

ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА ЧАУНСКОГО РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧУКОТКИ

© 2019 г. А.В. Ганелин*, Е.В. Ватрушкина, М.В. Лучицкая

Геологический институт РАН
Россия, 119017 Москва, Пыжевский пер., 7
*e-mail: al-gan@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.01.2018 г.
После доработки 23.02.2018 г.
Принята к публикации 05.04.2018 г.

В статье приводятся новые геохронологические и геохимические данные о возрасте и составе мелового вулканизма бассейна р. Паляваам (Центральная Чукотка, Чаунский район). Первый из рассмотренных комплексов представлен преимущественно риолитами, игнимбритами и кислыми туфами чаунской серии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Второй комплекс представлен вулканитами латит-шошонитовой серии раннемелового возраста, выделяемыми в этчикуньскую свиту. Формационная природа этчикуньской свиты является дискуссионной. Некоторые исследователи рассматривают отложения свиты в качестве магматического этапа, предшествующего ОЧВП. Другие авторы включают этчикуньскую свиту в состав чаунской серии ОЧВП. Полученные данные свидетельствуют о гетерогенности вулканитов этчикуньской свиты, которые разделяются на две группы. Андезиты первой группы (собственно этчикуньская свита) имеют раннемеловую возраст и отражают магматический этап, предшествующий формированию ОЧВП. Андезиты второй группы хорошо коррелируют по возрасту и составу с вулканитами ОЧВП. Они залегают в основании разреза чаунской серии и свидетельствуют о гомодромном характере эволюции вулканизма в Центрально-Чукотском секторе ОЧВП.

Ключевые слова: Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, андезиты, чаунская серия, геохимия, геохронология, U-Pb SHRIMP, циркон, активная континентальная окраина

DOI: 10.31857/S0016-752564120-42

ВВЕДЕНИЕ

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс протягивается с северо-востока на юго-запад вдоль северо-восточной окраины Азии более чем на 3000 км (рис. 1а). С запада вулканиты пояса перекрывают мезозойские складчатые структуры Верхояно-Чукотской, а с востока – Корякско-Камчатской складчатых областей. Согласно принятым представлениям, пояс маркирует меловую континентальную окраину андийского типа. В его строении выделяется ряд сегментов: Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский, а также две фланговые зоны – Западно-Охотская и Восточно-Чукотская (Белый, 1977; Филатова, 1988; Котляр, 2004 и др.). Согласно последним опубликованным данным, временной диапазон формирования вулканитов ОЧВП составляет (106–77 млн лет) от среднего альба до среднего кампана (Акиннин, Миллер, 2011). Однако возрастные границы отдельных секторов ОЧВП остаются предме-

том дискуссий. В связи с этим важно определить геологическую природу и возраст слабоизученных вулканогенных комплексов пространственно ассоциирующих с ОЧВП. Для Чаунского района Центрально-Чукотского сектора (ЦЧС) (рис. 1б) такими образованиями являются высококальциевые вулканиты преимущественно среднего состава, выделенные в этчикуньскую свиту. Породы этчикуньской свиты пользуются площадным распространением, отдельные их выходы имеют непосредственные контакты с вулканитами ОЧВП. Одними исследователями эти образования рассматривались в качестве андезитов основания ОЧВП (Белый, 1977; Журавлев, 1979), другие связывали вулканиты с позднеорогенными гранитоидами (Ефремов, 2009). Получение первых изотопных датировок цирконов (104–106 млн лет, U-Pb SHRIMP) (Tikhomirov et al., 2012), а затем первых детальных аналитических данных (Tikhomirov et al., 2016) позволило объединить латит-шошонитовые вулканиты этчикуньской свиты со сходными по составу

