевых базанитах р. Маномы может иметь два объяснения. Одно исходит из предположения об его значении как показателя обстановки задугового бассейна [33]. В этом случае нужно признать, что условия мощного позднекайнозойского растяжения создавались не только в Восточном Сихотэ-Алине, но и в юго-восточной части Среднеамурской впадины. Другое объяснение допускает унаследованность низких K/Y от субстрата, обедненного калием при спрединговом образовании океанической коры и ее раннемеловой аккреции. Роль материала с низким K/Y как индикатора геодинамических условий задугового бассейна должна рассматриваться в контексте ранне-мезозойского тектогенеза. Максимальное растяже-

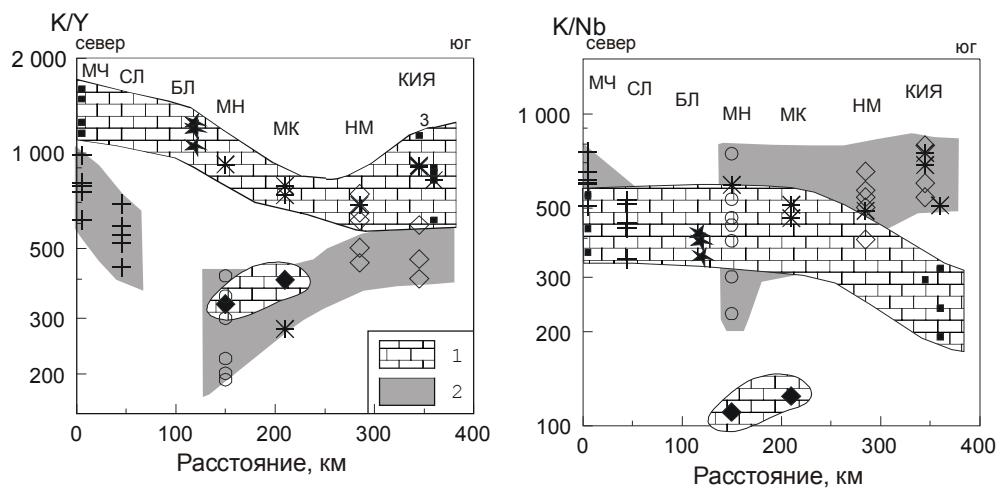


Рис. 18. Субмеридиональные вариации K/Y и K/Nb в позднекайнозойских вулканических породах Среднеамурской впадины и сопредельных территорий.

Усл. обозн. см. на рис. 2. 1 – породы мантийного происхождения; 2 – породы с примесью корового материала. Районы: МЧ – хр. Мяо-Чан; СЛ – пос. Солнечный; БЛ – оз. Болонь; МН – р. Маномы; МК – пос. Маяк; НМ – р. Немта; КИЯ – р. Кия.

ние коры в бассейне р. Маномы могло сочетаться с раннемеловыми сдвиговыми смещениями по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому. Низкое K/Y андезибазальтов явилось результатом плавления коры, а низкокалиевых базанитов – результатом плавления перидотитового мантийного материала, возможно, принадлежавшего субдуцированному слэбу.

Низкие $(La/Sm)_n$ при высоких $(Sm/Yb)_n$ характерны для мегакристаллов клинопироксенов и амфиболов из щелочных лав Юга Дальнего Востока (рис. 11а,б). Особенности распределения редких земель в андезибазальтах могут объясняться вовлечением в плавление субстрата, содержащего такие минеральные фазы. Но весьма вероятно и гибридное происхождение андезибазальтов за счет смешения расплавов из двух источников: 1) расплава из глубинного источника (состав с плавным возрастанием нормированных концентраций редких земель от тяжелых к легким) и 2) расплава типа N-MORB из малоглубинного источника (состав с относительным снижением легких лантаноидов по отношению к средним). Само появление составов с низкими $(La/Sm)_n$ при высоких $(Sm/Yb)_n$ должно служить показателем наличия примесного компонента, выплавлявшегося в обстановке, сходной с условиями срединных океанических хребтов. Если такой компонент образовался в процессе

