

## ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА: ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ В ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

А.Ю. Мартынов, В.В. Голозубов, Ю.А. Мартынов, С.А. Касаткин

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: [amartynov@fegi.ru](mailto:amartynov@fegi.ru)

Поступила в редакцию 20 сентября 2018 г.

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, протяженность которого составляет ~ 1500 км, принято рассматривать как тектоно-магматическую структуру, сформировавшуюся в позднем мелу в условиях субдукции, а в кайнозое – при разрушении океанического слэба и активном астеносферном диапиризме. При этом остается слабо изученной природа поздне меловой латеральной зональности поясовой структуры, отчетливо выраженной по целому ряду геологических и металлогенических параметров. В данной работе, этот вопрос рассматривается на примере слабо изученной поздне меловой больбинской свиты северного Сихотэ-Алиня. Анализ опубликованной геологической информации, новые возрастные датировки, микроэлементные и изотопные данные свидетельствуют об ее формировании в несубдукционной геодинамической обстановке. Преобладание в ее составе магнезиальных ( $Mg\# = 26-40$ ) адакитов ( $La/Yb = 19-34$ ) и высокониобиевых базальтов, низкие свинцовые ( $\Delta 8/4Pb = 30-46$ ) и высокие неодимовые изотопные отношения ( $^{143}Nd/^{144}Nd - 0.51279-0.51281$ ) предполагают повышенную проницаемость погружающегося слэба и внедрение в надсубдукционную мантию «горячей» океанической астеносферы. Следовательно, латеральная геологическая, геохимическая и металлогеническая зональность Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса сформировалась на ранних этапах его развития в результате особой конфигурации поздне меловой континентальной границы.

**Ключевые слова:** латеральная неоднородность, меловой вулканизм, адакиты, геодинамика, Восточный Сихотэ-Алинь.

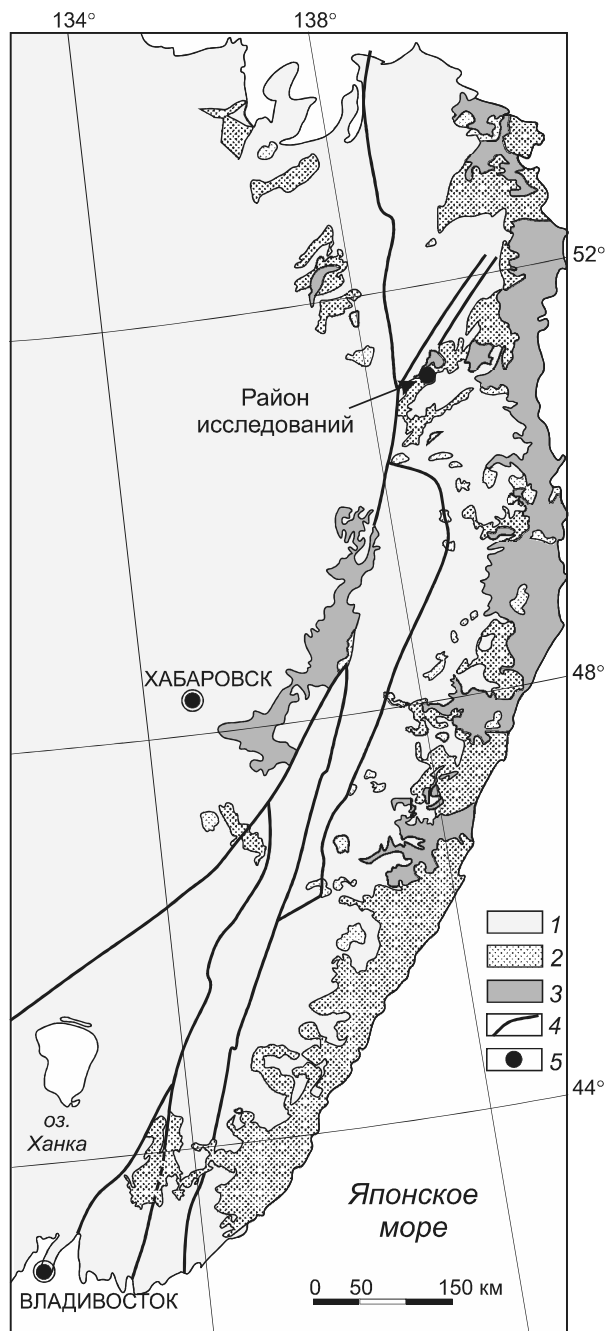
## ВВЕДЕНИЕ

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (ВСАВП), впервые выделенный в 1957 г. Н.С. Шатским, включает в себя вулканические и связанные с ними интрузивные породы поздне мелового–плиоценового возраста, протягивающиеся от мыса Островного на юге (около  $43^\circ$  с.ш.) до устья р. Амур на расстоянии около 1500 км в виде полосы шириной от 20–30 км до 100 км (рис. 1). Его происхождение ранее рассматривалось как результат субдукции под Евразийский континент океанических плит Кула (150–60 млн лет назад) и Тихоокеанской [6]. Однако геологические и петрологические данные, полученные в последние десятилетия, указывают, что к надсубдукционным следует относить только поздне меловые вулканы, тогда как кайнозойские лавы среднего и основного составов формировались при разрушении древнего слэба и внедрении в субконтинентальную литосферу океанической астеносферы [например,

49]. Нерешенным вопросом является латеральная зональность поздне меловой вулканической структуры, которая, начиная с Э.П. Изоха [7], предполагалась многими исследователями, но не рассматривалась детально. О ее существовании свидетельствуют следующие факты.

1. Различная мощность земной коры на южном (приморском) отрезке (~40 км) и на северном (~ 25–30 км) [2].

2. Различный состав фундамента, представленный в южной части терригенными и вулканогенными породами Кемского террейна [25], ранее описанными в составе фрагментов апт-туронской Восточно-Сихотэ-Алинской [14, 15] или апт-альбской Самаргинской [20, 21] островных дуг, а на севере – Киселевско-Маноминским террейном – фрагментом ранне меловой аккреционной призмы, состоящим из пластин базальтов (иногда содержащих габброиды), по составу близких к MORB, кремнисто-карбонат-



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, по [9], с изменениями.

1 – допозднемиоценовые образования; 2–3 – вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса: 2 – позднемиоценовые, 3 – кайнозойские; 4 – основные разломы; 5 – район исследований.

ных пород юрского возраста и кремней раннего мела (до апта) [3].

3. Различия в строении и составе позднемиоценовых и кайнозойских вулканических толщ. В пределах южного отрезка среди позднемиоценовых континентальных вулканическо-осадочных образований

выделяются: а) туфоконгломераты, туфопесчаники и туфы кислого состава петрозуйевской свиты (поздний альб (?)–сеноман); б) андезиты, андезибазальты и их туфы синанчинской свиты (сеноман); в) игнимбриты и туфы риолитов, редко туфопесчаники и туфоалевролиты приморской серии (турон–кампан), г) андезиты, андезибазальты и их туфы самаргинской свиты (маастрехт) [13]. По геохимическим характеристикам вулканические образования рассматриваются как надсубдукционные, сформировавшиеся в обстановке активной окраины андийского типа [11, 22]. Кайнозойские кислые и основные породы пользуются ограниченным распространением.

Севернее широты 49° продукты позднемиоценового вулканизма картируются: а) в составе складчатого фундамента (горизонты туфов и лав андезитов и базальтов в разрезе морских терригенных отложений, объединенных в утицкую свиту сеноманского возраста) [8] и б) в составе постскладчатого чехла, образованного наземными магматитами более молодого, кампан-маастрехтского (?) возраста. Последние включают лавы и туфы андезитового и андезибазальтового составов большинской свиты [1], предмета данного исследования. Наибольшим распространением в этом районе пользуются олигоцен-миоценовые базальты, формирующие значительный ареал вдоль побережья Татарского пролива.

4. Различия наблюдаются и по рельефу поверхности подошвы магнитоактивного слоя (изотерма 578°C – температура точки Кюри магнетита). Хотя в пределах Восточного Сихотэ-Алия эта поверхность имеет сложный (ячеистый) характер, минимальные глубины (16–20 км), свидетельствующие о разогреве нижней коры и верхней мантии, регистрируются для северной части вулканического пояса [5].

5. Южный и северный отрезки Восточного Сихотэ-Алия различаются металлогенической специализацией – преимущественно оловянной и свинцово-цинковой на юге и золото-серебряной на севере [4].

В предлагаемой статье приводятся новые полевые и изотопно-геохимические данные по основным и средним вулканическим породам большинской свиты кампанского возраста северной части ВСАВП.

#### ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для петрографических и аналитических исследований была отобрана представительная коллекция из 33 образцов (табл. 1) с минимальными визуальными признаками метасоматических изменений. Пробоподготовка производилась на оборудовании для обработки геологических проб и образцов российского производства и фирмы Fritsch (Германия) с контролем качества и чистоты. Описание прозрачных шлифов

Таблица 1. Координаты отбора проб в бассейне р. Шелеховка.