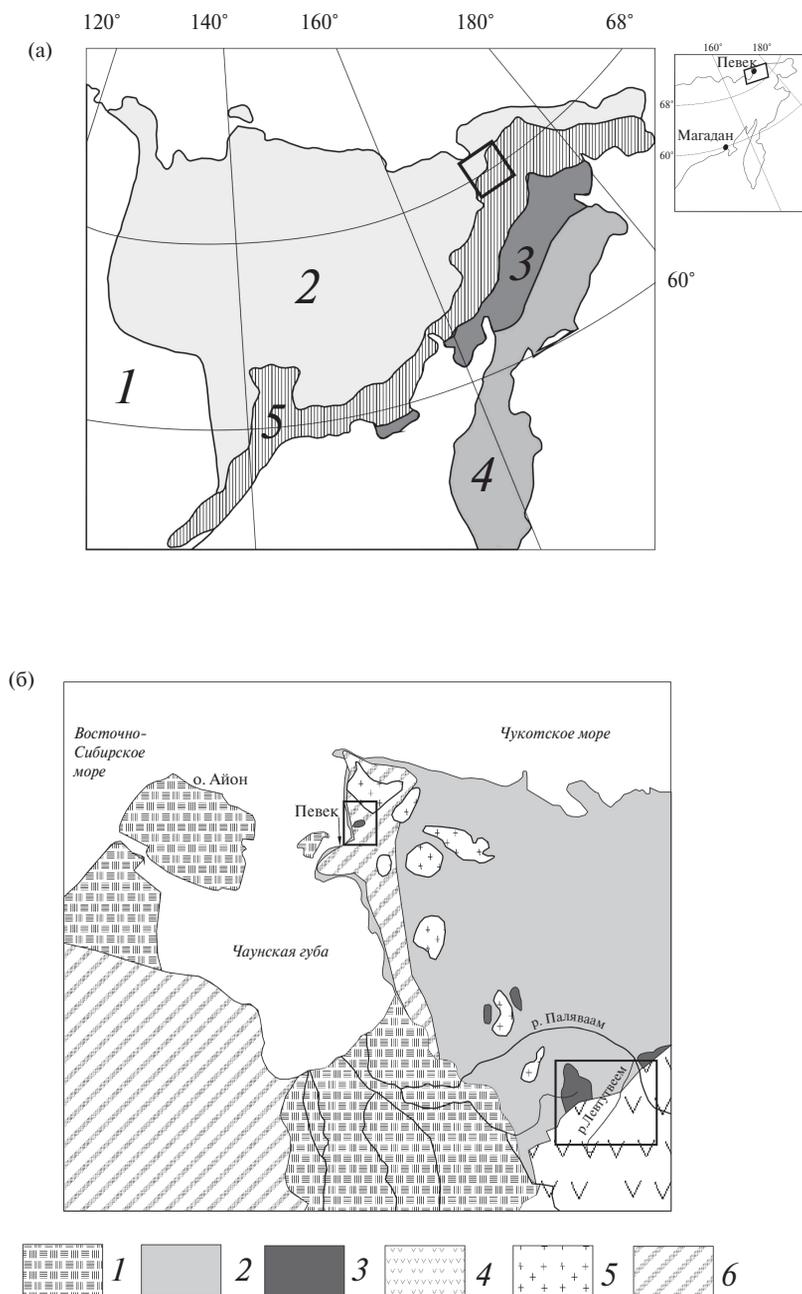


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Азии по (Соколов, 2010) (а) и геологическая схема Чаунского района Центральной Чукотки, составленная по данным (Геологическая карта..., 1976) (б).

На (а): 1 – Сибирский континент; 2 – Верхояно-Чукотская складчатая область; 3 – Корякская складчатая система; 4 – Камчатская складчатая система; 5 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс.

На (б): 1 – позднелюрские–раннемеловые терригенные отложения; 2 – триасовые терригенные отложения; 3 – андезиты этчикуньской свиты; 4 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 5 – гранитоидные интрузии, 6 – четвертичные отложения.

одновозрастными гранитоидами в Чаунскую изверженную провинцию, и рассматривать этот магматический этап как предшествующий формированию ОЧВП (Tikhomirov et al., 2016). Из этого вывода следует, что в ЦЧС отсутствуют так называемые «нижние андезиты», с которых на-

чинаются разрезы ОЧВП во всех других его секторах (Акинин, Миллер, 2011).

