

**КАЙНОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ: ИМПУЛЬСНОЕ
ПЛАВЛЕНИЕ МАНТИИ И КОРЫ**

**С.В. Рассказов*, Т.А. Ясныгина*, Е.В. Саранина*, М.Н. Масловская*,
Н.Н. Фелелов*, И.С. Брандт*, С.Б. Брандт*, С.В. Коваленко**,
Ю.А. Мартынов***, В.К. Попов*****

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

***Приморская поисково-съёмочная экспедиция, г. Владивосток*

****Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

На территории Юго-Западного Приморья изучена средне-позднекайнозойская последовательность магматических пород от основного до кислого состава, определен их возраст, измерены концентрации микроэлементов методом ICP MS и изотопные отношения стронция. Начальный магматизм (преимущественно коровый, частично синкинематический) проявился в Лаоелин-Гродековском террейне и на его границе с Арсеньевской зоной прогибания Ханкайского супертеррейна во временном интервале 46–38 млн лет назад и вновь активизировался 33–32 млн лет назад. В Арсеньевской зоне имели место эпизоды извержений мантийных высокотитанистых базальтов 38–34 и 9 млн лет назад, а также базальтов с ярко выраженными субдукционными характеристиками и андезитов с примесью корового материала около 23 млн лет назад. Особое значение имели излияния мантийных низкокальциевых андезибазальтов, сместившихся к северу и распространившихся на Шуфанском и Шкотовском вулканических полях около 13 млн лет назад. При интерпретации полученных данных развитие средне-позднекайнозойского магматизма Юго-Западного Приморья сопоставляется с временной последовательностью синусоидального пространственного распределения вулканов Гавайской цепи. Джексоном и др. предполагалось, что такое распределение отражало осциллярные вращательно-поступательные движения Тихоокеанской плиты и импульсные вариации сжатия и растяжения литосферы континентальной окраины. При смене сжатия растяжением магматизм с мантийными и субдукционными характеристиками концентрировался в Арсеньевской зоне, а обратная смена растяжения сжатием сопровождалась перераспределением магматизма на сопредельную территорию Лаоелин-Гродековского террейна и его развитием преимущественно в коре.

Ключевые слова: риолиты, дациты, андезиты, базальты, микроэлементы, изотопы Sr, кайнозой, геодинамика, Приморье.

Впадина Японского моря образовалась в результате деструкции коры восточной окраины Евразийского континента. Время включения и характер механизма деструкции являются предметом дискуссии. Предполагались различные варианты задугового рифтогенеза и спрединга в интервале от 32 до 15 млн лет назад [5, 24, 34, 39 и ссылки в этих работах]. Палеомагнитные данные свидетельствуют о вращении Северо-Восточной Японии против часовой стрелки в продолжительном временном интервале с 25 до 15 млн лет назад и весьма резком спрединге коры одновременно с быстрым вращением Юго-Западной Японии по часовой стрелке в среднем миоцене около

15 млн лет назад [24, 33]. С учетом временных вариаций изотопного состава стронция и неодима в вулканических породах в качестве ведущего фактора деструкции литосферы рассматривалось внедрение астеносферного диапира около 21 млн лет назад [38] или около 15 млн лет назад [31, 36]. По вариациям начальных отношений изотопов стронция при его различных концентрациях в вулканических породах тыловой зоны Северо-Восточной Японии предполагается последовательная смена магматических источников подлитосферной мантии континентальной окраины 37–34 млн лет назад, мантийного клина около 30–29 млн лет назад, более интенсивного плавления

ния его материала 18–9 млн лет назад, вовлечение в плавление материала из надслэбовой области около 15 млн лет назад и из астеносферы – около 4 млн лет назад [15].

Для определения характера развития процессов деструкции во времени и пространстве ключевое значение имеет исследование развития магматизма Юго-Западного Приморья (рис. 1). С одной стороны, эта территория расположена на материковой окраине непосредственно в тылу дуги Северо-Восточного Хонсю, и ее магматизм должен отражать особенности процессов задуговой деструкции литосферы [14]. С другой стороны, вулканические и субвулканические породы среднего и позднего кайнозоя Юго-Западного Приморья в геохимическом отношении обнаруживают сходство с породами среднего и позднего кайнозоя Восточного Сихотэ-Алиня, хотя предшествовавший поздне меловой субдукционный магматизм проявился только в Восточном Сихотэ-Алине, а в Юго-Западном Приморье отсутствовал [4].

Обстановка развития средне-позднекайнозойского магматизма Юго-Западного Приморья рассматривалась в целом как постсубдукционная, связанная с этапом раскрытия Япономорского бассейна, последовавшим за поздне меловой субдукцией Тихоокеанской плиты под Азиатскую. Это заключение принято исходя из общего рассмотрения строения разреза кайнозойских вулканогенных и осадочных комплексов территории и вариаций химического состава базальтов [5]. В работах [8, 9] эксплозивный магматизм краскинского комплекса эоцена–олигоцена связывался с формированием одноименной рифтовой впадины в южном звене Хасано-Амурского пояса, протягивающегося в северо-восточном направлении от впадин Кильджу-Менчхонской и Кенсон (Северная Корея) до Бухтынской и Масловской в приустьевой части Амура. Подчеркивалась высокая флюидонасыщенность краскинских риолитовых расплавов. Вулканические комплексы территории Юго-Западного Приморья датированы возрастным интервалом от 46 до 9 млн лет K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и Rb/Sr методами [13,

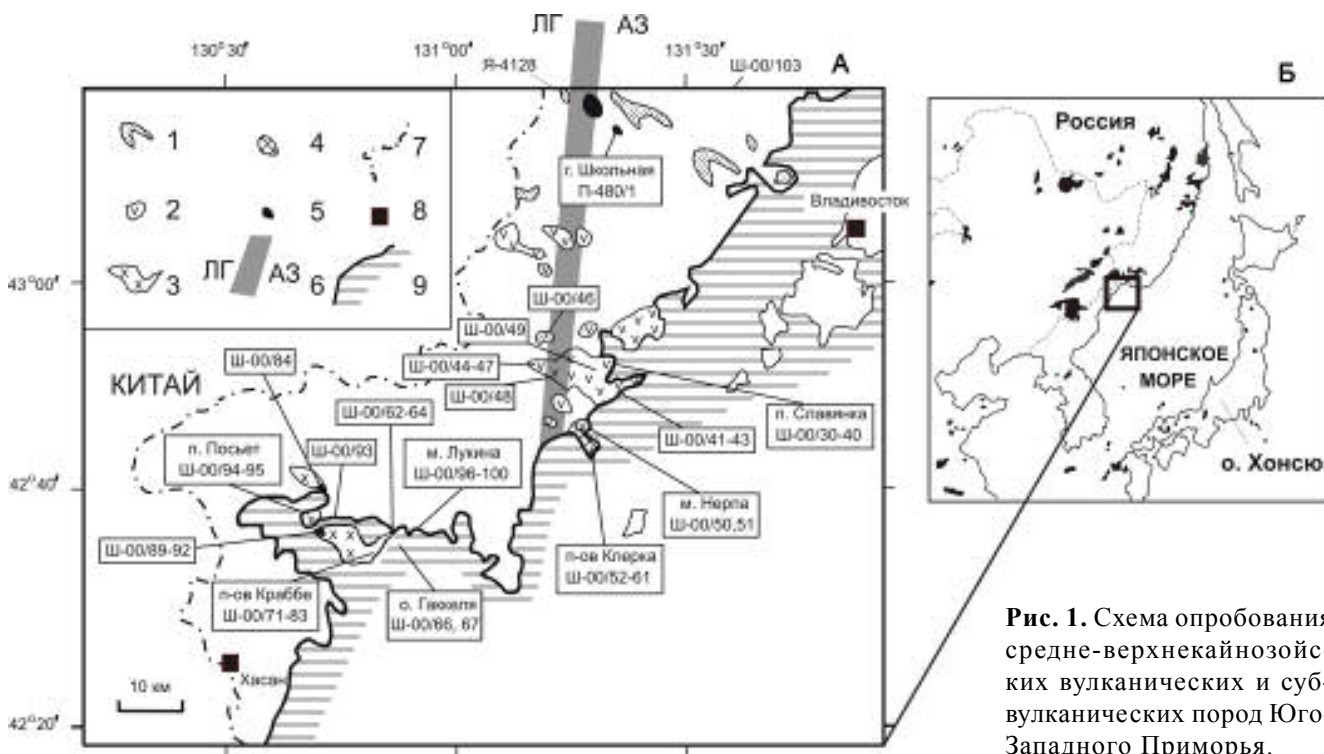


Рис. 1. Схема опробования средне-верхнекайнозойских вулканических и субвулканических пород Юго-Западного Приморья.

А. 1 – средне-верхнемиоценовые базальты шуфанской свиты; 2–5 – вулканические породы: 2 – района порта Славянка (славянского комплекса), 3 – Краскинской впадины (краскинского комплекса и пространственно связанных с ним базальтов и андезитов зайсановского комплекса), 4 – п-ова Клерка (клерковская толща высокотитанистых базальтов и трахиандезитов), 5 – экструзии Школьной (нарвского комплекса); 6 – шов между Лаеолин-Гродековским супертеррейном и Арсеньевской зоной террейнов [18]; 7 – государственная граница; 8 – населенные пункты; 9 – граница акватории. Б – пространственное положение Юго-Западного Приморья в Япономорском регионе и распределение средне-позднекайнозойских вулканических полей, квадратом выделена территория исследований, включающая вулканические породы среднего кайнозоя.

14]. В настоящей статье исследуются временные вариации микроэлементов и изотопов стронция последовательности вулканических и субвулканических пород от основного до кислого состава с целью определения пространственно-временных вариаций компонентного состава магматических расплавов.

ВОЗРАСТНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вулканические и субвулканические породы Юго-Западного Приморья закартированы в составе базальт-андезитового зайсановского, дацит-риолитового краскинского и базальт-андезитового славянского комплексов, а также базальтовой шуфанской свиты. Возраст этих подразделений был определен первоначально по их геологическим соотношениям и палеонтологическим находкам в осадочных отложениях [6, 16]. При Rb-Sr-изохронном датировании дацитовой экструзии Школьной был получен ее среднеэоценовый возраст и сделан вывод о наличии в Юго-Западном Приморье стратиграфического аналога базальтов суворовского комплекса Южного Сихотэ-Алиня [14]. Комплекс этого возраста в Юго-Западном Приморье рассматривается под названием нарвского.

Нарвский комплекс представлен дацитовыми экструзиями и останцами пирокластических риолитовых покровов и выходов биотитовых туфов в северо-восточной части изученной территории (рис. 1). Экструзия Школьная находится на юго-западном борту Амбинской впадины. Для нее измерен Rb-Sr-изохронный возраст $46,2 \pm 0,5$ млн лет (обр. П-480/1). Изохрона построена по валовому составу дацита и монофракциям порфирированных выделений биотита и плагиоклаза при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70502 \pm 0,00003$ и $\text{СКВО} = 1,1$ [14].

Зайсановский комплекс базальтов и андезитов перекрывает палеоцен-нижнеэоценовую назимовскую свиту, флористически охарактеризованные эоцен-олигоценные слои хасанской свиты и находится стратиграфически ниже краскинского комплекса в Краскинской впадине [16]. В цитированной работе упоминается серия К-Аг датировок вулканических пород Краскинской впадины в интервале от 55 до 35 млн лет, а датировка андезита А-12 с п-ова Краббе помещена в стратиграфической колонке на уровень миоцена (т.е. выше 23 млн лет). Методика измерений радиогенного аргона, к сожалению, не приведена. Из-за отсутствия в статье информации о константах радиоактивного превращения ^{40}K в ^{40}Ar , принятых в расчетах возраста, эти данные не могут использоваться для стратиграфических корреляций.

Базальтовые и андезитовые расплавы могли изливаться непосредственно перед дацитами и риолитами или были разорваны с ними во времени. Породы наименее дифференцированного состава в нашей коллекции представлены базальтом и андезибазальтом (обр. Ш-00-93, 90).

К зайсановскому комплексу относились и высокотитанистые базальты п-ова Клерка [6]. Между тем, они существенно отличаются по химическому составу от базальтов стратотипа Краскинской впадины, поэтому выделяются в отдельную клерковскую толщу. Она сложена покровами, реже дайками и экструзивными телами от базальтового до трахиандезитового состава. В базальтах присутствуют вкрапленники оливина и клинопироксена, иногда битовниглабрадора. Трахиандезиты имеют афировое сложение. Для базальтов п-ова Клерка сначала была получена К-Аг датировка 39 ± 3 млн лет [6] по методике, приведенной в работе [10]. Затем датировались два образца (Ш-00-58 и Ш-00-56) методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Для первого образца измерен возраст плато $37,7 \pm 1,3$ млн лет, а для второго – более молодой возраст плато $34,4 \pm 1,0$ млн лет. Возраст базальтов п-ова Клерка принимается по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования в интервале 38–34 млн лет [14].

В береговых обнажениях, простирающихся северо-восточнее м. Лукина, опробована серия даек северо-восточного направления. Четыре образца из пяти были отобраны в одном обнажении из соприкасающихся между собой тел (рис. 2). Наиболее ранние дайки имеют риолитовый состав. В образце крупнозернистого порфирированного риолита Ш-00-100 биотит полностью опацифицирован в результате воздействия тепла более поздних даек различного состава. Фрагменты риолитовой дайки находятся в виде ксенолитов в дайке дацитового состава (обр. Ш-00-98). После нее внедрялись дайки измененных зеленовато-серых базальтов (обр. Ш-00-99). Последовательность завершалась дайками неизмененных черных базальтов (обр. Ш-00-96, 97). Возможно, непосредственно на мысе Лукина внедрялись и более поздние риолитовые дайки, но их состав и возраст не исследовался, поэтому на рис. 2 они не показаны.

Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для базальтового обр. Ш-00-97 получен возраст плато $38,1 \pm 1,3$ млн лет. Эта датировка принимается в качестве верхнего возрастного предела дайковой серии, распространенной северо-восточнее мыса Лукина. По-видимому, заключительное внедрение базальтовых расплавов на мысе Лукина происходило близко по времени с началом извержений базальтов п-ова Клерка. Датирование более ранних даек мыса Лукина в калий-аргоновой изотоп-

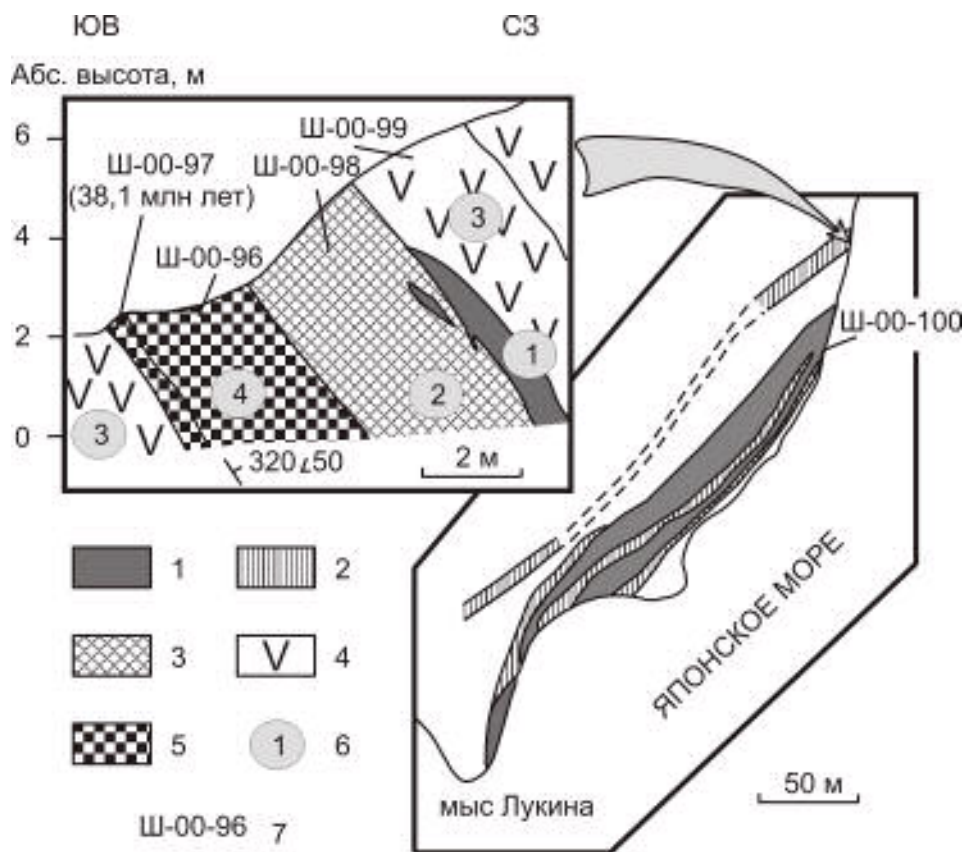


Рис. 2. Схема опробования среднекайнозойских даек мыса Лукина.