Номер пробы	Тип породы (полевое и микроскопическое наблюдения)	координаты
Я10		50°57' 04,2" с.ш.
Я11	Андезиты	138°29'59,3" в.д.
Я12		
Я13	Гранодиорит	50°53' 26,1" с.ш.
Я13(а)	Андезибазальт	138°33'44,1" в.д.
Я13(б)	Андезит	
Я13(в)	Дацит	
Я13(г)	Андезит	
Я14(а)	Граниты	50°53' 27,3" с.ш.
Я14(б)		138°33'39,3" в.д.
Я15	Андезит	50°53' 31,8" с.ш. 138°33'29,3" в.д.
Я16	Гранодиорит	50°53' 36,3" с.ш.
Я16(а)	Габбро	138°33'23,6" в.д.
Я16(б)	Габродиорит	
Я16(в)	Андезит	
Я17	Базальт	50°53' 41,3" с.ш. 138°33'17,8" в.д.
Я18	Базальт	50°53' 59,3" с.ш. 138°33'03,0" в.д.
Я19	Диорит	50°53' 50,9" с.ш. 138°33'24,6" в.д.
Я20	Диориты	50°53' 47,1" с.ш.
Я20(а)		138°33'30,1" в.д.
Я21	Андезибазальт	50°54' 05,0" с.ш. 138°32'53,5" в.д.
Я22	Базальт	50°54' 08,8" с.ш. 138°32'53,0" в.д.
Я23	Андезибазальт	50°54' 08,8" с.ш. 138°32'53,0" в.д.
Я24	Андезит	50°54' 19,5" с.ш. 138°32'43,1" в.д.
Я25	Андезит	50°54' 49,7" с.ш. 138°32'15,8" в.д.
Я26	Андезиты	50°54' 49,7" с.ш.
Я26(1)		138°32'15,8" в.д.
Я27		50°55' 25,7" с.ш.
Я27(1)	Базальты	138°31'00,5" в.д.
Я27(2)		50°55' 27,4" с.ш. 138°30'57,6" в.д.
Я28	Базальт	50°55'32,8" с.ш. 138°30'58,1" в.д.
Я29	Базальт	50°55'36,1" с.ш. 138°30'57,9" в.д.
Я30	Базальт	50°55'17,3" с.ш. 138°31'19,1" в.д.

выполнено с использованием современного поляризационного микроскопа ERGAVAL CARL ZEISS JENA (Германия) (ДВГИ ДВО РАН). Определение примесных элементов выполнялось методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) с использованием в качестве внутреннего стандарта  $^{115}\text{In}$  при конечной концентрации в растворе 10 мг/т (аналитики В.Н. Каминская, М.Г. Блохин, Г.И. Горбач). Для градуирования прибора использовали многоэлементные сертифицированные растворы CLMS -1, -2, -3, -4 США; в качестве стандартов – геологические образцы базальтов JB-2, JB-3, андезита JA-2 (Япония). Для перевода в раствор применяется метод открытого кислотного разложения в смеси кислот  $\text{HF}$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HClO}_4$  («superapure», Merck) в отношении 2.5:1:0.5. Градуировочные растворы готовились из стандартных образцов состава ДВА, ДВБ, ДВД, ДВР, СА-1 (Россия) путем открытого разложения.

Изотопные характеристики ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) представительных проб были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Подготовка проб для изотопных анализов Nd включали химическое разложение и последующее выделение элемента методом ионообменной хроматографии, подробно описанном в работе [19]. Изотопный состав Nd получен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Воспроизводимость результатов контролировалась определением состава стандартов LaJolla и SRM-987.

Химическое выделение Pb из пород проводилось по стандартной методике. Его изотопный состав был получен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов. Измерения проводились в однолучевом режиме на рениевых испарителях с использованием силикатного эмиттера в смеси с  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Общий уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг. Поправку изотопных отношений Pb на фракционирование проводили по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера  $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  [12].

K-Ar датирование выполнялось в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН по зернам биотита, отобраным вручную под бинокляром. Количество изотопов аргона было измерено методом CF-GC-IRMS в непрерывном потоке гелия в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ. По этой методике аргон извлекается из образца при помощи  $\text{CO}_2$  лазера, далее в потоке гелия он проходит через хроматографическую колонку, где происходит сепарация аргона от других примесных газов. После хроматографа аргон в потоке гелия

через делитель потока попадает в источник ионов масс-спектрометра Finnigan MAT-253. Измерение сигналов трех изотопов аргона  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  и  $^{40}\text{Ar}$  ведется в динамическом режиме одновременно на трех коллекторах [29].

Определение содержания радиогенного аргона дало погрешность в пределах 1%, при уровне достоверности  $2\sigma$ . Доля воздушного аргона варьировала в пределах 5–10 %. Содержание калия в образцах измерялось методом пламенной фотометрии с ошибкой 2 %. Погрешность рассчитанного возраста в 3 % контролировалась по сходимости повторных измерений проб и по воспроизводимости результатов анализов стандартных образцов. В среднем на один образец приходилось около 4 измерений (повторов). При расчете возраста использовались следующие константы:  $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ ;  $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$  [62].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Геологическая характеристика района исследований

Больбинская свита впервые выделена и описана Б.Я. Абрамсоном в 1956 г. на правом берегу р. Амур в районе Больбинского Утеса (между селами Циммермановка и Софийское) [1]. Автор рассматривал ее как переслаивание наземных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, перекрывающих с угловым несогласием средне-позднеальбскую удоминскую свиту [10]. В стратотипическом разрезе в подошве больбинской свиты – пачка туфоконгломератов, чередующихся с прослоями туфопесчаников, туфов андезитов и туффитов, мощностью 20.6 м. Выше по разрезу обнажены потоки андезитов, разделенные многочисленными горизонтами вулканогенно-осадочных пород – туфоконгломератов и туфопесчаников. Суммарная мощность свиты оценивается в 400 м [1]. В большой коллекции растительных остатков, собранных Б.Я. Абрамсоном в 1956 г., М.О. Борсук определила комплекс растений, характерных для высоких горизонтов верхнего мела [1]. Некоторым подтверждением такой датировки являются приведенные в работе В.И. Сухова определения изотопного (К-Аг) возраста пород свиты, давшие значения 70–85 млн лет [23]. Таким образом, возраст больбинской свиты значительно моложе, чем синанчинской (сеноман) приморского отрезка ВСАВП и, соответственно, эти свиты не являются возрастными аналогами, как это иногда предполагается [24]. Не является больбинская свита и возрастным аналогом самаргинской свиты, датированной маастрихтом [13].

Нами исследовался выход больбинской свиты в бассейне среднего течения руч. Шелехова (рис. 2).

Северо-западнее, в нижнем течении ручья, обнажены породы складчатого фундамента, представленного интенсивно дислоцированными нижнемеловыми морскими осадочными, преимущественно глинистыми отложениями (алевролитами и аргиллитами), объединенными в ларгасинскую свиту. Юго-восточнее, в верховьях этого же ручья, в строении складчатого фундамента принимают участие терригенные породы (песчаники, алевролиты, реже конгломераты) ларгасинской и удоминской свит также средне-позднеальбского возраста [10]. Непосредственно в истоках ручья обнажена краевая часть крупного массива гранитов, в зоне контактового метаморфизма которого находятся как осадочные породы фундамента, так и покровы вулканитов больбинской свиты.

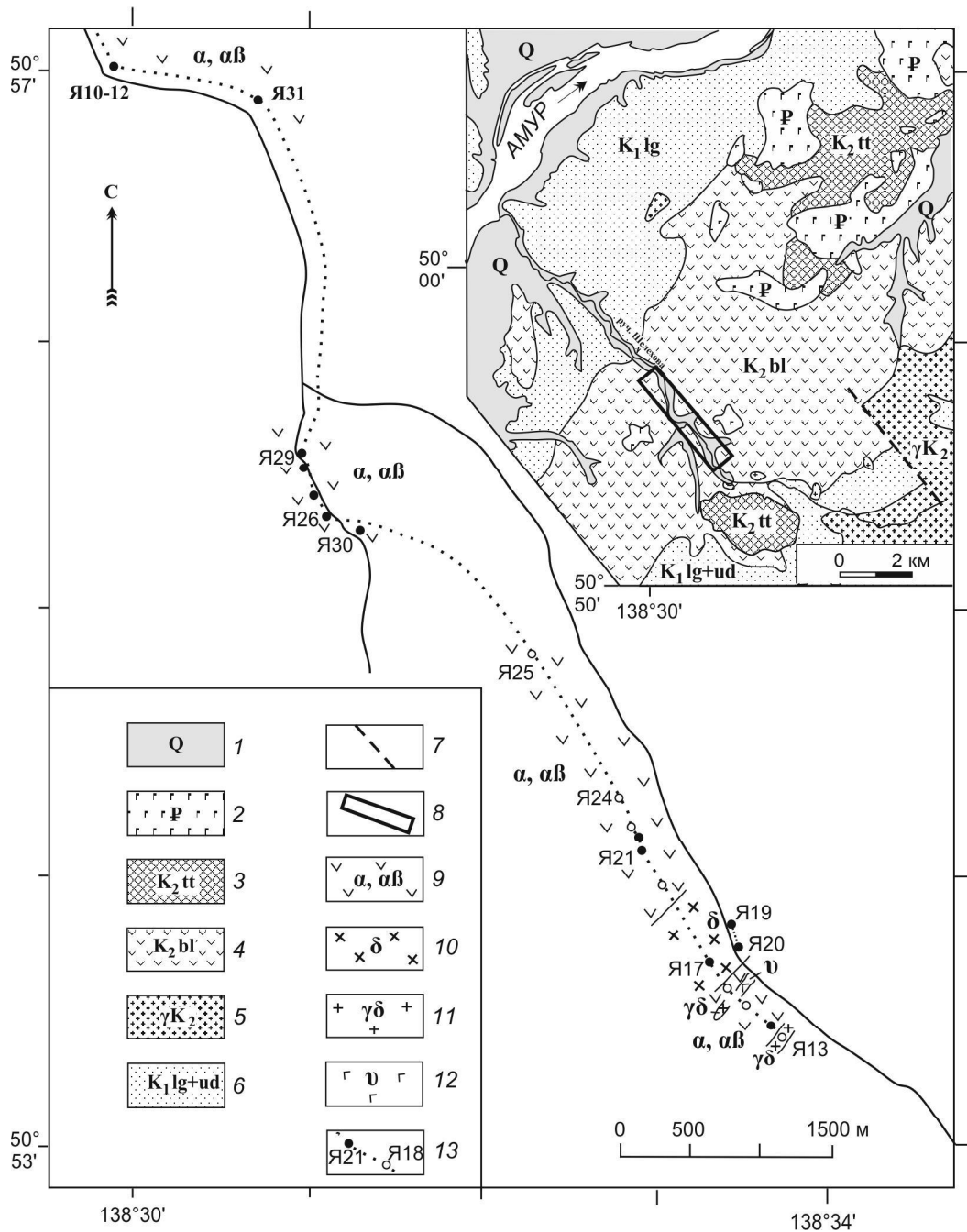
Образцы отбирались из береговых обнажений и глыбовых осыпей в левом борту ручья. На этом участке изучаемый комплекс представлен преимущественно породами лавовых и субвулканических фаций. Первые сложены темно-серыми массивными андезитами и андезибазальтами, большей частью скрытокристаллическими, нередко содержащими вкрапленники плагиоклаза. В верховьях руч. Шелехова выявлены выходы пород весьма пестрого состава явно субвулканического облика. Среди них отмечен относительно крупный (250 × 700 м) выход массивных мелкозернистых габбро, габбродиоритов (образцы Я-16(а), Я-16(б), Я-17, Я-19 и Я-20), а также розовато-серых среднезернистых гранодиоритов (обр. Я-13 и Я-16). Непосредственных контактов этих пород с вмещающими покровными вулканитами мы не наблюдали, однако, как будет показано ниже, основные геохимические признаки не оставляют сомнений в их принадлежности к больбинскому вулканическому комплексу.

