

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И СОСТАВЕ КАЙНОЗОЙСКИХ АНДЕЗИБАЗАЛЬТОВ И АНДЕЗИТОВ В БАССЕЙНЕ РЕКИ БОЛЬШАЯ ГАРМАНДА (СЕВЕРНОЕ ПРИОХОТЬЕ)**

**В.Н. Смирнов<sup>1</sup>, П.И. Федоров<sup>2</sup>, Е.С. Богомолов<sup>3</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000; e-mail: [smirnov@neisri.ru](mailto:smirnov@neisri.ru)

<sup>2</sup>ФГБУН Геологический институт РАН, Пыжевский пер. 7, г. Москва, 119017; e-mail: [pi\\_fedorov@mail.ru](mailto:pi_fedorov@mail.ru)

<sup>3</sup>ФГБУН Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова 2, г. Санкт-Петербург, 199034; e-mail: [e.bogomolov@mail.ru](mailto:e.bogomolov@mail.ru)

Поступила в редакцию 18 декабря 2017 г.

Определен радиологический возраст (от 54 до 65 млн лет) и исследован изотопно-геохимический состав постсубдукционных вулканитов, слагающих базальтовые покровы в бассейне р. Бол. Гарманда (Северное Приохотье). Показано, что возраст гармандинских вулканитов отличается от возраста пород кытыймской свиты, в составе которой ранее рассматривались данные вулканические образования. Изотопный состав Sr и Nd, низкие концентрации тяжелых редкоземельных (HREE) элементов относительно состава MORB отражают состав умеренно истощенного мантийного источника. Обогащение вулканитов крупноионными (LILE) литофильными элементами может объясняться ролью флюидов, привнесенных в расплавы в ходе плавления континентальной литосферы, претерпевшей модификацию в результате субдукционного метасоматоза в геологическом прошлом.

**Ключевые слова:** известково-щелочной вулканизм, палеоцен, Северное Приохотье.

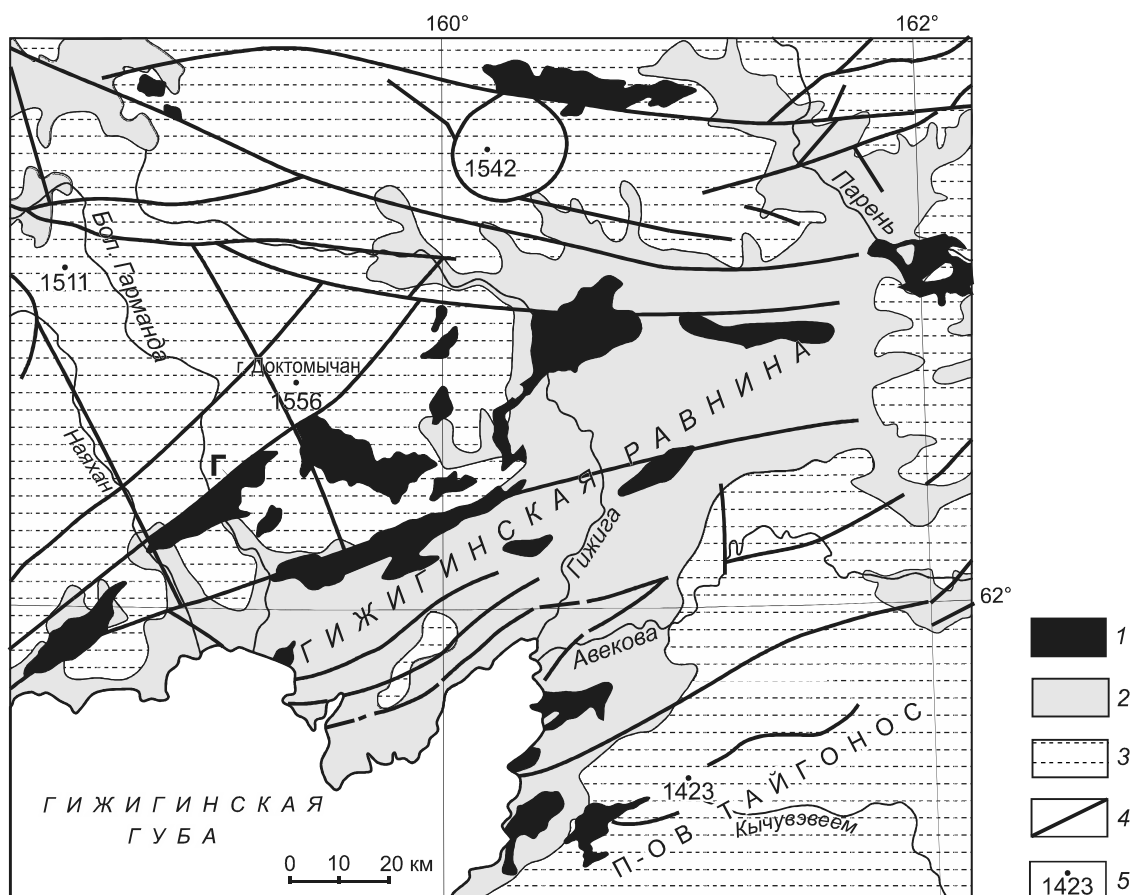
На рубеже позднего мела–палеогена субдукционная граница Азии сменилась трансформной, обусловившей деструкцию края континента по левосторонним сдвигам и сбросо-сдвигам с образованием систем грабенов, сосдвиговых раздвигов, вплоть до окраинноморских бассейнов, и формированием многочисленных ареалов базальтоидов, часто внутриплитного геохимического типа [10, 13]. Ранее [5, 10, 11] были охарактеризованы петролого-геохимические признаки, позволяющие отличать вулканиты зон растяжения от надсубдукционных вулканитов. Так, общим свойством пород синсдвигового магматизма является их обогащение высокозарядными элементами относительно крупноионных, что придает им сходство с образованиями внутриплитных магматических серий. Вместе с тем степень обогащенности этими элементами различна в отдельных ареалах, а наличие резко выраженной Ta-Nb аномалии в базальтах большей части ареалов обуславливает их сходство с надсубдукционными вулканическими сериями активных континентальных окраин. Кроме того, часть базальтов близка по составу к MORB-типу. Таким образом, комплекс вулканитов трансформных границ

включает базальтоиды разных магматических серий (чаще комбинацию признаков последних), что предполагает участие в их генезисе нескольких магматических источников, соотношение в которых океанической деплетированной, обогащенной внутриплитной и субдукционной компонент меняется по площади в направлении от океана в глубь континента.