В настоящей статье приводятся новые данные, полученные авторами при изучении меловых вулканитов Чаунского района Центральной

Чукотки. Объектами исследования являлись не изученные ранее геохимическими и изотопными методами нижнемеловые андезиты, относимые к этчикуньской свите в районах рек Паляваам и Левтутвеем, нерасчлененные андезиты устья р. Апапельгин, а также вулканиты чаунской серии ОЧВП в районе слияния рек Левтутвеем-Паляваам (рис. 1б).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Чаунский район работ расположен в пределах Чукотского террейна Анюйско-Чукотской складчатой системы (рис. 1а). Структуры Чукотского террейна образовались в результате раннемеловой коллизии Северо-Азиатского континента и Чукотского (Чукотка – Арктическая Аляска) микроконтинента (Парфенов, 1984; Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 2010) при закрытии разделявшего их Южно-Анюйского океанического бассейна. В пределах Чаунского района разрез представлен терригенными отложениями триаса, верхней юры – нижнего мела, вулканогенными отложениями нижнего мела. Широко распространены нижнемеловые гранитоидные интрузии. В районе Чаунской губы образования Чукотского террейна перекрываются вулканитами восточной части Центрально-Чукотского сегмента ОЧВП. В его разрезе в междуречье рек Паляваам и Эльгыкаквын (Пегтымельский прогиб) выделены этчикуньская, алькаквуньская, кальнемуваамская, пыкарваамская, воронинская и коэквуньская свиты (Белый, 1961; Филиппова, 1996) (рис. 2). Все свиты, кроме этчикуньской, объединены в *чаунскую серию* Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Отложения этчикуньской свиты в последнее время относят, как правило, к более древним апт-альбским вулканическим комплексам (Тибилев, Черепанова, 2001). В строении чаунской серии установлена двукратно повторяющаяся антидромная смена пород от кислых к основным (снизу – вверх), отражающая два последовательных этапа ее формирования. К первому вулканическому циклу относятся алькаквуньская и кальнемуваамская свиты. Вышележащие – пыкарваамская, воронинская и коэквуньская свиты – относятся ко второму циклу.

Ниже приводится краткая характеристика свит по данным (Геологическая..., 1976; Филиппова, 2001).

Образования *этчикуньской свиты* с размывом и резким угловым несогласием залегают на верхнетриасовых отложениях. Они представлены ан-

дезито-дацитами, андезитами и их туфами. Обнажения толщи наблюдались в нижнем течении р. Левтутвеем и к западу от нее. По-видимому, к отложениям этчикуньской толщи также можно отнести и выходы вулканитов среднего состава в районе устья р. Апапельгин.

Образования *алькаквуньской свиты* с угловым несогласием и размывом перекрывают терригенные отложения триаса. На левобережье р. Левтутвеем они со структурным несогласием перекрывают андезиты этчикуньской свиты. Свита, сложена лавами и туфами кислого состава и состоит из двух частей. Нижняя часть представлена чередованием риолитов, пестроцветных разнообломочных туфов с буровато-серыми игнимбритами риолитов и дацитов. Ее мощность около 600 м. Верхняя часть сложена порфирокластическими игнимбритами риолитов. Мощность этой части около 200 м. Общая мощность свиты около 900 м.

Кальнемуваамская свита залегают согласно на образованиях алькаквуньской свиты. В отдельных местах наблюдается залегание (характер не описан) на образованиях этчикуньской свиты и на верхнетриасовых отложениях. Свита, представлена риолитами, кислыми туфами, игнимбритами андезитового и дацитового состава. Мощность отложений свиты составляет до 750 м.

Пыкарваамская свита. Образования свиты с перерывом ложатся на отложения кальнемуваамской и алькаквуньской свит. Она представлена игнимбритами и туфами риолитового состава. На изучаемой территории в бассейне р. Глубокой разрез представлен чередованием пестро окрашенных игнимбритов и риолитов. Здесь мощность свиты составляет 150 м. На других участках наблюдалась мощность разреза свиты до 500 м.

Воронинская свита согласно залегают на пыкарваамской свите. Образования свиты представлены чередованием андезитовых, дацитовых игнимбритов с прослоями туфов среднего и кислого состава. Мощность свиты около 300 м.

Коэквуньская свита согласно залегают на игнимбритах воронинской свиты. Сложена вулканогенными породами преимущественно среднего состава: андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, базальтами и их туфами, реже встречаются туфы и игнимбриты трахириолитового и дацитового состава. Общая мощность свиты 470 м.