### Петрография

*Базальты и андезибазальты* больбинской свиты представляют собой породы светло-серого цвета с массивной текстурой, порфировой структурой. Доминирующим минералом-вкрапленником является плагиоклаз, реже клинопироксен. Довольно часто по остаточным формам (реликтам) и характеру замещения вторичными минералами (серпентин, иддингсит) можно предполагать присутствие в породе оливина.

Основная масса практически полностью раскристаллизована и состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена и рудного минерала. Фенокристы плагиоклаза и пироксена, а также стекло основной массы в разной степени часто подвержены серицитизации, карбонатизации и хлоритизации.

Основным порообразующим минералом *андезитов* является плагиоклаз, в подчиненном количест-



**Рис. 2.** Схема расположения района опробования.

На врезке в правом верхнем углу – фрагмент геологической карты района исследований, по [24], с изменениями авторов.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – палеогеновые базальты; 3–4 – позднемиоценовые вулканические комплексы: 3 – кислые вулканогенные породы татаркинской свиты, 4 – андезиты и андезибазальты большбинской свиты; 5 – позднемиоценовые граниты; 6 – терригенные отложения средне-верхнеальбских ларгасинской и удоминской свит; 7 – разломы; 8 – район опробования; 9–13 – обозначения к маршрутной карте: 9–12 – выходы пород большбинского вулканического комплекса: андезитов и андезибазальтов (9), габбродиоритов (10), гранодиоритов (11) и габбро (12), 13 – линия маршрута, точки привязки наблюдений и их номера. Залитыми кружками обозначены точки на коренных обнажениях, незалитыми – на глыбовых осыпях.

ве встречается клинопироксен. Вторичные изменения выражены в серицитизации полевого шпата и основной массы. Последняя сложена преимущественно лейстами плагиоклаза, в меньшей степени – мелкими кристаллами пироксена и рудного минерала.

*Дацинты* имеют порфировую структуру с плагиоклазом в качестве доминирующего минерала вкрапленников. Редко встречается биотит и, предположительно, измененный амфибол. Рудный минерал присутствует в незначительных количествах. Основная масса раскристаллизована и сложена плагиоклазом, реже кварцем.

*Комагматичные вулканитам интрузивные породы*, в меньшей степени подверженные вторичным изменениям, представлены, главным образом, габбро и габбродиоритами. Для них характерны мелкозернистая и крупнозернистая структуры. По минеральному составу эти породы можно отнести к плагиоклаз-двупироксен-биотитовому типу с преобладанием клинопироксена. Редко встречающиеся гранодиориты по минеральному парагенезису близки к андезитам. Основным порообразующим минералом является плагиоклаз, в подчиненном количестве встречается клинопироксен, иногда биотит. В отдельных шлифах наблюдается полностью замещенный амфибол.

Изученные нами образцы в различной степени подвержены низкотемпературным (< 300°C, по [50]) гидротермальным изменениям (карбонатизация, хлоритизация, серицитизация, серпетинизация).

#### ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ

По содержанию кремнезема состав вулканитов больбинской свиты варьирует от базальтов до дацитов при преобладании андезибазальтов и андезитов (рис. 3 а). Содержание суммы щелочей колеблется от 4 до 9 мас. %, что позволяет отнести практически весь спектр пород к умереннощелочной серии (рис. 3 а). Этот вывод подтверждает и диаграмма (рис. 3 в), использующая для классификации соотношения элементов, консервативных по отношению к низкотемпературному водному флюиду.

Поведение большинства петрогенных элементов хорошо коррелирует с изменением содержаний MgO. В соответствии с кристаллохимическими свойствами при падении магнезиальности закономерно возрастают содержания SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O и падают – TiO<sub>2</sub>, CaO, FeO\*. Корреляция между содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и MgO не выражена (рис. 4).

Концентрации когерентных микроэлементов (Cr, Ni) положительно коррелируют с магнезиальностью пород, варьируя в интервале 10–190 г/т для Cr и 7–90 г/т для Ni.

Тренды некогерентных элементов ведут себя по-разному. Содержания крупноионных литофильных элементов (LILE), таких как Rb, Ba и Th, увеличиваются с падением концентрации магния. Поведение Ta более сложное. Его содержания незначительно колеблются при низких содержаниях MgO (1–4 мас. %), но резко падают при MgO > 4 мас. %. Корреляции с магнезиальностью концентраций тяжелых редкоземельных элементов (HREE) и Y не прослеживаются для всего спектра изученных образцов.

Распределение микроэлементов, нормализованное к N-MORB, характеризуется отчетливо выраженными максимумами по Pb, K, Ba, Rb и Cs, при неглубоком Ta-Nb минимуме (рис. 5). Практически во всех изученных образцах отмечается Eu минимум. Важным признаком больбинских вулканитов является устойчивое более высокое содержание LREE по отношению к HREE, что выражается в крутом наклоне спектра распределения REE (рис. 6) и высокими значениями La/Yb отношений (14–34) (табл. 2).

Изотопные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в базальтах и андезибазальтах больбинского комплекса варьируют в узком интервале (0.51279–0.51281). Отношения Pb изотопов колеблются от 18.63–18.77 для <sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb, 15.56–15.6 для <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb и 38.49–38.62 для <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb (табл. 2).

*K-Ar датирование* выполнялось по зернам биотита из образца субвулканического габбро (№ Я-16 а), отобранного в верховьях руч. Шелехова. По минеральному составу его можно отнести к плагиоклаз-двупироксен-биотитовому типу с минимальными петрографическими и петрохимическими признаками вторичных изменений. Полученный результат (74.5 ± 5.1, кампан-маастрихт) соответствует ранее выполненным палеоботаническим и K-Ar датировкам больбинской свиты [23].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как отмечалось ранее, изученные нами образцы в различной степени подвержены низкотемпературным (< 300°C по [50]) гидротермальным изменениям (карбонатизация, хлоритизация, серицитизация, серпетинизация), незначительно влияющим на концентрации большинства элементов, включая HFSE и REE [38, 45]. Они могут быть повторно мобилизованы в результате взаимодействия породы с большими объемами горячих (> 400 °C) флюидных растворов, насыщенных хлоридами [65]. Все это учитывалось при дальнейших рассуждениях.

*Магмогенезис.* Согласно существующим представлениям, сеноманские андезибазальты и базальты синанчинской и маастрихт-датские андезиты самар-

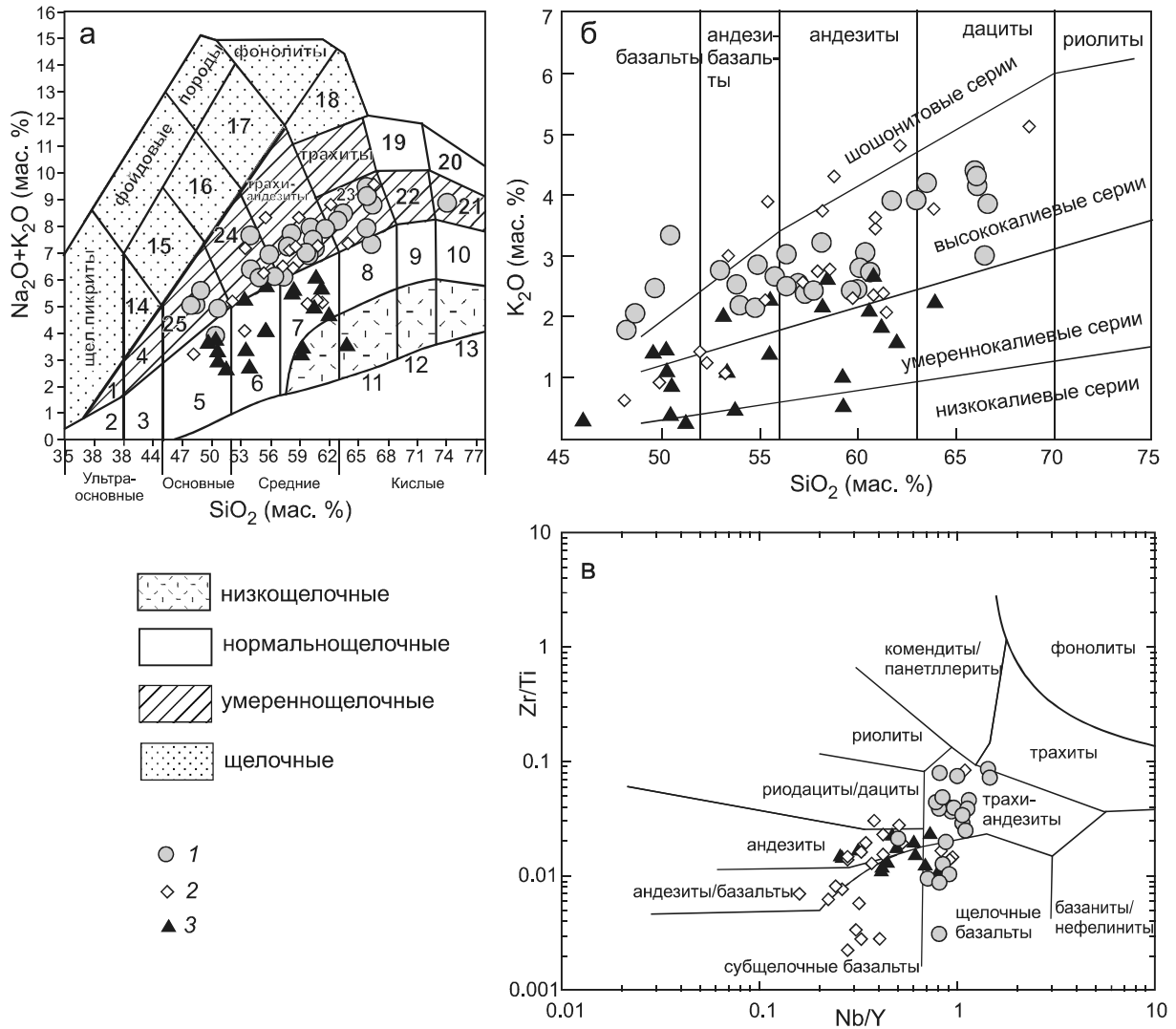


Рис. 3. Классификационные диаграммы.