1–5 – дайки: 1 – наиболее ранние риолитовые; 2 – более поздние от дацитового до базальтового состава; 3 – дацитовая; 4 – базальтовая с содержаниями K_2O 1,6–1,9 мас. %; 5 – базальтовые с содержаниями K_2O 1,2–1,6 мас. %; 6 – последовательность внедрения даек; 7 – номера образцов.

ной системе не проводилось, поскольку породы даек испытали диффузионные потери радиогенного аргона вследствие теплового воздействия расплавов, неоднократно проникавших по одним и тем же разрывным нарушениям. По характеру вторичных изменений с ранними риолитовыми дайками мыса Лукина сопоставляются дайки мыса Майет, находящегося в 2 км к юго-западу. В качестве нижнего возрастного предела дайковой серии (ранних риолитов) можно условно приниматься возраст 46 млн лет дацитовой экструзии Школьной (см. раздел об изотопах стронция). Поздние риолитовые дайки мыса Лукина могут относиться к краскинскому комплексу.

Краскинский комплекс датировался Rb-Sr-изохронным методом по валовым составам риолитов и дацитов. Результаты измерений по трем образцам с п-ова Краббе (Ш-00-81А, 78, 74) интерпретировались в рамках изохронной модели: возраст $33,5 \pm 1,1$ млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ $0,70467 \pm 0,00003$ и СКВО 0,7. По изохронной линии, проходящей через точки двух последних образцов, значение возраста снижается до

32,4 млн лет (см. раздел об изотопах стронция). Принимается значение возраста краскинского комплекса 33–32 млн лет.

Славянский комплекс (славянская толща) перекрывает отложения надеждинской и угловской свит, датированных эоценом по макро- и микрофлоре. Этот комплекс имеет двухчленное строение (рис. 3). Его нижняя часть сложена агломератовыми туфами с прослоями базальтовых лав, а верхняя – лавами трахиандезитов, андезитов и дацитов. Распространены экструзии трахидацитового и дацитового состава. Дацитовая экструзия м. Нерпа прорывает базальты п-ова Клерка. Валовые составы и калиевые полевые шпаты из этой экструзии показали Rb-Sr-изохронный возраст $22,9 \pm 0,3$ млн лет при $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ $0,70416 \pm 0,00002$ и СКВО 0,8 (обр. Ш-00-50, 51) [14]. Учитывая общую гомодромную направленность развития магматизма славянского комплекса, эта датировка принимается в качестве верхнего ограничения его возрастного интервала. Нижнее возрастное ограничение комплекса радиоизотопным датированием не определено.

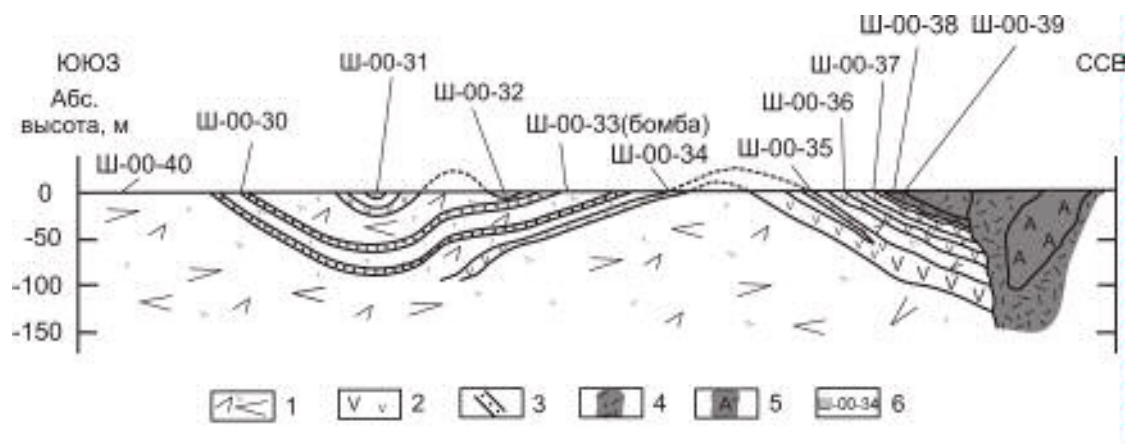


Рис. 3. Схема опробования вулканических пород славянского комплекса в береговом разрезе порта Славянка.

1 – базальтовые кластотуфы; 2 – лавовые потоки массивных базальтов; 3 – прослои туффицитов; 4 – андезитовые кластотуфы; 5 – массивные андезиты; 6 – номера образцов. Горизонтальный масштаб соответствует вертикальному.

Стратиграфически выше славянского комплекса следуют нижнемиоценовые угленосные отложения синеутесовской свиты, галечники и вулканогенно-осадочные образования миоценовой усть-суифунской свиты и лавы шуфанской свиты. Для базальтов шуфанской свиты Шкотовского и Шуфанского вулканических полей получен интервал К-Аг датировок среднего-верхнего миоцена и плиоцена 13,3–3,3 млн лет [13]. В Юго-Западном Приморье к шуфанской свите относятся разрозненные вулканические останцы южной периферии Шуфанского вулканического поля (рис. 1).

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрогенные оксиды вулканических и субвулканических пород определялись классической "мокрой" химией в лаборатории геохимии Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Владивосток и в аналитическом центре Института земной коры СО РАН, Иркутск. Аналитические исследования концентраций микроэлементов методом ICP-MS и изотопных стронциевых отношений проводились в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН по методикам, приведенным в работах [13, 20]. Химическая подготовка проб для элементного и изотопного анализов в иркутской лаборатории осуществлялась на основе воды, очищенной в системе Миллипор, и особо чистых кислот с дополнительной очисткой в тefлоновых аппаратах. Измерения микроэлементов проводились в Иркутском Центре коллективного пользования на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+. Градуировка результатов измерений проводилась по международ-

ным стандартным образцам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 с постоянным внутренним лабораторным контролем погрешности анализа пробой базанита U-94-5, которая разлагалась с каждой отдельной партией. При анализе пород среднего и кислого состава дополнительно вводился стандарт STM-1. При повторных измерениях стандартное отклонение для большинства микроэлементов не превышало 5 %. Определение микроэлементов в образце гранодиорита Ш-00-67 производилось по двум навескам. Одна навеска подвергалась микроволновому кислотному разложению, а другая – разложению при нагревании в автоклаве с тefлоновым вкладышем. В табл. 1 приведены результаты определений Zr, Nb, Ta и Hf по навеске, разложенной в автоклаве, а остальных микроэлементов – по навеске, разложенной в микроволновой печи.

Для определений изотопов стронция разложение проб осуществлялось на воздухе в тefлоновой посуде смесью концентрированных плавиковой и азотной кислот. Стронций выделялся на хроматографических колонках с внутренним диаметром 8 мм, заполненных 5 см³ смолы Dowex 50×8 крупностью 200–400 меш. В качестве элюента использовалась 2 N соляная кислота. Изотопные отношения стронция измерялись на масс-спектрометре "Finnigan MAT 262" Иркутского Центра коллективного пользования. В период измерений значения изотопного стандарта стронция NBS SRM 987 составили 0,71028±0,00002. Результаты измерений приведены в табл. 1–3 в пересчете на значение стандарта 0,71025. Начальные стронциевые изотопные отношения (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ рассчитывались по концентрациям Rb и Sr, измеренным методом изотопного разбавления.

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в эоценовых вулканических и субвулканических породах и пермо-триасовых интрузивах и дайках.

№ п/п № образца	1	2	3	4	5	6	7	8
	П-480-1	Ш-00-59	Ш-00-60	Ш-00-61	Ш-00-52	Ш-00-58	Ш-00-57	Ш-00-56
Широта, град.		42° 46.90'	42° 46.90'	42° 47.06'	42° 47.64'	42° 47.17'	42° 47.04'	42° 46.99'
Долгота, град.		131° 20.77'	131° 20.77'	131° 20.47'	131° 46.87'	131° 21.74'	131° 21.88'	131° 21.99'
SiO ₂	67,3	48,24	49,04	47,82	50,31	48,10	47,34	47,54
TiO ₂	0,98	2,05	2,18	2,10	1,70	2,06	2,08	2,03
Al ₂ O ₃	15,5	17,29	16,66	16,91	16,12	16,84	17,46	16,54
Fe ₂ O ₃	2,1	6,03	5,46	4,34	4,52	4,40	3,45	3,37
FeO	1,35	3,44	5,64	6,02	3,05	7,26	8,11	8,84
MnO	0,02	0,15	0,17	0,16	0,16	0,19	0,17	0,17
MgO	1,7	3,94	1,82	4,54	5,88	4,57	4,87	5,37
CaO	1,96	8,97	8,19	6,81	9,72	7,31	7,56	6,81
Na ₂ O	3,84	3,74	3,88	3,93	2,86	3,45	4,02	4,18
K ₂ O	2,95	1,74	1,98	1,92	1,86	1,86	1,99	2,02
P ₂ O ₅	0,17	0,55	0,79	0,92	0,92	0,82	0,88	0,94
H ₂ O ⁻	0,06	1,28	0,78	0,59	0,20	0,50	0,21	0,20
H ₂ O ⁺	1,8	2,84	3,03	3,54	2,83	2,29	1,57	1,82
Сумма	99,73	100,26	99,62	99,60	100,13	99,65	99,71	99,83
Sc	4,4	29,7	22,9	26,4	22,5	20,7	26,1	28,3
Rb	58	18,0	16,4	20,1	19,1	15,8	24,0	28,1
Sr	505	802	655	745	723	693	731	775
Y	7,6	33,8	33,3	36,8	36,4	30,8	37,6	34,9
Zr	73	276	318	326	357	258	309	293
Nb	10,1	37,2	32,9	31,6	30,2	28,8	35,2	29,9
Sn	1,2	2,0	2,0	1,7	2,9	1,6	2,3	1,9
Cs	1,06	0,78	0,33	1,52	1,83	0,55	5,42	3,11
Ba	965	341	602	383	410	531	380	351
La	33,9	36,4	41,3	36,9	33,6	34,8	34,5	33,4
Ce	59	72	89	78	73	72	75	71
Pr	6,24	8,50	9,89	9,18	9,18	8,84	8,33	8,17
Nd	22,1	39,1	46,6	38,0	36,5	40,6	35,5	34,7
Sm	3,12	7,56	8,63	7,82	7,70	7,40	6,98	7,48
Eu	0,87	2,40	2,46	2,42	2,25	2,32	2,21	2,33
Gd	2,07	7,53	8,49	6,83	6,75	7,00	6,64	6,68
Tb	0,30	1,11	1,15	1,05	1,13	1,06	0,98	1,00
Dy	1,31	5,84	6,39	5,84	5,91	5,65	5,39	5,53
Ho	0,22	1,20	1,21	1,06	1,11	1,15	1,06	1,00
Er	0,55	3,40	3,28	3,19	3,30	3,01	3,02	3,15
Yb	0,53	2,82	3,27	3,05	2,78	2,83	2,58	2,74
Lu	0,07	0,47	0,52	0,47	0,47	0,46	0,41	0,44
Hf	2,28	5,72	6,24	5,87	6,22	5,54	4,77	5,51
Ta	0,77	2,06	2,03	1,65	1,61	1,62	1,33	1,54
Pb	19	4,5	4,6	7,4	5,2	3,1	4,4	3,7
Th	7,9	2,9	2,9	2,4	2,3	2,3	1,8	2,1
U	1,79	0,78	0,76	0,69	0,58	0,63	0,45	0,66
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,705200±36					0,704150±7		0,704466±10
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,705021					0,704117		0,704418

Таблица 1 (Продолжение).

№ п/п № образца	9 Ш-00-55	10 Ш-00-54	11 Ш-00-53	12 Ш-00-53/А	13 Ш-00-53/В	14 Ш-00-96	15 Ш-00-97
Широта, град.	42° 46.91'	42° 46.78'	42° 46.65'	42° 46.55'	42° 46.55'	42° 38.34'	42° 38.34'
Долгота, град.	131° 22.02'	131° 22.21'	131° 22.30'	131° 22.30'	131° 22.30'	131° 00.41'	131° 00.41'
SiO ₂	56,78		46,82	48,32	47,68	49,70	46,17
TiO ₂	1,05		1,51	2,01	2,18	1,42	1,48
Al ₂ O ₃	17,19		16,98	16,71	17,71	16,36	14,41
Fe ₂ O ₃	1,95		4,15	3,05	3,87	2,84	3,69
FeO	3,61		6,00	6,51	7,64	5,38	6,55
MnO	0,11	Не опр.	0,18	0,18	0,17	0,12	0,15
MgO	2,50		6,21	5,29	4,51	7,68	11,21
CaO	6,46		7,60	7,43	7,33	7,52	7,95
Na ₂ O	4,17		4,09	4,11	3,93	3,07	2,08
K ₂ O	2,64		1,86	2,04	1,81	1,56	1,27
P ₂ O ₅	0,32		0,68	0,75	0,90	0,37	0,43
H ₂ O ⁻	0,65		0,40	0,28	0,24	0,11	0,13
H ₂ O ⁺	2,64		3,31	3,05	1,87	3,39	4,22
Сумма	100,07		99,79	99,73	99,84	99,52	99,74
Sc	26,6	27,2	20,4	20,7	26,0	26,0	26,1
Rb	31,7	18,7	20,4	21,2	18,6	37,5	26,6
Sr	614	737	671	645	763	793	718
Y	22,6	39,0	30,8	28,1	37,0	21,4	21,5
Zr	179	329	301	272	291	100	98
Nb	27,4	34,4	27,1	29,5	31,1	20,4	17,8
Sn	2,1	2,4	2,8	1,7	2,0	2,2	1,8
Cs	0,32	0,19	0,53	1,04	2,30	5,27	5,35
Ba	278	363	366	518	389	315	332
La	27,3	35,3	30,6	34,0	34,8	25,3	21,9
Ce	52	75	65	69	76	52	49
Pr	5,58	8,79	8,01	7,88	8,84	6,17	6,06
Nd	21,5	36,5	31,6	35,7	36,5	24,3	24,8
Sm	4,48	7,50	6,61	6,98	7,69	4,76	5,48
Eu	1,37	2,44	1,87	1,93	2,42	1,43	1,62
Gd	4,13	6,89	5,73	6,09	6,87	4,51	4,90
Tb	0,63	1,04	0,97	0,88	1,00	0,74	0,79
Dy	3,69	5,86	4,88	4,56	5,63	3,64	3,96
Ho	0,61	1,03	0,98	0,95	1,01	0,67	0,79
Er	1,90	3,34	2,66	2,53	3,23	1,78	2,14
Yb	1,72	2,89	2,46	2,49	2,79	1,43	1,65
Lu	0,26	0,47	0,39	0,36	0,46	0,20	0,25
Hf	3,72	5,73	5,43	5,37	5,70	2,28	2,64
Ta	1,85	1,67	1,57	1,63	1,81	1,14	1,10
Pb	8,5	3,5	5,1	4,8	3,8	12	7,1
Th	8,2	2,2	2,9	3,2	2,2	2,8	2,3
U	1,83	0,66	0,75	0,80	0,74	0,56	0,58
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				0,704250±11			0,704066±9
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀				0,704207			0,704011

Таблица 1 (Окончание).

