

**ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ ТАЛЬМИНСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ
(ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИМОРЬЕ): МАНТИЙНЫЕ И КОРОВЫЕ ИСТОЧНИКИ,
ЭВОЛЮЦИЯ РАСПЛАВОВ**

С.А. Чащин, А.А. Чащин, Ю.А. Мартынов

*ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,
690022; e-mail: achashchin@mail.ru*

Поступила в редакцию 28 марта 2024 г.

Новые минералого-петрографические и изотопно-геохимические данные, а также результаты численного моделирования позволяют считать, что высокомагнезиальные базальты и андезитобазальты восточного блока Тальминской вулканоструктуры образовались в результате кристаллизационной дифференциации при быстром подъеме мантийных магм до глубины ~ 7.5 км, в условиях сравнительно низких фугитивности кислорода и содержания воды. Кислые вулканы ($\text{SiO}_2 \sim 76\text{--}78$ мас. %) центрального блока рассматриваются нами как коровые выплавки, смешение которых с мантийными расплавами в малоглубинных периферических камерах приводит к появлению андезитов с многочисленными минералогическими и геохимическими признаками гибридности. Геодинамическая позиция триасового вулканизма обусловлена режимом присдвигового растяжения в условиях регионально проявленного субмеридионального сжатия.

Ключевые слова: базальты, минералогия, микроэлементы, изотопы, кристаллизационная дифференциация, смешение, Тальминский вулкан, южное Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно современным представлениям, территория Южного Приморья – это коллаж разновозрастных континентальных блоков (террейнов), сформировавшихся в различных геодинамических обстановках. В восточной части региона находится Сихотэ-Алинская аккреционная система, сформированная в процессе эволюции тихоокеанской окраины Азии в мезозое, тогда как в его западной части располагаются Лаоелин-Гродековский составной террейн, Ханкайский супертеррейн и Сергеевский террейн, представляющие фрагменты Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Самый западный Лаоелин-Гродековский террейн представляет собой область позднепалеозойской активной окраины и слагается интенсивно дислоцированными силурийскими и пермскими осадочными и вулканогенными образованиями, которые прорываются многочисленными интрузиями гранитоидов. Согласно [2], амальгамация Лаоелин-Гродековского террейна с Ханкайским супертеррейном произошла на рубеже перми и триаса, что привело к окончательному формированию домезозойской геологической структуры региона.

Постаккреционный магматизм в пределах Лаоелин-Гродековского террейна (предмет настоящего исследования) выражен локальным проявлением в поздне триасе базальт-риолитового вулканизма тальминского комплекса и внедрением интрузий гранитоидов раннеюрского и раннемелового возраста. Последующий кайнозойский этап магматической активности характеризуется проявлением в эоцене-олигоцене бимодального базальт-риолитового вулканизма (зайсановская и краскинская свиты), на смену которому в олигоцене-миоцене приходит базальт-андезит-риодацитовый вулканизм славянского комплекса. Завершающий этап в миоцене-плиоцене связан с излиянием толеитовых лав и щелочных базальтов [2, 21 и ссылки в них].

К настоящему времени как в отечественной, так и в зарубежной литературе опубликовано значительное количество статей, посвященных вопросам геологии, петрологии и геодинамики кайнозойских вулканических проявлений Южного Приморья [2, 21 и ссылки в них]. Однако гораздо менее изученными остаются вулканические проявления более ранних временных этапов (импульсов). Это в полной мере относится к поздне триасовым магматическим образованиям (таль-

минский комплекс), ограниченно распространенным в южной и северной частях Лаоелин-Гродековского террейна.

Действительно, на сегодняшний день сведения о вулканах тальминского комплекса ограничиваются немногочисленными петрографическими и петрохимическими данными, опубликованными в ряде производственных геологических отчетов и кратко изложенными в объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:200 000 [4]. Информация о минералогическом и микроэлементном составе этих верхнетриасовых вулканитов содержится лишь в единичных публикациях [10, 11], а изотопный состав пород вообще не изучался. В этой связи вопросы петрогенезиса и эволюции триасовых магматитов, а также геодинамическая обстановка их формирования остаются невыясненными.

С целью получения новых данных о минералогическом, геохимическом и изотопном составе позднетриасовых вулканитов и оценки их геодинамической позиции были проведены детальные исследования пород Тальминской вулканической структуры, являющейся одним из наиболее крупных сохранившихся центров триасового магматизма в прибрежной юго-западной части Приморья (рис. 1).

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тальминская вулканическая структура расположена в юго-западной части Лаоелин-Гродековского террейна в районе оз. Птичье (Тальми). Это относительно крупное вулканическое сооружение, протягивающееся в меридиональном направлении на расстояние до 30 км от г. Голубиный Утес до г. Чертова горка. Её максимальная ширина в центральной части достигает 5 км (рис. 1).

Фундаментом для изученных вулканогенных образований служат нижне-верхнепермские морские терригенные отложения решетниковской свиты и верхнепермские карбонатно-терригенно-вулканогенные образования барабашской свиты. Кроме указанных пород в строении фундамента принимают участие позднепермские интрузивные образования гамовского комплекса. Все эти комплексы пород с резким угловым несогласием перекрыты эффузивно-пирокластической толщей, которая была выделена в составе базальт-риолитового тальминского комплекса позднетриасового возраста, включающего одноименную толщу и генетически связанные с ней экструзии и дайки кислого состава [4]. Проведенные геохронологические U-Pb исследования цирконов (метод La-ICP-MS) из умеренно-кислых пород Тальминского палеовулкана подтвердили формиро-

вание комплекса в позднем триасе (233–204 млн лет назад) [12].

Краткое описание геологического строения вулкана опирается преимущественно на материалы геологических отчетов Г.М. Власова (1945), Б.И. Васильева (1960), Т.К. Кутуб-Заде (2002) и авторские данные, полученные во время полевых исследований постройки вулкана в 2019–2021 гг.

Современный облик Тальминской структуры сформировался под воздействием интенсивной неотектонической активности, в результате которой некогда единое вулканическое сооружение было разбито на тектонические блоки с большой амплитудой перемещений сбросо-сдвигового характера. Погруженные блоки в настоящее время полностью перекрыты четвертичной толщей вулканогенно-осадочных и осадочных отложений. Наиболее крупные сохранившиеся блоки располагаются в восточной (район хребта Мраморный), центральной (район хребта Приозерного) и северной (массив г. Чертова Горка) части Тальминской вулканоструктуры (рис. 1).

Необходимо отметить, что вышеперечисленные блоки заметно различаются по составу и объему слагающих их вулканитов. Так, например, в восточном блоке в составе тальминской толщи установлены преимущественно покровы базальтов, андезибазальтов и андезитов и редко потоки дацитов. В строении северного блока преобладают андезиты и их кластолавы, хотя в районе залива Лебединого широкое распространение имеют игнимбриты дацитового состава. В основании толщи здесь также картируются горизонты туфоалевролитов. Андезибазальты в границах этого блока встречаются весьма редко, например, на северном склоне г. Чертова Горка, где они слагают небольшое куполообразное тело.

В пределах центрального блока верхнетриасовые отложения представлены преимущественно дацитами, реже андезитами, а также их кластолавами и туфами. Кроме того, в южной части блока расположены покровы игнимбритов дацитового состава. Изредка здесь встречаются более кислые разновидности – риолиты, образующие редкие маломощные (5–40 м), но протяженные (до 1 км) дайковые тела.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основой для петрографических и аналитических исследований стала эталонная коллекция образцов базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов (в количестве 60 шт.), отобранных авторами в процессе экспедиционных работ из лавовых потоков, субвулканических тел и даек с минимальными визуальными признаками постмагматических изменений. Координаты и основные характеристики проб,

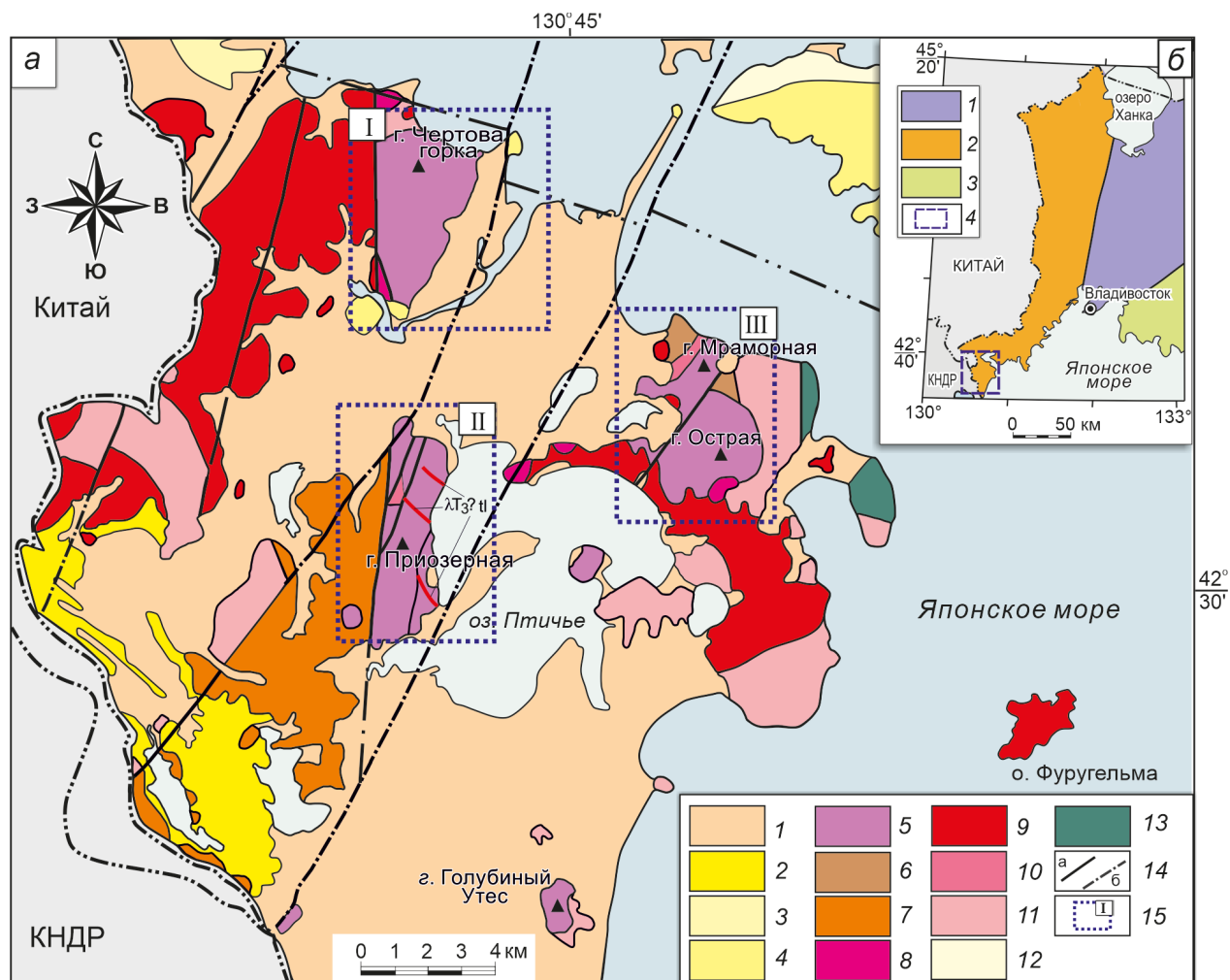


Рис. 1. Фрагмент геологической карты юго-западного Приморья, по [4], с упрощениями, (а) и схема террейнов Южного Приморья (б), по [2].

а: 1 – голоценовые аллювиальные отложения; 2 – плиоцен-эоплейстоценовые аллювиальные отложения (пески, алевриты, суглинки); 3 – миоценовая толща песчаников; 4 – эоценовые базальты и андезиты зайсановской свиты; 5 – позднетриасовые (?) базальты, андезиты и дациты тальминской толщи; 6 – позднепермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы барабашской свиты; 7 – пермские осадочные образования решетниковской свиты; 8 – раннемеловые диориты и габбродиориты камышового комплекса; 9 – раннеюрские граниты и лейкограниты гвоздевского комплекса; 10 – позднепермские диориты гамовского комплекса; 11 – позднепермские гранодиориты, плагиограниты гамовского комплекса; 12 – позднепермские биотит-амфиболовые сланцы новгородского метаморфического комплекса; 13 – позднерифейские перидотиты, кортландиты и габбро суловского комплекса; 14 – основные разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 15 – блоки Тальминского палеовулкана: I – северный, II – центральный, III – восточный.

б: 1 – Лаоелин-Гродековский терреин; 2 – террейны раннепалеозойского Бурья-Ханкайского орогенного пояса; 3 – террейны раннепалеозойской активной окраины; 4 – основные разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 5 – положение района исследований.

использованных в настоящей работе, приведены в табл. 1.