а –  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$  [18]: 1 – умереннощелочные пикриты, 2 – пикриты, 3 – базальты, 4 – умереннощелочные пикробазальты, 5 – базальты, 6 – андезибазальты, 7 – андезиты, 8 – дациты, 9 – риодациты, 10 – риолиты, 11 – низкощелочные дациты, 12 – низкощелочные риодациты, 13 – низкощелочные риолиты, 14 – щелочные пикробазальты, 15 – щелочные базальты, 16 – фонотэфриты, 17 – тефрифонолиты, 18 – щелочные трахиты, 19 – щелочные риодациты, 20 – щелочные риолиты, 21 – трахириолиты, 22 – трахириодациты, 23 – трахидациты, 24 – трахиандезибазальты, 25 – трахибазальты; б –  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ , в –  $\text{Zr}/\text{Ti}-\text{Nb}/\text{Y}$  [67]; 1 – больбинская свита, 2 – самаргинская свита [11], 3 – синанчинская свита [22].

гинской свит южной части ВСАВП рассматриваются как надсубдукционные [11, 22 и др.]. Но андезиты и андезидациты ( $\text{SiO}_2 = 57-63\%$ ) больбинской свиты отличаются от последних повышенной магниальностью ( $\text{Mg}\# = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$ ) (рис. 7 а) и обогащенностью легкими лантаноидами (LREE). Значения  $\text{La}/\text{Yb}$  отношения позволяют классифицировать их как адакиты (рис. 7, б). В обзоре [48] среди адакитов выделяются высококремнистые (HSA) и низкокремнистые (LSA) разновидности. Породы больбинской свиты по содержанию  $\text{MgO}$  ( $< 4$  мас. %),  $\text{Sr}$  ( $< 900$  г/т)

и величине  $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$  ( $< 10$  мас. %) тяготеют к HSA типу (рис. 7 в).

Несмотря на многочисленные исследования, вопросы происхождения пород адакитового состава все еще дискуссионны. Из наиболее распространенных следует отметить следующие модели: (1) высокотемпературное фракционирование водонасыщенных расплавов с отсадкой граната и амфибола [52, 54, 57]. (2) плавление метаморфизованной нижней континентальной коры в результате ее деламинации [например, 28, 41]; (3) частичное плавление эклогитизированного

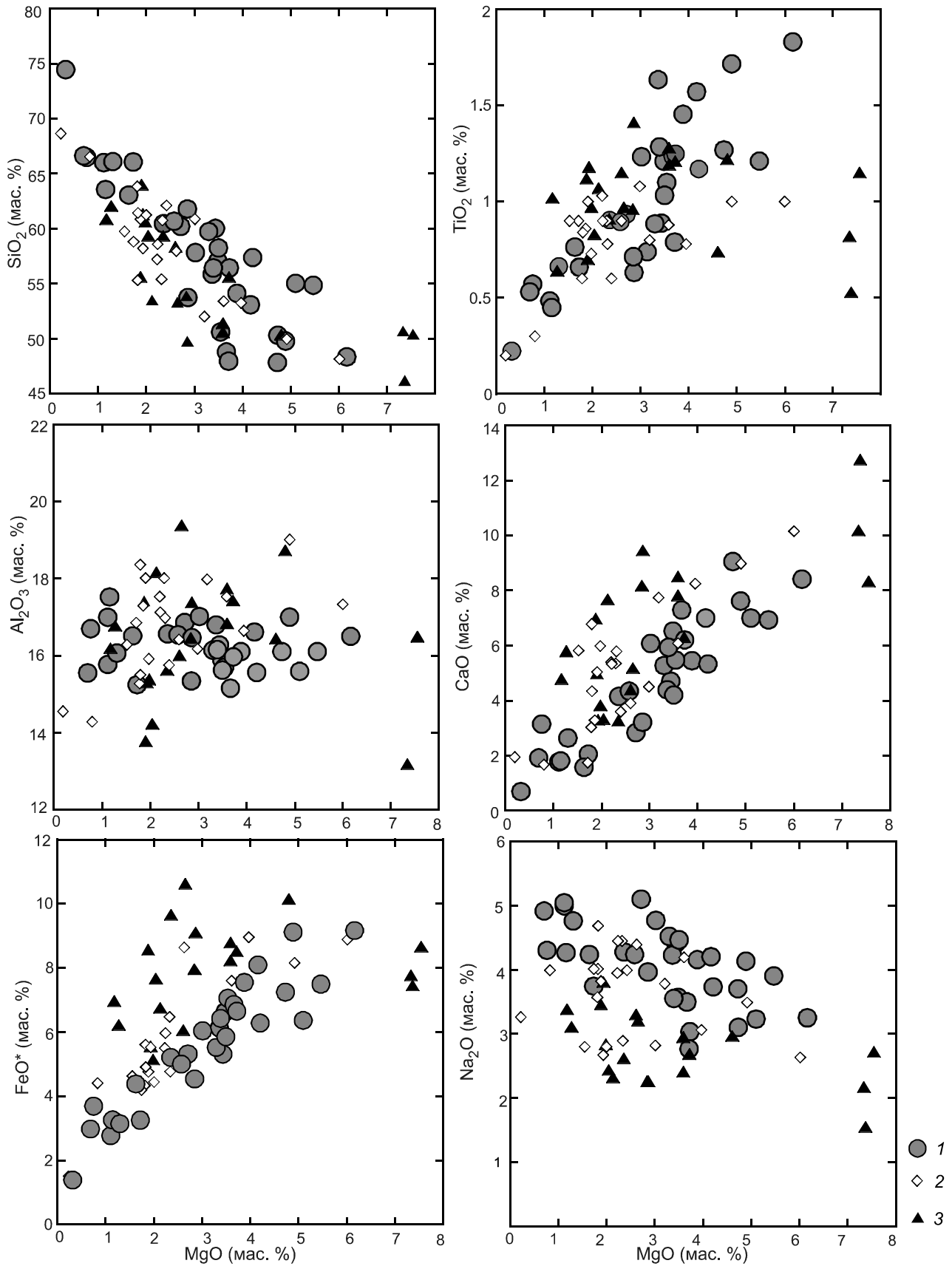


Рис. 4. Вариации петрогенных элементов в породах в зависимости от содержания MgO.

Условные обозначения 1–3 – см. на рис. 3.



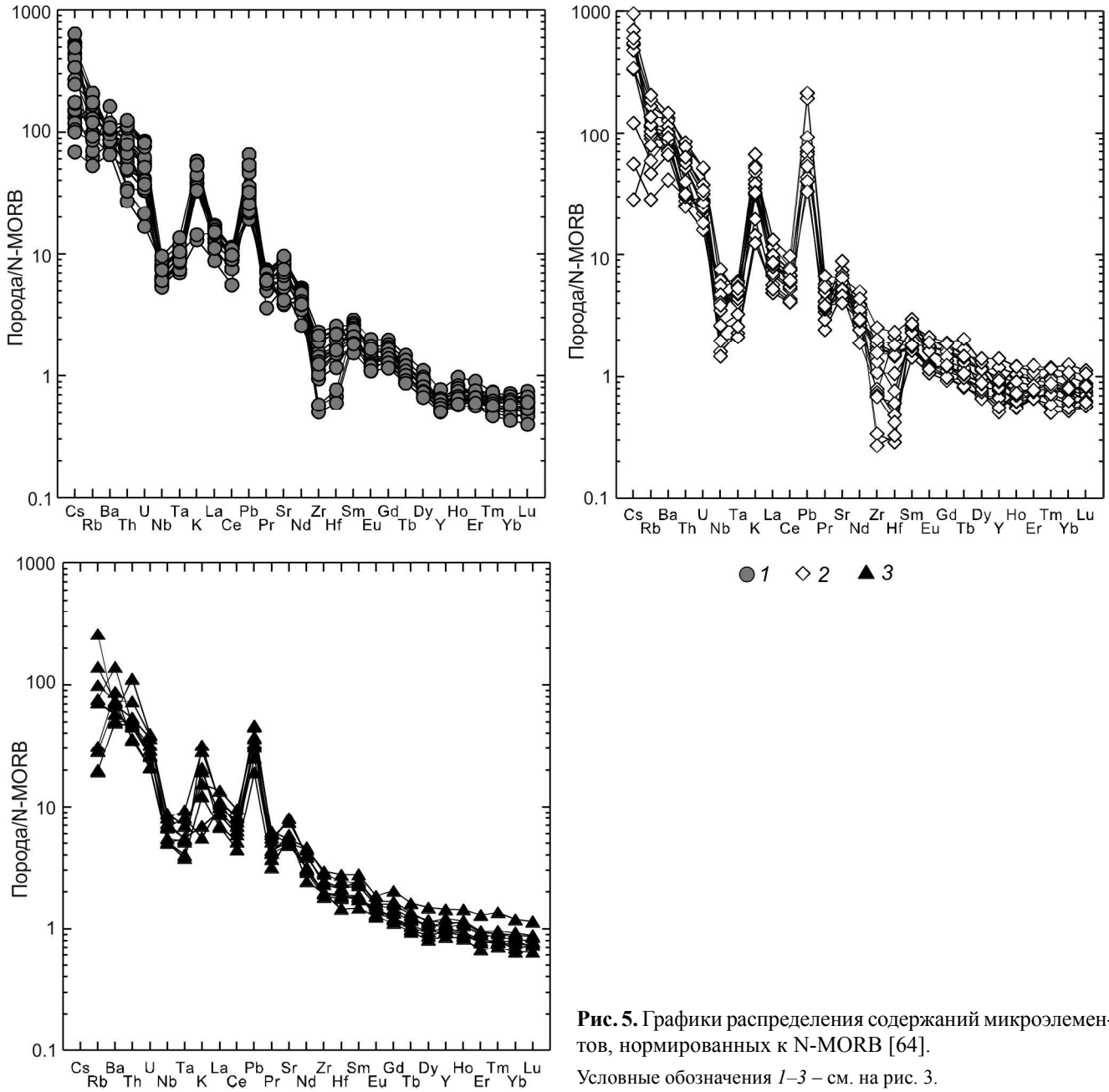


Рис. 5. Графики распределения содержаний микроэлементов, нормированных к N-MORB [64].