спрединга океанической коры или ее аккреции к континентальной окраине, в качестве обедненного примесного компонента андезибазальтов выступал переплавленный материал мезозойской океанической коры. Однако нельзя исключить и вероятность непосредственного выплавления обедненного расплава типа N-MORB в результате глубинного магматического события, сопровождавшего весьма интенсивное локальное растяжение коры Среднеамурской впадины около 9,5 млн лет назад. Сходная обстановка образования андезибазальтов с аномальной конфигурацией редкоземельных спектров имела место в средней части Восточного Сихотэ-Алия около 15 млн лет назад, а в Южном Приморье – около 13 млн лет назад.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пространственно-временном развитии магматизма Среднеамурской впадины и сопредельных территорий различаются два этапа: среднемиоценовый и позднемиоцен-раннеплиоценовый. Сначала, около 15 млн лет назад, магматизм проявился в Баджальском террейне и пограничной с ним части аккреционного клина Хабаровского, Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов, а затем, 11–4 млн лет назад, сконцентрировался вдоль границы аккреционного клина с Анюйским микроконтинентом (рис. 19).

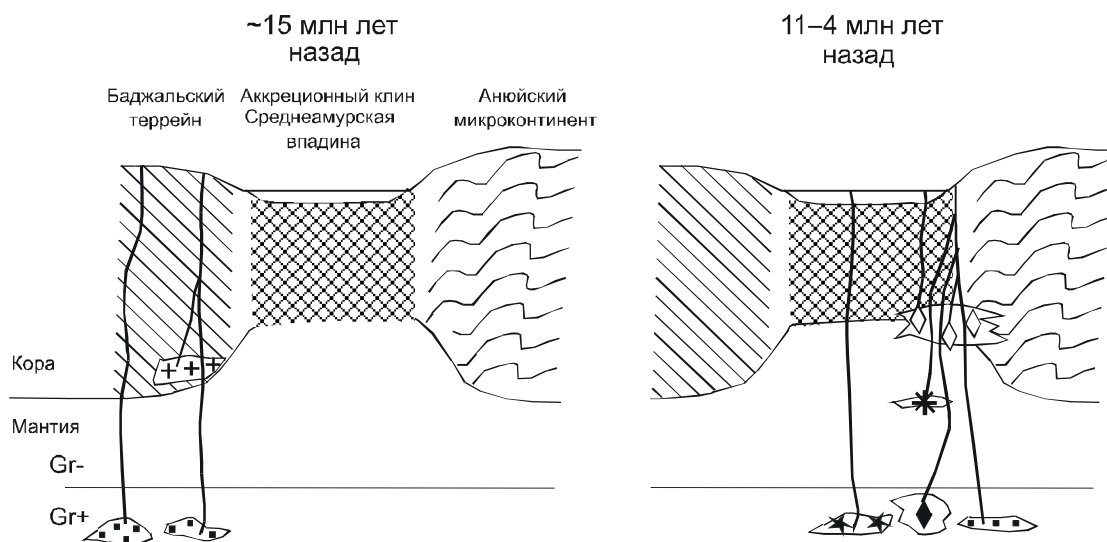


Рис. 19. Схема развития позднекайнозойского глубинного магматизма под Среднеамурской впадиной и сопредельными территориями.

Усл. обозн. магматических источников для разновидностей пород см. на рис. 2.

По соотношениям $1/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и микроэлементным характеристикам (K/Nb , K/Y , Ba/La , Nb/La , Ba/K , Ce/Pb , Nb/U) выделяются разновидности вулканических пород мантийного происхождения (базаниты, лейцититы) и разновидности, частично обогащенные коровыми компонентами (гавайиты, переходные базальты, андезибазальты).