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Литология	Мощность	Характеристика пород	Абсолютный возраст (млн лет)	
							Литературные данные	Настоящая работа
Меловая	Верхний	Корксий	K_2wr		160–550	Воронинская свита. Игнимбриды дацитового и андезитового состава. Туфы риолитов и дацитов	86–87 (Kelley et al., 1999)	-
			K_2pk		180–470	Пыкарваамская свита. Игнимбриды риолитов. Туфы кислого состава, витрофиры	88.6 (Тихомиров и др., 2006)	-
			K_2kl		80–750	Каленмуваамская свита. Игнимбриды андезитового, андезито-дацитового состава, дациты, андезиты, витрофиры, туфы кислого состава	-	-
			K_2al		120–1100	Алькаквуньская свита. Туфы, игнимбриды, туфолавы риолитового и дацитового состава, витрофиры, дациты	88.6–87.08 (Ispolatov et al. 2004)	91.4–86.7 (91.23) обр. G13-1-6
			K_1et		200–520	Этчикуньская свита. Андезито-дациты, их туфы и туфобрекчии. Андезиты, туфоконгломераты, туфы кислого состава	111.0–104.4 (Tikhomirov et al., 2012)	110.3–105.6 (108.6) – обр. G13-1-1; 109–103 (105) – обр. V-83; 87.7–91.5 (89.6) – обр. G16-5-1

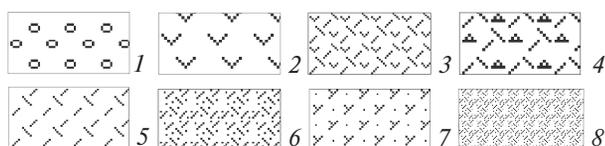


Рис. 2. Стратиграфическая колонка вулканогенных отложений бассейнов рек Паляваам - Левтутвеем. Для построения использованы данные (Геологическая карта..., 1976; Филиппова, 2001). 1 – туфоконгломераты; 2 – андезиты; 3 – игнимбриды дацитов; 4 – туфы кислого состава; 5 – витрофиры; 6 – туфолавы риолитов и дацитов; 7 – дациты; 8 – игнимбриды риолитов.

Согласно данным (Геологическая ... , 1976; Филиппова, 2001; и др.), вопрос отнесения отдельных свит к нижнему или верхнему отделу меловой системы долгое время оставался дискуссионным. По данным геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 (Геологическая..., 1976), к нижнему мелу относятся этчикуньская, алькаквуньская, кальнемуваамская, пыкарваамская и воронинская свиты. К верхнему мелу относятся отложения коэкувуньской свиты.

Согласно более поздним данным (Филиппова, 2001), растительные остатки, отобранные в отложениях свит (чаунский растительный комплекс), свидетельствуют о позднемеловом возрасте пыкарваамской, воронинской и коэкувуньской свит, что подтверждается изотопными датировками (86.7–88.9 млн лет (коньякский век), Ag/Ag метод; Kelly et al., 1999). Возраст алькаквуньской, кальнемуваамской свит не является столь однозначным, однако не исключается возможность их отнесения к туронскому веку (Филиппова, 2001). В цитируемой работе автор относит весь чаунский растительный комплекс к турону-коньяку. Приведенные данные хорошо согласуются с изотопными геохронологическими данными, полученными методом U-Pb SHRIMP (Tikhomirov et al., 2012). Уран-свинцовое датирование цирконов, выделенных из вулканогенных пород вышеперечисленных свит, дало следующие результаты (рис. 2; табл. 1): этчикуньская свита – 105.7 млн лет (альб), низы алькаквуньской свиты – 88.6 млн лет (турон), пыкарваамская свита – 88.9 млн лет (турон), воронинская свита – 86.7 млн лет (коньяк), коэкувуньская свита – 87.9 млн лет (коньяк). В целом изотопные данные по цирконам подтверждают принадлежность выделенных свит к альбскому и турон-коньякскому времени.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНИТОВ

Этчикуньская свита

Андезиты р. Анапельгин. Текстура пород массивная или пятнистая. Структура порфировая. Структуры основной массы микролитовые, микропорфировые, пилотакситовые, представляют собой агрегат мелких (<0.1 мм) зерен плагиоклаза (40%), биотита (20%), микрозерен кварца (10%) и разложившего стекла (30%). Вкрапленники (15%) представлены плагиоклазом (5%) и биотитом (5%). Кварц (5%) встречается в разностях переходных к андезидацитам. Плагиоклаз образует свежие идиоморфные таблитчатые

и удлиненные зерна (1–3 мм). Биотит образует чешуйки (0.3–1 мм) разнообразной формы – таблитчатые, удлиненные, ксеноморфные.