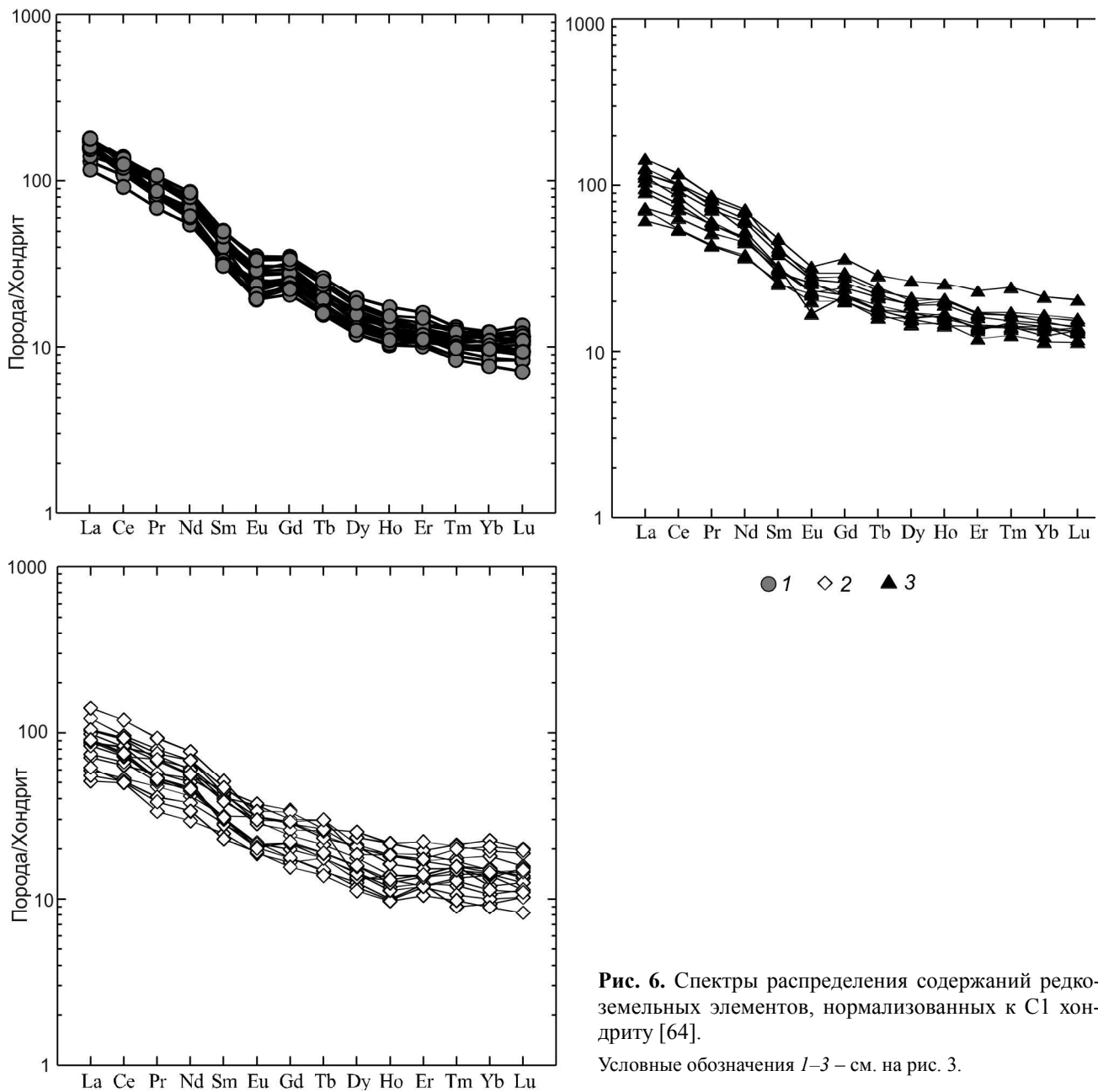
Условные обозначения 1–3 – см. на рис. 3.

базальтового слоя погружающейся океанической плиты [например, 31, 40, 69].

Модель, предполагающая происхождение адакитов в результате частичного плавления метаморфизованной нижней континентальной коры, использовалась, например, для центрального сегмента Анд [37]. Здесь, при мощности коры 65–70 км, значения Sm/Yb отношения в адакитовых лавах колеблются в интервале 4–9. Но в северной части ВСАВП, согласно гравиметрическим данным, мощность континентальной коры не превышает 30 км [17], а Sm/Yb отношение в изученных образцах варьирует в пределах (3–4) (табл. 2)\*.

На бинарной диаграмме MgO–SiO<sub>2</sub>, с вынесенными экспериментальными данными по плавлению различных по составу источников, фигуративные точки адакитов больбинской свиты формируют тренд, близкий к расплавам, образовавшимся при частичном плавлении океанической коры (рис. 8). Этот вывод подтверждается и их высокремнистым составом, что чаще всего рассматривается как результат плавления океанической коры при минимальном влиянии мантийного перидотита [33].

\* Таблицу 2 см. <http://www.itig.khv.ru/POG>



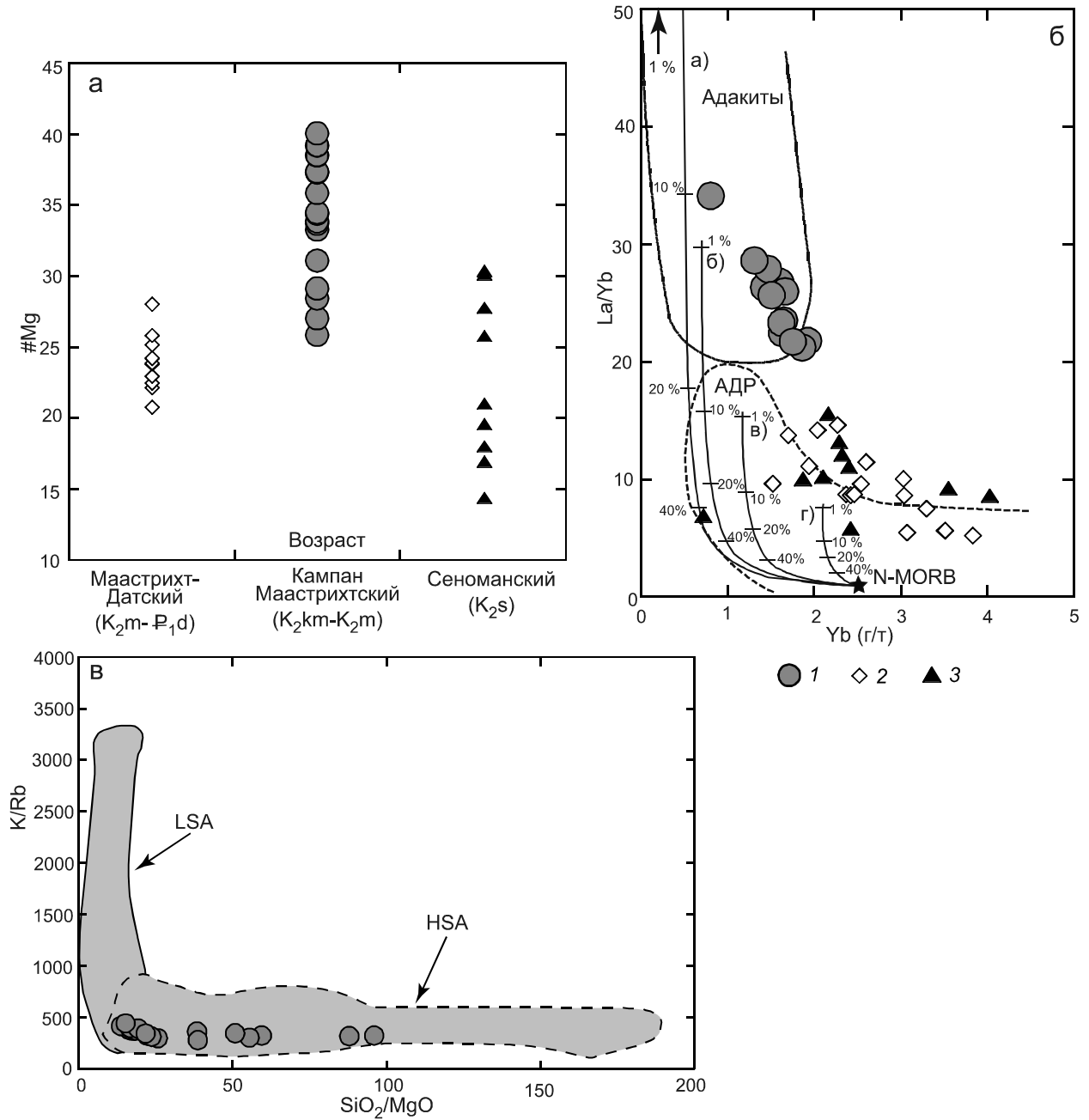
**Рис. 6.** Спектры распределения содержаний редкоземельных элементов, нормализованных к C1 хондриту [64].