Большая часть аналитических исследований была выполнена в Центре коллективного пользования (ЦКП) ДВГИ ДВО РАН г. Владивостока по стандартным методикам, принятым в ЦКП. Определение концентраций петрогенных элементов в вулканических породах выполнено методом атомно-эмиссионной спектроскопии на спектрометре iCAP 7600 Duo

с индуктивно связанной плазмой. Содержания H_2O , SiO_2 и ППП определены методом гравиметрии, а FeO с помощью метода титриметрии. Определение содержания микроэлементов выполнено методом плазменной масс-спектрометрии (ICP-MS) на квадрупольном спектрометре Agilent 7500 с индуктивно связанной плазмой (Agilent Technologies, США). Составы породобразующих и аксессуарных минералов, а также стёкол основной массы определялись

Таблица 1. Описание и привязка образцов пород Тальминского вулкана.

№ п/п	Образец	Тип породы	Широта (С)	Долгота (В)
Восточный блок				
1	2653	Pl-Оl(?)–Срх базальт	42°32'02.34"	130°47'28.66"
2	0408	Pl-Оl(?)–Срх базальт	42°32'02.56"	130°47'28.10"
3	0409	Pl-Оl(?)–Срх базальт	42°32'02.49"	130°47'26.79"
4	2699	Pl-Оl(?)–Срх андезибазальт	42°32'02.53"	130°47'19.02"
5	2699Б	Pl-Оl(?)–Срх андезибазальт	42°32'02.95"	130°47'26.80"
6	2699В	Pl-Оl(?)–Срх андезибазальт	42°32'02.84"	130°47'27.49"
7	0503	Pl-Срх андезибазальт	42°33'31.19"	130°47'41.82"
8	2831	Pl-Срх андезибазальт	42°34'17.01"	130°48'25.66"
9	0506	Pl-Срх андезибазальт	42°33'42.84"	130°47'52.77"
10	2804	Pl-Срх андезибазальт	42°33'57.33"	130°48'07.15"
11	0419	Pl-Срх андезибазальт	42°32'08.51"	130°48'24.97"
12	0413	Pl-Срх андезит	42°31'59.06"	130°47'47.17"
13	2704	Pl-Срх андезит	42°32'13.94"	130°48'20.62"
14	0406	Pl-Срх андезит	42°32'00.00"	130°47'26.42"
15	0504	Pl-Срх андезит	42°33'32.87"	130°47'43.16"
16	2700	Pl-Срх андезит	42°32'10.91"	130°48'37.10"
17	0412	Pl-Срх андезит	42°32'02.72"	130°47'40.41"
Северный блок				
18	0609	Pl-Срх андезибазальт	42°36'18.43"	130°41'39.40"
19	0624	Pl-Срх андезибазальт	42°37'35.22"	130°41'57.54"
20	0606	Pl ± Срх андезит	42°35'48.22"	130°41'34.00"
21	0613	Pl ± Срх андезит	42°36'45.01"	130°41'53.58"
22	0615	Pl ± Срх андезит	42°36'51.01"	130°42'34.85"
23	2603	Pl ± Срх андезит	42°37'06.58"	130°42'24.51"
24	2607	Pl±Срх андезит	42°37'01.50"	130°42'28.26"
25	0623а	Pl ± Срх андезит	42°37'33.19"	130°42'04.26"
Центральный блок				
26	0002	Pl-Срх ± Орх андезит	42°30'00.93"	130°40'20.96"
27	0001	Pl-Срх ± Amf андезит	42°29'57.90"	130°40'27.58"
28	2644	Pl-Срх андезит	42°32'29.43"	130°42'09.52"
29	0206	Pl-Срх андезит	42°31'11.75"	130°41'32.80"
30	2647	Pl-Срх ± Amf дацит	42°32'21.67"	130°41'56.34"
31	2657	Pl-Срх ± Amf дацит	42°33'11.70"	130°41'40.02"
32	2649	Pl-Срх ± Amf дацит	42°32'06.89"	130°41'48.36"
33	2693	Pl-Kfs-Q риолит	42°31'53.09"	130°41'33.59"

Примечание. Pl – плагиоклаз, Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Amf – амфибол, Оl – оливин, Kfs – калишпат, Q – кварц. Название пород даны на основе их химического состава.

на микроанализаторе JEOL JXA-8100 (JEOL Ltd., Япония).

Анализ изотопного состава Nd в представительных пробах был выполнен в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Подготовка исходных образцов для измерения изотопного состава неодима, включающая химическое разложение и последующее выделение элементов методом ионообменной хроматографии, осуществлялась по методике, подробно описанной в работе [6].

Для интерпретации полученной минералогической и петрохимической информации была использована программа КОМАГМАТ 3.72 [1, 18], которая позволяет моделировать последовательность выделения минералов, их состав и химическую эволюцию расплава при равновесной или фракционной кристалли-

зации магм базальтовых составов. Отметим, что ранее эта программа была успешно использована для решения вопросов петрогенезиса вулканов Камчатки – Уксичан [5], Ключевской [1], Горелый и Мутновский [9].

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Поскольку близкие по кремнекислотности породы различных блоков Тальминской вулканической структуры имеют во многом сходные петрографические характеристики, то в дальнейшем они описываются совместно.

Базальты и андезибазальты – наименее распространенная группа пород среди эффузивных и субвулканических образований рассматриваемой структуры. Макроскопически это – темно-серые, с

зеленоватым оттенком породы с порфировой, редко-порфировой или афировой структурой. По парагенезису минералов-вкрапленников среди них выделяются две наиболее распространенные разновидности: Pl+Ol+Crх и Pl+Crх изредка с Amf. Примечательно, что первая петрографическая разновидность характерна исключительно для высокомагнезиальных лав ($Mg\# = 0.75-0.69$), тогда как вторая – в большей степени для умеренно магнезиальных андезибазальтов ($Mg\# = 0.65-0.55$).

Плагиоклаз присутствует в базальтах и андезибазальтах как в виде порфирированных вкрапленников, так и в основной массе. Здесь уместно отметить, что в высокомагнезиальных андезибазальтах обычно встречаются единичные субфенокристаллы плагиоклаза, тогда как в менее магнезиальных андезибазальтах количество вкрапленников этого минерала существенно увеличивается. Причем последние присутствуют в них в виде достаточно крупных фенокристаллов, размеры которых могут достигать 2 мм. Составы плагиоклазов соответствуют преимущественно лабрадору и реже – андезину (табл. 2). Как показало микрозондовое профилирование, отдельные вкрапленники минерала обнаруживают прямую (центр – An_{67-59} , край – An_{48-33}) и реже обратную (центр – An_{57-53} , край – An_{60-69}) зональность. Примечательно, что встречающиеся зерна плагиоклаза с обратным типом зональности порой имеют округлые реакционные формы. Иногда вкрапленники плагиоклаза отличаются рекуррентной зональностью. Ядра таких кристаллов сложены относительно кислым плагиоклазом (от An_{44} до An_{52}), промежуточные зоны – более основным (от An_{59} до An_{66}), а внешние – вновь кислым (от An_{43} до An_{48}). Заметим, что содержание анортитового компонента при переходе от одной зоны к другой скачкообразно меняется на 10–12 %. Изредка встречаются кристаллы лабрадора, имеющие пятнистую зональность, выраженную в наличии участков, по составу соответствующих олигоклазу ($An_{17-14}Ab_{83-86}$).

Наряду с андезином и лабрадором в вулканиках присутствуют также достаточно крупные (до 2 мм), в различной степени резорбированные единичные кристаллы битовнита (от An_{86} до An_{71}). Обнаружены они преимущественно в умеренномагнезиальных андезибазальтах. Для отдельных зерен битовнита характерна резко выраженная зональность нормального типа: центр – An_{82-71} , край – An_{56-53} .

Обращает на себя внимание тот факт, что в умеренномагнезиальных андезибазальтах нередко присутствуют кристаллы плагиоклаза с прямой ритмичной, а также обратной зональностью, что указывает на сложное, гибридное происхождение этих пород.

Фенокристаллы *клинопироксена* присутствуют во всех разновидностях андезибазальтов тальминской структуры – от многочисленных довольно крупных реликтовых зерен (до 1 мм) в магнезиальных андезибазальтах до единичных мелких зерен в умеренномагнезиальных андезибазальтах. Нередко крупные вкрапленники клинопироксена почти нацело замещены актинолитом.

По составу среди вкрапленников клинопироксена хорошо выделяются две группы. К первой относятся магнезиальные разновидности, представленные эндиопсидом ($Wo_{45-43}En_{48-48}Fs_{7-9}$) и реже диопсидом ($Wo_{46-47}En_{48-47}Fs_{7-6}$). Встречаются они, главным образом, в магнезиальных андезибазальтах восточного блока. Помимо этого, сходные по составу вкрапленники клинопироксена установлены также в небольшом обособленном лавовом покрове магнезиальных андезибазальтов, расположенном в южной части структуры, в районе г. Голубиный Утес. Характерной особенностью фенокристаллов диопсида и эндиопсида является присутствие в них примеси Cr_2O_3 (0.57–1.21 мас. %). Отдельные минералы данной группы обнаруживают нормальный тип зональности с закономерным падением магнезиальности от центральной части кристаллов к краевым ($Wo_{45-44}En_{48-50}Fs_{7-6}$ и, соответственно, $Wo_{42-41}En_{44-47}Fs_{13-11}$). В целом состав краевых кайм вкрапленников клинопироксена смещается в область авгитов.

Вторую группу образуют авгиты ($Wo_{40-27}En_{48-52}Fs_{12-21}$), присутствующие, главным образом, в виде субфенокристов в умеренномагнезиальных андезибазальтах. Немногочисленные зерна минерала обнаружены также в магнезиальных андезибазальтах. Отличительной особенностью большинства пироксенов этой группы является низкое содержание wollastonитового и высокое – ферросилитового минералов. Как следствие, на классификационной диаграмме En-Wo-Fs их фигуративные точки смещаются к линии разграничения области авгитов и субкальциевых авгитов (рис. 2). По данным микрозондового анализа отдельные субфенокристы клинопироксена обладают прямой зональностью, выраженной в небольшом увеличении ферросилитового компонента от центра к краю зерна (Fs_{23-12} и, соответственно, Fs_{25-16}). Иногда зерна авгита имеют зональность обратного типа – с несколько менее железистыми (Fs_{18-20}) внешними зонами по сравнению с центральными (Fs_{22-21}). Заметим, что в умеренномагнезиальных андезибазальтах наряду с авгитом присутствуют кристаллы салита ($Wo_{47-45}En_{29-37}Fs_{21-24}$), представленные мелкими зернами в основной массе или образующие узкие внешние зоны вокруг авгита.

Таблица 2. Представительные микрозондовые анализы породообразующих минералов пород Тальминского вулкана.

№ обр.	Восточный блок										0419										
	Ча-2653					Ча-2699 А					Sp вкл. в ол	Sp вкл. в ол	Срх ц.	Срх ц.	Срх п.з.	Pl ц.	Pl кр.	Pl п.з.	Pl кр.	Pl ц.	Pl кр.
Минерал	Pl ц.	Pl п.з.	Pl кр.	Pl о.м.	Срх ц.	Срх кр.	Срх о.м.	Срх п.з.	Срх кр.	Срх о.м.											
SiO ₂	57.52	50.31	56.49	53.75	53.34	51.77	50.84	50.33	50.28	49.75	51.97	57.22	52.26	51.73	0.00	0.00	48.28	54.73	52.55	52.21	53.35
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.77	0.44	0.75	1.46	0.00	0.00	0.00	0.59	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.68	31.35	27.59	28.66	1.84	3.20	2.75	3.36	3.40	4.6	30.04	26.51	4.78	3.66	0.00	0.00	31.03	26.47	28.37	29.35	28.06
FeO	0.60	0.86	1.01	1.00	3.61	6.83	8.67	5.26	7.26	8.30	0.78	1.01	11.03	7.67	52.35	59.79	0.86	0.92	1.10	0.62	0.78
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.14	0.24	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	2.56	2.49	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	17.33	16.23	14.91	15.87	15.56	15.19	0.00	0.00	16.85	15.94	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	8.42	14.23	9.92	11.55	21.53	20.11	21.32	22.76	20.89	20.01	13.16	9.42	12.67	20.85	0.00	0.00	11.07	14.36	9.53	11.17	10.69
Na ₂ O	6.53	3.36	6.06	4.85	0.27	0.52	0.51	0.4	0.44	0.5	4.04	6.87	0.00	0.00	0.00	0.00	5.43	3.61	6.57	5.41	6.26
K ₂ O	0.21	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.22
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	0.00	0.15	1.09	0.20	0.00	0.00	0.00	0.91	0.44	34.27	30.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.98	100.39	101.07	99.81	98.68	99.12	100.21	99.66	99.03	99.81	100.35	101.25	98.83	100.88	96.7	95.05	98.36	98.21	98.55	98.12	99.5
An	41.1	68.93	47.5	56.82							62.97	42.6					52.98	68.73	44.12	53.29	48.55
Ab	57.68	29.45	52.5	43.18							34.98	56.22					47.02	31.27	55.05	46.71	51.45
Or	1.22	1.61	0.00	0.00							2.05	1.18					0.00	0.00	0.83	0.00	1.23
Mg#					0.92	0.85	0.80	0.87	0.83	0.81			0.78	0.83							
Wo					44.43	41.88	43.66	46.5	43.19	42.02			28.33	42.55							
En					49.76	47.02	42.47	45.1	45.06	44.38			52.43	46.26							
Fs					5.81	11.1	13.86	8.4	11.75	13.6			19.24	12.19							