№ п/п № образца	16 Ш-00-99	17 Ш-00-99б	18 Ш-00-98	19 Ш-00-100	20 Ш-00-67	21 Ш-00-66
Широта, град.	42° 38.34'	42° 38.34'	42° 38.34'	42° 38.34'		
Долгота, град.	131° 00.41'	131° 00.41'	131° 00.41'	131° 00.41'		
SiO ₂	50,62	51,06	63,41	69,00	64,14	56,02
TiO ₂	1,28	1,16	0,68	0,10	0,65	0,90
Al ₂ O ₃	18,25	17,28	13,73	12,03	18,20	15,57
Fe ₂ O ₃	5,90	4,86	2,44	4,37	1,77	2,43
FeO	2,28	2,65	2,44	1,21	2,12	3,46
MnO	0,12	0,11	0,07	0,04	0,06	0,10
MgO	7,97	6,73	4,22	0,60	1,59	4,96
CaO	3,87	6,62	3,38	4,76	5,23	4,57
Na ₂ O	3,86	4,02	4,03	3,28	4,43	4,26
K ₂ O	1,84	1,75	2,88	4,22	1,10	1,48
P ₂ O ₅	0,43	0,43	0,17	0,05	0,16	0,30
H ₂ O ⁻	0,21	0,11	0,10	0,00	0,08	0,19
H ₂ O ⁺	2,95	2,97	2,62	0,22	0,92	5,29
Сумма	99,58	99,75	100,17	99,88	100,45	99,53
Sc	20,0	21,8	2,5	2,8	10,0	7,2
Rb	33	33	78	106	30	22
Sr	878	877	566	79	533	1560
Y	19,2	17,4	15,1	14,5	9,6	9,7
Zr	72	64	82	41	80	57
Nb	13,4	14,5	14,1	24,8	3,83	10,6
Sn	1,6	1,1	2,3	1,7	2,92	1,5
Cs	0,99	0,97	2,66	0,80	1,24	1,11
Ba	562	698	595	165	338	1458
La	34,0	39,4	28,3	22,3	22,3	28,4
Ce	75	79	56	41	45	57
Pr	9,26	9,39	5,72	3,99	5,79	6,3
Nd	35,1	40,6	21,8	13,3	19,2	22,6
Sm	6,23	6,58	3,73	2,42	3,06	3,56
Eu	1,73	1,98	0,97	0,22	0,96	1,04
Gd	4,86	5,44	3,08	1,88	2,38	2,76
Tb	0,75	0,76	0,45	0,36	0,33	0,42
Dy	3,40	3,54	2,46	1,89	1,54	1,80
Ho	0,63	0,67	0,49	0,37	0,27	0,36
Er	1,65	1,59	1,35	1,07	0,69	0,82
Yb	1,15	1,34	1,18	1,30	0,61	0,71
Lu	0,16	0,17	0,17	0,18	0,07	0,09
Hf	2,14	2,15	1,90	1,83	2,20	1,51
Ta	0,76	0,77	0,87	2,38	0,23	0,57
Pb	7,5	6,3	16	44	8,2	13
Th	3,4	3,4	7,9	21	4,1	3,0
U	0,69	0,65	1,51	3,71	0,67	0,53
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr				0,706703±16		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀				0,704748		

Примечание. 1 – дацит экструзии Школьная; 2–8, 10–13 – титанистые базальты п-ова Клерка (порядок образцов в таблице соответствует их распределению вдоль п-ова в направлении с северо-запада на юго-восток); 9 – фрагмент трахиандезитового потока (дайки?) на контакте с прослоем песчаника; 14–19 – дайки базальтов мыса Лукина (местоположение и состав см. рис. 2); 20–21 – пермо-триасовые породы о. Гаккеля: 20 – крупнозернистый гранодиорит гамовского комплекса, 21 – прорывающая его андезитовая дайка.

Таблица 2. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в нижнеолигоценых вулканических и субвулканических породах краскинского комплекса.

№ п/п № образца	1 Ш-00-93	2 Ш-00-90	3 Ш-00-94/А	4 Ш-00-95	5 Ш-00-91	6 Ш-00-92
Широта, град.	42° 39.47'	42° 38.02'	42° 39.52'	42° 39.52'	42° 38.02'	42° 38.02'
Долгота, град.	130° 50.27'	130° 48.51'	130° 47.02'	130° 47.02'	130° 48.51'	130° 48.51'
SiO ₂	46,70	54,73	60,58	60,20	63,36	63,39
TiO ₂	1,35	1,16	0,76	0,84	0,65	0,69
Al ₂ O ₃	15,68	16,43	15,60	15,55	14,83	16,14
Fe ₂ O ₃	2,27	4,65	2,35	3,06	2,76	3,62
FeO	7,15	2,76	3,33	2,94	2,88	1,51
MnO	0,16	0,12	0,10	0,09	0,08	0,09
MgO	8,89	4,55	3,12	3,20	2,10	2,08
CaO	8,69	6,34	5,78	5,40	4,71	3,91
Na ₂ O	3,09	3,98	4,22	4,10	3,92	4,19
K ₂ O	1,63	1,30	1,21	2,48	0,89	2,65
P ₂ O ₅	0,66	0,44	0,26	0,25	0,27	0,26
H ₂ O ⁻	0,28	0,49	0,48	0,95	0,58	0,60
H ₂ O ⁺	3,43	2,61	2,11	0,92	3,00	0,90
Сумма	99,98	99,56	99,90	99,98	100,03	100,03
Sc	24,0	18,9	12,3	6,3	8,6	9,4
Rb	18,8	24,5	59,2	40,8	17,0	63
Sr	1023	1180	883	647	1082	622
Y	27,4	20,2	15,1	15,6	16,4	16,8
Zr	210	242	173	146	259	263
Nb	17,1	19,2	9,8	11,0	12,3	12,9
Sn	1,6	1,5	2,2	2,1	1,9	1,6
Cs	3,93	7,9	76	0,66	16,0	0,90
Ba	1216	773	540	467	751	858
La	48,8	39,8	29,0	29,2	34,9	38,1
Ce	105	79	55	59	66	70
Pr	12,5	8,2	6,1	6,3	7,2	7,8
Nd	47,7	31,3	22,7	22,8	25,4	28,1
Sm	8,11	5,45	3,82	3,92	4,21	4,84
Eu	2,07	1,63	1,12	1,07	1,13	1,25
Gd	5,95	4,29	3,26	3,32	3,17	3,67
Tb	0,92	0,62	0,52	0,50	0,53	0,58
Dy	4,44	3,02	2,45	2,44	2,42	2,74
Ho	0,82	0,60	0,49	0,50	0,46	0,53
Er	2,45	1,59	1,31	1,20	1,30	1,43
Yb	2,27	1,38	1,10	1,25	1,19	1,24
Lu	0,36	0,21	0,16	0,19	0,17	0,19
Hf	4,29	3,97	3,72	3,37	5,07	5,40
Ta	1,02	0,75	0,71	0,69	0,80	0,84
Pb	9,4	12	28	19	14	14
Th	7,4	4,5	7,3	7,0	7,4	8,7
U	1,23	0,92	1,27	1,28	1,43	1,67
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0,704960±30		0,704192±9		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀		0,704934		0,704111		

Таблица 2 (Продолжение).

№ п/п № образца	7 Ш-00-71	8 Ш-00-76	9 Ш-00-76/1	10 Ш-00-77	11 Ш-81-А	12 Ш-00-82
Широта, град.	42° 35.75'	42° 35.74'	42° 35.74'	42° 35.74'	42° 35.93'	42° 35.93'
Долгота, град.	130° 54.08'	130° 54.76'	130° 54.76'	130° 54.76'	130° 53.81'	130° 53.81'
SiO ₂	58,68	61,34	60,60	61,13	57,66	59,77
TiO ₂	1,22	0,74	0,76	0,85	He опр.	1,02
Al ₂ O ₃	18,04	16,37	15,66	16,72	17,87	17,43
Fe ₂ O ₃	3,99	3,04	3,45	4,23	1,03	3,31
FeO	1,94	1,71	1,39	1,73	4,10	2,73
MnO	0,09	0,09	0,11	0,09	0,09	0,10
MgO	1,65	2,30	3,09	1,57	4,23	2,05
CaO	5,04	5,66	5,36	5,09	6,73	4,45
Na ₂ O	4,72	3,74	3,85	4,25	4,88	4,50
K ₂ O	2,43	2,24	2,46	2,44	2,81	2,66
P ₂ O ₅	0,27	0,24	0,20	0,26	0,25	0,27
H ₂ O ⁻	0,53	1,01	1,23	0,56	0,24	0,45
H ₂ O ⁺	1,22	1,21	1,35	0,77	0,24	0,86
Сумма	99,82	99,69	99,51	99,69	100,13	99,60
Sc	15,3	13,5	12,9	12,6	12,5	12,0
Rb	47,7	51,6	53,2	55,4	42,2	51,9
Sr	526	551	577	537	502	519
Y	20,8	15,3	16,5	16,7	23,8	22,9
Zr	243	203	202	221	240	275
Nb	16,5	10,9	10,9	12,1	15,4	14,9
Sn	1,5	1,8	1,7	1,4	1,8	2,3
Cs	0,80	0,59	0,67	0,66	0,69	0,94
Ba	728	636	700	673	547	587
La	36,2	29,1	30,3	32,4	36,6	33,1
Ce	69	56	58	61	67	65
Pr	7,38	6,07	6,38	6,90	7,64	7,47
Nd	30,5	21,7	23,1	23,9	27,8	27,7
Sm	5,61	3,96	4,13	4,36	5,09	5,09
Eu	1,50	1,09	1,17	1,13	1,42	1,41
Gd	4,85	3,16	3,34	3,55	4,17	4,56
Tb	0,72	0,48	0,56	0,58	0,73	0,72
Dy	3,60	2,42	2,53	2,76	3,51	3,65
Ho	0,76	0,47	0,50	0,53	0,72	0,71
Er	1,95	1,29	1,45	1,33	1,79	1,93
Yb	1,93	1,23	1,26	1,36	2,01	1,67
Lu	0,25	0,19	0,21	0,21	0,29	0,26
Hf	5,31	4,17	4,50	4,39	5,56	5,58
Ta	1,00	0,70	0,74	0,76	1,05	0,94
Pb	10	11	12	11	9,7	9,6
Th	6,8	6,6	7,1	7,6	7,6	7,1
U	1,11	1,42	1,42	1,51	1,40	1,32
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0,704539±15			0,704760±24	0,704578±9
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀		0,704419			0,704681	0,704449

Таблица 2 (Окончание).

№ п/п № образца	13 Ш-00-84	14 Ш-00-62	15 Ш-00-75	16 Ш-00-74	17 Ш-00-78	18 Ш-00-80
Широта, град.	42° 42.04'	42° 36.66'	42° 35.74'	42° 35.74'	42° 35.57'	42° 35.57'
Долгота, град.	130° 49.47'	130° 56.85'	130° 54.76'	130° 54.76'	130° 55.23'	130° 55.23'
SiO ₂	76,6	69,73	67,75	74,81	67,93	65,11
TiO ₂	0,10	0,12	0,10	0,10	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	9,28	12,5	12,18	9,13	13,05	13,19
Fe ₂ O ₃	0,72	2,2	0,64	2,76	0,00	1,56
FeO	0,49	0,38	0,94	4,55	1,50	0,63
MnO	0,01	0,00	0,04	0,06	0,05	0,02
MgO	0,61	0,30	0,90	0,00	0,10	1,11
CaO	4,07	5,85	4,33	2,22	4,7	4,77
Na ₂ O	2,15	3,21	3,69	1,69	4,18	3,27
K ₂ O	3,7	4,49	3,36	4,4	4,08	3,56
P ₂ O ₅	сл.	0,05	сл.	0,02	сл.	сл.
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,68	0,32	0,00	0,00
H ₂ O ⁺	2,27	0,97	5,37	0,12	4,10	6,75
Сумма	100,00	99,80	99,98	100,18	99,79	100,07
Sc	2,4	2,9	3,2	2,7	3,3	2,8
Rb	39,6	83,7	87	63	84	171
Sr	216	135	103	99	80	154
Y	10,6	9,7	11,2	9,8	14,3	11,8
Zr	101	57	146	146	78,3	179
Nb	13,2	14,8	11,3	9,4	14,0	11,5
Sn	1,5	0,76	1,7	1,8	7,3	2,1
Cs	1,08	1,37	4,48	1,19	3,21	5,40
Ba	828	553	684	651	431	660
La	36,5	34,4	40,8	32,1	34,0	39,1
Ce	68	56	63	51	56	63
Pr	5,99	5,25	5,61	4,61	5,39	5,71
Nd	18,0	16,9	17,7	15,1	16,9	18,4
Sm	2,68	2,18	2,55	2,05	2,77	2,46
Eu	0,63	0,56	0,47	0,49	0,38	0,58
Gd	1,75	1,62	1,77	1,49	2,03	1,90
Tb	0,27	0,30	0,32	0,27	0,37	0,31
Dy	1,41	1,36	1,55	1,32	1,85	1,58
Ho	0,27	0,27	0,31	0,26	0,35	0,31
Er	0,14	0,13	0,89	0,74	1,06	0,89
Yb	1,04	0,82	1,09	0,97	1,44	1,18
Lu	0,15	0,13	0,15	0,13	0,19	0,16
Hf	2,83	1,92	3,80	3,54	2,71	4,27
Ta	0,93	1,31	1,08	0,80	1,38	1,02
Pb	27	13	17	13	18	16
Th	11,4	14,6	16,8	11,8	18,1	14,7
U	1,64	2,28	2,81	1,56	3,44	2,48
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,705510±70		0,706050±60	0,705540±33	0,706070±50	
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,705302		0,704551	0,704742	0,704754	

Примечание. 1 – базальт, северный берег бухты Новгородской; 2 – андезибазальт западного окончания п-ова Краббе; 3–12 – группа пород андезит-дацит-трахиандезит-трахидацитового состава: 3–4 – берег бухты Экспедиции севернее Посьета, 5–6 – западная оконечность п-ова Краббе, 7–10 – его юго-восточный берег, 11–12 – его центральная часть; 13–18 – группа пород риолит-трахириолитового состава: 13 – рвушие тела восточнее Краскино (петротип), 14 – м. Гаккеля, 15–16 – юго-восточный берег п-ова Краббе, 17–18 – там же, м. Деггера.

Таблица 3. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в породах олигоцен-миоценовой границы и среднего-верхнего миоцена.

№ п/п № образца	1 Ш-00-40	2 Ш-00-35	3 Ш-00-30	4 Ш-00-33	5 Ш-00-32	6 Ш-00-36	7 Ш-00-31
Широта, град.	42° 53.40'	42° 54.07'	42° 53.44'	42° 53.57'	42° 53.52'	42° 54.09'	42° 53.48'
Долгота, град.	131° 24.02'	131° 24.38'	131° 24.06'	131° 24.24'	131° 24.19'	131° 24.40'	131° 24.11'
SiO ₂	50,26	50,64		47,51	51,00	48,72	49,36
TiO ₂	1,00	1,21		1,10	1,10	1,06	1,21
Al ₂ O ₃	18,62	17,94		18,04	17,63	17,45	18,70
Fe ₂ O ₃	5,31	4,88		4,31	5,12	5,43	4,31
FeO	1,31	4,88		2,23	1,31	0,86	4,55
MnO	0,13	0,15		0,14	0,13	0,14	0,15
MgO	4,92	4,36	He опр.	5,75	4,53	5,34	4,31
CaO	10,61	7,72		11,08	10,93	9,94	9,34
Na ₂ O	2,87	3,11		1,90	2,57	2,40	3,64
K ₂ O	2,14	1,80		2,67	2,29	2,70	2,05
P ₂ O ₅	0,50	0,28		0,50	0,75	0,67	0,40
H ₂ O ⁻	0,56	1,25		0,30	0,60	0,78	0,69
H ₂ O ⁺	1,57	1,36		3,87	1,91	3,94	1,19
Сумма	99,80	99,58		99,40	99,87	99,43	99,90
Sc	24,6	22,6	17,5	39,9	25,7	27,5	24,9
Rb	102	59	104	127	72	79	66
Sr	927	546	536	719	562	466	589
Y	38	23	25	25	25	24	26
Zr	185	120	207	111	141	104	146
Nb	11,1	8,10	12,10	6,22	9,12	6,53	7,46
Sn	1,3	0,82	1,2	1,6	1,1	1,3	1,3
Cs	1,77	1,24	3,55	1,48	1,36	2,58	0,82
Ba	570	475	576	309	614	313	444
La	22,7	14,9	22,8	12,7	16,7	12,7	14,9
Ce	53	33	47	31	36	31	34
Pr	6,63	4,24	5,19	3,89	4,45	4,02	4,63
Nd	30,8	20,3	21,0	17,9	22,0	18,2	19,2
Sm	8,06	4,67	4,38	4,20	4,75	4,15	4,58
Eu	2,62	1,35	1,29	1,37	1,45	1,42	1,37
Gd	8,55	4,65	3,90	4,19	4,77	4,13	4,56
Tb	1,43	0,71	0,61	0,64	0,71	0,66	0,73
Dy	7,97	3,88	3,57	3,65	4,09	3,86	4,03
Ho	1,52	0,83	0,67	0,67	0,90	0,70	0,82
Er	4,73	2,27	2,00	2,24	2,37	2,25	2,38
Yb	4,17	2,34	2,10	1,90	2,23	2,02	2,13
Lu	0,73	0,36	0,34	0,32	0,37	0,32	0,35
Hf	6,10	2,95	4,62	2,57	3,21	2,59	3,45
Ta	0,95	0,46	0,70	0,32	0,53	0,39	0,44
Pb	8,5	4,9	8,7	4,2	4,9	3,6	5,6
Th	5,9	2,6	4,6	2,1	3,0	2,2	3,2
U	2,21	0,69	1,39	0,59	0,79	0,66	0,83
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0,704250±10		0,704562±20			0,704566±20
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀		0,704158		0,704410			0,704470

Таблица 3 (Продолжение).