Условные обозначения 1–3 – см. на рис. 3.

О плавлении океанической коры свидетельствуют и изотопные данные, прежде всего, anomalously low  $\Delta 8/4\text{Pb}$  (30–46) (рис. 9), соответствующие таковым в основных и средних по составу вулканитах, сформировавшихся: (а) на основной магматической стадии раскрытия Японского моря, сопровождавшейся активным астеносферным диапиризмом (~22 млн лет, базальты,  $\Delta 8/4\text{Pb} \sim 50$ ) [49]; (б) на этапе прекращения позднемеловой субдукции, разрыва субдукционной пластины и формирования астеносферных окон (~45 млн лет, адакиты,  $\Delta 8/4\text{Pb} = 33\text{--}48$ ) [26].

В островодужных системах, например, на Камчатке [16], адакиты часто ассоциируют со специфическими, обогащенными Nb базальтами (HNB, NEB). На диаграмме Nb/Yb–Nb (рис. 10) в поле этих пород попадают и составы базальтов большбинской свиты. Это, по-видимому, первая находка NEB-адакитовой ассоциации в составе позднемеловых вулканических комплексов Сихотэ-Алия.

*Геодинамика.* Происхождение NEB-адакитовой ассоциации принято рассматривать как результат разрушения слэба и внедрения в надсубдукционную мантию океанической астеносферы [36, 43, 44, 70]. В

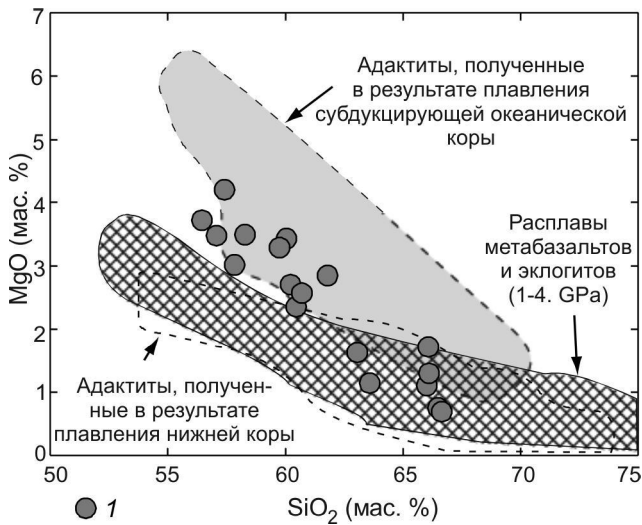


**Рис. 7.** Диаграммы Mg# – возраст (а); La/Yb–Yb, по [33], с изменениями авторов (б); K/Rb–SiO<sub>2</sub>/MgO, по [47], (в) для средних по составу вулканитов.

Поле АДР: андезиты, дациты, риолиты островных дуг. Границы полей адакитов и АДР приведены по [54]. Кривые – тренды частичного плавления разных по составу источников: а) эклогит (пироксен:гранат – 50:50), б) 25 % гранатовый амфиболит, в) 10 % гранатовый амфиболит, г) амфиболит. Тренды частичного плавления источников – по [31]; N-MORB – по [64]; Mg# = MgO/(MgO+FeO\*) в мас. %. LSA – низкокремнистые адакиты, HSA – высококремнистые адакиты. Условные обозначения 1–3 – см. на рис. 3.

этом случае необходимо предполагать различные геодинамические условия развития южного и северного звеньев ВСАВП в поздне меловое время. Поскольку в интервале 85–74 млн лет общее направление движения океанической плиты по латерали не менялось

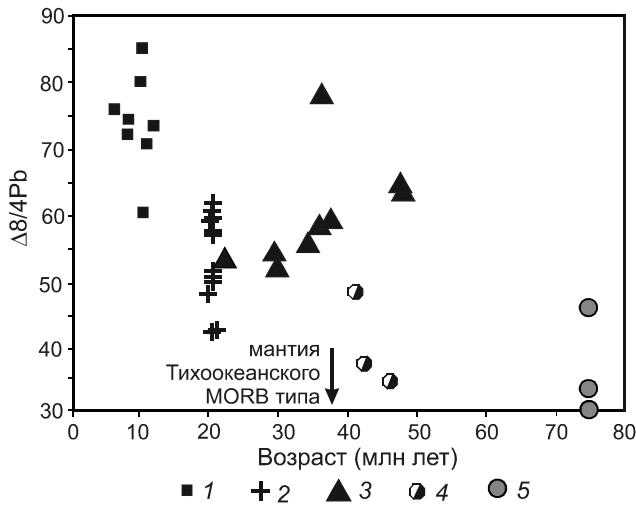
[35], следует, по-видимому, учитывать особенности конфигурации континентальной границы. Последняя, согласно геодинамическим реконструкциям [3], в поздне меловое время примерно на широте 48–49° с.ш. меняла направление с север-северо-восточного на се-



**Рис. 8.** Диаграмма MgO–SiO<sub>2</sub> для вулканитов больбинской свиты.

Поля экспериментальных данных по плавлению метабазальтов и эклогитов при давлении 1–4 GPa построены по [55, 56, 59, 60, 61]; поле адакитов, образовавшихся в результате плавления субдуктирующей океанической коры, – по [33, 34, 41, 47, 58, 63, 70], поле адакитов, образовавшихся в результате плавления нижней коры, – по [28, 39, 51, 53.]

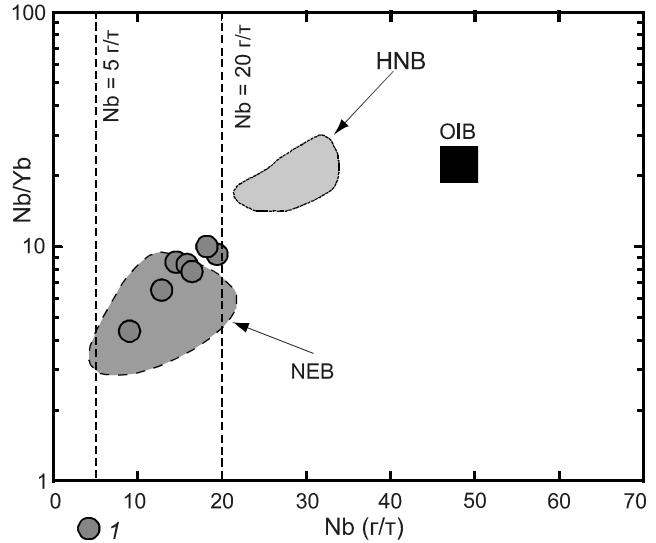
Условные обозначения 1–3 – см. на рис. 3.



**Рис. 9.** Δ 8/4Pb в разновозрастных базальтах Сихотэ-Алиня, Японского моря [49], а также базальтов и андезибазальтов больбинской свиты.

1 – миоцен-плиоценовые базальты восточной зоны Сихотэ-Алиня; 2 – среднемиоценовые базальты Японского моря; 3 – эоцен-олигоцен-раннемиоценовые базальты восточной зоны Сихотэ-Алиня; 4 – раннеэоценовые адакиты юго-западной зоны Сихотэ-Алиня; 5 – больбинская свита.

$$\Delta 8/4Pb = [(^{208}Pb/^{204}Pb)_{обр.} - (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}] \times 100; (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL} = 1.209 (^{206}Pb/^{204}Pb)_{обр.} + 15.627.$$



**Рис. 10.** Диаграмма Nb/Yb–Nb для пород основного состава.

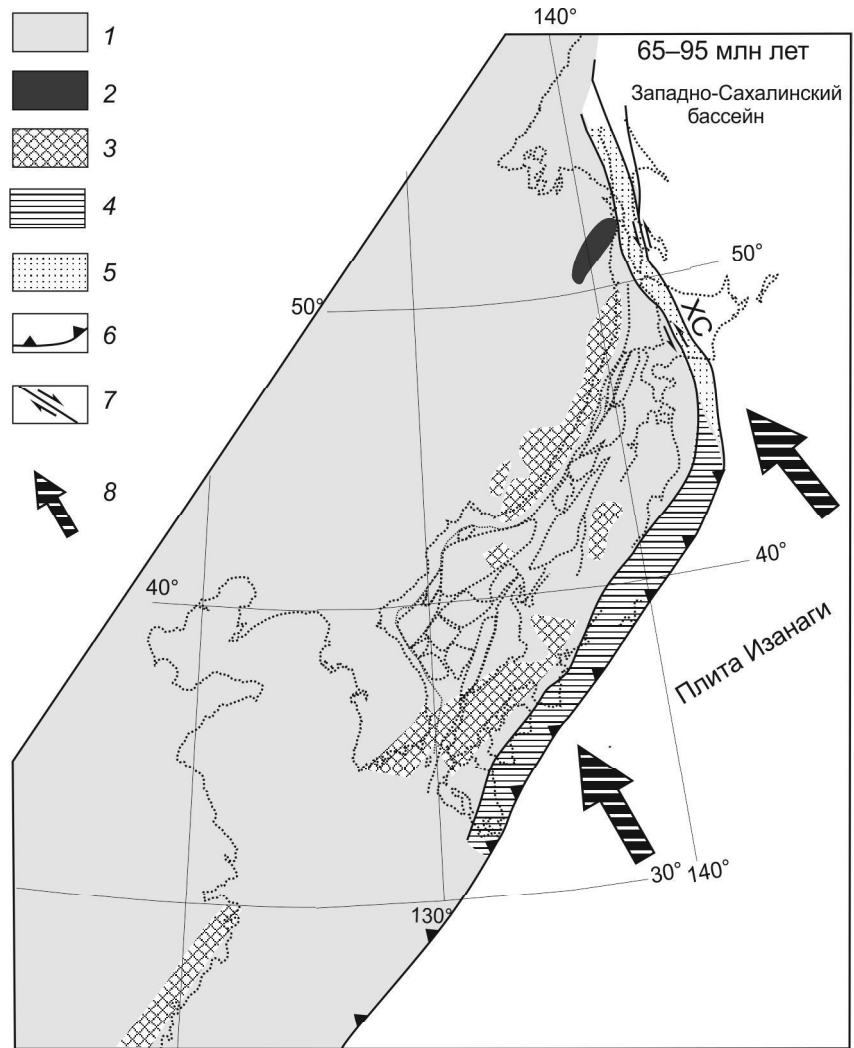
NEB (обогащенные Nb базальты) и HNB (высоко Nb базальты) – по [27, 30, 32, 42, 46, 66, 68]; OIB – по [64].