№ обр.	Восточный блок										0509										ЧА-2700									
	Минерал	Срх ц.	Срх кр.	Срх о.м.	Pl ц.	Pl кр.	Pl о.м.	Срх ц.	Срх кр.	Срх о.м.	Pl ц.	Pl кр.	Pl о.м.	Срх ц.	Срх кр.	Срх о.м.	Pl ц.	Pl кр.	Pl о.м.	Срх ц.	Срх кр.	Срх о.м.								
Срх ц.																							Срх кр.	Срх о.м.	Pl ц.	Pl кр.	Pl о.м.	Срх ц.	Срх кр.	Срх о.м.
SiO ₂	52.85	55.11	55.63	51.83	54.29	51.63	52.01	56.40	52.04	51.03	53.52	54.10	53.81	54.74	53.22	56.55	49.73	53.10	49.56	53.37	52.50	53.65								
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.32								
Al ₂ O ₃	4.86	2.70	1.69	5.74	4.09	30.14	30.27	27.56	29.85	30.61	29.42	28.32	3.02	2.16	2.07	26.76	29.69	28.43	30.39	4.07	4.88	4.21								
FeO	12.22	9.72	10.97	13.68	11.3	0.61	0.72	0.52	0.61	0.57	0.58	0.85	5.76	6.63	7.69	0.60	0.96	0.51	0.92	12.19	11.75	11.99								
MnO	0.00	0.56	0.00	0.43	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	0.34								
MgO	12.05	12.42	12.57	12.08	12.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	17.31	18.29	17.69	0.00	0.00	0.00	0.00	16.96	17.33	16.59								
CaO	15.63	18.12	17.23	14.85	16.95	13.92	12.11	10.48	13.98	14.56	13.42	11.72	20.69	19.51	20.02	8.91	13.41	10.91	14.01	11.70	12.44	12.22								
Na ₂ O	0.54	0.06	0.25	0.61	0.36	4.21	3.98	5.90	3.89	3.75	4.52	5.46	0.00	0.00	0.00	7.04	4.29	5.66	4.01	0.00	0.00	0.00								
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.25	0.39	0.24	0.20	0.19	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.20	0.00	0.00								
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.00	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00								
Сумма	98.15	98.68	98.36	100.40	99.70	100.51	100.34	101.26	100.6	100.73	101.66	100.67	101.47	101.33	101.54	99.87	98.08	98.95	98.9	99.17	98.90	99.32								
An						64.63	58.22	48.47	65.62	67.46	61.49	53.61				41.16	63.67	50.64	65.88											
Ab						35.37	34.63	49.38	33.04	31.44	37.48	45.19				58.84	36.67	47.54	34.12											
Or						0.00	7.16	2.15	1.34	1.1	1.04	1.2				0.00	0.00	1.82	0.00											
Mg#						0.69	0.75	0.72	0.67	0.71			0.87	0.86	0.84					0.76	0.77	0.76								
Wo						27.81	27.2	27.87	27.61	27.14			42.02	38.93	39.53					26.31	27.21	27.38								
En						50.18	55.21	53.15	47.22	52.39			48.87	50.75	48.6					53.13	52.71	51.68								
Fs						22.01	17.58	18.98	25.18	20.47			9.11	10.32	11.87					20.57	20.94	20.94								

Таблица 2. (Окончание).

№ обр.	Северный блок														Центральный блок					
	0603							0613							001					
	Pl ц.	Pl ц.	Pl кр.	Pl о.м.	Amf ц.	Amf п.з.	Amf кр.	Pl ц.	Pl кр.	Pl о.м.	Pl о.м. кр.	Pl о.м.	Sрх о.м.	Sрх о.м.	Sрх ц.	Sрх о.м.	Amf ц.	Amf п.	Amf кр.	
SiO ₂	55.09	50.93	55.00	51.39	40.84	41.66	42.65	50.83	57.8	53.04	58.23	55.39	58.19	51.76	51.16	51.15	48.85	50.20	39.95	40.59
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	2.35	2.26	2.08	2.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.40	0.67	0.52	2.63	2.20
Al ₂ O ₃	26.74	29.25	26.64	28.86	12.01	12.43	11.87	30.05	25.07	27.96	24.63	27.02	24.74	3.44	4.32	2.70	4.29	3.26	13.19	13.69
FeO	0.54	0.72	0.58	0.68	13.84	10.58	11.70	10.17	1.06	0.97	0.82	0.98	0.84	14.87	14.1	6.87	11.72	9.88	14.0	11.89
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.22	1.14	0.30	0.33	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	13.08	15.02	14.18	15.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.74	15.95	16.23	12.06	13.75	11.96	13.47
CaO	9.97	13.25	10.34	13.09	12.38	11.36	11.24	12.94	7.46	11.32	7.48	9.35	7.07	11.96	11.68	20.49	19.86	20.77	10.99	10.81
Na ₂ O	5.59	3.90	5.64	4.21	4.24	2.09	2.16	4.89	8.33	5.98	7.79	7.09	8.75	0.00	0.00	0.00	0.81	0.56	2.18	2.23
K ₂ O	0.39	0.00	0.00	0.00	0.50	0.51	0.51	0.19	0.23	0.23	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.56
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.32	98.05	98.2	98.23	98.04	96.07	96.41	95.82	99.96	99.86	99.3	98.95	99.83	98.99	99.03	98.14	98.59	98.94	95.54	95.44
An	48.516	65.247	50.326	63.21	61.74			58.78	32.71	50.50	34.67	42.15	30.87							
Ab	49.224	34.753	49.674	36.79	38.26			40.20	66.09	48.28	65.33	57.85	69.13							
Or	2.26	0.00	0.00	0.00	0.00			1.03	1.2	1.22	0.00	0.00	0.00							
Mg#					0.68	0.77	0.74	0.78						0.71	0.72	0.84	0.70	0.76	0.66	0.72
Wo														26.28	25.05	42.1	43.13	43.62		
En														48.15	49.45	46.4	36.44	40.18		
Fs														25.57	24.5	11.5	20.43	16.20		

№ обр.	Центральный блок														Ча-2644									
	002							001							001									
	Pl ц.	Pl ц.	Pl ц.	Pl о.м.	Sрх кр.	Sрх ц.	Sрх о.м.	Sрх п.з.	Sрх кр.	Sрх о.м.	Orх о.м.	Pl ц.	Pl ц.	Pl о.м.	Pl о.м. кр.	Pl о.м.	Sрх о.м.	Sрх о.м.	Sрх ц.	Sрх о.м.	Amf ц.	Amf п.	Amf кр.	
SiO ₂	50.68	50.30	52.62	53.46	53.19	50.86	49.64	50.72	50.17	51.70	49.60	52.77	53.37	54.55	54.19	52.95	50.00	49.38	51.53	50.41	49.09	49.42		
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.30	0.81	0.92	0.61	0.67	0.73	0.47	0.34	0.32	0.00	0.00	0.00	0.96	1.14	0.66	0.81	1.01	1.20		
Al ₂ O ₃	29.01	29.62	27.89	27.02	2.26	2.50	3.22	3.46	3.22	1.47	4.32	1.22	0.88	27.18	26.87	27.9	2.97	3.04	1.79	3.14	3.46	3.54		
FeO	0.81	0.83	1.09	0.87	4.53	9.52	8.84	7.07	9.37	9.67	9.24	18.3	18.02	0.78	0.54	11.709	12.05	11.65	11.87	11.67	12.10			
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.29	0.00	0.00	0.54	0.52	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.39	0.00	0.37	0.32		
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	17.75	14.30	14.66	16.05	14.41	15.24	13.85	24.55	24.38	0.00	0.00	0.00	14.79	14.24	15.7	14.45	14.0	14.09		
CaO	13.56	14.05	12.00	11.10	21.97	20.21	21.15	20.55	20.69	20.59	21.00	1.83	1.71	10.95	11.4	11.89	18.12	18.72	17.98	18.57	19.97	18.84		
Na ₂ O	3.97	3.63	4.53	5.41	0.00	0.44	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.00	0.00	5.19	4.83	4.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.20	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Сумма	98.03	98.43	98.13	98.12	100.44	98.64	98.72	98.93	98.82	99.4	98.86	99.55	99.2	98.87	98.27	98.34	98.63	98.57	99.7	99.25	99.57	99.51		
An	65.368	68.142	59.41	52.54										53.146	55.942	56.62								
Ab	34.632	31.858	40.59	46.34										45.583	42.89	42.14								
Or	0.00	0.00	0.00	1.13										1.271	1.169	1.25								
Mg#					0.90	0.78	0.79	0.84	0.78	0.78	0.77	0.76	0.76				0.74	0.73	0.76	0.74	0.73	0.73		
Wo					43.76	42.51	43.45	42.46	42.85	41.73	44.23	3.62	3.41				37.83	39.05	36.53	38.74	40.88	39.13		
En					49.19	41.85	41.9	46.14	41.53	42.97	40.58	67.60	67.70				42.96	41.33	44.38	41.94	39.87	40.72		
Fs					7.04	15.63	14.65	11.40	15.62	15.3	15.19	28.77	28.89				19.21	19.62	19.10	19.33	19.24	20.14		

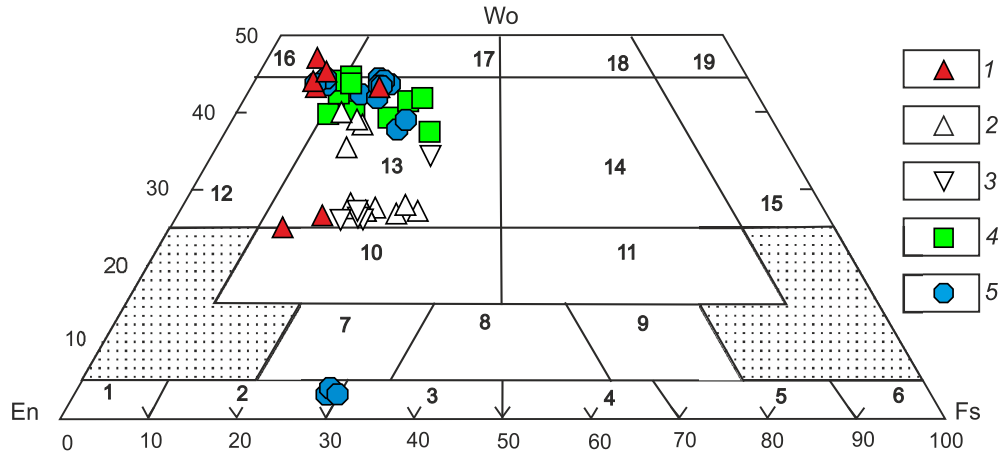


Рис. 2. Классификационная диаграмма En–Wo–Fs для вкрапленников пироксенов из базальтов, андезибазальтов и андезитов Тальминского вулкана. Номенклатура пироксена дана по [8].

Цифры на диаграмме: 1 – энстатит, 2 – бронзит, 3 – гиперстен, 4 – феррогиперстен, 5 – эвлит, 6 – ферросилит, 7 – Mg-пижонит, 8 – пижонит, 9 – Fe-пижонит, 10 – субкальцевый авгит, 11 – субкальцевый ферроавгит, 12 – эндиопсид, 13 – авгит, 14 – ферроавгит, 15 – феррогеденбергит, 16 – диопсид, 17 – салит, 18 – ферросалит, 19 – геденбергит.

1–3 – фенокристы из эффузивных пород восточного блока Тальминского вулкана: 1 – высокомагнезиальные базальты и андезибазальты, 2 – умеренномагнезиальные андезибазальты, 3 – андезиты; 4 – фенокристы из андезитов северного блока вулкана; 5 – фенокристы из андезитов центрального блока вулкана.

Реликты кристаллов *оливина* обнаружены только в высокомагнезиальных андезибазальтах, где они целиком замещены хлоритом, хлорит-гидрослюдистым и кремнистым агрегатами, с незначительной примесью гематита. В шлифах минерал диагностируется на основе характерных кристаллографических очертаний и по составу вторичных продуктов.

Специфической особенностью отдельных образцов умеренномагнезиальных андезибазальтов является наличие в них мелких зерен кварца округлой формы, с реакционной каймой клинопироксена.

Основная масса сложена микролитами лабрадора и андезина ($An_{65-46} Or_{0-0.97}$), мелкими кристаллами авгита ($Wo_{44-27} En_{41-53} Fs_{15-21}$), титаномагнетита, а также кристаллами магнезиальной роговой обманки. Её структура криптокристаллическая, реже микролитовая.

Андезиты – наиболее распространенная группа пород Тальминской вулканоструктуры. Большой частью они слагают лавовые потоки и реже субвулканические тела. Макроскопически это – темно-серые или черные породы с порфировой и мелкопорфировой структурой и обычно массивной текстурой. По соотношению минералов-вкрапленников среди них

выделяются следующие петрографические разновидности – Pl + Crx (преобладающая) и редко встречающиеся Pl + Amf и Pl + Crx ± Орх.