В восточной части Северного Приохотья широко распространены базальтовые и андезибазальтовые покровы палеогенового возраста, которыми образованы более 20 отдельных полей, имеющих размеры до 50×10 км. Подавляющая часть их сосредоточена в полосе протяженностью 270 км при ширине до 40 км, которая простирается от низовий р. Уйкан на западе до низовий р. Тылхой – на востоке (рис. 1).

Указанные поля расположены на п-ове Тайгонос, а также в пределах и по периферии Гижигинской кайнозойской впадины. Их пространственное положение отчетливо контролируется крупными разломами северо-восточного простирания [3] (рис. 1).

На северо-востоке полуострова Тайгонос в бассейне р. Кытыйма (Кечичма) В.А. Смоличем в 1949 г. была выделена кытыймская свита, которая, по его



**Рис. 1.** Схема расположения палеогеновых вулканических полей в Гижигинско-Тайгоносском районе, по [1], с упрощениями.

1 – палеогеновые поля базальтов, андезибазальтов и андезитов; 2 – межгорные впадины; 3 – палеозойско-мезозойские структуры основания; 4 – основные разрывные нарушения; 5 – высотные отметки, в м; Г – Гармадинское.

данным, сложена оливиновыми и пироксеновыми базальтами и имеет палеогеновый возраст. В дальнейшем при выполнении геологического картирования масштаба 1:200 000 эта свита была установлена в западной части полуострова Тайгонос и в верхнем течении р. Черная. В ее составе присутствуют базальты, трахибазальты, андезибазальты и трахиандеибазальты, в меньшей степени андезиты, трахиандезиты и дациты. В нижней и средней частях свиты залегают линзы слабо диагенезированных песчаников, глин, суглинков, лигнитов, конгломератов и гравелитов. Мощность свиты до 800 м. Терригенные прослои содержат растительные остатки, которые позволили определить геологический (фитостратиграфический) возраст свиты. По заключению А.И. Челебаевой и А.Ф. Ефимовой, они характеризуют эоценовый возраст пород. Изотопные определения (К-Аг-метод) возраста базальтов показали даты – 36–42 млн лет [1, 2]. Согласно Региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока

России [4], возраст свиты принят как ранний-средний эоцен.

Изученность многочисленных вулканогенных полей палеогенового возраста изначально была слабой (да и продолжает оставаться таковой), поэтому на многих листах Геологической карты масштаба 1:200 000, составленных в 70–80-х годах, они просто отнесены к палеогену, без указания их более определенного стратиграфического положения. И только при составлении листа Геологической карты масштаба 1:1 000 000 все они были обозначены как кытыймская свита [3], что сильно исказило картину палеогенового вулканизма в Гижигинско-Тайгоносском районе и запутало представления о нем.

Обширное вулканическое поле палеогенового возраста – Гармадинское – протягивается на 34 км от р. Наяхан на северо-восток до р. Инач и на всем протяжении заключено между двумя разломами северо-восточного простирания. Оно распространено на площади около 240 км<sup>2</sup>, в средней части разрезано р. Бол.

Гарманда и состоит из трех крупных (24, 70 и 80 км<sup>2</sup>) и 10 малых (от 1 до 10 км<sup>2</sup>) фрагментов, разделенных мезозойскими структурами основания. Один из крупных фрагментов, изученный нами, расположен на левобережье р. Бол. Гарманда в 30–40 км от ее устья. Он ограничен с юго-запада долиной р. Бол. Гарманда, с северо-запада руч. Хулакагычан, с северо-востока безымянным притоком последнего, с юго-востока – разломами северо-восточного простирания. Этот фрагмент обследован нами с целью установления состава и возраста слагающих его пород. Исследованная территория обладает плохой обнаженностью и полным отсутствием коренных обнажений, поэтому здесь нет возможности построить обоснованный разрез вулканогенной толщи. Установлено только, что подошва вулканической толщи обнажается в ее северном окончании и что она в целом слабо наклонена к юго-востоку. Исходя из этих условий, геологические маршруты были заложены с таким расчетом, чтобы провести отбор проб по нескольким пересечениям толщи палеогеновых вулканитов, что дает и достаточное площадное покрытие их пробами. Схема расположения точек наблюдения и маршрутов показана на рис. 2.

Отобрано около 70 образцов и проб на различные виды анализов по всей площади Гармандинского вулканического поля (около 24 км<sup>2</sup>) в разных точках по латерали и на разных гипсометрических уровнях: от 180 до 660 м. Проанализировано 18 проб, среди которых установлены андезибазальты (10), андезиты (7) и 1 – дацит (рис. 2, 3). К-Аг анализ четырех образцов, выполненный в лаборатории петрологии, изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН, показал следующие значения их возраста 54, 62, 63, 65 млн лет (табл. 1), т.е. от дания до начала раннего эоцена [9].

Фитостратиграфический возраст гармандинского вулканогенного поля впервые был определен В.К. Политовым [6] на основании данных о том, что в северной части вулканиты залегают на палеогеновой коре выветривания, представленной линзами белой глины с прослоями песка и обломками угля. Спорово-пыльцевой анализ показал присутствие в глинах пыльцы позднемиоценовых субтропических растений и представителей древесной палеогеновой флоры умеренного пояса, что, по заключению С.Л. Хайкиной и Б.В. Афраимович, указывает на палеогеновый возраст отложений. Другие данные о геологическом возрасте вулканических толщ, сложенных базальтами, андезибазальтами и андезитами, получены к северо-востоку и юго-западу от гармандинского поля. В верховьях р. Вархалам в нижней части палеогеновых вулканогенных образований установлен комплекс ископаемой флоры, который, по заключению В.А. Самылиной, «не противоречит палеогеновому возрасту отложе-

ний, хотя может быть и позднемиоценовым» [6, с. 28]. В 60 км к юго-западу «в основании аналогичной толщи собраны остатки ископаемой флоры», которые, по заключению А.Ф. Ефимовой, указывают, что «возраст пород, заключающих эти формы, палеогеновый, скорее всего, палеоцен-эоценовый».

Таким образом, Гармандинское вулканическое поле по возрасту отлично от кытыймской свиты. Оно в этом отношении более соответствует ендыревеевской свите, распространенной восточнее, в верховьях рр. Оклан, Тылхой, Шайбовея (Пенжинский бассейн), возраст которой определен в диапазоне от 62 до 65 млн лет [12].