№ п/п № образца	8 Ш-00-37	9 Ш-00-38	10 Ш-00-39	11 Ш-00-41	12 Ш-00-42	13 Ш-00-43	14 Ш-00-44
Широта, град.	42° 54.08'	42° 54.12'	42° 54.14'	42° 51.70'	42° 51.70'	42° 51.75'	42° 53.38'
Долгота, град.	131° 24.43'	131° 24.45'	131° 24.46'	131° 24.67'	131° 24.67'	131° 24.67'	131° 18.00'
SiO ₂	47,57	61,18	55,56	61,66	64,27	61,46	62,19
TiO ₂	1,31	0,44	0,60	0,24	0,4	0,46	0,12
Al ₂ O ₃	18,13	16,41	17,52	14,46	13,73	15,88	15,75
Fe ₂ O ₃	5,56	4,14	4,85	4,02	1,85	2,51	2,96
FeO	4,69	0,77	0,31	1,94	1,00	1,00	1,79
MnO	0,16	0,10	0,09	0,01	0,07	0,07	0,01
MgO	4,57	1,51	2,02	0,8	2,3	2,52	1,4
CaO	7,97	7,57	8,55	8,23	5,68	6,31	7,79
Na ₂ O	3,43	3,07	3,30	2,75	3,6	3,4	2,54
K ₂ O	1,97	3,20	3,30	3,33	3,51	3,81	2,76
P ₂ O ₅	0,34	0,40	0,35	0,05	0,04	0,12	0,05
H ₂ O ⁻	0,92	0,02	1,46	0,00	0,81	1,12	0,00
H ₂ O ⁺	3,12	1,35	1,98	2,7	2,94	1,49	2,33
Сумма	99,74	100,16	99,89	100,19	100,2	100,15	99,69
Sc	27,6	7,5	7,2	5,5	5,3		7,3
Rb	79	97	111	79	98		84
Sr	819	791	786	304	248		354
Y	25,5	18,3	20,2	14,5	16,0		16,9
Zr	122	145	182	50	94		99
Nb	6,64	8,59	7,96	12,6	13,2	He опр,	13,3
Sn	1,3	1,9	1,7	1,3	1,5		1,3
Cs	2,75	2,58	2,37	2,54	2,27		1,47
Ba	349	564	674	590	670		684
La	12,40	22,53	21,41	32,8	37,2		34,2
Ce	30,3	45,7	45,3	64	71		65
Pr	4,02	5,20	5,64	6,21	6,88		6,42
Nd	18,01	20,29	22,39	22,1	25,4		24,7
Sm	4,33	4,10	4,31	3,46	3,79		4,04
Eu	1,40	1,19	1,27	0,81	0,91		1,01
Gd	4,44	3,16	3,63	3,08	3,50		3,78
Tb	0,73	0,45	0,57	0,48	0,59		0,60
Dy	4,16	2,68	2,94	2,54	2,88		3,10
Ho	0,80	0,45	0,60	0,49	0,55		0,58
Er	2,25	1,64	1,73	1,43	1,56		1,69
Tm		Не определялось		0,22	0,25		0,24
Yb	2,18	1,46	1,70	1,56	1,90		1,81
Lu	0,33	0,26	0,26	0,24	0,29		0,29
Hf	3,01	3,32	3,92	1,78	3,03		3,06
Ta	0,38	0,53	0,46	1,15	1,20		1,13
Pb	4,1	10,9	13	14	17		15
Th	2,4	3,7	4,2	9,7	11,1		10,3
U	0,62	1,35	1,32	1,82	2,38		2,08
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704314		0,705092				
	±20		±10				
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704231		0,704970				

Таблица 3 (Продолжение).

№ п/п № образца	15 Ш-00-45	16 Ш-00-47	17 Ш-47-Б	18 Ш-00-47-В	19 Ш-00-48	20 Ш-00-49	21 Ш-00-49-а
Широта, град.	42° 53.38'	42° 52.44'		42° 52.44'	42° 52.44'	42° 52.84'	42° 48.12'
Долгота, град.	131° 18.00'	131° 18.29'		131° 18.29'	131° 18.29'	131° 21.36'	131° 20.92'
SiO ₂	61,49	61,29	59,58	61,33	62,07		
TiO ₂	0,6	0,60	0,30	0,60	0,20		
Al ₂ O ₃	15,56	15,45	15,90	15,60	15,43		
Fe ₂ O ₃	3,03	2,04	5,70	2,06	3,72		
FeO	0,69	1,75	0,69	0,84	0,62		
MnO	0,02	0,09	0,04	0,05	0,02	Не определялось	
MgO	2,82	2,40	1,21	2,92	0,30		
CaO	6,14	6,13	7,86	6,14	9,33		
Na ₂ O	3,76	3,94	3,30	4,12	2,92		
K ₂ O	3,5	3,77	3,00	3,53	2,85		
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,05	0,04	0,05		
H ₂ O ⁻	0,60	0,44	0,00	0,46	0,20		
H ₂ O ⁺	1,68	1,98	1,91	1,80	2,35		
Сумма	100,01	100,01	99,54	99,49	100,06		
Sc	7,5	6,7	6,7	6,5	7,7	5,1	6,3
Rb	82	82	80	71	93	98	103
Sr	363	310	329	366	375	256	301
Y	14,2	15,9	15,3	14,6	21,0	16,2	16,6
Zr	44	49	46	45	44	124	148
Nb	12,5	12,7	12,6	11,2	13,4	12,4	14,3
Sn	1,2	1,3	1,2	1,2	2,3	1,7	1,4
Cs	1,61	1,56	1,48	1,38	1,96	1,62	2,74
Ba	1093	665	666	608	688	886	670
La	36,7	35,0	34,6	31,7	36,8	38,9	35,4
Ce	77	69	68	61	66	73	66
Pr	7,07	6,77	6,55	6,22	7,09	7,21	6,74
Nd	24,5	25,0	23,7	22,7	25,5	26,1	24,5
Sm	3,78	3,97	3,85	3,74	4,29	4,10	4,05
Eu	1,03	0,98	0,94	1,00	1,07	0,94	0,94
Gd	3,59	3,68	3,48	3,46	3,79	3,78	3,71
Tb	0,54	0,58	0,56	0,55	0,66	0,58	0,59
Dy	2,79	2,93	2,80	2,67	3,19	2,88	2,97
Ho	0,52	0,56	0,53	0,52	0,63	0,56	0,59
Er	1,32	1,44	1,48	1,47	1,59	1,59	1,63
Tm	0,20	0,23	0,22	0,21	0,24	0,26	0,25
Yb	1,38	1,59	1,43	1,47	1,60	1,82	1,81
Lu	0,23	0,25	0,25	0,24	0,21	0,31	0,31
Hf	1,35	1,78	1,64	1,69	1,58	3,74	3,77
Ta	1,04	1,03	1,04	1,02	1,03	1,14	1,29
Pb	15	15	14	14	16	17	21
Th	9,1	9,8	9,6	9,2	11,1	12,0	11,0
U	1,53	1,76	1,63	1,55	1,63	2,30	2,66

Таблица 3 (Окончание).

№ п/п № образца	22 Ш-00-50	23 Ш-00-51	24 Ш-00-103	25 Я-4128	26 Ш-00-46
Широта, град.	42° 48.12'	42° 48.12'	43° 21.60'		42° 54.33'
Долгота, град.	131° 20.92'	131° 20.92'	131° 42.64'		131° 19.45'
SiO ₂	62,00	62,60	54,07	52,51	47,13
TiO ₂	0,10	0,10	1,66	1,6	2,65
Al ₂ O ₃	15,93	16,28	15,9	15,75	18,2
Fe ₂ O ₃	4,64	3,48	2,76	1,67	3,95
FeO	0,52	1,11	7,49	8,91	6,71
MnO	0,10	0,11	0,14	0,13	0,15
MgO	0,30	0,12	6	7,37	4,63
CaO	7,40	7,57	7,89	8,27	8,34
Na ₂ O	3,25	3,50	2,89	2,6	3,08
K ₂ O	3,25	3,10	0,41	0,44	1,89
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,2	0,19	0,64
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	0,15	0,08	0,47
H ₂ O ⁺	2,34	1,66	0,95	0,69	2,37
Сумма	99,88	99,68	100,51	100,21	100,21
Sc	4,0	3,8	18,3	19,7	13,2
Rb	116	127	9,25	10,0	15,2
Sr	552	568	375	457	498
Y	15,0	14,0	18,2	18,1	17,2
Zr	81	50	70	79	142
Nb	10,7	10,8	4,8	7,1	24,7
Sn	0,82	0,82	1,2	5,2	1,26
Cs	3,98	4,95	0,22	0,18	0,12
Ba	717	727	177	164	199
La	25,7	27,1	6,86	8,27	17,7
Ce	50	51	17,2	18,6	38
Pr	5,24	5,55	2,44	2,57	4,12
Nd	19,4	20,9	14,0	13,50	17,5
Sm	3,21	3,21	4,44	4,01	3,88
Eu	0,98	1,00	1,63	1,69	1,26
Gd	2,40	2,53	4,63	4,13	3,50
Tb	0,41	0,42	0,72	0,64	0,53
Dy	2,11	2,06	3,84	3,59	2,93
Ho	0,42	0,39	0,71	0,63	0,56
Er	1,28	1,12	1,84	1,87	1,56
Tm	0,21	0,17			
Yb	1,56	1,23	1,52	1,38	1,34
Lu	0,23	0,17	0,21	0,21	0,19
Hf	2,48	1,54	1,98	2,24	2,67
Ta	0,81	0,84	0,29	0,38	1,17
Pb	13	13	3,4	5,5	3,5
Th	8,1	7,6	0,7	1,2	1,3
U	2,12	1,80	Сл.	0,23	0,35
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704340±30	0,704318±30			
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀	0,704148	0,704112			

Примечание. 1–23 – славянский комплекс: 1–10 – разрез у порта Славянка (рис. 3): 1–8 базальты, 9–10 – венчающие разрез потоки андезитового (9) и трахиандезитового (10) состава; 11–21 – лавовые потоки и экструзии дацит-трахидацитового состава района порта Славянка; 22–23 – дацитовая экструзия м. Нерпа. 24–26 – базальтовые останцы южной периферии средне-верхнемиоценового Шкотовского вулканического поля (№ 24 находится за северной рамкой схемы рис. 1 на 192-м км дороги Славянка–Владивосток [13]).

ПЕТРОГЕННЫЕ ОКСИДЫ

На рис. 4 показано возрастное изменение состава вулканических пород в координатах $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 . В интервале 46–34 млн лет назад за дацитовыми экструзиями нарвского комплекса следовали умеренно щелочные базальты и трахиандезиты п-ова Клерка. Базальтовые дайки м. Лукина (обр. Ш-00-96, 97) занимают переходную область между умеренно и нормально щелочными породами (рис. 4А). Серия пород краскинского комплекса в петрохимическом отношении подобна риолитовой и дацитовой дайкам м. Лукина (табл. 2, рис. 4А,Б).

Гомодромная последовательность пород славянского комплекса возрастом около 23 млн лет началась умеренно щелочными и переходными базальтами и завершалась дацитами. Андезибазальтовые лавы шуфанской свиты нормальной щелочности (обр. Я-4128 и Ш-00-103 в табл. 3) коррелируются по химическому составу с известково-щелочными лавами нижних частей разрезов Шуфанского и Шкотовского плато с К-Аг датировками в интервале 13,3–13,0 млн лет (пакеты Шф-1 и Шк-2). Последовательность завершается мегаплагиофировыми базальтами с уме-

ренной щелочностью (обр. Ш-00-46), подобными по составу мегаплагиофировым лавам верхней части разреза Шкотовского плато с К-Аг датировкой $9,4 \pm 0,3$ млн лет [11, 13].

Возрастное изменение состава базальтов хорошо выражено на диаграмме TiO_2 – K_2O (рис. 5). В интервалах 38–34 и 13–9 млн лет назад выделяются две ветви: высокотитанистая и низкокалиевая. Высокотитанистую ветвь образует серия базальтов умеренной щелочности п-ова Клерка. Содержания TiO_2 в большинстве образцов серии варьируют в интервале 2,0–2,2 мас. %, снижаются до интервала 1,5–1,7 мас. % в образцах Ш-00-52, 53 и повышаются до 2,65 мас. % в мегаплагиофировом базальте шуфанской свиты (обр. Ш-00-46). Низкокалиевая ветвь представлена переходными базальтовыми дайками м. Лукина (K_2O 1,27–1,56 мас. %) и известково-щелочными андезибазальтами шуфанской свиты (K_2O 0,41–0,44 мас. %). Датированная дайка возрастом 38,1 млн лет (Ш-00-97) имеет высокомагнезиальный состав при значении магнезиального числа $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) = 70,4$, (расчеты в атомных количествах с корректировкой $\text{Fe}^{3+} = 0,15\text{Fe}_{\text{общ}}$). Высокая магнезиальность соответствует базальтовой вып-

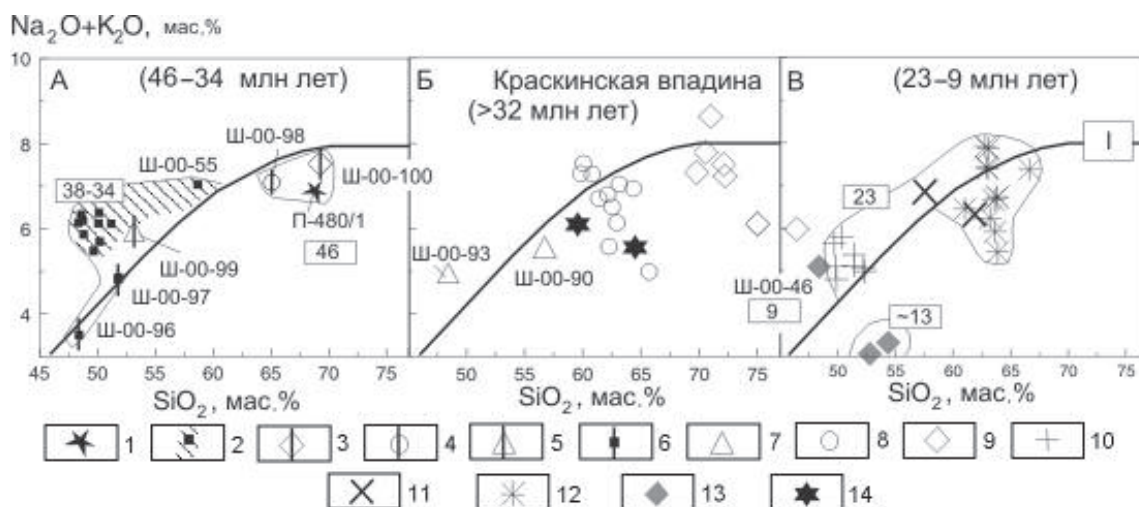


Рис. 4. Диаграмма щелочи-кремнезем средне-верхнекайнозойских вулканических пород Юго-Западного Приморья.