Плагиоклаз – доминирующий минерал-вкрапленник во всех изученных петрографических разновидностях андезитов. Как правило, он представлен мелкими (0.2–0.3 мм) и реже крупными (до 1.5 мм) кристаллами таблитчатой, удлиненно-таблитчатой и шестоватой формы, соответствующими по составу большей частью лабрадору (An_{52-69}), иногда андезину (An_{49}). Наряду с ними в андезитах присутствуют единичные вкрапленники битовнита (An_{82}). Нередко кристаллы плагиоклаза обнаруживают хорошо выраженную зональность нормального типа с колебанием составов от (An_{69-54}) в центральной части до (An_{59-10}) в краевой зоне. Детальные микрозондовые исследования показали, что отдельные кристаллы минерала обладают ритмичной зональностью, обусловленной более сложным изменением состава зерен плагиоклаза от центра к краю: $An_{55-53} \rightarrow An_{48-45} \rightarrow An_{56-49} \rightarrow An_{46-47} \rightarrow An_{65-62}$.

Необходимо отметить, что в окрестностях г. Острая были обнаружены потоки андезитов, в которых порфировые вкрапленники плагиоклаза

Примечание. Ча-2653, Ча-2699А – высокомагнезиальные базальты; 0419, 0509 – умеренномагнезиальные андезибазальты; Ча-2700, 0603, 0613, 001, 002, Ча-2644 – андезиты. Сокращения: ц – центр вкрапленника; п.з. – промежуточная зона; кр – край вкрапленника; о.м. – основная масса; вк в ОI – включение в оливине; mg = Mg/(Mg+Fe) ат. % – магнезиальность; Индексы минералов: Pl – плагиоклаз, Crx – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Amf – амфибол, Sp – шпинель.

представлены главным образом более кислыми разновидностями – андезином (An_{40-47}). Наряду с ними в андезитах также присутствуют немногочисленные кристаллы лабрадора (An_{51-57}). Примечательно, что для многих зерен кислого плагиоклаза присуща резко выраженная обратная зональность (центр – An_{32-47} , край – An_{55-64}). Вкрапленники с такой зональностью нередко имеют округлые очертания. Помимо этого, в описываемых андезитах присутствуют крупные идиоморфные вкрапленники минерала, для которых характерен рекуррентный тип зональности.

Клинопироксен обычно образует мелкие (~0.2–0.3 мм) и реже крупные (до 0.8 мм) зерна таблитчатой или шестоватой формы, отвечающие по составу авгиту ($Wo_{40-44} En_{42-50} Fs_{10-16}$), иногда эндиопсиду ($Wo_{45-43} En_{48-47} Fs_{9-7}$). Для последних характерно присутствие в качестве примеси незначительного количества Cr_2O_3 (0.39–0.74 мас. %).

Судя по данным микронзондового анализа, вкрапленники авгита по составу четко делятся на две группы. Первая представлена кристаллами авгита, имеющего повышенные содержания кальция (19.17–21.90 мас. %), титана (0.31–0.92 мас. %) и умеренные – кремнезема (49.64–52.24 мас. %). Встречаются они преимущественно в андезитах северного и центрального блоков палеовулкана. Довольно часто клинопироксенам этой группы свойственна зональность нормального типа, выраженная в закономерном увеличении содержания ферросилитового компонента от Fs_{8-12} в центральной части, до Fs_{15-19} в краевых зонах. Одновременно от центра к краям минерала повышаются также концентрации TiO_2 (от 0.39 до 0.77 мас. %) и MnO (от 0.0 до 0.37 мас. %). Нередко фенокристы авгита обладают более сложной зональностью, проявленной в падении ферросилитовой составляющей от центра к промежуточной зоне, с последующим её увеличением во внешней зоне минерала: $Fs_{18-14} \rightarrow Fs_{14-11} \rightarrow Fs_{19-16}$. Помимо этого, отдельные зерна минерала обнаруживают зональность обратного типа (центр – $Wo_{38-45} En_{37-44} Fs_{15-23}$, край – $Wo_{39-45} En_{41-50} Fs_{9-19}$).

Вторую группу образуют авгиты, встречающиеся только в лавах андезитового состава, закартированные в окрестностях г. Острой. Для них свойственны устойчиво высокие содержания кремнезема (52.50–54.63 мас. %) и низкие концентрации кальция (11.70–12.50 мас. %) и титана (0.31–0.34 мас. %). Следует отметить, что по соотношению $En-Wo-Fs$ они близки к авгитам из умеренномагнезиальных андезибазальтов восточного блока.

Ортопироксен присутствует в виде единичных, весьма мелких зерен, отвечающих по составу бронзиту ($Wo_{3-4} En_{67-68} Fs_{28-29}$). Появляется он только в неболь-

шом покрове андезитов, расположенном юго-западнее хребта Приозерного, где минерал находится преимущественно в основной массе.

Амфибол представлен преимущественно мелкими и реже довольно крупными (до 1 мм) удлинёнными призматическими кристаллами. Согласно имеющимся немногочисленным анализам, вкрапленники относятся к группе кальциевых амфиболов и представлены преимущественно магнезиальным гастингситом ($Mg\# = 0.74-0.88$). Иногда во вкрапленниках амфибола от центра к краю кристалла фиксируется повторяющаяся зональность, связанная с чередованием более магнезиальных зон с менее магнезиальными: $Mg\# = 0.73-0.74 \rightarrow Mg\# = 0.79-0.83 \rightarrow Mg\# = 0.74-0.78 \rightarrow Mg\# = 0.83$.

Основная масса сложена микролитами плагиоклаза ($An_{66-37} Or_{3-0}$), мелкими зёрнами авгита ($Wo_{37-44} En_{39-44} Fs_{15-25}$), а также титаномagnetита. Амфибол в основной массе встречается крайне редко и представлен магнезиальной роговой обманкой. В некоторых образцах андезибазальтов изредка присутствуют микролиты бронзита ($Wo_{3-4} En_{67-68} Fs_{28-29}$). Структура гиалопилитовая, иногда пилотакситовая.

Таким образом, андезибазальты и андезиты тальминской толщи обладают рядом минералогического-петрографических признаков (обратная и рекуррентная зональность в плагиоклазах и клинопироксенах, присутствие ксеногенных зерен кварца, а также наличие округлой формы у некоторых фенокристаллов), которые могут рассматриваться как свидетельство смешения базитовых и кислых расплавов [13, 24].

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Петрогенные элементы. По содержанию кремнезема и суммы щелочей проанализированные образцы *восточного блока* Тальминского вулкана соответствуют базальтам, андезибазальтам и андезитам нормальной щелочности (рис. 3, а). Согласно классификационной диаграмме $SiO_2 - K_2O$ (рис. 3, б), все они принадлежат к умереннокалиевым разновидностям известково-щелочной серии, и только отдельные образцы андезибазальтов и андезитов – к низкокалиевой ассоциации. По соотношению $SiO_2 - FeO^*/MgO$ [22] они классифицируются как известково-щелочные лавы с калий-натриевой спецификой ($Na_2O/K_2O = 1.31-3.54$). Исключение составляют низкокалиевые разновидности андезибазальтов и андезитов с высоким Na_2O/K_2O отношением (4.4–5.4), позволяющим отнести их к натриевой серии.

Анализ химизма изученных базальтов и андезибазальтов восточного блока показал, что их высоко-

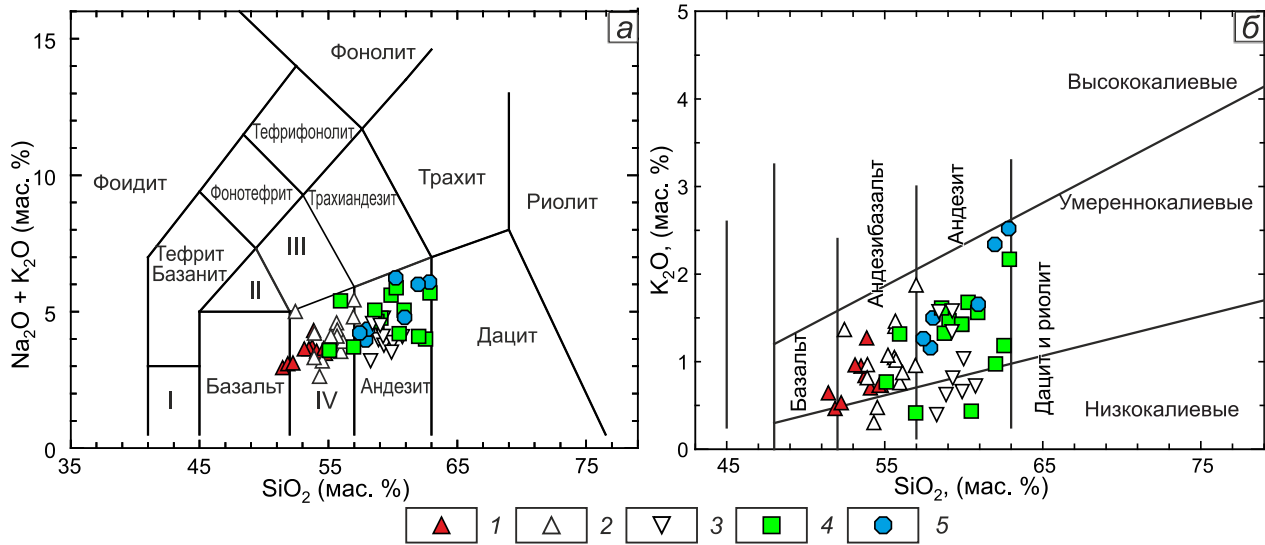


Рис. 3. Классификационные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (а) [19] и $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б) [20] для пород Тальминского вулкана.

Римскими цифрами обозначены поля: I – пикробазальты; II – трахибазальты; III – базальтовые трахиандезиты. IV – андезибазальты. 1–3 – породы восточного блока Тальминского вулкана: 1 – высокомагнезиальные базальты и андезибазальты, 2 – умеренномагнезиальные андезибазальты, 3 – андезиты; 4 – андезибазальты и андезиты северного блока вулкана; 5 – андезиты центрального блока вулкана. Здесь и на рис. 4 содержания петрогенных оксидов пересчитаны на сухой остаток.

магнезиальные ($\text{Mg}\# = 0.75\text{--}0.69$) и умеренномагнезиальные ($\text{Mg}\# = 0.65\text{--}0.55$) разновидности различаются между собой по ряду петрохимических признаков (рис. 4).

Для первых характерен умеренный уровень содержания кремнезема ($\text{SiO}_2 = 50.15\text{--}53.96$ мас. %) и относительно высокий – кальция ($\text{CaO} = 9.13\text{--}10.35$ мас. %), фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.22\text{--}0.28$ мас. %) при низкой глиноземистости ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.70\text{--}15.80$ мас. %), что указывает на их принадлежность к умеренноглиноземистому типу ($al' = 1.1\text{--}0.77$). Умеренномагнезиальные лавы обогащены SiO_2 ($53.98\text{--}55.89$ мас. %) и Al_2O_3 ($15.53\text{--}20.41$ мас. %; $al' = 1.23\text{--}1.81$), но отличаются умеренными концентрациями CaO ($6.25\text{--}8.75$ мас. %) и низкими – P_2O_5 ($0.13\text{--}0.22$ мас. %).

Специфической особенностью андезитов ($\text{SiO}_2 = 57.46\text{--}59.19$ мас. %) восточного блока является повышенная магнезиальность ($\text{MgO} = 3.60\text{--}5.15$ мас. %; $\text{Mg}\# = 0.56\text{--}0.67$), что позволяет относить их, согласно [17], к группе высокомагнезиальных андезитов ($\text{Mg}\# > 0.5$; $\text{SiO}_2 > 54$ мас. %). Особенностью этих пород является умеренное содержание Al_2O_3 ($15.94\text{--}17.93$ мас. %), K_2O ($0.61\text{--}1.56$ мас. %) и CaO ($6.75\text{--}7.95$ мас. %). По величине коэффициента глиноземистости ($al' = 1.29\text{--}1.77$) все они относятся к высокоглиноземистому типу.

Северный блок структуры сложен, главным образом, андезитами и в небольшом объеме андези-

базальтами. Согласно классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, большинство проанализированных образцов относится к группе пород нормальной щелочности умереннокалиевой известково-щелочной серии. Низкокалиевые разновидности среди них являются исключением (рис. 3, б). По величине $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ отношения первые обладают калиево-натриевой специализацией ($1.62\text{--}3.67$), тогда как вторые – натриевой ($7.93\text{--}8.60$). По содержанию глинозема андезибазальты и андезиты относятся к высокоглиноземистой серии ($al' = 1.43\text{--}1.76$), а по соотношению $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ – к толеитовой (андезибазальты) и известково-щелочной (андезиты) сериям.

В целом, андезибазальты северного блока по концентрациям большинства петрогенных оксидов весьма близки к умеренномагнезиальным андезибазальтам восточного блока (табл. 3). Что касается андезитов, то большая их часть характеризуется умеренными содержаниями MgO ($2.06\text{--}3.68$ мас. %) и низкими значениями $\text{Mg}\#$ ($0.41\text{--}0.56$), а также несколько повышенными – TiO_2 ($0.86\text{--}1.17$ мас. %).