Изложенные данные показывают, что в восточной части Северного Приохотья распространены 2 вулканогенных комплекса, которые различаются по составу и по возрасту. Это кытыймская свита (36–42 Ма), в которой, по данным геологических съемок масштаба 1:200 000, большое место занимают трахибазальты, трахиандезиты и трахиандезибазальты, а также слабо изученные толщи вулканитов с преобладанием андезибазальтов и андезитов (в том числе и гармандинская толща) палеоэоценового возраста (54–65 Ма). Этот вывод иллюстрируется ниже на ТАС-диаграмме, на которой присутствие двух вулканогенных комплексов хорошо видно.

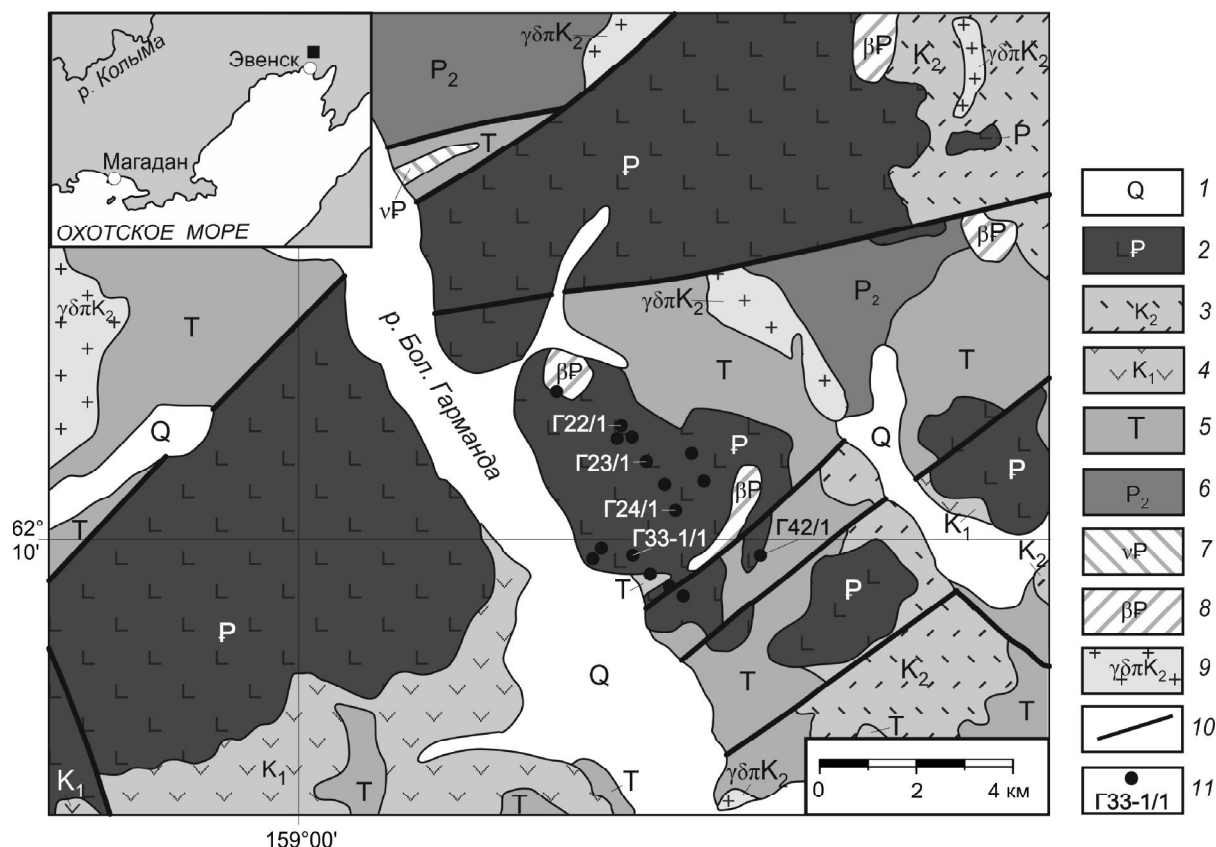
#### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Вулканические образования, слагающие покровы в бассейне р. Б. Гарманда, образованы базальтами, трахибазальтами, андезитами и редкими потоками дацитов [6]. Исследованные нами вулканиты левобережья р. Б. Гарманда представлены андезибазальтами и андезитами.

Андезибазальты – порфировые породы с интерсертальной, реже микродиабазовой основной массой. Вкрапленники представлены клинопироксеном, плагиоклазом, измененными зернами оливина. Основная масса породы сложена лейстами плагиоклаза, клинопироксеном, реликтами бурого вулканического стекла, рудными минералами. В андезитах наряду с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена присутствуют кристаллы бурой роговой обманки и ортопироксена. Основная масса породы – гиалопилитовая, реже интерсертальная, образована микролитами плагиоклаза и измененного вулканического стекла.

#### Использованные аналитические методы

Определения петрогенных элементов выполнены в Лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ ДВО РАН. Содержание микроэлементов были получены методом ICP-MS в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института



**Рис. 2.** Геологическое строение изученной территории, по [6], с небольшими упрощениями.

1 – средне- и верхнечетвертичные и голоценовые отложения: аллювиальные, ледниковые и водно-ледниковые галечники, гравийники, пески, валунники, 2 – палеогеновые покровы базальтов, андезибазальтов и андезитов, 3 – верхнемеловые вулканиты: риолиты, их туфолавы и туфы, 4 – нижнемеловые вулканиты: андезиты, их туфолавы, реже туфы и туфобрекчи, 5 – нижний, средний и верхний отделы триаса: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, 6 – нижний и верхний отделы перми: глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, 7–8 – палеогеновые интрузивные образования: 7 – габбро, 8 – долериты; 9 – позднемеловые гранодиорит-порфиры, 10 – разломы, 11 – точки отбора проб (показаны номера проб, приведенных в таблицах). На врезке показано местоположение изученного объекта.

**Таблица 1.** Радиологический возраст горных пород Гармандинского вулканического поля.

№ образца	Порода	(K ± σ), %	( <sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> ± σ), нг/г	(T ± σ) млн лет
22/1	андезит	1.30 ± 0.01	5.9 ± 0.03	65 ± 1
24/1	андезибазальт	1.12 ± 0.01	5.0 ± 0.10	63 ± 1
33/1	андезибазальт	1.13 ± 0.01	4.3 ± 0.06	54 ± 1
42/1	андезит	1.02 ± 0.01	4.5 ± 0.08	62 ± 1

*Примечание.* Калий-аргоновый метод; лаборатория петрологии, изотопной геохронологии и рудообразования СВКНИИ ДВО РАН; аналитики Н.М.Александрова, А.Д. Люскин, В.В. Лавренко.

проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН, Черноголовка, МО).