Среднемиоценовый магматический эпизод границы аккреционного клина и Баджальского террейна был представлен выплавками из гранатосодержащей мантии (базанитами с промежуточными K/Na) и коры (переходными базальтами). На границе аккреционного клина с Анюйским микроконтинентом в интервале 11–8,5 млн лет назад выплавлялись андезибазальты (производные плавления шпинелевых перидотитов малоглубинной мантии и нижней части коры) и низкокалиевые базаниты (производные плавления гранатовых перидотитов). В середине этого временного интервала, около 9,6 млн лет назад, в центральной части аккреционного клина извергались калиевые лейцититы – выплавки из гранатовых перидотитов. Заключительная вулканическая фаза интервала 4,8–4,1 млн лет назад была представлена базанитовыми лавами (с промежуточными $\text{K}-\text{Na}$ отношениями), выплавлявшимися из гранатовых перидотитов.

Наиболее существенная примесь корового материала содержалась в андезибазальтах р. Мано-

мы, излившихся около 9,5 млн лет назад. В них определены низкие K/Y (<300), низкие $(\text{La}/\text{Sm})_n$ (1–2) при повышенных $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ (3–4). Для этого эпизода реконструируются условия, соответствовавшие интенсивному растяжению коры. Геохимическая аномалия вулканических пород была пространственно связана со сдвиговыми смещениями по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому и, вероятно, первоначально образовалась в процессе ранне-мелового тектогенеза. Позднекайнозойские андезибазальты унаследовали аномально обедненный калием состав малоглубинного материала аккреционного клина, а низкокалиевые базаниты – состав более глубинного материала гранатовых перидотитов, возможно, принадлежавших субдуцированной океанической плите (слэбу).

Работа проводится по научной школе 00-15-98574, проектам РФФИ 01-05-65005, 00-05-64557, 01-05-97245, проекту № 335 6-го молодежного конкурса Президиума РАН и проекту ИГ СО РАН № 27.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические горные породы. М.: Наука, 1985. 367 с.
2. Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 89–93.
3. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохими-

- ческие особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 83–96.
4. Есин С. В., Пархоменко В.С., Травин А.В., Шестель Ю.Г. Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня (К–Аг-датирование возраста, петрохимическая и REE-характеристика) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 9. С. 21–33.
 5. Карта вулcano-тектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР. 1:1500 000 / Гл. ред. Н.А. Шило, Ю.А. Косыгин. 1982.
 6. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сыминь и др. Стратиграфическая корреляция позднемезозойских – кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньдзян) осадочного бассейна // Тихоокеан. геология. 1996. № 6. С. 81–102.
 7. Лю Чжаоцзюнь, Кириллова Г.Л., Чжан Синьчжоу, Ван Сыминь. Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Манчжурия-Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 36–45.
 8. Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 3–16.
 9. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг. Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
 10. Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10, № 2. С. 189–209.
 11. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез / Пер. с англ. М.: Мир, 1985. 288 с.
 12. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и мигрирования Амурской мегаструктуры. Благовещенск: АмурКНИИ, 2000. 160 с.
 13. Натальин Б.А. Что может сказать кальций-магниевое отношение в кайнозойских базальтах о юрско-меловой мантии и тектонической эволюции // Тихоокеан. геология. 2001. № 5. С. 113–117.
 14. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины. Препр. Владивосток: ИТиГ ДВО АН СССР, 1989. 57 с.
 15. Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 3–25.
 16. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
 17. Приходько В. С., Чеснер К.Е., Этлингер Е.Д., Дейно А., Кифи М. Лейцитовые базальты Болонского вулкана (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 140 – 142.
 18. Приходько В.С., Землянухин В.Н., Чубаров В.М. Состав и строение Верхней мантии под Ханкайским массивом // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 88–94.
 19. Рассказов С.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Брандт И.С., Брандт С.Б. Миграция позднекайнозойского вулканизма как показатель глубинной геодинамики на юге Сибири и Дальнего Востока // Геология и горное дело в Приморье в прошлом, настоящем и будущем: Тез. докл. Владивосток, 2000. С. 63–65.
 20. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н. Эволюция средне-позднемиоценового магматизма Южного Сихотэ-Алиня // Эволюция эндогенных режимов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2001. С. 214–246.
 21. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 1. С. 92–109.
 22. Степашко А.А. Латеральная гетерогенность мантии Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 5. С. 93–117.
 23. Федоров П.И., Колосков А.В. Базальты Болонского вулкана (Приморье) // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы. Материалы Второго Всерос. петрогр. совещ. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. 1. С. 209–211.
 24. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
 25. Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from Sikhote-Alin, southern Siberia, Russia: trace-element signature of mantle beneath a convergent continental margin // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 275–294.
 26. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
 27. Natalin B. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // The Island Arc. 1993. V. 2. P. 15–43.
 28. Newsom H.E., White W.M., Jochum K.P., Hofmann A.W. Siderophile and chalcophile element abundances in oceanic basalts, Pb isotope evolution and growth of the Earth's core. Earth Planet. Sci. Letters. 1986. N 80. P. 299–313.
 29. Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K–Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan Sea opening // The Island Arc. 1998. V. 7. P. 271–282.
 30. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Miner. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
 31. Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Ormerod D.S. Late Cenozoic basaltic magmatism in the Western Great Basin, California and Nevada // J. Geophys. Res. V. 100, N B7. P. 10, 287–10,301.
 32. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication N 42, 1989. P. 313–345.