В центральном блоке вулканоструктуры преобладают дациты, в незначительном объеме встречаются андезиты ($\text{SiO}_2 = 55.9\text{--}61.64$ мас. %) и риолиты. По соотношениям $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ и $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 3, а, б) андезиты являются породами нормальной щелочности и соответствуют преимущественно умереннокалиевым и реже высококалиевым разно-

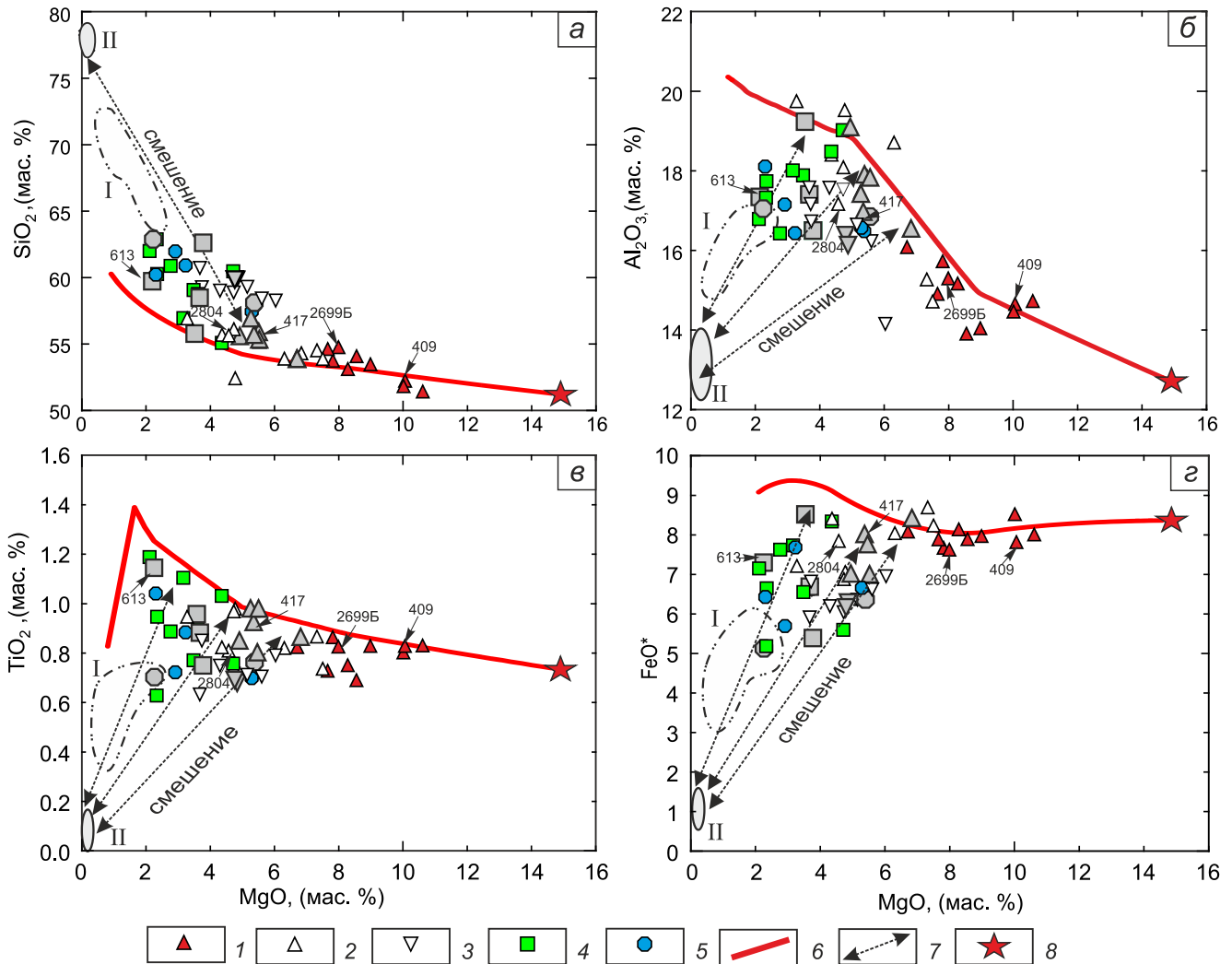


Рис. 4. Природные тренды эволюции пород Тальминского вулкана и модельные тренды эволюции состава исходной тальминской магмы, рассчитанные с помощью программы Комагат 3.72.

1–5 см. на рис. 3; 6 – расчетные траектории вариаций состава исходного расплава, полученные с использованием модели декомпрессионной фракционной кристаллизации (программа Комагат). Расчеты осуществлялись при $P = 10\text{--}2.5$ кбар, $H_2O = 1.8$ мас. %, $f_{O_2} = 2.5$ лог. ед. ниже буфера QFM и скорости декомпрессии 0.1 кбар/мол. %; 7 – тренды смешения; 8 – первичный расплав. Символы, закрашенные светло серым цветом – образцы пород, в которых обнаружены петрографические признаки гибридной. Поля: I – дацитов и II – даек риолитов центрального блока вулкана. Указаны номера образцов, в которых определен изотопный состав Nd.

видностям известково-щелочной серии. На классификационной диаграмме $SiO_2 - FeO^*/MgO$ точки их составов располагаются в поле известково-щелочных лав. По другим петрохимическим критериям андезиты принадлежат к высокоглиноземистым породам ($al' = 1.40\text{--}2.5$) калиево-натриевого ряда ($Na_2O/K_2O = 1.26\text{--}2.42$).

Высокомагнезиальные андезиты с содержанием $MgO > 5$ мас. % в пределах центрального блока распространены незначительно. К ним относится небольшой изолированный останец покрова, обнаруженный на западном склоне хребта Приозерного. Кроме высокой магнезиальности ($Mg\# = 0.65\text{--}0.66$) их отличают

повышенные концентрации CaO (7.4–8.2 мас. %) при низких содержаниях SiO_2 , Na_2O и K_2O . Для преобладающих низкомагнезиальных ($MgO < 2\text{--}3$ мас. %; $Mg\# = 0.45\text{--}0.59$) андезитов характерна относительно высокая кремнекислотность и калиевость, при более низком содержании CaO (табл. 3).

Несмотря на некоторый разброс фигуративных точек, базальты, андезибазальты, андезиты и дациты трех описанных блоков образуют единый тренд, отражающий закономерное снижение концентраций CaO и увеличения – SiO_2 , Na_2O и K_2O по мере уменьшения MgO (рис. 4), позволяющий предполагать единый магматический источник и важную роль процессов

Таблица 3. Содержание петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (в г/т) в представительных образцах Тальминского вулкана.

№ обр.	2653		0408		0409		2699		2699Б		2699В		0503		2831		0506		2804		0419		0413		2704		0406		0504		2700		0412				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33				
SiO ₂	50.15	51.03	51.05	52.29	52.36	53.73	51.38	53.45	55.89	54.25	53.98	58.00	58.30	59.48	58.53	59.17	59.19																				
TiO ₂	0.81	0.79	0.81	0.81	0.74	0.81	0.96	1.01	0.93	0.79	0.95	0.70	0.74	0.62	0.84	0.69	0.68																				
Al ₂ O ₃	14.36	14.24	14.32	13.73	14.95	15.01	19.13	18.12	19.39	16.74	17.40	16.11	17.36	17.22	16.52	16.14	15.94																				
Fe ₂ O ₃	3.02	4.12	3.24	2.24	3.83	3.48	4.25	4.44	3.95	5.34	2.78	3.70	3.13	2.95	4.21	2.63	3.72																				
FeO	5.09	4.68	4.72	5.77	4.57	4.35	3.10	4.18	3.53	2.85	4.33	3.24	3.30	3.14	2.74	3.74	2.87																				
MnO	0.14	0.15	0.17	0.16	0.13	0.16	0.15	0.13	0.09	0.15	0.13	0.15	0.12	0.12	0.12	0.14	0.14																				
MgO	10.45	9.86	9.98	8.78	8.16	7.84	4.68	4.28	3.22	4.46	5.41	5.56	4.25	3.60	3.69	4.75	4.80																				
CaO	10.35	10.25	10.27	10.14	10.01	9.06	9.21	8.28	6.25	8.30	8.58	7.16	7.00	6.68	7.18	7.95	7.40																				
Na ₂ O	2.25	2.59	2.53	2.63	2.63	2.69	3.57	3.21	3.78	3.11	2.97	2.97	2.96	3.29	3.15	2.83	2.80																				
K ₂ O	0.63	0.46	0.52	0.93	0.95	0.72	1.34	0.67	0.94	1.37	1.05	1.56	1.49	0.71	1.56	0.65	1.02																				
P ₂ O ₅	0.25	0.26	0.26	0.28	0.23	0.24	0.21	0.22	0.20	0.14	0.22	0.11	0.12	0.12	0.21	0.10	0.11																				
H ₂ O	0.45	0.28	0.22	0.30	0.14	0.16	0.17	0.32	0.15	0.38	0.21	0.2	0.11	0.33	0.19	0.11	0.15																				
п.п.п.	1.63	1.39	1.18	1.82	1.13	1.68	1.69	1.44	1.56	2.02	1.54	0.64	0.85	1.67	0.98	0.96	1.03																				
Сумма	99.58	100.10	99.76	99.88	99.82	99.91	99.84	99.75	99.89	99.90	99.55	100.09	99.72	99.93	99.90	99.87	99.85																				
Cr	806	711	728	723	497	556	153	82	128	165	214	244	135	95	164	329	266																				
Ni	177	127	165	148	113	81	35	29	10	55	53	56	33	17	17	59	46																				
Co	40	33	35	35	40	34	25	30	16	31	23	22	25	14	20	21	16																				
V	225	194	205	216	271	197	174	182	135	181	173	146	153	124	205	144	138																				
Rb	11	8	10	16	27	17	34	26	30	43	34	48	51	21	43	17	35																				
Ba	293	227	193	221	315	299	224	275	320	270	247	280	279	185	319	226	227																				
Sr	345	1267	1047	982	859	974	578	353	464	367	571	283	296	354	571	281	279																				
Nb	2.41	2.02	1.74	1.86	3.65	2.66	3.84	5.01	5.37	3.91	2.91	3.08	3.71	3.15	4.94	3.51	3.04																				
Hf	2.84	2.74	3.11	2.47	4.19	3.91	4.86	3.85	4.18	3.80	3.66	3.23	3.23	3.37	5.35	3.96	4.08																				
Zr	106	82	105	82	115	130	148	152	141	110	132	112	151	110	157	159	116																				
Y	13.58	15.99	17.88	15.91	24.48	20.73	21.04	30.19	24.24	20.44	19.55	17.77	22.19	15.63	24.37	21.09	17.62																				
U	1.53	0.87	1.42	1.17	1.04	0.99	1.94	1.01	1.41	0.73	1.44	1.28	0.910	1.12	1.58	1.56	1.86																				
La	33.52	28.32	30.75	30.71	36.29	36.39	21.47	16.53	19.20	13.32	22.11	12.47	14.69	13.28	23.61	14.96	13.03																				
Ce	74.97	63.35	70.25	71.27	79.81	82.51	45.31	36.80	37.97	24.10	49.53	25.65	28.68	25.57	48.01	30.77	25.90																				
Pr	9.93	8.10	9.42	9.37	10.19	10.41	5.54	5.39	4.70	3.22	6.41	2.86	4.52	3.04	6.54	4.35	3.04																				
Nd	41.03	32.86	40.90	40.48	43.55	43.83	23.78	21.89	18.07	15.90	29.70	13.22	15.13	11.91	26.82	15.83	13.36																				
Sm	8.70	6.34	7.63	7.83	7.28	7.69	6.02	4.85	4.06	3.37	6.25	2.62	3.09	2.93	5.88	3.64	2.60																				
Eu	2.04	1.98	1.84	1.88	2.32	2.39	1.53	1.39	1.26	1.09	1.57	0.89	0.93	1.00	1.70	1.16	0.96																				
Gd	5.28	5.06	6.02	5.78	6.35	7.85	5.07	6.28	4.88	3.69	5.61	3.27	3.73	3.15	4.66	5.00	3.58																				
Tb	0.76	0.59	0.71	0.65	0.83	0.64	0.68	0.90	0.69	0.58	0.62	0.50	1.01	0.39	0.79	0.636	0.49																				
Dy	4.36	2.65	3.88	3.49	4.51	3.91	4.47	5.63	4.25	3.20	3.88	3.61	3.63	2.73	4.46	3.57	3.25																				
Ho	0.69	0.53	0.66	0.66	0.98	0.818	0.75	1.01	0.93	0.53	0.75	0.59	1.02	0.55	0.89	0.921	0.73																				
Er	1.57	1.54	2.14	1.71	2.99	2.55	2.50	3.49	2.48	1.48	2.45	1.82	1.99	1.86	2.48	2.78	1.77																				
Tm	0.25	0.18	0.26	0.22	0.27	0.327	0.33	0.45	0.41	0.31	0.29	0.30	0.733	0.25	0.34	0.252	0.32																				
Yb	1.72	1.20	1.90	1.63	1.88	1.36	2.14	3.42	2.27	1.70	1.98	1.59	2.03	1.83	2.37	2.11	1.75																				
Lu	0.24	0.21	0.25	0.21	0.30	0.23	0.34	0.40	0.41	0.28	0.30	0.32	0.640	0.29	0.37	0.363	0.27																				
Ta	0.12	0.11	0.13	0.16	0.24	0.17	0.34	0.65	0.42	0.26	0.21	0.29	0.226	0.31	0.38	0.221	0.23																				
Th	8.01	3.95	5.85	5.17	5.55	3.83	5.55	8.06	4.31	3.21																											