1 – нарвский комплекс, дацит экструзии Школьной; 2 – клерковская толща высокотитанистых базальтов и трахиандезитов; 3–6 – последовательность даек м. Лукина; 3 – наиболее ранние риолитовые; 4 – дацитовые; 5 – базальтовые с содержаниями K_2O 1,6–1,9 мас. %; 6 – наиболее поздние базальтовые с содержаниями K_2O 1,2–1,6 мас. %; 7–9 – вулканические породы Краскинской впадины: 7 – умеренно щелочные базальты, 8 – группа пород андезит-дацит-трахиандезит-трахидацитового состава, 9 – группа пород риолит-трахириолитового состава; 10–12 – славянский комплекс района порта Славянка: 10 – умеренно щелочные базальты, 11 – породы андезит-трахиандезитового состава, 12 – экструзивные породы дацит-трахидацитового состава; 13 – шуфанская свита, базальты умеренно щелочного и нормально щелочного состава; 14 – гранодиориты из распространенных на территории интрузивов и прорывающие их андезитовые дайки гамовского комплекса пермо-триасового возраста (составы показаны на диаграммах для сопоставления). I – линия, разделяющая серии пород нормальной и умеренной щелочности, принятая Петрографическим комитетом ОГГГН. Составы приведены к 100 % с вычетом потерь при прокаливании. В прямоугольниках показан возраст в млн лет.

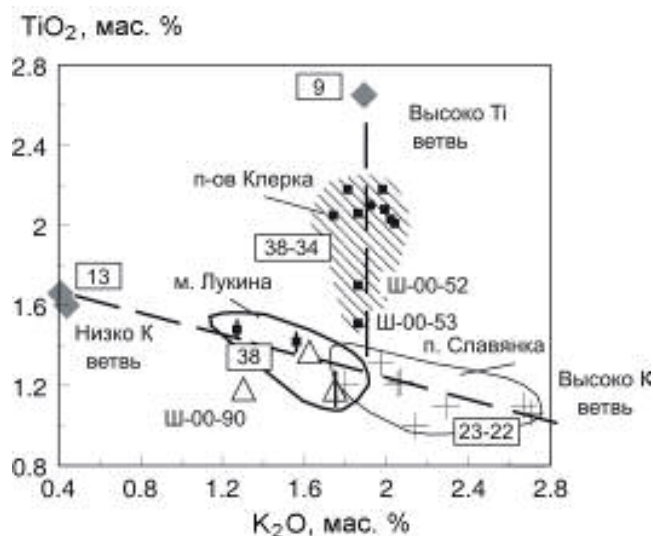


Рис. 5. Соотношения $TiO_2 - K_2O$ в разновозрастных базальтах Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Штриховыми линиями выделены низкокалиевая, высококалиевая и высокотитанистая ветви возрастных вариаций состава базальтовых расплавов (см. текст).

лавке из мантийного перидотита. Точки базальтовых лав зайсановской свиты из Краскинской впадины и даек м. Лукина находятся на пересечении высокотитанистой и низкокалиевой ветвей диаграммы $TiO_2 - K_2O$. Андезибазальт Ш-00-90 из Краскинской впадины обладает сравнительно низкими концентрациями калия и титана. Точки базальтов славянского комплекса образуют высококалиевую ветвь с более низкими концентрациями TiO_2 .

Возрастная смена пород среднего и кислого состава представлена на диаграмме $K_2O/Na_2O - K_2O + Na_2O$ (рис. 6). Породы возрастного интервала 46–34 млн лет (риолит Ш-00-100, дациты П-480/1, Ш-00-98 и андезит Ш-00-55) обладают сравнительно низким K_2O/Na_2O и сопоставляются с породами краскинского комплекса возрастом 33–32 млн лет. В дацит-андезитовой группе последнего K_2O/Na_2O в основном составляет около 0,5, снижаясь до 0,2 в натровых андезибазальте и андезите Ш-00-90, 91. В группе риолитов-трахириолитов краскинского комплекса увеличение суммы щелочей сопровождается снижением K_2O/Na_2O от 2,6 в риолите Ш-00-74 до 1,0 в трахириолите Ш-00-78. В группе андезитов и дацитов возрастом около 23 млн лет (славянский комплекс) K_2O/Na_2O близко к 1,0 при варьирующей сумме щелочей.

На диаграмме нормативных Ab-Qz-Or (рис. 7) различаются три группы пород среднего и кислого состава. Андезит-дацитовая группа пород Краскинской впадины возрастом 33–32 млн лет образует

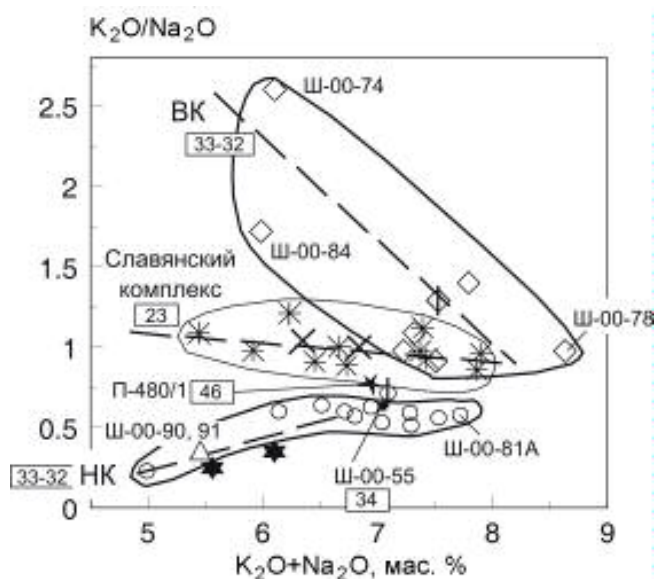


Рис. 6. Соотношения $K_2O/Na_2O - K_2O + Na_2O$ в разновозрастных вулканических и субвулканических породах среднего и кислого состава Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Штриховыми линиями выделены сходящиеся между собой низкокалиевая (НК) и высококалиевая (БК) ветви пород Краскинской впадины (соответственно, андезит-дацитовый и риолитовый группы) и ветвь андезитов и дацитов района порта Славянка с K_2O/Na_2O около 1 (см. текст).

тренд, протягивающийся к изобарическому минимуму системы с давлением ($P_{H_2O} = P_{общ.}$) 5 кбар, а группа пород такого же состава славянского комплекса возрастом 23 млн лет – к изобарическому минимуму системы с давлением 2 кбар. Риолиты Краскинской впадины смещены относительно андезит-дацитовой группы к изобарическим кривым более низких давлений (порядка 2 кбар). Риолиты с высоким K_2O/Na_2O (обр. Ш-00-84 и Ш-00-74) отличаются от других пород аномальным обогащением нормативными кварцем и ортоклазом. Натровые андезиты (обр. Ш-00-90, 91) смещены к альбитовому углу диаграммы и сопоставляются с пермо-триасовыми гранодиоритами интрузивов и прорывающими их андезитовыми дайками, опробованными на о. Гаккеля (гамовский комплекс, обр. Ш-00-66, 67, место отбора образцов см. рис. 1). Их особое пространственное положение на диаграмме может быть связано с образованием расплавов при сравнительно низком парциальном давлении воды.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

На диаграмме нормирования пород к хондриту редкоземельный спектр высокотитанистых базальтов

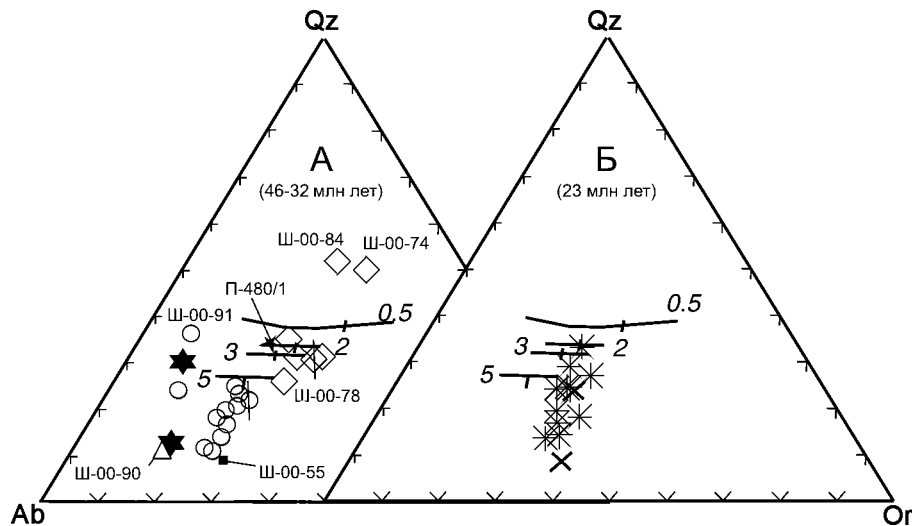


Рис. 7. Диаграмма нормативных альбита, кварца и ортоклаза (система CIPW) для разновозрастных вулканических и субвулканических пород среднего и кислого состава Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Для сопоставления показаны изобарические кривые минимальных давлений в системе при $P_{H_2O} = P_{общ.}$ (кбар) [26, 40]. Расчет нормативных минералов выполнен с корректировкой окисленности железа $Fe^{3+} = 0,15Fe_{общ.}$ (а.к.).

п-ова Клерка расположен выше базальтов из даек мыса Лукина (обр. Ш-00-96, 97) при одинаковом диапазоне $(La/Sm)_N$ (4–5) и различным $(La/Yb)_N$ (8–9, 9–12, соответственно). Линия нормированных концентраций базальта из дайки Ш-00-99 пересекает линии базальтовых даек Ш-00-96, 97 и по легким элементам ряда попадает в интервал значений высокотитанистых базальтов п-ова Клерка (рис. 8А). Отношение $(La/Sm)_N$ повышается до 5,5, а $(La/Yb)_N$ – до 20. Линии нормированных концентраций редких земель базальта и андезибазальта из Краскинской впадины параллельны (рис. 8Б) и показывают сравнительно высокое обогащение легкими членами ряда – $(La/Sm)_N = 7–8$, $(La/Yb)_N = 15–20$. Базальт Ш-00-40 из нижней части разреза у порта Славянка имеет пологий спектр при $(La/Sm)_N = 2,8$, $(La/Yb)_N = 3,7$ с высоким $(Yb)_N = 26$ (рис. 8В). Базальты из средней и верхней частей разреза также имеют низкие $(La/Sm)_N = 3–4$ и $(La/Yb)_N = 4–5$. В одном образце (Ш-00-30) содержание тяжелых и средних редких земель сопоставимы с таковыми большинства базальтов, а концентрации легких повышаются до значений, в 100 раз превышающих хондритовые. Низкокальциевые андезибазальты Ш-00-103 и Я-4128 имеют особый спектр с возрастанием нормированных концентраций от Lu до Eu и выдержанностью элементов от Eu до La на одном уровне, что характерно для низкокальциевых известково-щелочных андезибазальтов Шкотовского и Шуфанского плато возрастом около 13 млн лет [13]. Тяжелая и средняя части спектра высокотитанистого

мегаплагиофирового базальта Ш-00-46 расположены ниже линии низкокальциевых андезибазальтов, а легкая часть – выше, при $(La/Sm)_N = 5$ и $(La/Yb)_N = 9$.

На диаграммах нормирования к хондриту породы среднего и кислого состава нанесены в сопоставлении со спектром пермо-триасовых пород гамовского комплекса – гранодиорита Ш-00-66 и прорывающей его андезитовой дайки Ш-00-67 (рис. 9, местоположение образцов см. рис. 1). Они обладают низкой концентрацией иттербия, лишь в 3–4 раза превышающей хондритовую при высоких $(La/Sm)_N = 7–8$ и $(La/Yb)_N = 25–27$. Этому спектру подобен только редкоземельный спектр среднеэоценового дацита экструзии Школьной при $(Yb)_N = 3,3$, $(La/Sm)_N = 11$ и $(La/Yb)_N = 44$. Спектры других пород, как правило, имеют крутой наклон в легкой части, выполаживаясь в той или иной мере к тяжелой при общем интервале $(Yb)_N = 5–15$.

Риолитовая дайка м. Лукина (Ш-00-100) и одна из риолитовых даек краскинского комплекса (Ш-00-78) имеют Eu минимум и субгоризонтальную ветвь тяжелых элементов редкоземельного спектра при крутом наклоне ветви легких элементов (рис. 9А#, Б#). Слабый прогиб на гольмии характеризует тетрад-эффект М-типа, возникающий на заключительном этапе эволюции кислых расплавов посредством образования химических комплексов в водоподобной флюидной системе [38].

В трахиандезите п-ова Клерка Ш-00-55 $(Yb)_N = 10,7$, выше этого показателя для даек мыса Лукина,



Рис. 8. Концентрации редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [28], в разновозрастных базальтах Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4.

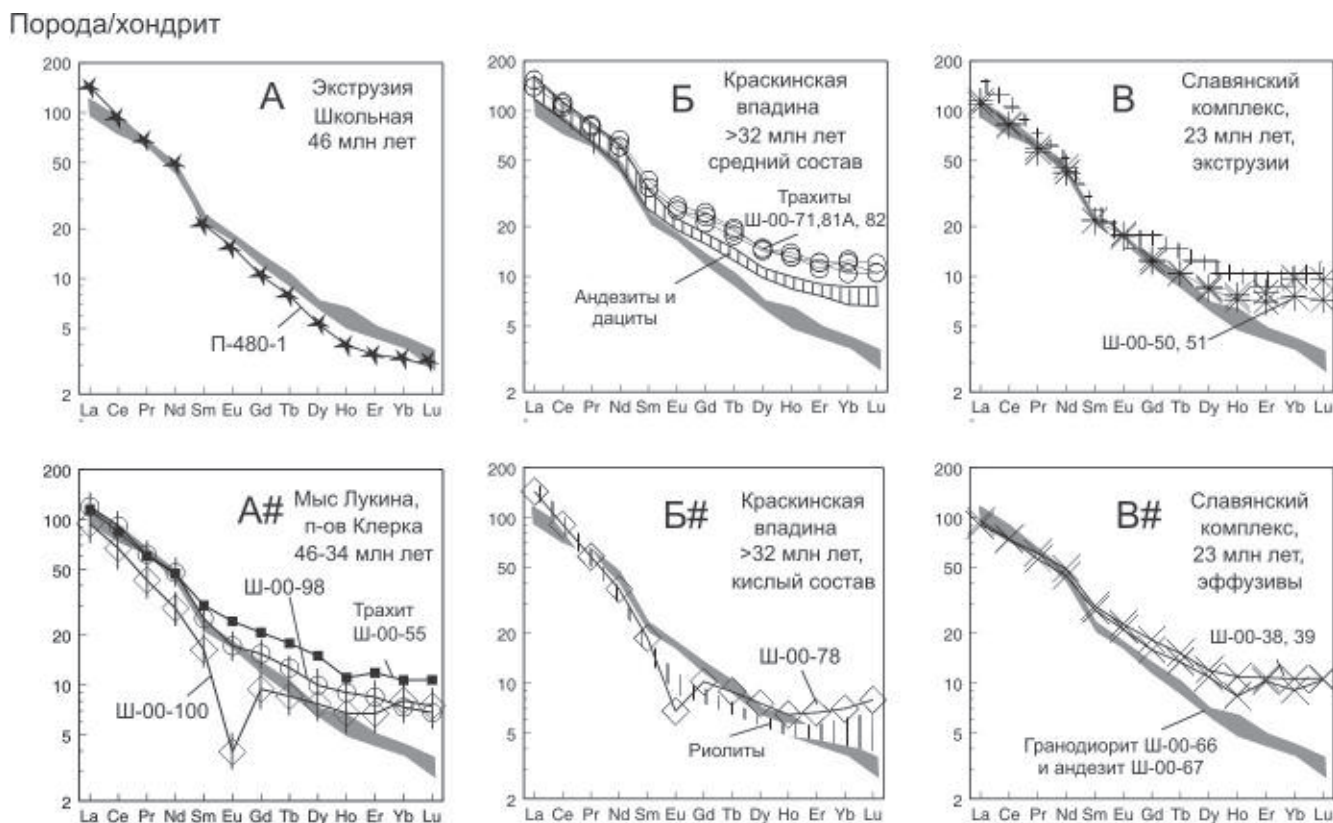


Рис. 9. Концентрации редкоземельных элементов, нормированные к хондриту [28], в разновозрастных породах среднего и кислого состава Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Для сопоставления с породами среднего кайнозоя показаны спектры редких земель пермотриасовых пород фундамента – крупнозернистого гранодиорита Ш-00-66 и андезита из дайки Ш-00-67.