Андезиты р. Паляваам. Текстура пород массивная. Структура сериальнопорфировая, образованная вкрапленниками различного размера. Структура основной массы фельзитовая. Количество вкрапленников составляет 40–45%. Фенокристы плагиоклаза представлены зернами различной генерации. Крупные фенокристы (1–3 мм) (30%) образуют идиоморфные удлиненные и таблитчатые зерна, частично серицитизированные. Более мелкие фенокристы (<0.5 мм) (10%) образуют удлиненные неизмененные лейсты. Ортопироксен (10%) образует агрегаты и субидиоморфные индивиды до 1.5 мм, интенсивно серпентинизированные. Акцессорный биотит представлен единичными (1–3%) удлиненными чешуйками с корродированными краями. Основная масса практически полностью замещена темно-серыми вторичными образованиями.

Андезиты р. Левтутвеем. Текстура массивная. Структура сериально-порфировая. Основная масса пилотакситовая, образованная беспорядочной ориентировкой микролейст плагиоклаза (60%), чешуек биотита (15%) и разложившим стеклом (25%) в интерстициях. Вкрапленники (15%) представлены биотитом (10%), плагиоклазом (5%) и акцессорным кварцем (3%). Биотит образует изометричные зерна (0.5–1 мм) округлой, удлиненной, а также неправильной корродированной формы. Плагиоклаз представлен редкими крупными идиоморфными зернами (1–4 мм) таблитчатой и призматической формы. Акцессорный кварц образует ксеноморфные зерна (0.3–0.5 мм). Акцессорный магнетит (1–2%) образует мелкие изометричные зерна (<0.2 мм). Вторичные минералы представлены карбонатами и серицитом, полностью замещающими плагиоклаз.

Алькаквуньская свита

Риолитовые игнимбриты (правобережье р. Левтутвеем). Породы с полосчатой (флюидальной) текстурой и игнимбритовой структурой, представленной чередованием участков фельзитовой основной массы и линзочек «фьямме» (0.5–1 см). Вкрапленники (10–60 %) представлены кварцем (10%) и кислым плагиоклазом (5%). Кварц образует зерна (0.5–1 мм) изометричные, угловатые, с резкими неправильными ограничениями. Зерна плагиоклаза (0.5–1 мм) изометричные, с неправильными резорбированными краями.

Риолиты, риолитовые порфиры (правобережье р. Левтутвеем). Породы с массивной текстурой, афировой или порфировой структурой. Основная масса микрозернистая фельзитовая, сложенная микроагрегатами кварца и кислого плагиоклаза размером 0.02–0.1 мм, большей частью замещенная буроватыми массами хлорит-слюдистого состава. Вкрапленники (до 50%) представлены кварцем (30%), кислым плагиоклазом (10%), биотитом (10%). Кварц образует зерна (0.3–1.5 мм) как идиоморфной, так и ксеноморфной формы с неправильными ограничениями, оплавленными и заливообразными участками по краям. Плагиоклаз образует ксеноморфные зерна (0.4–1 мм). Биотит образует удлиненные опациitizedованные чешуйки (0.3–0.5 мм).

Кислые туфы (правобережье р. Паляваам). Породы с массивными и пятнисто-полосчатыми текстурами. Структура кристаллокластическая. Структура основной массы фельзитовая. Пирокласты (до 50%) представлены кислым плагиоклазом (10–20%), кварцем (до 30%). Микрофенокристы основной массы представлены биотитом (5%). Плагиоклаз образует обломки различного размера (0.5–1.5 мм) и формы – призматические, таблитчатые, реже ксеноморфные. Кварц образует обломки от (0.3–0.5 мм) до 5 мм. Более мелкие зерна имеют осколочные остроугольные очертания. Более крупные характеризуются изометричной формой с гладкими оплавленными и заливообразными краями, содержат мелкие пойкилитовые включения стекла. Биотит представлен удлиненными и изометричными опациitizedованными или хлоритизированными чешуйками.