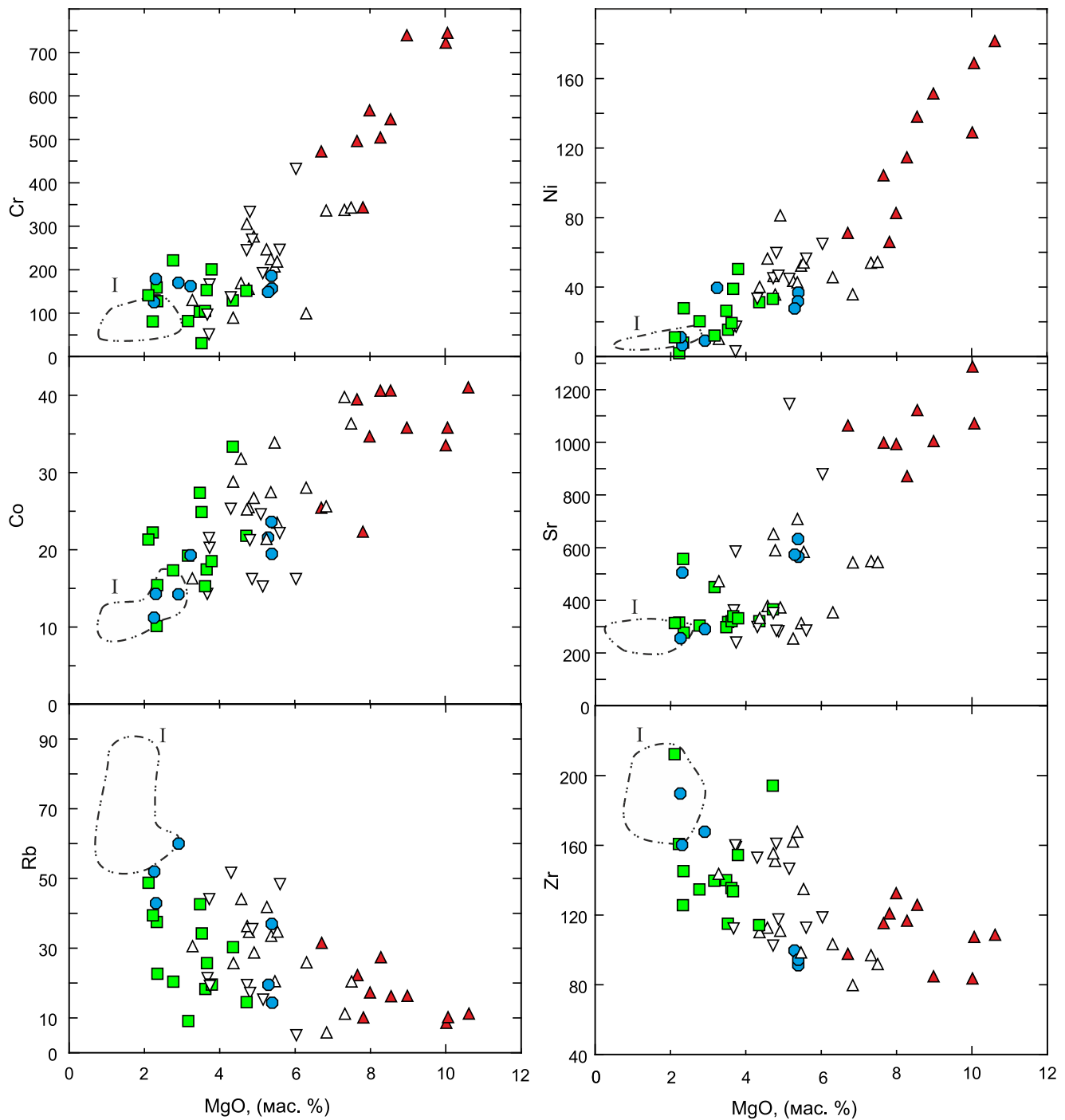


Рис. 5. Вариации концентраций микроэлементов в породах Тальминского вулкана в зависимости от содержаний MgO. Поле: I – дацитов и риодацитов центрального блока палеовулкана. Условные обозначения см. на рис. 3.

Примечание. 1–17 – восточный блок: высокомагнезиальные базальты и андезибазальты (1–6), умеренномагнезиальные андезибазальты (7–11), андезиты (12–17); 18–25 – северный блок: андезибазальты (18–19), андезиты (20–25); 26–33 – центральный блок: андезиты (29–29), дациты (30–32), риолит (33). Прочерк – не анализировалось. Значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ рассчитаны на позднетриасовый (~ 233 млн лет) возраст тальминской толщи.

фракционирования в их генезисе. Это подтверждается и особенностями микроэлементного состава пород.

Микроэлементы. В лавах основного и среднего состава *восточного блока* Тальминской вулканоструктуры концентрации Ni и Cr существенно варьируют, проявляя отчетливую зависимость от количества MgO в породе (рис. 5). Так, наиболее высокие концентрации Cr (338–806 г/т) и Ni (65–177 г/т) свойственны высокомагнезиальным базальтам и андезибазальтам, тогда как в умеренномагнезиальных базальтоидах содержания этих элементов резко уменьшаются (Cr = 133–310 г/т; Ni = 39–79 г/т), оставаясь практически на том же уровне в магнезиальных андезитах (Cr = 135–303 г/т; Ni = 33–64 г/т). Аналогичным образом ведет себя Co. В высокомагнезиальных базальтах содержание этого элемента составляет 35–40 г/т, в умеренномагнезиальных – 25–36 г/т, в андезитах – 15–25 г/т. Уровень концентраций ванадия во всех изученных породах, независимо от содержания в них MgO, остается практически постоянным.

Характерной особенностью пород является заметное обогащение Sr и в меньшей степени Ba, причем концентрации этих элементов изменяются в широких пределах. Так, в базальтоидах содержание Sr и Ba колеблется в интервале 305–1047 г/т и 190–320 г/т, соответственно, а в андезитах – 280–354 г/т и 180–280 г/т. Концентрации Rb, Zr, Sc и Hf в изученных образцах невысоки и варьируют в узком диапазоне. Например, для Rb и Zr концентрации колеблются в пределах 9–34 г/т и 82–148 г/т для базальтов и 19–51 г/т, 90–148 г/т – в андезитах (рис. 5). С уменьшением магнезиальности пород увеличиваются концентрации Rb, Zr и резко снижаются – Sr, тогда как содержания Ba, Sc и Hf остаются практически постоянными.

Распределение редкоземельных элементов (REE) в базальтах, андезибазальтах и андезитах характеризуется отчетливо выраженным обогащением легкими лантаноидами (LREE) по отношению к тяжелым (HREE), с умеренными до высокими отношениями $(La/Yb)_n$ (4.0–18.6). Наиболее высокие суммарные содержания REE ($\Sigma TR = 143–216$ г/т), прежде всего за счет концентраций легких и средних лантаноидов, характерны для магнезиальных базальтов и андезибазальтов (рис. 6). Для них также присущи высокие значения $(La/Yb)_n$ – (10.69–18.55).

Умеренномагнезиальные базальты и андезиты, в отличие от магнезиальных лав, обнаруживают более низкие содержания LREE (рис. 6) и сравнительно низкий уровень абсолютных концентраций REE ($\Sigma TR = 65–141$ г/т и, соответственно, 61–120 г/т), а также менее крутой наклон спектров распределения REE ($(La/Yb)_n = 4.0–8.36$ и, соответственно, 3.39–8.36).

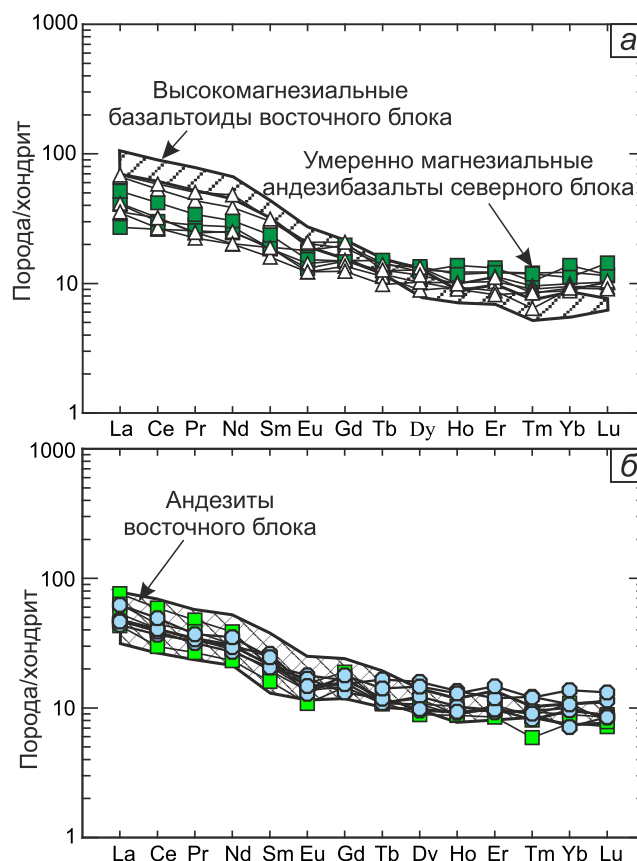


Рис. 6. Спектры распределения редкоземельных элементов в базальтоидах (а) и андезитах (б) Тальминского вулкана. Концентрации нормализованы к хондриту [23]. Условные обозначения см. на рис. 3.

Европиевая аномалия (Eu/Eu^*) отсутствует как в магнезиальных базальтах и андезитах (0.80–1.03), так и в умеренномагнезиальных разновидностях (0.87–1). Хотя в последних иногда отмечается слабо выраженный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.78–0.94$).

Андезибазальты *северного блока* близки к умеренномагнезиальным андезибазальтам *восточного блока* по содержаниям Co, V, Sc, Rb, Zr и LREE, но отличаются от них более высокими концентрациями HREE (Ho, Er, Tm, Yb, Lu), а также низкими – Ni, Cr и, в какой-то мере, Sr. Что касается андезитов этого блока, то они подобны андезитам *восточного блока* по уровню содержаний Co, V, Rb, Zr и REE, отличаясь более низкими концентрациями Ni, Cr, Sc и высокими – Ba, Sr, а также наличием хорошо выраженной отрицательной Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = 0.58–0.82$).

Для андезитов *центрального блока* свойственны умеренные вариации содержаний когерентных элементов (Ni – 6–36 г/т; Co – 11–23 г/т; V – 77–210 г/т), причем наиболее высокие концентрации типичны для

магнезиальных пород. Концентрация Sr изменяется в более узком интервале (181–123 г/т) и практически не зависит от содержания MgO.

Содержания некогерентных элементов, таких как Zr, Rb, Sr и Ba, в андезитах изменяются в широких пределах (91–187 г/т; 14–59 г/т; 251–616 г/т и 255–408 г/т, соответственно), проявляя отчетливую зависимость от щелочности пород. Наиболее обогащены Zr, Rb, Ba и обеднены Sr лавы с повышенным содержанием калия.

Следует отметить, что изученные андезиты всех трех блоков, вне зависимости от содержания магния, близки между собой по концентрациям Rb, Zr, Co и V и, в какой-то мере, Ba, Sc. Исключение составляют только наиболее калиевые андезиты центрального блока, обогащенные Rb, Zr, Ba и деплетированные в отношении V, Co.

Характер распределения REE в андезитах центрального блока ($\Sigma TR = 86\text{--}114$ г/т; $(La/Yb)_n = 4.33\text{--}6.86$) вулкана близок к таковому в андезитах восточного блока (рис. 6). Исключение составляют только наиболее высококалиевые разновидности, которые обнаруживают несколько повышенные содержания Ho, Er, Tm, Yb, Lu и, как результат, имеют высокие суммарные содержания REE ($\Sigma TR = 95\text{--}114$ г/т). Кроме того их спектры распределения REE имеют отчетливо выраженный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.60\text{--}0.69$).

Измеренные изотопные отношения неодима в магнезиальных базальтах, умеренномагнезиальных андезибазальтах, а также в андезитах и дацитах тальминской толщи варьируют в относительно узких пределах и составляют: 0.512760–0.512767, 0.512738–0.512716, 0.512710 и 0.512693, соответственно (табл. 3). Начальная величина ϵNd , рассчитанная на позднетриасовый (~233 млн лет) возраст, изменяется в магнезиальных базальтах в пределах от +5.0 до +4.9, а в умеренномагнезиальных андезибазальтах – от +4.3 до +3.1, снижаясь до +3.1–3.0 в андезитах и дацитах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Фракционная кристаллизация

Как было показано выше, базальты, андезибазальты и андезиты Тальминского вулкана обладают рядом минералого-петрографических и геохимических особенностей, свидетельствующих об участии процессов кристаллизационной дифференциации в их петрогенезисе. На бинарных диаграммах, показывающих соотношение MgO и главных породообразующих оксидов (рис. 4), изученные породы всех трех блоков вулкана в целом образуют единые петрохимические тренды, отражающие закономерное снижение концентраций CaO, P_2O_5 и увеличение K_2O , SiO_2 с уменьшением маг-

незиальности пород, что типично для фракционирования темноцветных породообразующих минералов исходного базальтового расплава. В геохимическом плане это фиксируется резким снижением содержаний когерентных элементов (Ni, Co, Cr) с падением магнезиальности пород, что позволяет предполагать удаление из расплава Ol, Орх и, возможно, Срх.