но ниже, чем у ассоциирующихся с трахиандезитом высокотитанистых базальтов п-ова Клерка. В последних $(Yb)_N = 15-19$ (см. рис. 8А и 9А#).

В андезитах и дацитах Краскинской впадины $(Yb)_N$ варьирует от 7 до 8, а в трахитах – от 10 до 12.

В риолитах $(Yb)_N$ снижается до 5 (рис. 9Б, Б#). В породах среднего состава района Славянки этот показатель меняется от 7 до 12 (рис. 9В, В#).

Спектр несовместимых элементов высокотитанистых базальтов п-ова Клерка близок составу ба-

зальтов океанических островов (ОИВ), отличаясь от него небольшими минимумами Th-U, Nb-Ta, Hf-Sm-Ti и максимумом Pb (рис. 10А). Базальтовые дайки мыса Лукина также имеют минимум Th-U, резче выраженный минимум Nb-Ta (в меньшей степени La-Ce, Pr) и пониженные концентрации элементов от Р до Yb с повышением концентраций Sm относительно соседних элементов. В обр. Ш-00-99 появляется слабый максимум Ba, и тенденции, отличающие его от ОИВ, проявлены сильнее, чем в обр. Ш-00-96, 97. Такие же тенденции свойственны базальтам Краскинской впадины и района порта Славянка (рис. 10Б, В). Между собой базальты этих двух территорий отличаются по поведению Rb (наличию минимума Rb в краскинских базальтах и его отсутствию в славянских). Низкокальциевые андезибазальты возрастом 13 млн лет смещаются к составу обогащенного базальта срединных океанических хребтов (E MORB). Линия высокотитанистого мегаплагиофирового базальта Ш-00-46 имеет сложную конфигурацию с максимумами K, Pb, P и Ti (рис. 10В).

На рис. 11А,Б сравниваются ряды несовместимых элементов пород среднего и кислого состава. На диаграмме пород краскинского комплекса в средней части спектра от Nd до Pг концентрации элементов этих групп пород сопоставимы между собой. Во всех породах одинаково выражен минимум Nb и Ta. В левой, более несовместимой части спектра от Cs до K концентрации элементов риолитов систематически превышают концентрации элементов андезитов и дацитов. Хорошо выделяются максимумы Th, U, K и Cs. Исключение составляют anomalно высокие кон-

центрации Cs в двух образцах низкокальциевых андезитов (Ш-00-91, 94А). В правой, менее несовместимой части спектра от Sg до Yb концентрации элементов риолитов систематически ниже концентраций элементов андезитов и дацитов с резко выраженными минимумами P и Ti. Среди дацитов и андезитов минимум Ti обнаружен только в обр. Ш-00-81А (на рис. 11 не показан). Спектры несовместимых элементов более древних дацитов (обр. П-480/1 и Ш-00-98) сопоставимы со спектрами однотипных пород краскинского комплекса, за исключением anomalно низких концентраций Y и Yb в даците экструзии Школьной. Риолит из дайки мыса Лукина Ш-00-100 обладает некоторыми особенностями в левой и средней части спектра. По отношению к дацитам в средней части спектра этого риолита можно видеть повышенные концентрации Nb, Ta, Pb и пониженные – La, Ce, Pr. В левой части спектра риолита Ш-00-100 выделяется минимум Ba.

На рис. 11В сравниваются ряды несовместимых элементов эффузивных и экструзивных пород среднего состава славянского комплекса. При близких концентрациях K и Pb в эффузивах резче выражен промежуточный между ними минимум Nb и Ta (в меньшей степени – La и Ce). В левой части спектра обращает на себя внимание последовательное снижение нормированных концентраций элементов эффузивов к Th (Th/U снижается до интервала 2,7–3,2). Правая часть спектра эффузивов подобна породам среднего состава Краскинской впадины, за исключением слабо выраженного минимума Ti. В экструзивных породах эта часть спектра приближается по конфигурации к краскинским риолитам.

Порода/недифференцированная мантия



Рис. 10. Концентрации ряда несовместимых элементов, нормированные к недифференцированной мантии [28], в разновозрастных базальтах Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Коэффициенты нормирования для Pb и Cs, соответственно, 0,071 и 0,0079 [37]. Для сопоставления показаны линии спектров базальта океанических островов (ОИВ) и обогащенного базальта срединных океанических хребтов (E-MORB).

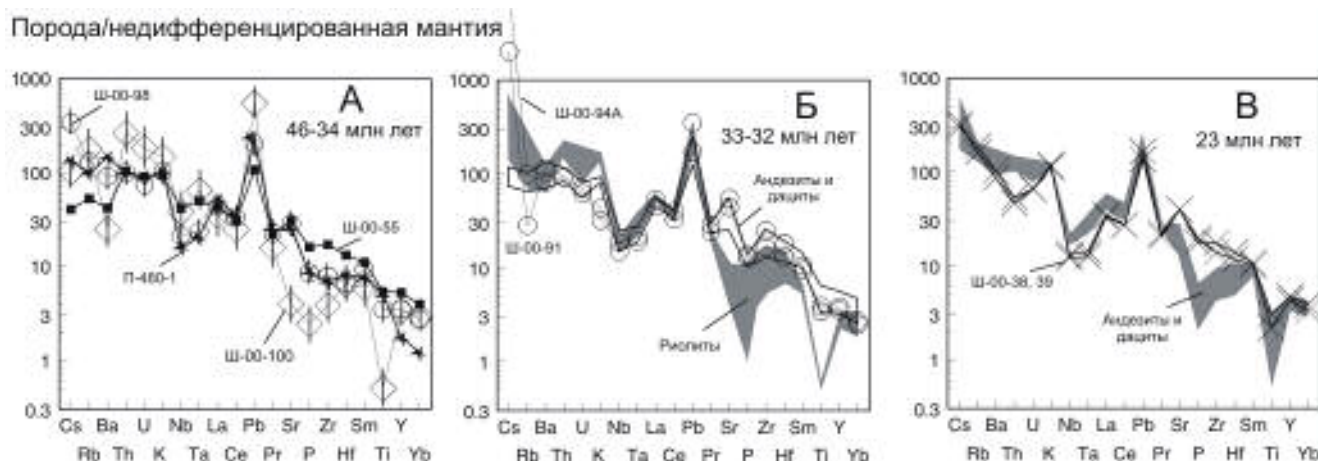


Рис. 11. Концентрации ряда несовместимых элементов, нормированные к недифференцированной мантии [28], в разновозрастных породах среднего и кислого состава Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4.

КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД В КООРДИНАТАХ $\text{Ce/Pb} - \text{K/Nb}$

Мантийные и коровые компоненты вулканических пород Приморья хорошо различаются между собой в координатах $\text{Ce/Pb} - \text{K/Nb}$ [13]. Эти отношения не меняются при кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов и отражают состав плавящегося субстрата [37]. В океанических базальтах Ce/Pb составляет 25 ± 5 , а в породах континентальной коры – 3–5. На конвергентных границах отношение Ce/Pb снижается за счет немагматического (гидротермального) переноса свинца в магматические источники [29]. В различных типах базальтов океанов K/Nb имеет значение около 250. В породах континентальной коры K/Nb повышается, достигая наиболее высоких значений (до 2150) в среднекоровых породах, претерпевших метаморфизм амфиболитовой фации [35]. Это отношение – важнейший показатель магматических серий надсубдукционных областей, обогащенных несовместимыми микроэлементами (в том числе калием), но обедненных трудно растворимыми в водных флюидах высокозарядными ниобием и танталом.

Рис. 12А показывает степень смещения базальтов Юго-Западного Приморья от состава океанических базальтов. Распределение точек на диаграмме интерпретируется как результат преобразования субстрата. При слабых процессах образуется рой точек с преобладающим мантийным компонентом высокотитанистых базальтов M_T . Обогащение свинцом выражается в низком Ce/Pb мантийного компонента низкокалиевых базальтов M_{HK} , а привнос калия – в высоком K/Nb мантийного субдукционного компонента

M_C . Базальтовая дайка Ш-00-98 мыса Лукина и базальтовая лава Ш-00-93 Краскинской впадины имеют повышенное K/Nb и расположены вблизи линии, определяющей вовлечение в плавление до 30% субдукционного компонента M_C . В базальтах славянского комплекса содержания субдукционного компонента выше и составляют от 30 до 100 % при образовании линии смешения с компонентом M_{HK} .

В общей смене источников базальтовых расплавов выделяются эпизоды преобладания мантийных компонентов M_{HK} 38 и 13 млн лет назад, M_T – 38–34 и 9 млн лет назад и M_C – 23 млн лет назад (рис. 12А).

Породы среднего и кислого состава образуют самостоятельный тренд смешения мантийного компонента M_{HK} с коровым компонентом К, обладающим Ce/Pb около 3 при весьма высоком K/Nb (до 4000). В славянском комплексе на окончании тренда находятся эффузивные трахиандезит и андезит из разреза рис. 3, а в краскинском – риолит с высоким K/Na , отвечающий наиболее низкобарным условиям равновесия в водонасыщенной системе (обр. Ш-00-74). Другой такой же риолит с высоким K/Na (обр. Ш-00-84 из петротипа) смещается в область более низких значений Ce/Pb . Кроме обр. Ш-00-84, низкое Ce/Pb определено в верхнекоровых ксенолитах метаморфических пород из риолитов южного берега п-ова Краббе [13]. Вероятно, тренд к риолиту Ш-00-74 обусловлен малоуглубинной дифференциацией расплавленного материала, поднявшегося из глубокой области коры, а снижение Ce/Pb в риолите Ш-00-84 и других породах связано с вовлечением в плавление малоуглубинного корового материала, представленного ксенолитами.

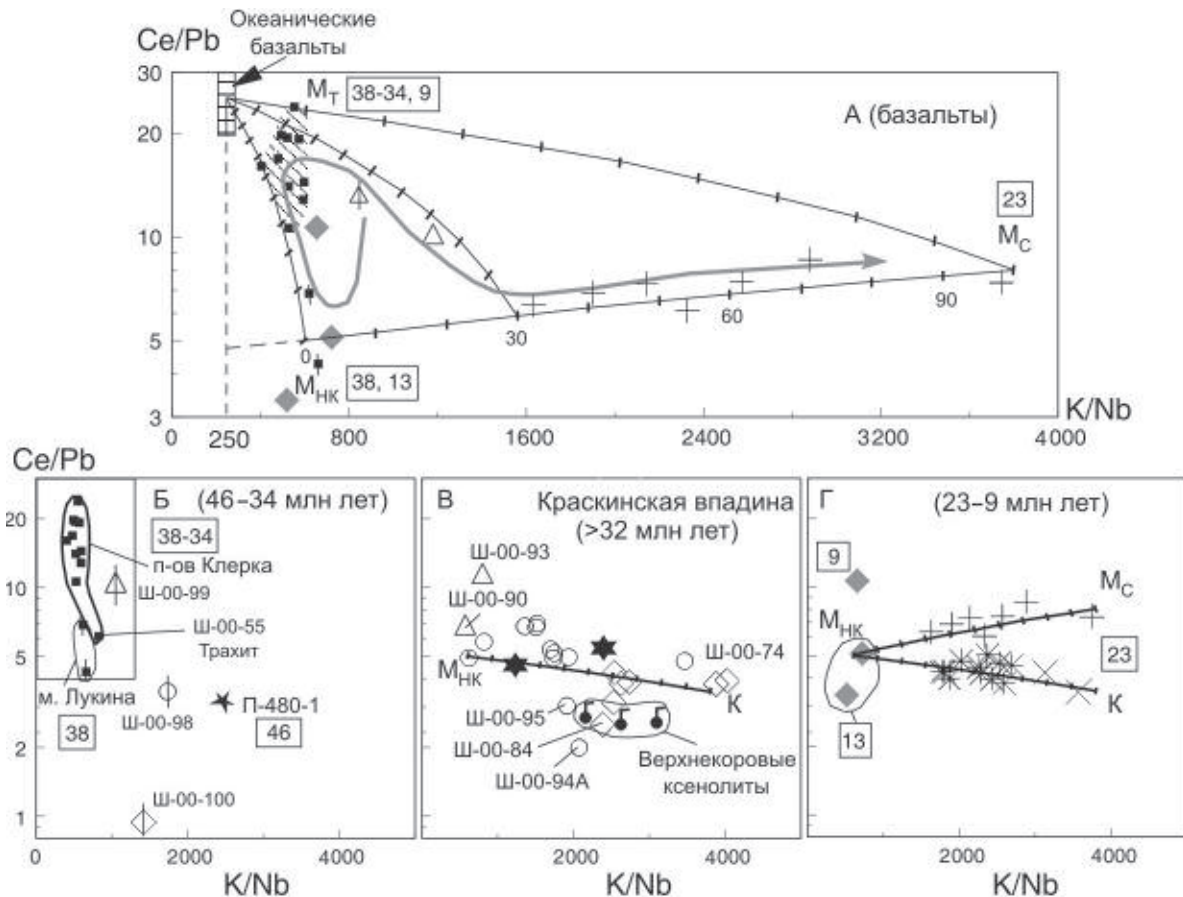


Рис. 12. Соотношения Ce/Pb – K/Nb.

Усл. обозн. см. рис. 4. Мантийные компоненты: M_T – высокотитанистых базальтов, $M_{НК}$ – низкокальциевых базальтов, M_C – субдукционный. К – коровый компонент. Ордината имеет логарифмический масштаб, а абсцисса – линейный.

КОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОРОД НА ДИАГРАММАХ С ИЗОТОПАМИ СТРОНЦИЯ

Распределение точек андезитов и дацитов Краскинской впадины на диаграмме $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ (рис. 13) свидетельствует о смешении трех компонентов: 1) обедненного мантийного компонента $M_{НК}$, производящего низкокальциевые выплавки с низким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и высокой концентрацией стронция (низким $1000/\text{Sr}$), 2) корового компонента К, имеющего повышенное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и более низкую концентрацию стронция (повышенное $1000/\text{Sr}$) и 3) компонента S с высоким содержанием стронция и более обогащенного радиогенным изотопом ^{87}Sr , чем компонент К. Точки андезитов и дацитов распределяются в основном на линии смешения компонентов $M_{НК}$ и К, а натровый андезибазальт Ш-00-90 соответствует компоненту S (рис. 13). По низкому K-Na-отношению и смещению к альбитовому углу диаграммы нормативных Ab-Qz-Or андезибазальт Ш-00-90 вместе с андезитом Ш-00-91 сопоставляется с гранодиоритами фундамента (рис. 6, 7А).

Компонент К представлял собой субстрат для образования риолитовых расплавов, дифференцированных по Rb/Sr и образующих изохрону (ее точки Ш-00-78, 74 и 81А располагаются на рис. 13 параллельно оси абсцисс). Одна из точек изохроны (андезит Ш-00-81А) одновременно находится на линии смешения $M_{НК}$ -К, несколько смещаясь ниже линии начальных соотношений образцов риолитов Ш-00-74, 78 за счет небольшой примеси компонента $M_{НК}$, поэтому более точное приближение к истинному возрасту риолитов дает линия изохронной диаграммы, проходящая через неконтаминированные мантийными примесями риолиты Ш-00-74, 78 (значение возраста снижается до $32,4 \pm 2,5$ млн лет). Риолит Ш-00-75, возможно, является производным дифференциации расплава, соответствовавшего компоненту S. Наиболее высокое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ определено в риолите из петротипа краскинского комплекса (обр. Ш-00-84). Оно свидетельствует об отличии его плавившегося субстрата от субстрата других риолитов краскинского комплекса.