33. Tatsumi Y., Sato K., Sano T., Arai R., Prikhodko V.S. Transition from arc to intraplate magmatism associated with backarc rifting: evolution of the Sikhote Alin volcanism // *Geophys. Res. Letters*. 2000. V. 27, N 11. P. 1587–1590.
34. Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N., Thirlwall M.F., Menzies M.A. Potassic volcanic rocks in NE China: Geochemical constraints on mantle source and magma genesis. *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 1275–1303.

Поступила в редакцию 20 ноября 2002 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

**S.V. Rasskazov, V.S. Prikhodko, Ye.V. Saranina, M.N. Maslovskaya, T.A. Yasnygina,
V.G. Semenova, A.V. Travin**

Space-and-time variations of mantle and crustal components in the Late Cenozoic volcanic rocks from the Middle Amur basin, Southeastern Russia

Space-and-time variations of major and trace elements (ICP-MS method) as well as strontium isotopes have been studied in Cenozoic volcanic rocks from the Middle Amur basin. Volcanic rocks of mantle origin (basanites, leucitites) and those contaminated with crustal components (hawaiites, transitional basalts, and andesitic basalts) have been distinguished on the diagram $1/^{86}\text{Sr}$ versus $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ and those of indicative elemental ratios (K/Nb, K/Y, Ba/La, Nb/La, Ba/K, Ce/Pb, Nb/U). The Late Cenozoic volcanism was initiated by a contrast association of transitional basalts and basanites at *ca.* 15 Ma in the northwestern termination of the Middle Amur basin. At 11 Ma, a single andesitic basalt lava flow erupted in the southeastern part of the basin. The eruption of leucite basanite lavas in the central part of the basin was contemporaneous with the beginning of volcanic eruptions along the whole extent of the southeastern margin of the basin. Andesitic basalts and low-K basanites erupted in the time interval of 9.5–8.0 Ma and were followed by transitional basalts at 7.4 Ma. The final volcanic phase of basanite eruptions took place at 4.8–4.1 Ma. The pre-Cenozoic volcano-sedimentary strata in the Middle Amur basin belong to the Early Cretaceous accretionary wedge of the Khabarovsk, Amur, and Kiselevka-Manoma terranes. A thin crust is a characteristic of the accretionary wedge. At 15–4 Ma, the mantle magmatism shifted from its northwestern boundary to the southeastern boundary, and against its background, melting took place first in the collision-derived thickened crust of the Badzhal terrane and afterwards in the collision-derived thickened crust of the Anyuy microcontinent.