Изотопный анализ Rb, Sr, Sm и Nd производился на мультиколлекторном масс-спектрометре TRITON в

статическом режиме в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (Санкт-Петербург). Коррекция на изотопное фракционирование стронция производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$  в международном изотопном стандарте NBS-987. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Нормализованные отношения приводились к значению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$  в международном изотопном стандарте La Jolla. Погрешность определения содержаний Rb, Sr, Sm и Nd составила 0.5 %. Погрешности определения изотопного состава Nd не превышают 0.003 %, а погрешности определения изотопного состава Sr не превышают 0.008 %. Уровень холостого опыта составил 30 pg для Rb, 30 pg для Sr, 10 pg для Sm и 20 pg для Nd.

**Изотопно-геохимическая характеристика пород**

Петрохимические характеристики вулканических пород гармандинского комплекса приведены в табл. 2 и на рис. 3–8. Вместе с породами комплекса на диаграммах рис. 3 и 4 показаны составы раннекайнозойских лав Северного Приохотья, рассматривавшиеся при среднемасштабной геологической

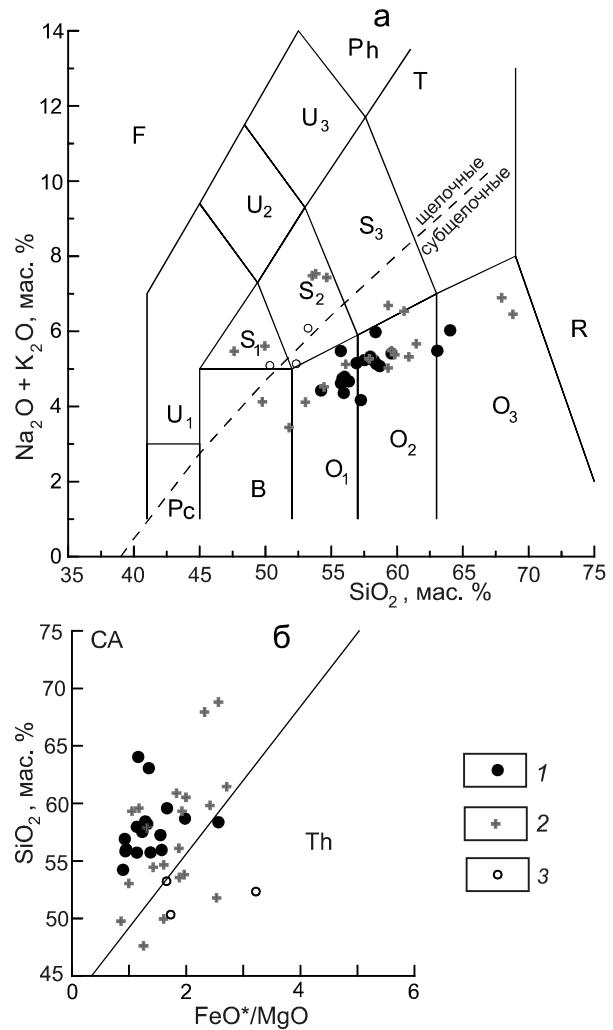
съемке как покровы палеогеновых лав, которые позже, при составлении листа Геологической карты м-ба 1:1 000 000 были включены в состав кытыймской свиты эоценового возраста.

По кремнекислотности породы гармандинского комплекса образуют непрерывный ряд от андезибазальтов ( $SiO_2 \geq 53$  мас. %) до андезидацитов, а по

**Таблица 2. Химический состав вулканитов гармандинского комплекса Северного Приохотья.**

Компоненты	Г23/1	Г24/1	Г33-1/1	Г42/1	Г22/1
SiO <sub>2</sub>	53.68	55.45	56.82	57.72	61.88
TiO <sub>2</sub>	0.84	0.86	0.96	0.94	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.55	15.07	15.88	16.59	15.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.2	7.82	7.65	7.92	5.49
MnO	0.13	0.13	0.12	0.1	0.05
MgO	8.16	7.32	5.53	3.56	3.63
CaO	7.87	7.43	6.44	6.38	5.21
Na <sub>2</sub> O	3.13	3.33	3.76	3.82	3.84
K <sub>2</sub> O	1.25	1.41	1.41	1.17	1.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.18	0.21	0.16	0.11
П.п.п.	1.01	1.01	1.22	1.64	1.86
Сумма	100.00	100.01	100.00	100.00	99.99
Cr	н.о.	367.36	181.81	107.68	130.40
Ni	н.о.	160.11	120.81	91.27	53.02
Co	н.о.	29.62	29.08	27.50	15.95
Sc	н.о.	20.69	20.37	20.06	11.81
V	н.о.	177.01	140.74	140.51	107.08
Cs	н.о.	0.91	1.47	0.52	1.00
Rb	н.о.	34.01	31.80	23.99	36.42
Ba	н.о.	412.44	286.65	280.30	342.60
Sr	н.о.	519.15	385.33	342.11	284.25
U	н.о.	1.37	0.88	0.74	0.84
Th	н.о.	4.78	3.22	2.52	2.99
Pb	н.о.	9.01	5.65	5.65	7.47
Ta	н.о.	0.22	0.38	0.27	0.21
Nb	н.о.	3.14	6.10	3.89	3.09
Hf	н.о.	3.22	3.74	3.48	3.41
Zr	н.о.	117.59	152.38	139.07	122.31
Y	н.о.	20.28	24.06	19.84	11.83
La	н.о.	19.91	15.20	14.63	10.48
Ce	н.о.	45.46	33.94	28.84	22.88
Pr	н.о.	5.74	4.12	3.93	2.87
Nd	н.о.	25.68	17.31	16.88	12.15
Sm	н.о.	5.51	3.77	3.76	2.71
Eu	н.о.	1.57	1.24	1.20	0.81
Gd	н.о.	4.84	4.13	3.86	2.74
Tb	н.о.	0.67	0.67	0.62	0.41
Dy	н.о.	3.76	4.06	3.75	2.46
Ho	н.о.	0.72	0.84	0.75	0.45
Er	н.о.	2.05	2.56	2.15	1.23
Tm	н.о.	0.27	0.36	0.29	0.16
Yb	н.о.	1.95	2.48	1.97	1.05
Lu	н.о.	0.28	0.35	0.28	0.15

Примечание. н.о. – не определялось. Оксиды – в мас. % (представительные анализы), элементы – в ppm.