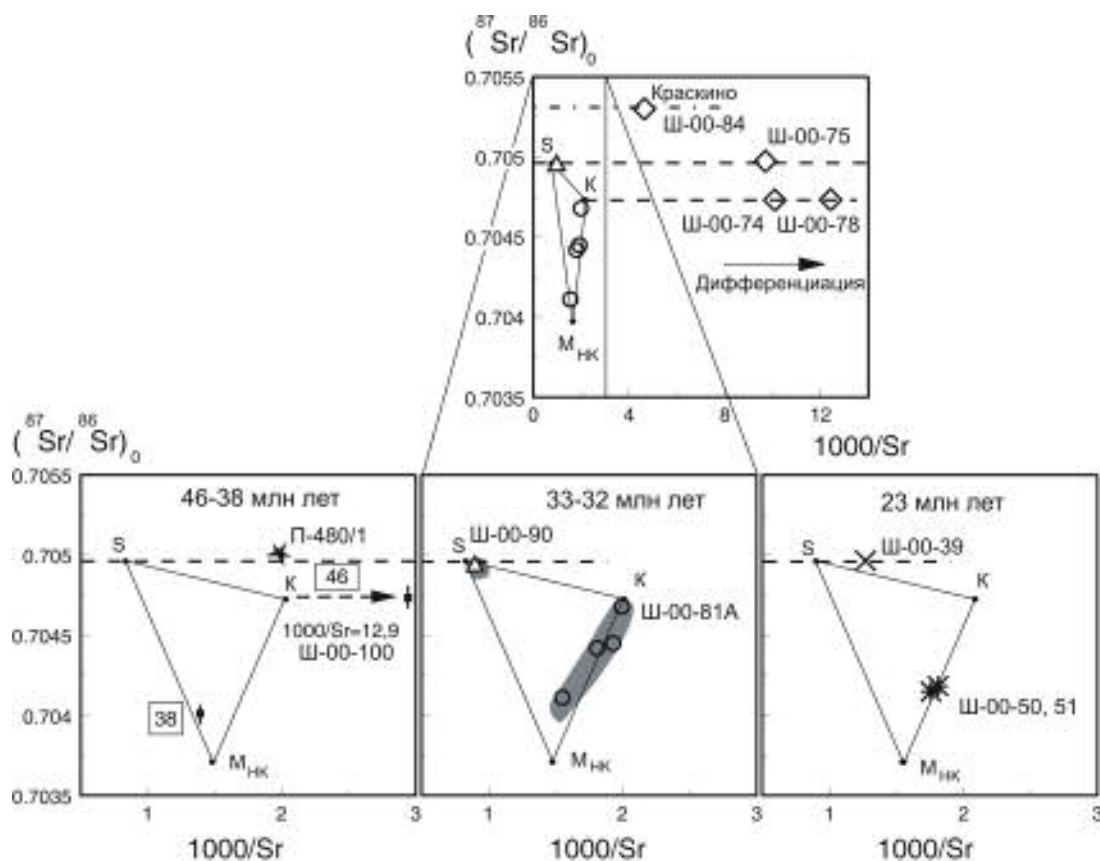


Рис. 13. Соотношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ в мантийном компоненте $M_{\text{НК}}$ и коровых компонентах из разновозрастных вулканических пород Юго-Западного Приморья.

Усл. обозн. см. рис. 4. Для краскинского комплекса дана врезка с расширением шкалы абсцисс для нанесения дополнительных точек риолитов. Обозначения компонентов см. рис. 12. Дополнительно введены обозначения мантийного высокостронциевого компонента S с отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ около 0,705. Штрих-пунктирной линией выделено наиболее высокое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ обр. Ш-00-84 из петротипа краскинского комплекса (расчет на 33 млн лет).

С учетом возраста риолитовой дайки Ш-00-100 м. Лукина древнее 38 млн лет представляется вероятным ее внедрение одновременно с экструзией Школьной около 46 млн лет назад. При пересчете на этот возраст $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ дайки Ш-00-100 совпадает с отношением в риолитах Ш-00-74 и Ш-00-78. Это означает, что в качестве исходного состава для риолита Ш-00-100 мог служить компонент K (рис. 13). Приблизительно на уровне компонента S находится $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ дацита из экструзии Школьной (0,70502) (рис. 13). Низкое Rb/Sr в этой породе (0,115) в минералогическом отношении выражено преобладанием плагиоклаза с высоким содержанием стронция (1697 мкг/г, определение изотопным разбавлением).

Дациты из экструзии Нерпа возрастом около 23 млн лет (славянский комплекс) располагаются на линии смешения $M_{\text{НК}} - K$, а андезит из разреза у порта Славянка по уровню $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ соответствует компоненту S.

Из сопоставления диаграмм рис. 13 следует, что, по крайней мере, 33–32 и около 23 млн лет назад породы среднего и кислого состава представляли различные пропорции компонентов $M_{\text{НК}}$, K и S. В возрастном интервале 46–38 млн лет назад в породах среднего и кислого состава выделялись компоненты K и S, а компонент $M_{\text{НК}}$ обозначился только в базальте. Отсутствие в интервале 46–38 млн лет назад смешанных мантийно-коровых разновидностей, однако, может быть следствием недостаточно представительных аналитических данных для пород среднего и кислого состава ранних вулканических комплексов.

На рис. 14 исследуется распределение точек базальтов в координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$. Для сопоставления нанесен общий компонент базальтов возрастом 13 и 9 млн лет юго-западной части Шкотовского вулканического поля и центральной части Шуфанского. Этот общий компонент (ОК) идентичен общему компоненту вулканических пород задуговой

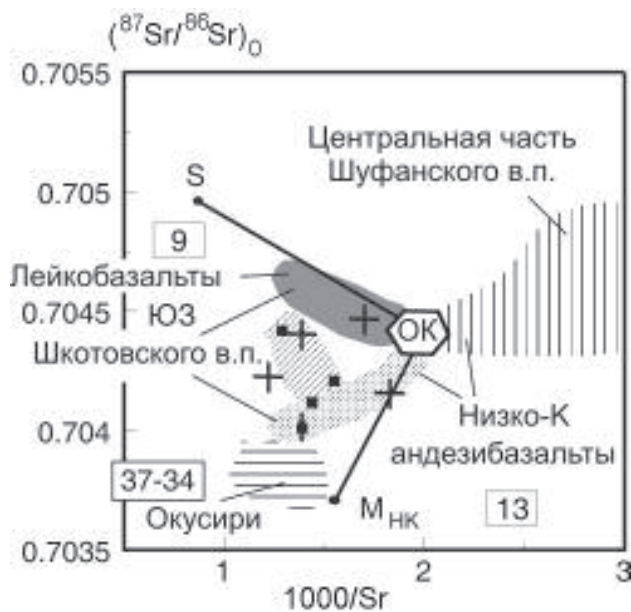


Рис. 14. Соотношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 1000/\text{Sr}$ в общем компоненте (ОК) Южного Приморья и в базальтах, контаминированных разнородным материалом литосферы.

Усл. обозн. см. рис. 4, 12, 13. Фигуративные поля вулканических пород Шкотовского и Шуфанского полей показаны по работе [13], а зоны Окусири – по работам [15, 31, 36].

зоны Северо-Восточного Хонсю временных интервалов 30–20 и 18–9 млн лет, представляющего материал мантийного клина [15]. Поле вулканических пород из зоны Окусири возрастом 37–34 млн лет располагается в области сравнительно обедненных пород вблизи компонента $M_{\text{нк}}$. Проанализированные базальты Юго-Западного Приморья возрастного интервала 38–23 млн лет располагаются между линиями смешения компонентов ОК, $M_{\text{нк}}$ и S, отражая изотопный состав стронция литосферного материала, вовлеченного в плавление.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Структурный контроль пространственно-временного распределения магматизма

При исследовании вариаций изотопных отношений стронция и микроэлементов позднекайнозойских вулканических последовательностей Шкотовского и Шуфанского вулканических полей была выявлена латеральная смена мантийных источников в пределах Арсеньевской зоны террейнов Ханкайского массива более обедненными источниками в аккрецированном к нему в средней-поздней юре Са-

маркинском террейне [13]. В Арсеньевской зоне фундамент перекрыт чехлом вулканогенных, терригенных и терригенно-угленосных формаций. Прогиб протягивается между выходами метаморфического фундамента Ханкайского массива и Сергеевского террейна [17]. Террейны Южного Сихотэ-Алиня по составу слагающих осадочных и магматических формаций рассматриваются как северное продолжение террейнов Юго-Западной Японии. Предполагалось, что до раскрытия Японского моря они составляли единое целое [25]. На средне-позднекайнозойском этапе террейны Арсеньевской зоны относительно погруженных древних структур были разъединены с террейнами Юго-Западной Японии и были снова частично вовлечены в нисходящие движения, выразившиеся в конечном итоге в образовании бассейна Японского моря.

Территория Юго-Западного Приморья в работе [6] отнесена к Южно-Приморскому блоку, который рассматривался как часть пермской островодужной системы. На схеме структур Восточной Азии, составленной Л.П. Карсаковым [3], ее северная часть входит в состав Буреинско-Цзямусы-Ханкайского составного массива, а южная часть (район п-ова Краббе) относится к складчатой системе, отделяющей этот массив от Сино-Корейской платформы. С позиций террейнового анализа [18], в Юго-Западном Приморье сочленяются Лаоелин-Гродековский террейн и Ханкайский супертеррейн. Субмеридиональная граница между ними проводится условно западнее п-ова Клерка (рис. 1А).

Структурная неоднородность между Лаоелин-Гродековским террейном и Арсеньевской зоной, по-видимому, повлияла на пространственное распространение к западу области задуговой деструкции континентальной окраины. С другой стороны, в районе п-ова Краббе деструкция распространялась вглубь Лаоелин-Гродековского террейна благодаря субширотным структурам, сформировавшимся в северном складчатом обрамлении Сино-Корейской платформы. Характер деструкции хорошо подчеркивается особенностями пространственно-временного развития средне-позднекайнозойского магматизма.

Около 46 млн лет назад магматизм проявился непосредственно на границе между Лаоелин-Гродековским террейном и Арсеньевской зоной (экструзия Школьная) и в пределах Лаоелин-Гродековского террейна (дайки мыса Лукина). Около 38 млн лет назад магматизм завершился внедрением базальтовых даек мыса Лукина. В интервале 38–34 млн лет назад изливались базальтовые расплавы п-ова Клерка в Арсеньевской зоне. Около 33–32 млн лет назад магматизм

вновь охватил Лаоелин-Гродековский террейн (краскинский комплекс п-ова Краббе и сопредельных территорий). Здесь в эоцене-олигоцене образовалась Краскинская впадина, в которой накопилось более 900 м осадков [8, 9, 16]. Около 23 млн лет назад магматизм перераспределился в Арсеньевскую зону, к межтеррейновому шву (славянский комплекс). В дальнейшем, около 13 млн лет назад, магматизм сместился к северу на Шуфанское и Шкотовское поля, имея сквозное распространение в Лаоелин-Гродековском террейне и Арсеньевской зоне, а около 9 млн лет назад локализовался вблизи межтеррейнового шва.

Магматические импульсы и их геодинамическое значение

Риолитовая дайка м. Лукина Ш-00-100 в геохимическом отношении отличается от риолитовых даек более молодого краскинского комплекса, обладая Еu минимумом и субгоризонтальной ветвью тяжелых элементов редкоземельного спектра при крутом наклоне ветви легких элементов (рис. 9А#). Риолитовая дайка имеет высокую концентрацию рубидия – 106 мкг/г, высокое Rb/Sr – 1,3 и высокое (Na+K)/Al – 0,83 (расчет в молях). Подобные составы распространены в синкинематических (синколлизонных) риолитах и лейкогранитах А-типа [12, 21, 27 и др.].

Синкинематический риолитовый магматизм Юго-Западного Приморья протекал синхронно с заключительным коллизонным событием в сусунайском метаморфическом комплексе Юго-Восточного Сахалина и коррелирующемся с ним метаморфическом комплексе Камуикотан (о. Хоккайдо) [2, 27]. Приблизительно в это же время магматизм проявился в южной части Корейского полуострова, во впадине Гийонганг. Лавовые потоки и дайки андезит-базальтового состава датированы здесь К-Аг методом интервалом 46–44 млн лет (эпизод К-3, [34]). В Южном Сихотэ-Алине с этим эпизодом сопоставляются базальты с К-Аг датировками 42 ± 3 млн лет (р. Зеркальная) [1] и $47,3 \pm 1,2$ млн лет (Кавалерово) [32]. Подобно породам экструзии Школьной датированный базальт Кавалерово имел повышенное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - (0,705091)$ [5].

После среднеэоценового вулканического эпизода вулканическая деятельность в Южном Сихотэ-Алине и в Юго-Западном Приморье угасла. Угасание вулканизма совпадало по времени с крупной тектонической перестройкой в Тихоокеанском регионе, наиболее ярко проявившейся около 43–42 млн лет назад в изменении направления миграции вулканизма Императорско-Гавайской цепи с субмеридионального на восток-юго-восточное [22].

Тихоокеанская плита смещалась к запад-северо-западу в течение последних 43 млн лет со скоростью около 10 см/год. Поступательное движение Тихоокеанской плиты сопровождалось ее периодическими поворотами по часовой стрелке и в обратном направлении. Полюс знакопеременных вращательных движений находился в Гавайском горячем пятне. Поворот плиты по часовой стрелке должен был сопровождаться левосторонними трансформными смещениями ее западного края относительно сопредельных плит, а против часовой стрелки – правосторонними. Условия для левосторонних смещений существовали 43–39, 30–23, 16–13, 6–4 и 1,5–0 млн лет назад, а для правосторонних – 36–34, 22–17, 12–7 и 4–2 млн лет назад. Предполагается, что при повороте плиты по часовой стрелке на западной межплитной границе создавались дополнительные сжимающие напряжения, а при движении в обратном направлении – растягивающие [23]. Закономерные вариации напряженно-деформированного состояния коры подтверждаются исследованиями А. Такеучи в Северо-Восточном Хонсю [7].

Внедрение базальтовых магм с мантийными изотопными и микроэлементными характеристиками Юго-Западного Приморья 38–34 млн лет назад обозначило активизацию глубинных процессов в изменившейся обстановке взаимодействия Тихоокеанской и Евразийской плит и совпало с переходом от обстановки сжатия к обстановке растяжения. Извержения сконцентрировались в Арсеньевской зоне. Одновременно со сменой растяжения сжатием, около 33–32 млн лет назад, магматизм перераспределился из Арсеньевской зоны в Лаоелин-Гродековский террейн. В этих условиях вновь началось плавление коры (краскинский комплекс) (рис. 15).

Магматизм славянского комплекса сопровождал переход от максимума сжатия к растяжению в Арсеньевской зоне около 23 млн лет назад. Сначала поступила порция базальтовых мантийных выплавов из флюидизированной надсубдукционной мантии M_c , а затем плавилась кора. Славянский комплекс, проявившийся непосредственно перед раскрытием Японского моря, обозначил максимальное проникновение под континент магматических процессов, связанных с субдукцией. В Северо-Восточном Хонсю с этим эпизодом сопоставляется вулканическая дуга линии Матсумае-Сизукуси-Сиогама возрастом 25–22 млн лет, которая сформировалась в самом начале вращения этой части острова против часовой стрелки при раскрытии Японского моря [30].

Следующий магматический эпизод около 13 млн лет назад, представленный низкокальциевыми андезибазальтами шуфанской свиты, последовал за мощным спредингом коры Японского моря. Он

вновь совпал с переходом от максимума сжатия к растяжению. Последнее вулканическое событие Юго-Западного Приморья произошло около 9 млн лет назад при переходе от растяжения к сжатию.