Минералогическим критерием участия процессов фракционирования в происхождении изученных пород является широкое присутствие в них вкрапленников плагиоклаза, а также клино- и ортопироксенов с хорошо выраженной прямой зональностью.

Для оценки роли процессов кристаллизационной дифференциации в происхождении основных и средних пород Тальминской структуры авторами была выполнена серия расчетов с использованием программного комплекса КОМАГМАТ (3.72), моделирующих фракционную кристаллизацию предполагаемой исходной (первичной) базальтовой магмы этого вулкана.

Состав исходного расплава. Состав первичного расплава для базальтоидов Тальминского вулкана был рассчитан по программе PRIMACALC-1.00 [18] путем пересчета трех наиболее магнезиальных образцов ($MgO = 8.78\text{--}10.45$ мас. %), отобранных из разреза тальминской толщи хребта Мраморного (восточный блок). Согласно выполненным расчетам, родоначальный расплав имеет следующий состав: $SiO_2 = 51.13$ мас. %, $TiO_2 = 0.73$ мас. %, $Al_2O_3 = 12.73$ мас. %, $FeO^* = 8.33$ мас. %, $MnO = 0.14$ мас. %, $MgO = 14.89$ мас. %, $CaO = 9.22$ мас. %, $Na_2O = 2.21$ мас. %, $K_2O = 0.62$ мас. %.

Параметры и результаты моделирования

Для численного моделирования траекторий фракционной кристаллизации базальтовых расплавов Тальминского вулкана были взяты значения термодинамических параметров ($P\text{-}T\text{-}\log fO_2$ и содержание H_2O) и тип кристаллизационной дифференциации, реалистичность которых определялась близостью модельных и природных трендов, а также наилучшим совпадением рассчитанных и микрозондовых составов минеральных фаз описываемых пород.

При реализации такого подхода авторами была выполнена серия термометрических расчетов (~600 вычислений), которые показали, что наилучшее подобие природных и расчетных трендов петрогенных элементов для магнезиальных базальтов и андезибазальтов ($MgO = 7\text{--}10$ мас. %; $SiO_2 = 50\text{--}54$ мас. %) восточного блока наблюдается при использовании «декомпрессионной» модели (рис. 4). В соответствии с ней, на начальном этапе, в интервале давлений 10–2.5 кбар, фракционирование расплава происходило без длительной задержки в периферических очагах, со скоростью

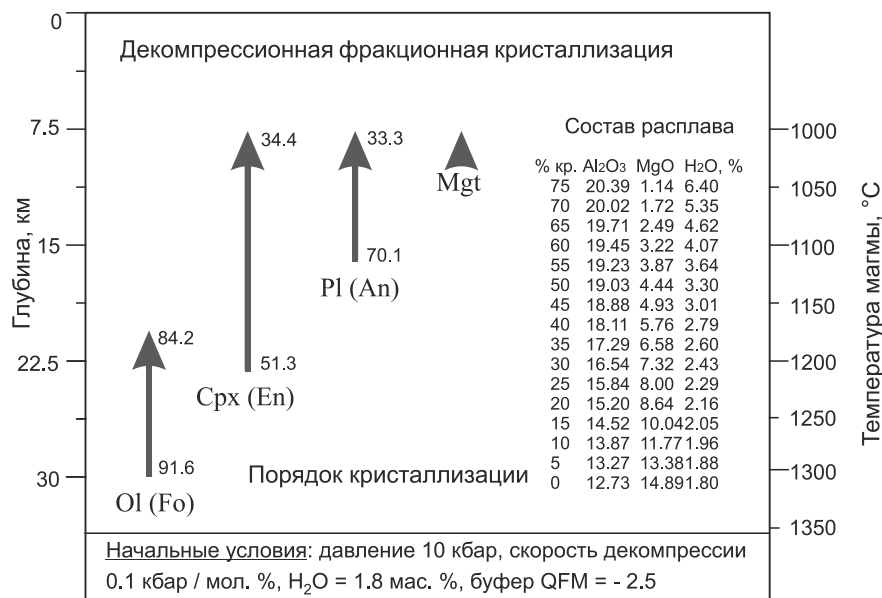


Рис. 7. Модельная последовательность кристаллизации и эволюция составов минералов при декомпрессионном фракционировании высокомагнезиального базальта Тальминского вулкана (Комагмат 3.72).

Ol – оливин, Crx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Mgt – магнетит. Fo – форстерит, En – энстатит, An – анортит.

декомпрессии 0.1 кбар/мол. %. Максимальная степень кристаллизации достигала 75 % при содержании воды ~ 1.8 мас. % и фугитивности кислорода ~ 2.5 логарифмических единиц ниже буфера QFM.

Последовательность кристаллизации минералов в магнезиальных базальтах при выбранных условиях выглядит следующим образом: Ol (1367–1175 °C; 10–7 кбар), Crx (1208–1003 °C; 8.1–2.5 кбар), Pl (1115–1003 °C; 5.5–2.5 кбар) и Mgt (1021–1003 °C; 3–2.5 кбар), что неплохо согласуется с петрографо-минералогическими данными (рис. 7). Помимо этого, прослеживается хорошее соответствие между расчетными и реальными составами породообразующих минералов (рис. 8), что в целом подтверждает реалистичность выбранных физических параметров. Исключение составляет только оливин, реликтовые кристаллы которого полностью замещены хлорит-гидрослюдистым и кремнистым агрегатами, а также гематитом, в связи с чем, их химический состав на данный момент неизвестен.

Коровая контаминация

ЭВМ-моделирование показало, что особенности поведения некоторых петрогенных оксидов (FeO*, Al₂O₃, TiO₂) в породах восточного, центрального и северного блоков Тальминской вулканоструктуры в интервале составов: умеренномагнезиальный андезибазальт – андезит – андезидацит – дацит – нельзя объяснить простой моделью фракционной кристаллизации ни при каких реально выбранных термодинамических

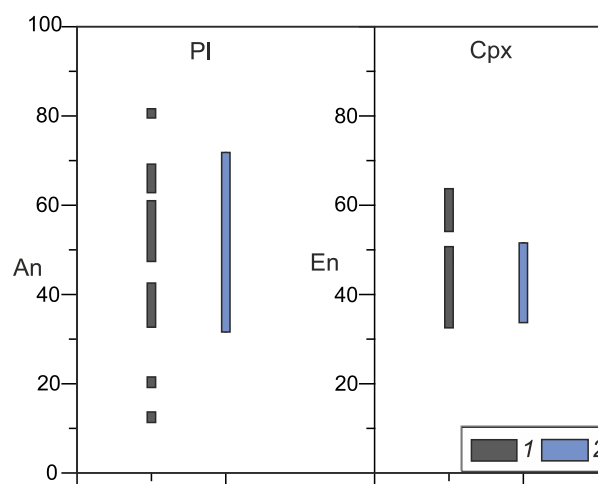


Рис. 8. Сопоставление природных (1) и модельных (2) составов породообразующих минералов в высокомагнезиальных базальтоидах Тальминского вулкана.

Расчеты модельных составов минералов осуществлялись при заданных термодинамических параметрах с использованием программы Комагмат 3.72 (пояснения см. в тексте).

параметрах (рис. 4). Это предполагает участие в их магмогенезисе более сложных процессов, например, коровую контаминацию и смешение основных мантийных и кислых коровых расплавов.

Кислые породы в виде экструзивных тел и даек риолитов действительно присутствуют в Тальминской вулканоструктуре, причем их происхождение на

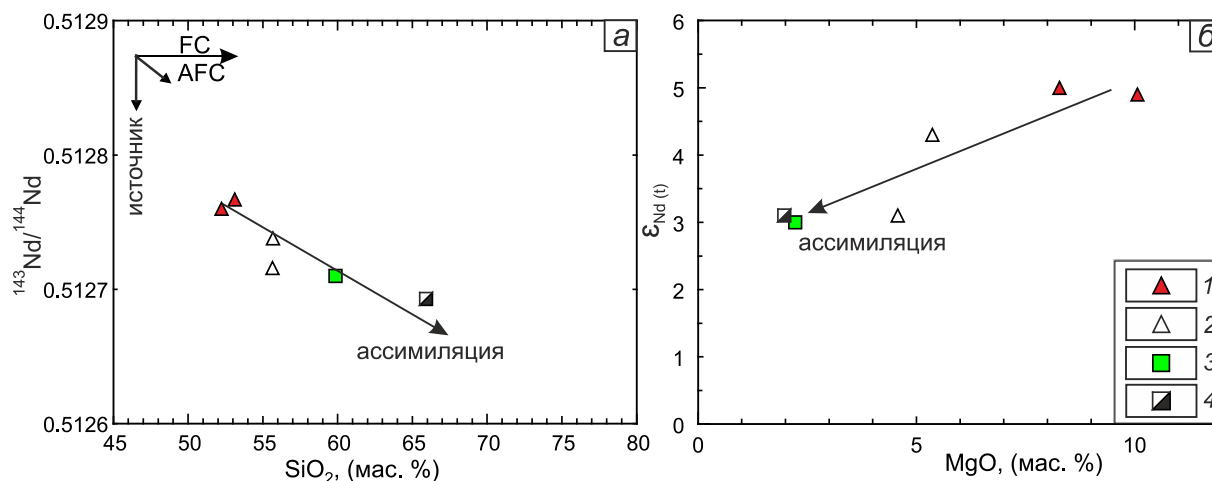


Рис. 9. Изотопно-корреляционные диаграммы $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \text{SiO}_2$ (а) и $\epsilon_{\text{Nd}} - \text{MgO}$ (б) для изученных пород Тальминского вулкана. FC – фракционная кристаллизация, AFC – фракционная кристаллизация + коровая контаминация.

Условные обозначения 1–3 см. на рис. 3; 4 – дацит центрального блока вулкана.

основании геологических и петрохимических данных связывалось предшественниками с плавлением континентального корового материала [4, 7]. Установленные повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ (+7.1 – +7.2 ‰) в этих породах подтверждают данный вывод, а тесная пространственная совмещенность с базальтоидами палеовулкана указывает на парагенетическую связь между ними.

О коровой контаминации и смешении кислых и основных магм свидетельствует ряд геологических, минералогических и изотопно-геохимических признаков: (1) находки в андезитоидах включений гранитоидов, реже сланцев; (2) наличие отрицательной корреляции между SiO_2 и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и положительной – между MgO и ϵ_{Nd} (рис. 9, а, б); (3) присутствие в андезитах фенокристов плагиоклаза и клинопироксена со сложной и обратной зональностью, а также развитие реакционных Sr -кайм вокруг ксеногенных зерен кварца (последние встречаются исключительно в андезибазальтах) (рис. 10, а–в).

Отметим, что подобный механизм образования средних по составу пород неоднократно рассматривался в геологической литературе для объяснения происхождения андезитовых расплавов в современных зонах конвергенции, например для Камчатки [15].

Анализ российских и зарубежных литературных источников, посвященных изучению магматических пород триасового возраста Приморья и Китая, показал, что геодинамическая природа триасового магматизма остается предметом дискуссий.

В отечественной литературе этот вопрос чаще всего рассматривается на основании геологической информации, полученной при выполнении геолого-съёмочных работ (ГДП-200) в пределах листов

К-52-ХI, ХVII [4]. Предполагается, что внедрение и кристаллизация поздне триасовых магм тальминского комплекса происходили в обстановке рифтогенеза в условиях меридионального сжатия и сопряженного с ним субширотного сдвигового растяжения.

На территории Китая поздне триасовые магматиты наиболее широко распространены и лучше всего изучены в северо-восточной части страны (например, в провинциях Хэйлунцзян и Цзилинь). Здесь преобладают гранитоиды и риолиты, менее распространены сиениты и габбро. По своим геохимическим характеристикам риолиты (поздне триасовой формации Лоцюаньчжань) и гранитоиды (район Яньбянь) демонстрируют близость расплавам А-типа, что указывает на их образование в посторогенном режиме растяжения [14, 27]. Считается, что происхождение риолитов формации Лоцюаньчжань связано с частичным плавлением ювенильной нижней коры, а наблюдаемые вариации составов пород обусловлены фракционированием минералов при незначительном участии процессов ассимиляции [27].