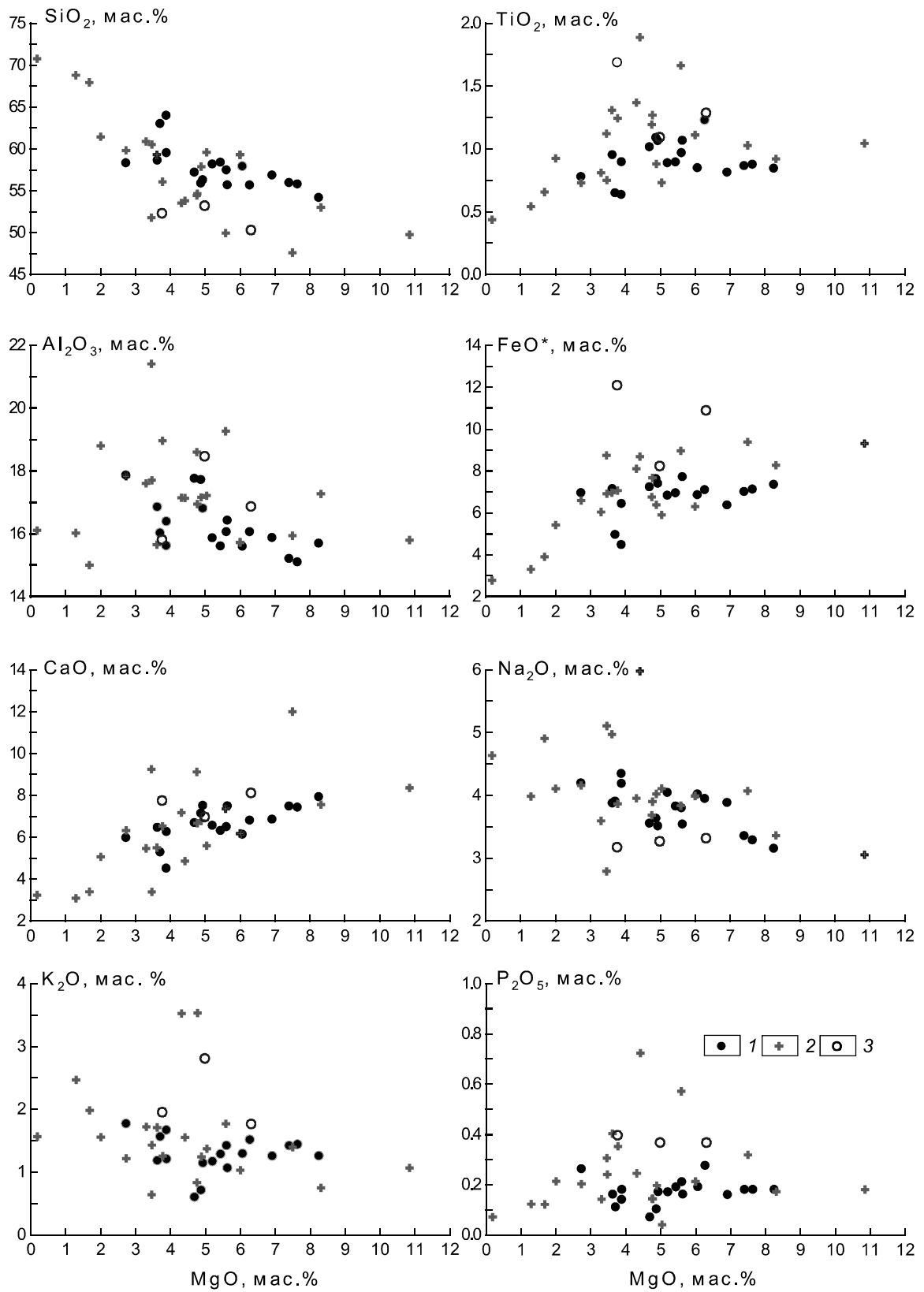


**Рис. 3.** TAS (а) и SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO (б) диаграммы для раннекайнозойских вулканитов гармандинского комплекса Северного Приохотья.

1 – изученные авторами вулканиты в районе р. Бол. Гарманда, 2 – палеогеновые вулканиты Северного Приохотья (по материалам геологосъемочных работ), 3 – базальтоиды евдыревемской свиты Пенжинско-Анадырской группы ареалов [10].

а – TAS диаграмма [18]. F – фойдиты, Pc – пикробазальты, B – базальты, O<sub>1</sub> – андезибазальты, O<sub>2</sub> – андезиты, O<sub>3</sub> – дациты, R – риолиты, S<sub>1</sub> – трахибазальты, S<sub>2</sub> – трахиандезиты, S<sub>3</sub> – трахиандезиты, T – трахиты и трахидациты, U<sub>1</sub> – базаниты и тефриты, U<sub>2</sub> – фонотефриты, U<sub>3</sub> – теффрифонолиты, Ph – фонолиты. Линия раздела субщелочных и щелочных пород по [17].

б – SiO<sub>2</sub>-FeO\*/MgO диаграмма. Линия раздела пород толеитовой (Th) и известково-щелочной (CA) серий по [20].



**Рис. 4.** Вариации петрогенных оксидов в зависимости от содержания MgO в вулканитах района р. Бол. Гарманда. Усл. обозн. см. рис. 3.

соотношению  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  являются субщелочными (рис. 3 а), тогда как часть палеогеновых лав региона (собственно, кытыймская свита) классифицируется как трахибазальты и трахиандезиты. На классификационной диаграмме  $SiO_2 - FeO^*/MgO$  [20] фигуративные точки гармандинских лав располагаются в области известково-щелочных серий (рис. 3 б). К/Na (мол. %) отношения низкие (0.2–0.4). Вулканиды района р. Б. Гарманда имеют низко- и умеренно глиноземистый состав. Коэффициент глиноземистости  $K_{al} = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ , мас. %, в андезибазальтах (0.65–0.88) и андезитах (0.75–0.95) имеет близкие значения, тогда как в определенной части основных-средних вулканидов (кытыймских), показанных на картах масштаба 1:200 000 как палеогеновые, он достигает 1.8. Концентрация  $TiO_2$  низкая (0.64–1.05 мас. %).

Для андезибазальтов гармандинского комплекса характерны высокие магнезиальность ( $mg_{\#} = 0.53 - 0.66$ ) и концентрации когерентных элементов ( $Cr = 181 - 367$  ppm,  $Ni = 120 - 160$  ppm,  $Co = 29$  ppm). Андезиты также отличаются высокой магнезиальностью ( $mg_{\#} = 0.41 - 0.61$ ), позволяющей рассматривать большую часть последних как высокомагнезиальные андезиты ( $mg_{\#} > 0.5$ ,  $SiO_2 > 54$  [18]). Характерной чертой андезитов является высокое содержание хрома (107–130 ppm) и никеля (53–91 ppm), отличающее их от надсубдукционных вулканидов и сближающее с примитивными андезитами трансформных окраин [7].