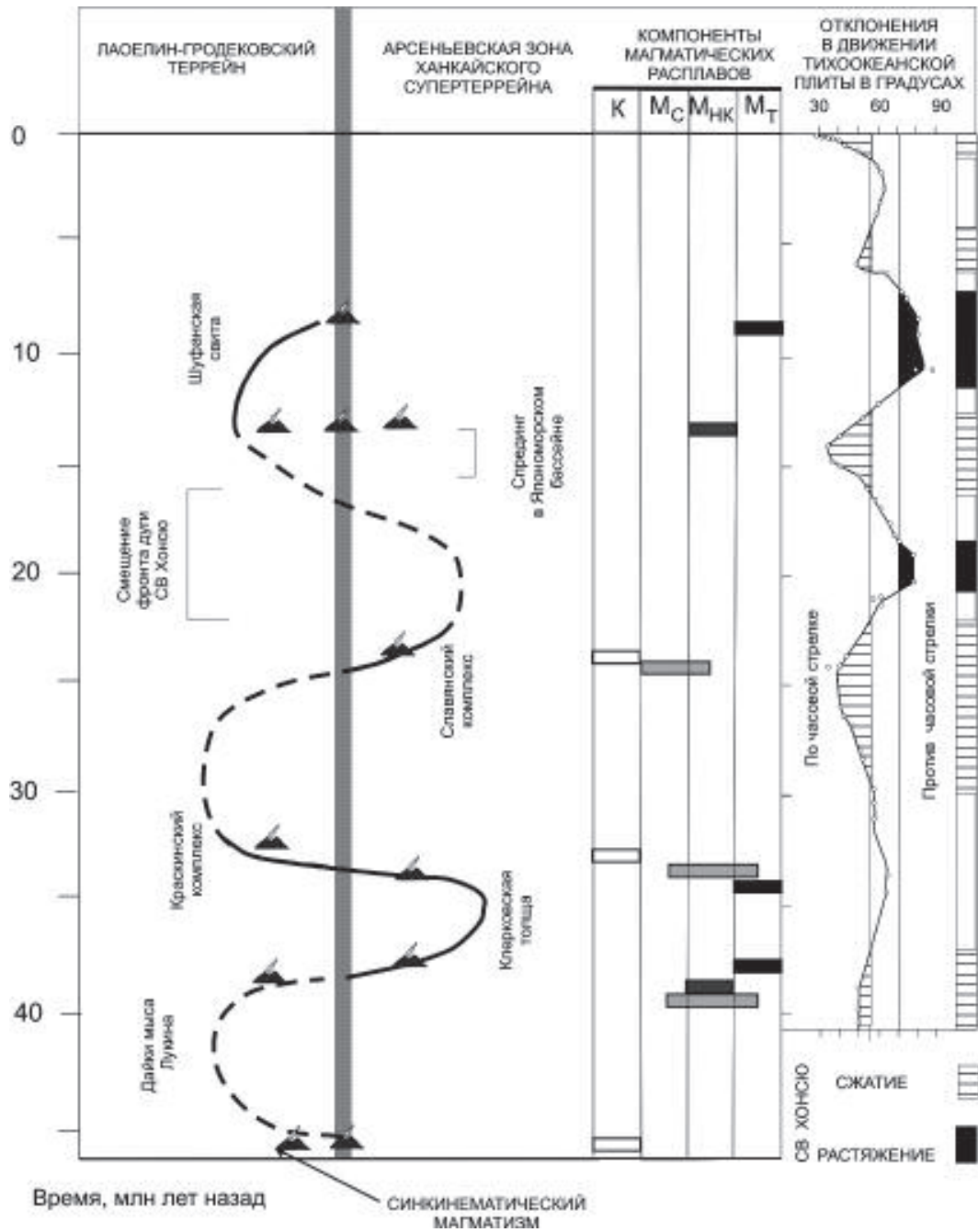


Рис. 15. Схема импульсного развития магматизма Юго-Западного Приморья в сопоставлении с периодическими сжатием и растяжением коры, обусловленными осциллярными вращательными движениями Тихоокеанской плиты.

Обозначения компонентов см. рис. 12. Кривая отклонения в движении Тихоокеанской плиты приведена по работе [23], а временные интервалы сжатия и растяжения в Северо-Восточном Хонсю – по результатам исследований А. Такеучи [7]. Кривая пространственного перераспределения магматизма между Лаоелин-Гродековским террейном и Арсеньевской зоной Ханкайского супертеррейна обсуждается в тексте.

Пространственно-временные вариации компонентов магматических расплавов

Компонентный состав расплавов менялся при переходе от Арсеньевской зоны к Лаоелин-Гродековскому террейну. В шовной зоне между этими структурами внедрилась дацитовая экструзия Школьная, отличающаяся весьма высоким Sr/Zr (7). Последняя характеристика, наряду с высокой концентрацией стронция и повышенным $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, свойственна пелагическим осадкам и морским карбонатным отложениям [13 и ссылки в этой работе]. Таким образом, дациты экструзии Школьной представляли своеобразный состав плавившегося субстрата. Особый состав выплавов имела и ранняя синкинематическая риолитовая дайка м. Лукина.

Мантийные компоненты базальтов Арсеньевской зоны и Лаоелин-Гродековского террейна различаются между собой. На пограничной территории Арсеньевской зоны представлены выплавки высокотитанистых базальтов п-ова Клерка и мегаплагиофировых базальтов шуфанской свиты (компонент M_T). Отмеченное сходство высокотитанистых базальтов п-ова Клерка и Находкинского вулканического поля в распределении точек на диаграмме Ce/Pb – K/Nb (рис. 12А и данные работы [12]) может отражать сходные условия развития магматизма на границе Япономорского бассейна. Мегаплагиофировые базальты были обнаружены в пределах Арсеньевской зоны в центральной части Шкотовского плато (ключ Тигровый) [19] и на его юго-западной окраине [11, 13]. Источник M_T зайсановских высокотитанистых базальтов несколько обогащен радиогенным изотопом ^{87}Sr по сравнению с одновозрастными базальтами из зоны Окусири Японского моря, поступившими в начале деструкции окраины континента [15, 31, 36]. На рассматриваемой территории Лаоелин-Гродековского террейна компонент высокотитанистых базальтов мог присутствовать в виде небольшой примеси в дайке м. Лукина и лавах Краскинской впадины. В славянском комплексе, занимающем промежуточное возрастное положение между лавами п-ова Клерка и шуфанской свиты, представлена смесь компонентов M_{HK} и M_C .

В породах среднего и кислого состава территории Лаоелин-Гродековского террейна состав коровых компонентов менялся в северо-западном направлении. На морском побережье, в юго-восточной части п-ова Краббе и на м. Лукина, представлены выплавки с наиболее низким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (компонент К), а в глубине материка, в окрестностях Краскино, в риолитах петротипа краскинского комплекса – выплавки

с более высоким $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Породы петротипа были производными корового субстрата с повышенной концентрацией радиогенного изотопа ^{87}Sr (возможно, компонента континентальной коры, обогащенного несовместимыми элементами, в том числе Rb). Породы с особым компонентом S, имеющим промежуточное $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, встречаются в риолитовых телах юго-восточной части п-ова Краббе (обр. Ш-00-75) и в натровых андезитах, андезибазальтах его северо-западной части (обр. Ш-00-90, 91).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Начальный магматизм Юго-Западного Приморья (преимущественно коровый, частично синкинематический) проявился в Лаоелин-Гродековском террейне и на его границе с Арсеньевской зоной прогибания Ханкайского супертеррейна во временном интервале 46–38 млн лет назад и вновь активизировался на этой территории около 33–32 млн лет назад. В Арсеньевской зоне имели место эпизоды извержений мантийных высокотитанистых базальтов 38–34 и 9 млн лет назад, а также базальтов с ярко выраженными субдукционными характеристиками около 23 млн лет назад. Последовавшие за последними андезит-дацитовые расплавы обладали коровыми геохимическими характеристиками. Особое значение имели излияния мантийных низкокальциевых андезибазальтов, распространившихся около 13 млн лет назад (после спрединга коры Японского моря) на обширной территории Южного Приморья.

Установленная эпизодичность развития мантийного и корового магматизма Юго-Западного Приморья отражала импульсную средне-позднекайнозойскую деструкцию литосферы континентальной окраины, согласованную с осциллярными переменными вращательными движениями Тихоокеанской плиты, выражающимися в сжатии и растяжении континентальной окраины. При смене сжатия растяжением магматизм концентрировался в Арсеньевской зоне, а при смене растяжения сжатием – перераспределялся на сопредельную территорию Лаоелин-Гродековского террейна.

Работа выполнена с финансированием Интеграционного проекта Президиума СО РАН № 6.7.3, проекта СО РАН № 70 и гранта Президента Российской Федерации МК-1903 2003.05.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аракелянц М.М., Ахметьев М.А., Филимонова Л.Г. Возраст вулканитов Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 4. С. 946–948.
2. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 27 с.

3. Малышев Ю.Ф. Типы земной коры Восточной Азии и их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 3–16.
4. Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг (на примере Северо-Западной Пацифики). Владивосток: Дальнаука, 1999. 218 с.
5. Мартынов Ю.А., Коваленко С.В., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Геохимия и вопросы металлогении кайнозойских постсубдукционных известково-щелочных вулканитов юго-западного Приморья // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 5–20.
6. 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.
7. Маслов Л. А., Романовский Н. П. К проблеме тектонической активности Тихоокеанского сегмента Земли // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 3–12.
8. Попов В.К., Гребенников А.В., Коваленко С.В., Кутубзаде Т.К. Петролого-геохимическая характеристика вулканических кайнозойских комплексов Краскинской впадины на примере п-ова Краббе (Приморье) // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы Пятого Дальневост. регион. петрограф. совещ. Хабаровск: ФГУГПП "Хабаровскгеология", 2001. С. 38–40.
9. Попов В.К. Особенности проявления и состава интрузивных пирокластитов в кайнозойских впадинах Юго-Западного Приморья // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всерос. симпози. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 704–709.
10. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука, Сиб. отд-ние, 2000. 288 с.
11. 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 // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2001. С. 167–192.
12. Рассказов С.В., Масловская М.Н., Скопинцев В.Г., Саранина Е.В., Ильясова А.М., Сизых Ю.И. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (Геохимические характеристики и Rb-Sr-изотопная систематика) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1133–1144.
13. 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. № 1. С. 92–109.
14. Рассказов С.В., Саранина Е.В., Масловская М.Н., Ясныгина Т.А., Травин А.В., Коваленко С.В., Мартынов Ю.А., Попов В.К. Начало растяжения коры во впадине Японского моря: радиоизотопное датирование вулканических пород среднего кайнозоя Юго-Западного Приморья ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr методами // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. II Российская конференция по изотопной геологии. СПб.: ИГГД РАН, 2003. С. 413–417.
15. Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. Отличие динамики астеносферного магматизма в задуговой области Северо-Восточного Хонсю и в Провинции Бассейнов и Хребтов, США: вариации ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в вулканических породах // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск, 2004. С. 96–100.
16. Седых А.К. Новые данные по геологическому строению и стратиграфии Краскинской впадины (юго-западное Приморье) // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 78–89.
17. Тектоно-магматические системы аккреционной коры (Сихотэ-Алинь) / Левашов Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 340 с.
18. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
19. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
20. Ясныгина Т.А., Рассказов С.В., Маркова М.Е., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Определение микроэлементов методом ICP-MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава // Прикладная геохимия. Вып. 4. Аналитические исследования / (Под ред. Э.К. Буренкова, А.А. Кремнецкого). М.: ИМГРЭ, 2003. С. 48–56.
21. Abdel-Rahman A.M., El-Kibbi M.M. Anorogenic magmatism: chemical evolution of the Mount El-Sibai A-type complex (Egypt), and implications for the origin of within-plate felsic magmas // Geol. Mag. 2001. V. 138, N 1. P. 67–85.
22. Clague D.A., Jarrard R.D. Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian Emperor Chain // Geol. Soc. Amer. Bull. 1973. V. 84. P. 1135–1154.
23. Jackson E.D., Shaw H.R., Bargar K.E. Calculated geochronology and stress field orientations along the Hawaiian chain // Earth Planet Sci Letters. 1975. V. 26. P. 145–155.
24. Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, N B11. P. 22,237–22,259.
25. Kojima S., Kemkin I.V., Kametaka M., Ando A. A correlation of accretionary complexes of southern Sikhote-Alin of Russia and Inner Zone of Southwest Japan // Chinese Sci. Journ. 2000. V. 4, N 3. P. 175–185.
26. Luth W.C., Jahns R.H., Tuttle O.F. The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 759–773.
27. Maeda J. Opening of the Kuril basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. 1990. V. 174, N 3/4. P. 235–255.
28. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
29. Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Nature. 1994. V. 368. P. 514–519.

30. Ohki J., Watanabe N., Shuto K., Itaya T. Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc // *The Island Arc*. 1993. V. 2. P. 87–93.
31. Ohki J., Shuto K., Kagami H. Middle Miocene bimodal magmatism by asthenospheric upwelling: Sr and Nd isotopic evidence from the back-arc region of the Northeast Japan arc // *Geochem. J.* 1994. V. 28, N 6. P. 473–487.
32. 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.
33. Otofujii Y., Kambara A., Matsuda T., Nohda S. Counterclockwise rotation of Northeast Japan: paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1994. V. 121. P. 503–518.
34. Pouclet A., Lee J-S., Vidal P., Cousen B., Bellon H. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin // Smellie J.L. (ed.). *Volcanism associated with extension at consuming plate margins*. Geol. Soc. Spec. Publication No 81. 1995. P. 169–191.
35. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. P. 267–309.
36. Shuto K., Ohki J., Kagami H., Yamamoto M., Watanabe N., Yamamoto K., Anzai N., Itaya T. The relationships between drastic changes in Sr isotope ratios of magma sources beneath the NE Japan arc and the spreading of the Japan Sea back-arc basin // *Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 49. P. 71–90.
37. 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. 1989. N 42. P. 313–345.
38. Takahashi Y., Yoshida H., Sato N., Hama K., Yusa Y., Shimizu H. W- and M-type tetrad effects in REE patterns for water-rock systems in the Tono uranium deposit, central Japan // *Chem. Geology*. 2002. P. 311–335.
39. Tatsumi Y., Otofujii Y.-I., Matsuda T., Nohda S. Opening of the Japan back-arc basin by asthenospheric injection // *Tectonophysics*. 1989. P. 317–329.
40. Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O // *Mem. Geol. Soc. Am.* 1958. V. 74. 153 p.

Поступила в редакцию 22 июля 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

S.V. Rasskazov, T.A. Yasnygina, Ye.V. Saranina, M.N. Maslovskaya, N.N. Fefelov, I.S. Brandt, S.B. Brandt, S.V. Kovalenko, Yu.A. Martynov, V.K. Popov

Cenozoic magmatism in Southwestern Primorye: impulse melting of mantle and crust

A Middle-Late Cenozoic sequence of basic to acid magmatic rocks has been studied in the territory of Southwestern Primorye, their age has been determined, and microelement concentrations by the ICP and MS methods and strontium isotope ratios have been measured. Initial magmatism (mainly crustal, partly synkinematic) manifested itself in the Laeling-Grodekovo terrane and at its boundary with the Arsenyevsk zone of downwarping of the Khanka superterrane in the time interval 46–38 Ma, and it was reactivated at 33–32 Ma. The Arsenyevsk zone was the place of episodes of eruptions of mantle high-titanium basalts at 38–34 to 9 Ma, and also of basalts with pronounced subduction characteristics and of andesites with crustal material admixture at about 23 Ma. Of particular importance were outflows of mantle low-potassium andesite basalts, which shifted northward and were distributed in the Shufan and Shkotovo volcanic fields at about 13 Ma. In the interpretation of the data obtained, a comparison is made between the development of Middle-Late Cenozoic magmatism in Southwestern Primorye and the temporal sequence of sinusoidal spatial distribution of volcanoes of the Hawaiian chain. Jackson et al. [23] supposed that such distribution had reflected the oscillatory rotation-translation of the Pacific plate and the impulse variations of compression and extension of the lithosphere in the continental margin. The change of compression by extension made magmatism with mantle and subduction characteristics concentrate in the Arsenyevsk zone, and the reverse change of extension by compression was accompanied with redistribution of magmatism into the contiguous territory of the Laeling-Grodekovo terrane and its development mainly in the crust.