В границах провинции Хэйлунцзян поздне триасовые магматические породы встречаются также в субмеридиональном поднятии хребтов Малый Хинган-Чжангуанцай (Lesser Xing'an-Zhangguangcai Range), которое расположено между массивом Цзямусы (Jiamusi Massif) и осадочным бассейном Сунляо (Songliao Basin). Здесь, как и в пределах Тальминской вулканоструктуры, магматиты представлены базальтами, андезибазальтами, габбродиабазами и риолитами, которые образуют в геохимическом отношении типичную бимодальную ассоциацию [25]. Наряду с ними в пределах хребта Малый Хинган – Чжангуан-

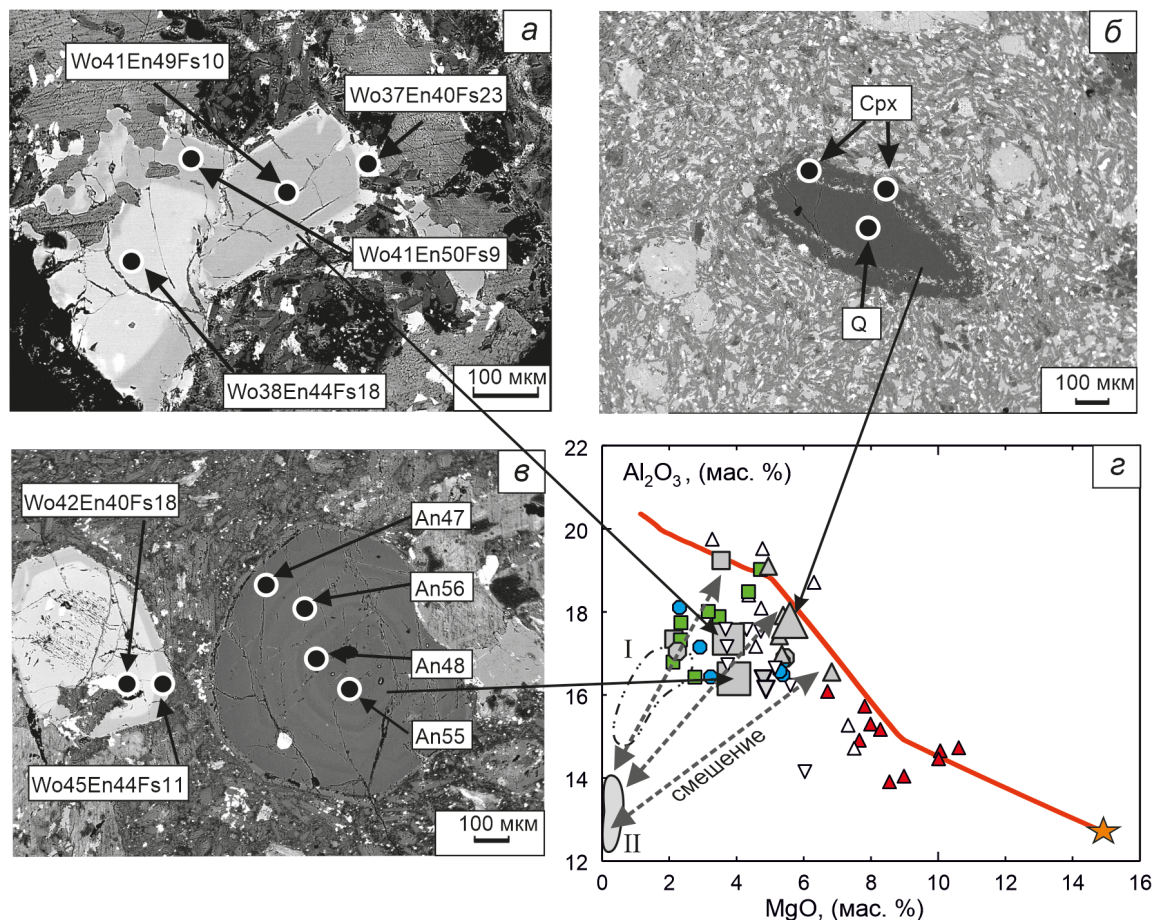


Рис. 10. Минералогические признаки смешения в породах Тальминского вулкана. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

a – кристаллы клинопироксена с прямой и обратной зональностью в андезитах (обр. Ча-2605); *б* – кристалл кварца с клинопироксеновой каймой в андезибазальтах (обр. 0417); *в* – вкрапленники плагиоклаза с ритмичной зональностью и клинопироксена с обратной зональностью в андезитах (обр. 0615); *г* – положение составов вышеуказанных образцов на диаграмме $MgO - Al_2O_3$. Условные обозначения см. на рис. 3 и 4. Увеличенные значки – образцы, в которых присутствуют зональные минералы, чьи фотографии приведены на данном рисунке.

цай были обнаружены разновозрастные граниты А-типа [26]. Принимая во внимание эти данные, многие геологи придерживаются точки зрения о происхождении поздне триасовых магматических пород Соннен-Чжангуанцай в обстановке постколлизиионного растяжения, возникшего после закрытия Палео-Азиатского океана [16, 25, 28]. Первичные магмы для поздне триасовых базитовых пород хребта Соннен-Чжангуанцай рассматриваются как результат частичного плавления деплетированного материала литосферной мантии, преобразованного субдукционными флюидами, а разновозрастные риолиты являются следствием плавления ювенильного корового материала [16, 25].

Полученные нами данные по Тальминской вулканоструктуре в целом согласуются с подобной моделью. Учитывая гибридный характер андезитов, позд-

нетриасовые вулканиты Южного Приморья следует относить к бимодальной базальт-риолитовой ассоциации, формирующейся, главным образом, в континентальных рифтовых зонах, в том числе в рифтах активных окраин (например, [3]).

На основании полученных петролого-геохимических данных и результатов геолого-структурных исследований можно предложить следующую модель образования пород Тальминского вулкана. На ранней стадии формирования вулканической постройки, в условиях нарастающего растяжения образующиеся в результате декомпрессии мантийные расплавы проникали в нижние горизонты коры, вызывая её частичное плавление и образование кислых магм. Дальнейший их подъем и фракционная кристаллизация сопровождалась смешением с кислыми расплавами и обра-

зованием промежуточных, варьирующих по составу расплавов. Примечательно, что лавы с выявленными петрографическими признаками гибридизации располагаются на рис. 10, *г* в прогнозируемой области смешения, что служит объективным подтверждением предложенного механизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для территории Приморья приведена детальная петрографическая, минералого-геохимическая и изотопная характеристика вулканических пород триасового возраста (тальминский комплекс). Петрологические особенности пород в совокупности с результатами численного математического моделирования свидетельствуют об участии в происхождении лав основного и среднего состава Тальминского вулкана двух магматических источников – мантийного и корового.

Высокомагнезиальные базальты и андезитобазальты восточного блока вулкана образовались в результате кристаллизационной дифференциации при быстром подъеме мантийных магм до глубины ~ 7.5 км, в условиях сравнительно низких значений фугитивности кислорода и содержаний воды в системе. Происхождение андезитов восточного, северного и центрального блоков вулкана связывается со смешением в малоглубинной периферической камере (камерах) высокомагнезиальной базальтовой магмы с коровым риолитовым расплавом. Геодинамическая позиция этого триасового вулканизма определялась режимом присдвигового растяжения в условиях регионально проявленного субмеридионального сжатия.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны С.О. Максимова за полезные советы и замечания, позволившие улучшить качество статьи. Работа выполнена по госзаданию ДВГИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
3. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок: учебное пособие // М.: КДУ, 2011. 234 с.
4. Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Сер. Ханкайская. Лист К-52-XI, XVII: Объясн. зап. СПб., 2000. 144 с.
5. Мартынова М.Ю. Петрология и вопросы эволюции плейстоцен-голоценовых лав вулканического центра Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) // Вестн. КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2012. Вып. 20. № 2. С. 159–173.
6. 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.
7. Триас и юра Сихотэ-Алиня / Под ред. П.В. Маркевича, Ю.Д. Захарова. Владивосток: Дальнаука, 2004. Кн. 1. 417 с.
8. Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 512 с.
9. Чашин А.А., Мартынов Ю.А. Петрология пород вулканов Горелый, Мутновский (Южная Камчатка). Владивосток: Дальнаука, 2011. 270 с.
10. Чашин С.А., Попов В.К., Чашин А.А., Будницкий С.Ю. Новые результаты минералого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований триасового вулканизма южного Приморья (на примере изучения Тальминской вулкано-структуры) // IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле: Материалы конф. (Новосибирск, 19–23 ноября 2018 г.). Новосибирск, 2018. С. 673–676.
11. Чашин А.А., Чашин С.А., Касаткин С.А., Голозубов В.В. Позднетриасовые вулканиты тальминского комплекса (юго-западное Приморье): минералогия, геохимия, генезис // Успехи современного естествознания. 2020. № 11. С. 139–148.
12. Чашин А.А., Чашин С.А., Голозубов В.В., Будницкий С.Ю., Касаткин С.А. Новые данные о возрасте вулканических и интрузивных комплексов юго-западного Приморья // Вестн. ДВО РАН. 2023. № 4. С. 51–69. http://dx.doi.org/10.37102/0869-7698_2023_230_04_4.
13. Anderson A.T. Magma mixing: Petrological process and volcanological tool // J. Volcanol. Geothermal Res. 1976. V. 1. P. 3–33.
14. Dong-Guang Yang, De-You Sun, Jun Gou, Xue-Gang Hou. U-Pb ages of zircons from Mesozoic intrusive rocks in the Yanbian area, Jilin Province, NE China: Transition of the Paleozoic oceanic regime to the circum-Pacific tectonic regime. // J. Asian Earth Sciences 2017. P. 143–171
15. Gavrilenko M., Ozerov A., Kyle P.R., Carr M.J., Nikulin A., Vidito C., Danyushevsky L. Abrupt transition from fractional crystallization to magma mixing at Gorely volcano (Kamchatka) after caldera collapse. // Bull. Volcanology. 2016. V. 78. P. 1–28.
16. Guo P., Xu W.L., Yu J.J., Wang F., Tang J., Li Y. Geochronology and geochemistry of Late Triassic bimodal igneous rocks at the eastern margin of the Songnen-Zhangguangcai Range Massif, Northeast China: petrogenesis and tectonic implications // Intern. Geol. Rev. 2016. V. 58, N 2. P. 196–215.
17. Kelemen P.B., Hanghoj 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.
18. Kimura J.I., Ariskin A.A. Calculation of water-bearing primary basalt and estimation of source mantle conditions beneath arcs: PRIMACALC2 model for WINDOWS // Geochem. Geophys. Geosyst. 2014. V. 15. P. 1494–1514. doi 10.1002/2014GC005329
19. Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary

- of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989. 193 p.
20. Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., et al. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 236 p.
 21. Martynov Yu.A., Khanchuk A.I., Grebennikov A.V., et al. 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.
 22. Myashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Science.* 1974. V. 274. P. 321–355.
 23. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. V. 38. P. 757–775.
 24. Sakuyama M. Petrological study of the Myouko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing // *J. Petrol.* 1981. V. 22. P. 553–583.
 25. Wang F., Xu W. L., Xu Y. G., Gao F., Ge W. Late Triassic bimodal igneous rocks in eastern Heilongjiang Province, NE China: Implications for the initiation of subduction of the Paleo-Pacific Plate beneath Eurasia // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 97. P. 406–423.
 26. Wu F.Y., Sun D.Y., Li H.M., Jahn B.M., Wilde S.A. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chem. Geol.* 2002. V. 187. P. 143–173.
 27. Xu W.L., Ji W.Q., Pei F.P., Meng E., Yu Y., Yang D.B., Zhang X. Triassic volcanism in eastern Heilongjiang and Jilin provinces, NE China: Chronology, geochemistry, and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2009 V. 34, I 3. P. 392–402. DOI: 10.1016/j.jseas. 2008.07.001.
 28. Xu W.L., Pei F.P., Wang F., Meng E., Ji W.Q., Yang D.B., Wang W. Spatial-temporal relationships of Mesozoic volcanic rocks in NE China: Constraints on tectonic overprinting and transformations between multiple tectonic regimes // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 74. P. 167–193. DOI: 10.1016/j.jseas.2013.04.003.

*Рекомендована к печати А.И. Ханчуком,
А.В. Гребенниковым*

после доработки 28.03.2024 г.
принята к печати 15.04.2024 г.

S.A. Chashchin, A.A. Chashchin, Yu.A. Martynov

Triassic magmatism of Talminsky paleovolcano in southwestern Primorye: mantle and crust sources, evolution of melts

New mineralogical-petrographic and isotope-geochemical data on volcanic rocks of the Talminsky paleovolcano, as well as the results of numerical modeling, suggest that high-magnesium basalts and basaltic andesites of its eastern flank were formed by crystallization differentiation of mantle magmas that rapidly emplaced at a depth of about 7.5 km beneath ground surface under relatively low values of fO_2 and H_2O . Felsic volcanics (SiO_2 ~76–78 wt.%) in the center are considered as crustal melts whose assimilation into mantle melts in shallow peripheral magma chambers produces andesites with numerous mineralogical and geochemical features of hybridization. Taking into account all the data obtained, including previously published results of the U-Pb dating, the Talminsky paleovolcano in its present form can be defined as an erosional truncation of a shallow magma chamber, investigation of which will allow us to get an impartial knowledge of magmatic and geodynamic processes occurred in the Triassic within southern Primorye.

Key words: basalts, mineralogy, trace elements, isotopes, crystallization differentiation, assimilation, Talminsky paleovolcano, southern Primorye.