С падением содержания магния (рис. 4) возрастают содержания  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ , но уменьшаются –  $CaO$ . Для всех этих зависимостей характерен отчетливый излом в области андезитовых магм ( $SiO_2 \sim 59$  мас. %,  $MgO \sim 4$  мас. %). Содержания  $FeO^*$  и  $K_2O$  остаются практически постоянными.

Вариации некогерентных элементов в вулканидах гармандинского комплекса показаны на спайдерграммах (рис. 5), нормированных к примитивной мантии ( $C_i/C_{pm}$ ), [22], и редкоземельных – к хондриту ( $C_i/C_{ch}$ ), [14].

На графике нормирования содержаний РЗЭ к хондриту гармандинские вулканиды характеризуются слабым обогащением легкими элементами по отношению к тяжелым (рис. 5 а) и сходным спектром распределения. В андезибазальтах величины  $La_n/Sm_n$  и  $La_n/Yb_n$  отношений составляют 2.3–2.5 и 4.1–6.9, соответственно, при сходных отношениях в андезитах (2.2 и 5–6.8). Наиболее кремнекислый андезит (обр. Г22/1) имеет более низкие концентрации всех элементов ряда относительно андезибазальтов. В целом, в гармандинских породах отмечается слабая зависимость между содержанием кремнезема и  $(La/Yb)_n$  отношениями. Величина европиевой аномалии незначительна ( $Eu^*$

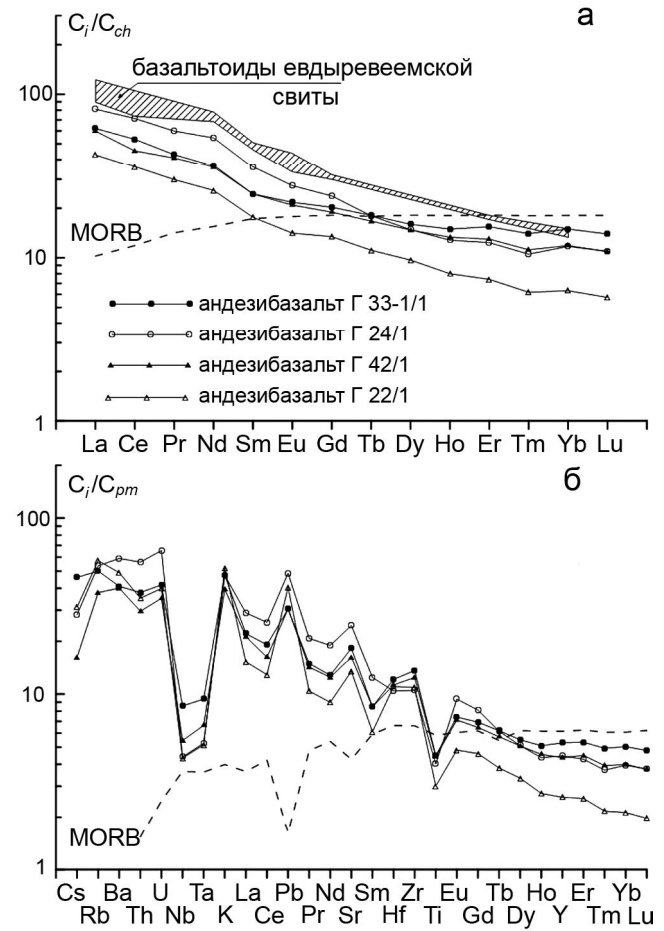


Рис. 5. Распределение редкоземельных (а) и редких (б) элементов в раннекайнозойских вулканидах гармандинского комплекса Северного Приохотья.

Состав базальтоидов Евдыревеевской депрессии – по [10]. Содержания некогерентных элементов в породах нормированы по примитивной мантии (pm) [22] и хондриту (ch) [14]. Состав MORB по [22].

$Eu^* = 0.91 - 0.97$ ). Последнее указывает либо на незначительную роль процессов фракционирования плагиоклаза при эволюции первичных расплавов, либо на то, что источник был обеднен европием. Палеоценовые базальтоиды Евдыревеевского вулканического поля отличаются от гармандинских вулканидов более высоким уровнем содержания редкоземельных элементов при близких величинах  $La_n/Sm_n$  и  $La_n/Yb_n$  отношений (3.1–3.5 и 6.3–6.7, [10]).

На спайдерграмме нормированных к примитивной мантии концентраций несовместимых элементов андезибазальты и андезиты района р. Б. Гарманда обогащены крупноионными литофильными элементами и легкими и средними редкоземельными (рис. 5 б).

Относительно толеитов N-MORB андезибазальты и андезиты района р. Б. Гарманда обогащены

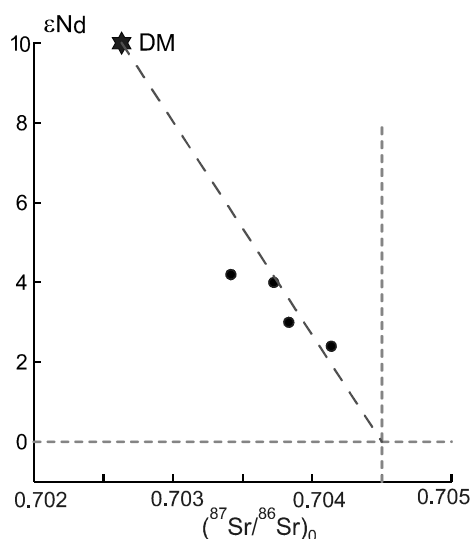


Рис. 6. Соотношение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и  $\epsilon\text{Nd}$  в палеоценовых вулканитах района р. Бол. Гарманда.

крупноионными литофильными элементами, легкими и средними редкоземельными, большей частью высокозарядными (за исключением Ti и Y) и обеднены тяжелыми редкоземельными элементами. Эти особенности состава отражены в появлении на спайдерграммах резких минимумов Ti, Nb и Ta при наличии максимумов Pb, Sr и, отчасти, Zr и Hf (рис. 5 б). Подобное поведение элементов характерно для вулканитов трансформных окраин, где субконтинентальная мантия региона отражает многоэтапные процессы более раннего мезозойского надсубдукционного флюидного метасоматоза [19].