Условные обозначения 1–3 – см. на рис. 3.

вер-северо-западное (рис. 11). В первом случае близ-ортогональное взаимодействие океанической и континентальной плит ( $\sigma \approx n'$ ) приводило к субдукции, а во втором из-за косо-го угла встречи океанической плиты с континентом вектор движения ( $\sigma$ ) распадался на нормальную субдукционную ( $n'$ ) и тангенциальную скальвающую ( $t$ ) составляющие (рис. 12). Влияние последней выразилось: а) в развитии левосдвиговых дислокаций, б) в неизбежной деструкции океанической плиты в зоне проявления этих дислокаций, что приводило, в свою очередь, к увеличению степени проницаемости слэба и внедрению в субконтинентальную литосферу астеносферной мантии Тихого океана. Повышение температуры привело к плавлению метаморфизованных базальтов океанической плиты и образованию адакитовых расплавов.

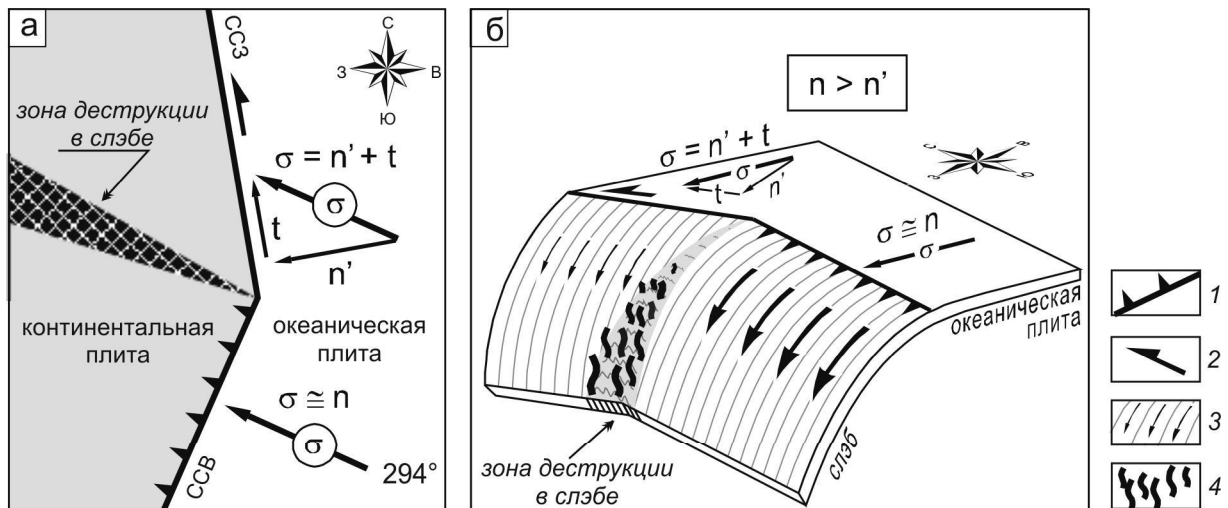
**ВЫВОДЫ**

В результате выполненных геологических, геохимических и изотопных исследований установлено, что вулканиты больбинской свиты Северного Сихотэ-Алиня представляют собой NEB-адакитовую ассоциацию, индикаторную при реконструкции геодинамических обстановок, связанных с разрывом субдукционной пластины и активным астеносферным диапиризмом. С учетом этого возникновение латеральной зональности Восточного Сихотэ-Алиня следует связывать с различным геодинамическим режимом развития его южного и северного отрезков в поздне-



**Рис. 11.** Позднемеловые структуры восточной окраины Азии [3, с дополнениями].

1 – допозднемеловой континент; 2 – ареалы распространения больбинской свиты; 3 – надсубдукционные вулканические комплексы; 4 – аккреционные призмы; 5 – окраинно-континентальные синдвиговые турбидитовые бассейны; 6 – зоны субдукции; 7 – сдвиги трансформных окраин (ХС – Хоккайдо-Сахалинский); 8 – направления перемещения плиты Иизанаги.



**Рис. 12.** Принципиальная схема формирования зоны деструкции в субдицирующем слэбе при ортогональном и косом взаимодействии океанической и континентальной плит.

В плане (а) и ее аксонометрической проекции (б)  $\sigma$  – вектор движения океанической плиты и ее составляющие:  $n$  – нормальная, совпадающая с вектором движения океанической плиты,  $n'$  – нормальная при косом взаимодействии плит,  $t$  – тангенциальная (сдвиговая). 1 – граница зоны субдукции; 2 – направление сдвиговых смещений; 3 – направление движения субдицирующего слэба; 4 – проникающий астеносферный поток тихоокеанского MORB типа. Пояснения в тексте.

меловое время на самых ранних этапах заложения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена в результате особой конфигурации континентальной границы. Этот факт необходимо учитывать при реконструкциях геологических событий в зонах конвергенции литосферных плит.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00041.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геология СССР / Под ред. акад. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1966. Т. XIX. С. 287–291.
- Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 80 с.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 230 с.
- Горячев Н.А., Радионов С.М., Раткин В.В., Шпикерман В.И., Еремин Р.А., Сидоров А.А., Наумова В.В. Металлогенические пояса и рудные районы Востока России // Геодинамика магматизма и металлогении Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Т. 2. С. 779–854.
- Диденко А.Н., Носырев М.Ю., Шевченко Б.Ф., Гильманова Г.З. Тепловая структура Сихотэ-Алиния и прилегающих территорий по данным спектрального анализа аномального магнитного поля // Докл. АН. 2017. Т. 477, № 3. С. 352–356.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натальин Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 2. 327 с.
- Изох Э.П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиния // Геология и геофизика. 1966. № 1. С. 32–44.
- Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диденко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 5. С. 3–18.
- Красный Л.И., Пэн Юнь Бяо. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. М.: ВСЕГЕИ, 1998.
- Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиния. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
- Мартынов Ю.А., Чашин А.А., Симоненко В.П., Мартынов А.Ю. Маастрихт-датская андезитовая серия Восточного Сихотэ-Алиния: минералогия, геохимия и вопросы петрогенезиса // Петрология. 2007. Т. 15, № 3. С. 282–303.
- Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.
- Михайлов В.А. Магматизм вулcano-тектонических структур южной части Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток: ДВО РАН СССР, 1989. 172 с.
- Натальин Б.Н., Борукаев Ч.Б. Мезозойские структуры на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–97.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
- Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю., Чашин А.А., Иванов А.В., Палесский С.В., Щербаков Ю.Д. Базальтоидный вулканизм NEB типа в островодужной системе Камчатки: происхождение и палео геодинамические следствия: Материалы IV Всерос. науч.-практ. конф. «Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии». 2013. С. 282–285.
- Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1988. 168 с.
- Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПбю: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
- Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm-Nd; Rb-Sr; K-Ar; U-Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.
- Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиния и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
- Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация северного Сихотэ-Алиния // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 86–95.
- Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сенноманский вулканизм Восточного Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.
- Сухов В.И. Геологические позиции, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских эффузивно-экструзивных комплексов Нижнего Приамурья // Сов. геология. 1967. № 4. С. 45–56.
- Фрейдин А.И., Лифшиц Ю.Я. Геологическая карта СССР. 1:200 000. М-54-VII. Л.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
- Чашин А. А., Нечаев В. П., Нечаева Е. В., Блохин М. Г. Находка эоценовых адакитов в Приморье // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 5. С. 1–6.
- Aguillon-Robles A., Caimus T., Bellon H., Maury R.C., Cotton J., Bourgeois J., Michaud F. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below southern Baja California // Geol. 2001. V. 29, N 6. P. 531–534.
- Atherton M.P., Petford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. V. 362, (6416). P. 144–146.
- Budnitskiy S.Y., Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A. Method for measurement of argon isotopes in Helium Flow for K/Ar geochronology // Miner. Magazine. 2013. V. 77, N 5. 788 p.
- Castillo P.R., Rigby S.J., Solidum R.U. Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines // Lithos. 2007. V. 97, N 3–4. P. 271–288.
- Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 347 (6294). P. 662–665.
- Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., Deboer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H. The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: An overview // J. Geol. Soc. 1992. V. 149, N 4. P. 569–579.

33. Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // *Geol.* 1993. V. 21, N 6. P. 547–550.
34. Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. The petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas / *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* // *Earth Sci.* 1996. V. 87, N 1–2. P. 205–216.
35. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 1985. (206). P. 1–159.
36. Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Ariskin A Green D.H., Ford C.E. The application of olivine geothermometry to infer crystallization temperatures of parental liquids: Implications for the temperature of MORB magmas // *Chem. Geol.* 2007. V. 241, N 3–4. P. 207–233.
37. Goss A.R., Kay S.M., Mpodozis C. Andean adakite-like high-Mg andesites on the northern margin of the Chilean-Pampean Flat-slab (27–28.5°S) associated with frontal arc migration and fore-arc subduction erosion // *J. Petrol.* 2013. V. 54, N 11. P. 2193–2234.
38. Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., Peate D.W., van Calsteren P. U-Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust // *Sci.* 1997. V. 276 (5312). P. 551–555.
39. Johnson K., Barnes C.G., Miler C.A. Petrology, geochemistry, and genesis of high-altonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon // *J. Petrol.* 1997. V. 38, N 11. P. 1585–1611.
40. Kay R.W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1978. V. 4, N 1–2. P. 117–132.
41. Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics.* 1993. V. 219, N 1–3. P. 177–189.
42. Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J., Hochstaedter A., Drummond M.S., Hawkesworth C.J., Koloskov A., Maury R.C., Bellon H. Trace element and Sr–Nd–P bisotopic constraints on a three-component model of Kamchatka arc petrogenesis // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61, N 3. P. 577–600.
43. Levin V., Shapiro N., Park J., Ritzwoller M. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature.* 2002. V. 418, N 15. P. 763–767.
44. Levin V., Droznin D., Park J., Gordeev E. Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka // *Geophys. J. Intern.* 2004. V. 158, N 3. P. 1009–1023.
45. MacLean W.H. Mass change calculations in altered rock series // *Mineral. Deposita.* 1990. V. 25, N 1. P. 44–49.
46. Macpherson C.G., Chiang K.K., Hall R., Nowell G.M., Castillo P.R., Thirlwall M.F. Plio-Pleistocene intra-plate magmatism from the southern Sulu arc, Semporna peninsula, Sabah, Borneo: implications for high-Nb basalt in subduction zones // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2010. V. 190, N 1–2. P. 25–38.
47. Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids // *Lithos.* 1999. V. 46, N 3. P. 411–429.
48. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. V. 79, N 1–2. P. 1–24.
49. Martynov Yu. A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., Chashchin A.A., Popov V.K. Late Mesozoic and Cenozoic volcanism of the East Sikhote-Alin area (Russian Far East): A new synthesis of geological and petrological data // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 358–371.
50. Miyashiro A. *Metamorphism and metamorphic belts* // Allen & Unwin, 1973. 492 p.
51. Muir R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Eby G.N., Evans J.A. Geochemistry of the Cretaceous separaton Plint Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere // *J. Geol. Soc.* 1995. V. 152, N 4. P. 689–701.
52. Müntener O., Kelemen P.B., Grove, T.L. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study // *Contrib. Miner. Petrol.* 2001. V. 141, N 6. P. 643–658.
53. Petford N., Atherton M. Na-rich partial melts from newly under plated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru // *J. Petrol.* 1996. V. 37, N 6. P. 1491–1521.
54. Prouteau G., Scaillet B. Experimental Constraints on the Origin of the 1991 Pinatubo Dacite // *J. Petrol.* 2003. V. 44, N 12. P. 2203–2241.
55. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 36, N 4. P. 891–932.
56. Rapp R.P., Watson E.B., Miller C.F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites // *Precambrian Res.* 1991. V. 51, N 1–4. P. 1–25.
57. Ribeiro J., Maury R., Grégoire M. Are adakites slab melts or high-pressure fractionated mantle melts ? // 2016. V. 57, N 5. P. 839–862.
58. Sajona F.G., Naury R.C., Pubellier M., Letierrier J., Bellon H., Cotton J. Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines) // *Lithos.* 2000. V. 54, N 3–4. P. 173–206.
59. Sen C., Dunn T. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites // *Contrib. Miner. Petrol.* 1994. V. 117, N 4. P. 394–409.
60. Skjerlie K.P., Patino Douce A.E. The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa: implications for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes // *J. Petrol.* 2002. V. 43, N 2. P. 291–314.
61. Springer W., Seek H.A. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1997. V. 127, N 1–2. P. 3045.
62. Steiger R.H., Jager E. Sub commission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36, N 3. P. 359–361.
63. Stern C.R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone // *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. V. 123, N 3. P. 263–281.
64. Sun S.S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A. D. Saunders & M. J. Norry (eds.) // *Magmatism in the ocean basins.* London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. P. 313–345.
65. Van Dongen M., Weinberg R.F., Tomkins A.G. REE-Y, Ti, and

- P remobilization in magmatic rocks by hydrothermal alteration during Cu-Au deposit formation // *Econ. Geol.* 2010. V. 105, N 4. P. 763–776.
66. Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang Z.Q., Qiu H.N., Chu Z.Y., Zhao Z.H., Dong Y.H. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab derived melts in the mantle wedge // *Contrib. Miner. Petrol.* 2008. V. 155, N 4. P. 473–490.
67. Winchester J., Floyd P. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.* 1977. V. 20. P. 325–343.
68. Xia L.Q., Xu X.Y., Xia Z.C., Li X.M., Ma Z.P., Wang L.S. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2004. V. 116, N 3. P. 419–433.
69. Yogodzinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matvenkov V.V. Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians // *J. Petrol.* 1994. V. 35, N 1. P. 163–204.
70. Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churlkova T.G., Dorondor F., Woerner G., Volynets N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature.* 2001. V. 409 (6819). P. 500–504.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком*

После доработки 20.09. 2018 г.  
принята к публикации 14.01.2019 г.

*A.Yu. Martynov, V.V. Golozubov, Yu.A. Martynov, S.A. Kasatkin*

### **Lateral zonality of the East-Sikhote-Alin volcanic belt: geodynamic regime in the Late Cretaceous**

The East Sikhote-Alin volcanic belt, whose length is ~ 1500 km, is commonly regarded as a tectonic-magmatic structure formed in the Late Cretaceous under subduction environment, followed by the destruction of the oceanic slab and active asthenosphere diapirism in the Cenozoic. But the nature of the lateral zonality of the Late Cretaceous volcanic complexes, distinctly expressed in a number of geological and metallogenic parameters, remains poorly studied. In this paper, this issue is considered on the example of the poorly studied Late Cretaceous Bolbinsk suite of the northern Sikhote-Alin. Analysis of the published geological information, new age dating, trace elements and isotopes indicate that it was developed in the non-subduction geodynamics setting. The predominance of magnesian ( $Mg \# = 26-40$ ) adakites ( $La / Yb = 19-34$ ) and high-niobium basalts, low lead ( $\Delta 8/4Pb = 30-46$ ) and high neodymium (0.51279–0.51281) isotopic ratios suggest an increased permeability of the slab and injection of a «hot» oceanic asthenosphere into the mantle wedge. Consequently, the lateral geological, geochemical and metallogenic zonality of the East Sikhote-Alin volcanogenic belt was formed at the early stages of its evolution as a result of a special configuration of the Late Cretaceous continental margin.

**Key words:** lateral inhomogeneity, Cretaceous volcanism, adakites, geodynamics, East Sikhote-Alin.





Таблица 2. (Окончание).

Элемент	Я-29	Я-17	Я-16(б)	Я-16(а)	Я-30	Я-29	Я-12	Я-11
SiO <sub>2</sub>	57.06	53.11	54.88	49.80	48.36	57.06	60.70	60.22
TiO <sub>2</sub>	1.21	1.57	1.21	1.72	1.83	1.21	0.89	0.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.89	16.62	16.11	17.01	16.51	15.89	16.55	16.86
FeO*	6.64	8.10	7.50	9.12	9.17	6.64	5.02	5.33
MnO	0.12	0.16	0.13	0.16	0.14	0.12	0.09	0.09
MgO	3.48	4.16	5.47	4.89	6.16	3.48	2.57	2.71
CaO	6.53	7.02	6.94	7.62	8.42	6.53	4.36	2.84
Na <sub>2</sub> O	3.57	4.20	3.91	4.13	3.25	3.57	4.24	5.10
K <sub>2</sub> O	2.56	2.77	2.16	2.48	1.79	2.56	2.73	2.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.61	0.69	0.38	0.73	0.68	0.61	0.38	0.40
LOI	1.52	0.59	0.43	1.28	2.19	1.52	1.60	2.01
Total	100.34	100.31	100.22	100.28	100.23	100.98	100.09	100.34
Cs	0.74	2.12	3.83	1.76	0.48	0.74	1.21	1.07
Rb	56.06	57.19	50.56	54.98	29.75	56.06	72.94	72.64
Ba	638	672	412	611	416	638	647	618
Th	6.81	6.18	5.85	4.17	3.29	6.81	10.66	9.60
U	1.96	1.50	1.58	1.03	0.79	1.96	2.92	2.58
Nb	18.81	15.85	12.82	16.42	19.40	18.81	15.15	15.02
Ta	1.41	1.18	0.99	1.11	1.38	1.41	1.31	1.30
La	42.98	39.98	27.84	39.45	33.54	42.98	37.84	36.58
Ce	85.31	84.63	56.84	83.78	74.78	85.31	71.89	70.61
Pb	9.91	9.18	6.80	8.12	5.82	9.91	10.64	9.99
Pr	9.84	10.22	6.61	10.26	9.40	9.84	7.92	7.95
Nd	37.93	40.38	25.68	40.13	38.72	37.93	30.01	30.12
Sm	6.84	7.71	5.11	7.67	7.58	6.84	5.42	5.48
Zr	170	30	70	92	115	170	149	142
Hf	5.29	1.24	2.41	3.02	4.05	5.00	4.95	4.60
Eu	1.81	2.00	1.38	1.96	2.06	1.81	1.38	1.36
Gd	6.35	7.06	5.04	6.99	7.26	6.35	5.18	5.19
Tb	0.81	0.92	0.73	0.94	0.99	0.81	0.66	0.67
Dy	3.96	4.56	4.02	4.70	5.03	3.96	3.39	3.48
Y	16.53	19.69	18.07	20.36	21.75	16.35	14.42	14.68
Ho	0.73	0.85	0.80	0.87	0.99	0.73	0.65	0.65
Er	2.04	2.31	2.22	2.50	2.68	2.04	1.83	1.92
Tm	0.25	0.31	0.32	0.31	0.34	0.25	0.25	0.25
Yb	1.60	1.88	1.96	2.09	2.08	1.60	1.62	1.63
Lu	0.23	0.29	0.28	0.30	0.30	0.23	0.24	0.23
Mg#	34	34	42	35	40	34	34	34
La/Yb	27	21	14	19	16	27	23	22
Sm/Yb	4.27	4.10	2.60	3.66	3.64	4.27	3.34	3.36
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	-	0.51279	0.51281	0.51280	-	-	-	-
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	-	18.6343	18.7712	18.6350	-	-	-	-
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	-	15.5612	15.5782	15.6000	-	-	-	-
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	-	38.4906	38.6238	38.6240	-	-	-	-

Примечание. FeO\* – сумма оксидов железа в виде FeO; Mg # = MgO/(MgO + FeO\*) в мас. %; LOI – потери при прокаливании. Характеристику проб см. табл. 1.