Изотопный состав Sr и Nd в породах гармандинского комплекса приведен на рис. 6 и в табл. 3. Андезибазальты и андезиты характеризуются узкими вариациями отношений изотопов неодима ( $\epsilon\text{Nd} = 2.4\text{--}4.2$ ) и варьирующими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$  (0.703415–0.704136). В координатах  $\epsilon\text{Nd} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  изотопные характеристики пород гармандинского комплекса располагаются вдоль линии мантийной корреляции и отражают состав умеренно истощенной мантии (рис. 6).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше результаты позволяют сделать ряд выводов о происхождении изученных пород гармандинского комплекса и характере процессов, влиявших на состав магм.

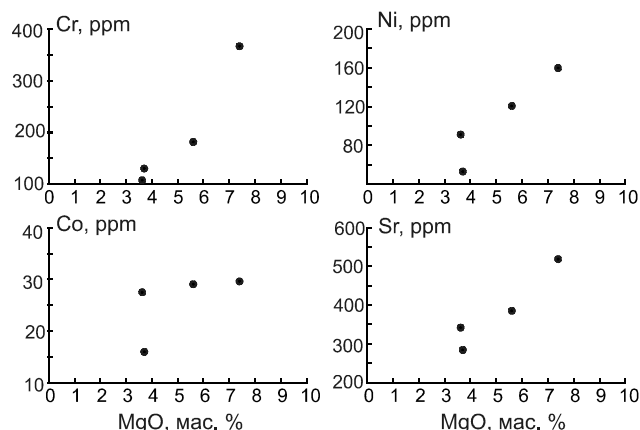
Особенности поведения петрогенных и ряда редких элементов дают основание предполагать существенную роль фракционной кристаллизации в происхождении палеоценовых вулканитов. Так, изменение наклона трендов  $\text{CaO-MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ ,

Таблица 3. Результаты Sm/Nd и Rb/Sr изотопных исследований вулканических пород гармандинского комплекса Северного Приохотья.

№ образца	Порода	Содержание, ppm				Изотопные отношения					
		Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$
Г-22/1	андезит	2.904	12.74	39.97	303.5	0.1378	0.512736 ± 7	2.4	0.3805	0.704487 ± 31	0.704136
Г-24/1	андезибазальт	5.628	25.71	33.62	525.8	0.1324	0.512867 ± 6	3.0	0.1847	0.703996 ± 14	0.703831
Г-33/1	андезибазальт	3.828	16.93	30.96	388.1	0.1367	0.512855 ± 6	4.2	0.2305	0.703592 ± 25	0.703415
Г-42/1	андезит	3.782	16.67	24.72	333.8	0.1372	0.512817 ± 6	4.0	0.2140	0.703915 ± 21	0.703723

Примечание. Начальные изотопные отношения в породах скорректированы на соответствующий возраст (см. табл. 1).



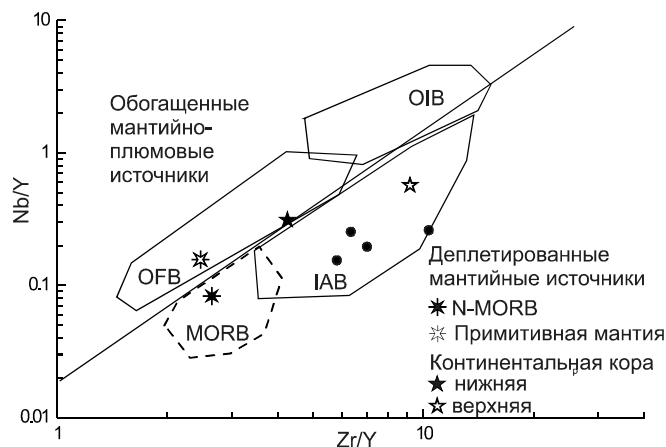


**Рис. 7.** Вариации концентраций редких элементов в зависимости от содержания MgO в вулканитах района р. Бол. Гарманда.

FeO\*–MgO) (рис. 4) в области андезитовых составов (MgO ~ 3.5 мас. %) логично объясняется появлением во фракционирующем минеральном парагенезисе плагиоклаза и магнетита. Геохимическими признаками принадлежности вулканитов к единой генетической серии также является резкое падение концентрации элементов с высокими коэффициентами распределения минерал-расплав (Cr, Ni, Co) при снижении магнезиальности породы (рис. 7), субпараллельное расположение спектров несовместимых элементов (рис. 5 б), близкие  $La_n/Yb_n$  отношения (4–7) в основных и средних по составу вулканитах. Вместе с тем, пониженные содержания глинозема и высокие – когерентных элементов, отсутствие европиевой аномалии в средних породах, сильная корреляционная зависимость между кремнекислотностью пород и Ce/Pb отношением также могут свидетельствовать о возможном гибридном (мантийно-коровом) характере вулканогенных образований.

Относительно высокие  $^{143}Nd/^{144}Nd$  и низкие  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения, низкие концентрации тяжелых редкоземельных элементов позволяют, в целом, говорить об умеренно деплетированном характере мантии региона. В то же время, присутствие обратной корреляции между отношениями  $^{143}Nd/^{144}Nd$  и  $SiO_2$  также свидетельствует об определенной роли процессов одновременной фракционной кристаллизации и ассимиляции коровым материалом мантийного источника (AFC модель) при формировании андезитовых магм.

Информативными при выделении обогащенного (мантийно-плюмового) и деплетированного мантийных источников служат межэлементные соотношения Nb, Zr, Y. Показано [15], что базальтоиды, имеющие мантийно-плюмовые  $^3He/^4He$  изотопные характери-



**Рис. 8.** Диаграмма Nb/Y–Zr/Y для раннекайнозойских вулканитов гармандинского комплекса Северного Приохотья.

Средние составы: N-MORB, примитивной мантии – по [22], континентальной коры – по [21]. OIB – базальты океанических островов, IAB – базальты островных дуг, OFB – базальты океанического дна.

стики, занимают определенное узкое поле на диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 8). Вулканиты гармандинского комплекса располагаются ниже границы пород мантийно-плюмового генезиса и занимают область развития надсубдукционных пород.

Подводя итог, необходимо отметить следующее. Смена режима субдукции в конце позднего мела на режим скольжения литосферных плит привела к смене магматических источников, характера вулканизма, что отразилось в химическом составе постсубдукционных вулканитов на большей части Северо-Востока и Востока Азии [11, 13]. Расплавы, обусловленные формированием субдукционных окон и связанные с декомпрессионным плавлением астеносферного диапира, отличаются от типичных надсубдукционных магм и обладают смешением изотопно-геохимических характеристик OIB, MORB и IAB компонент источников [16]. Так, например, в маастрихт-палеоценовых базальтоидах Пенжинско-Анадырской группы ареалов [10] и Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (Ц. Чукотка) [5, 12] было установлено, наряду с параметрами OIB, присутствие компоненты IAB, в базальтах Рарыткинского ареала (Корякское нагорье) – сочетание деплетированной (MORB), субдукционной и внутриплитной компонент источника [10].

Палеоценовые вулканиты гармандинского комплекса, являясь постсубдукционными по времени образования, по распределению ряда несовместимых элементов обнаруживают черты, характерные для надсубдукционных пород: обогащенность крупноионными литофильными элементами, обедненность

TiO<sub>2</sub>, тяжелыми редкоземельными, сильно проявленными Ta-Nb минимум и Pb максимум. Вместе с тем, андезибазальты и андезиты комплекса характеризуются более низкими содержаниями глинозема, повышенной магнезиальностью, высокими концентрациями когерентных элементов (Cr, Ni), ряда высокозарядных элементов (Zr, Hf).

От большей части исследованных постсубдукционных (рифтогенных) пород Северо-Востока Азии гармандинские вулканиты отличаются более низкими содержаниями титана, Nb/Ta и Nb/U отношениями. Низкие Ce/Pb (3–6) и повышенные Ba/La (18–32) отношения свидетельствуют о существенном вкладе в петрогенезис вулканитов элементов, мобильных во флюидной фазе.

Такое несоответствие геологических и петрохимических индикаторных признаков в постсубдукционных вулканитах гармандинского комплекса может быть объяснено тем, что источником первичных магм для них оставалась субконтинентальная литосфера, метасоматически переработанная предшествующими процессами плавления и дегидратации надсубдукционного клина.

#### ВЫВОДЫ

Изложенные новые данные об изотопном (K-Ar) возрасте и изотопно-геохимических характеристиках вулканических пород гармандинского комплекса Северного Приохотья позволяют сделать следующие выводы.

1. Фитостратиграфические данные и K-Ar датирование определяют палеоценовый (54–65 млн лет) возраст вулканитов бассейна р. Бол. Гарманда, отличный от возраста вулканитов кытыймской свиты, к которой они были отнесены ранее при составлении листа геологической карты масштаба 1:1 000 000.

2. Изотопные отношения Sr и Nd, низкие концентрации HREE относительно N-MORB отражают состав умеренно истощенного мантийного источника.

3. Обогащение вулканитов крупноионными литофильными элементами может объясняться ролью флюидов, привнесенных в расплавы в ходе плавления субконтинентальной литосферы, претерпевшей модификацию в результате субдукционного метасоматоза в геологическом прошлом.

4. В Гижигинско-Тайгоносском районе Северного Приохотья имеет место развитие двух различающихся по составу и возрасту раннепалеогеновых комплексов вулканитов основного-среднего состава.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист P-57 XXIII. Объясн. зап. / Ф.Бойшенко, Г.Н. Логинова; Ред. М.Л. Гельман. М.: «Аэрогеология», 1977. 89 с.

2. Государственная геологическая карта СССР. 1:200000. Листы: P-57-VI; P-57-XI; P-57-XII. Объясн. зап. / В.Г. Корольков; Ред. М.И. Терехов. М.: «Союзгеолфонд», 1989. 149 с.
3. Государственная геологическая карта (новая серия). 1:1 000 000. Листы O-56; P-56, 57 / Отв. ред. М.Л. Гельман. М.-СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. 112 с.
4. Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолобский И.Н. Палеоген и неоген Северо-Востока России. Ч. I. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объясн. зап. к ней. Якутск: Изд-во СО РАН, 1998. 67 с.
5. Полин В.Ф., Молл-Столкап Э.Дж. Петролого-геохимические критерии тектонических условий формирования Чукотского звена Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 29–47.
6. Политов В.К. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист P-57-XVI. Объясн. зап. Магадан: МГ СССР, 1981. 101 с.
7. Сахно В.Г., Моисеенко В.Г. Магнезиальные андезиты в рифтовых структурах Амурского кратона // Докл. АН. 2001. Т. 380, № 1. С. 103–108.
8. Силинский А.Д. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Лист P-57-XVI. Объясн. зап. Магадан: МГ СССР, 1977. 56 с.
9. Смирнов В.Н., Колегов П.П., Кондратьев М.Н. Новые данные о возрасте и составе кайнозойских вулканитов в бассейне р. Бол. Гарманда (Северное Приохотье) / Чтения памяти акад. К.В. Симакова: Материалы Всерос. науч. конф. г. Магадан, 22–24 ноября 2017 г., СВКНИИ ДВО РАН. Магадан: ИП Жарикова Т.В., 2017. С. 68–71.
10. Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемиоценовых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине Северо-Востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.
11. Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 537).
12. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
13. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
14. Evensen N.M., Hamilion P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
15. Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197–208.
16. Gorrington M., Singer B., Gowers J., Kay S.M. Plio-Pleistocene basalts from the Meseta del Lago Buenos Aires, Argentina: evidence for asthenosphere-lithosphere interactions during slab window magmatism // Chem. Geol. 2003. V. 193. P. 215–235.
17. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
18. Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // Treatise

- on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 593–659.
19. Le Bas M.J. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage // Amer. J. Sci. 1962. V. 260, N 4. P. 267–288.
20. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arc and active continental margin // Amer. J. Sci. 1974. V. 274, N 3. P. 321–355.
21. Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust // The crust / Ed. R.L. Rudnick. V. 3. Treatise on Geochemistry / Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Elsevier-Pergamon, Oxford, 2003. P. 1–64.
22. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts // Magmatism in ocean basin / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry / Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

***V.N. Smirnov, P.I. Fedorov, E.S. Bogomolov***

**New data on the age and composition of Cenozoic andebasalts and andesites in the Bolshaya Garmada river basin, Northern Priokhotie**

The radiological age (54–65 Ma) was determined and isotope-geochemical composition of the post-subduction volcanites forming basalt covers in the Bolshaya Garmada river basin, Northern Priokhotie, was studied. It is shown that the age of the Garmada volcanics differs from the age of the rocks of the Kityimsky formation, in the composition of which these volcanic formations were earlier studied. The isotope composition of Sr and Nd, low concentrations of heavy rare-earth (HREE) elements relative to the composition of MORB reflect the composition of a moderately depleted mantle source. The enrichment of volcanites with large-ion lithophile elements (LILE) may be explained by the fluids introduced into the melts during melting of the continental lithosphere, which altered modification as a result of subduction metasomatism in the geological past.

***Key words: calc-alkali volcanism, Paleocene, Northern Priokhotie.***