Каленьмувайамская свита

Риолитовые зернистые туфы (р. Вуквульвыгыргын) – группа пород, характеризующихся разнообразным набором и комбинациями текстурно-структурных особенностей. Наиболее характерны текстуры полосчатые, флюидалные, пятнистые с элементами перлитовой. Кроме того, встречается кристаллокластическая структура с витрофировой, фельзитовой (иногда девитрифицированной), пепловой основной массой. Количество, состав и форма вкрапленников также крайне разнообразны. Как правило, присутствуют угловатые, иногда оплавленные обломки (в среднем 30–70%) кварца и кислого плагиоклаза, размеры, которых варьируют от 0.1 до 2 мм.

Пыкарваамская свита

Риолитовые туфы, туфолоавы (р. Глубокая). Породы с обломочной, флюидалной текстурой.

Преобладающая структура – лито-, витрокристаллокластическая. Основная масса представлена агрегатами пеплового материала и агрегатами измененного стекла с микрофельзитовой структурой. Вкрапленники (60%) представлены обломками различного состава и размера. Наблюдаются обломки стекла (2–3 см) (10%). Кварц (30%) представлен угловатыми осколчатыми зернами (0.3–1.5 мм) с заливообразными участками по краям. Плагиоклаз (10%) и калиевый полевой шпат (10%) образуют зерна не более 0.5 мм призматической, таблитчатой и остроугольной неправильной формы. Аксессуарный биотит (3%) представлен мелкими опациitizedованными чешуйками.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Анализ содержаний породообразующих элементов вулканитов осуществлялся в лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института РАН рентгенофлуоресцентным методом с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer фирмы Bruker (Германия) и программного обеспечения Spectra-Plus. Интервалы анализируемых содержаний в пересчете на оксиды (мас.%): кремния – 1.0–99.5, титана – 0.01–5.0, алюминия – 1.0–60.0, железа – 1.0–40.0, марганца – 0.01–1.0, кальция – 1.0–50.0, магния – 0.1–40, натрия – 0.1–10.0, калия – 0.1–10.0, фосфора – 0.01–5.0. Для учета матричных эффектов в программе Spectra-Plus использован метод фундаментальных параметров. В качестве образцов сравнения использованы стандартные образцы (ГСО, ОСО, МСО), близкие по составу к анализируемым пробам (кислые, средние и основные породы). Для построения градуировочных графиков использовалось более 50 стандартных образцов различного состава. Техника подготовки проб к анализу и статистические показатели точности и правильности анализа соответствуют требованиям отраслевой методики ИСАМ № 439-РС МПР РФ.

Элементный анализ проб гранитоидов проводился в Аналитическом центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН. Для разложения образцов пород основного состава использовали открытые системы, а для образцов пород кислого состава – автоклавы МКП-05 НПВФ (“АНКОН-АТ-2”, Россия). Контроль за полнотой растворения образцов и возможными потерями на стадии разложения проводили с использованием добавки стабильных высокообогащенных изотопов ^{161}Du и ^{62}Ni к каждому анализируемому

образцу. Содержание микроэлементов в полученных растворах определяли методами атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, *Thermo Jarrell Ash*, США), масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (X-7, *Thermo Elemental*, США). Относительное стандартное отклонение для всех определяемых элементов не превышает 0.2 при измерении содержания этих элементов до пятикратного предела обнаружения и не превышает 0.1 при измерении содержания, превышающего пятикратный предел обнаружения. Для проверки правильности анализа образцов использовали стандартные образцы: Габбро эссекитовое СГД-1А (ГСО 521-84П); Габбро эссекитовое СГД-2А (ГСО 8670-2005); альбитизированный гранит СГ-1а (ГСО520-84П); щелочной агпаитовый гранит СГ-3 (ГСО3333-85).

U-Pb SIMS датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований

(ЦИИ) ВСЕГЕИ. Измерения изотопных отношений U и Pb проводились по традиционной методике, принятой в ЦИИ (Whilliams, 1998). Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2001), а построение графиков с конкордией — с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SHRIMP) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Данные U-Pb датирования представлены в табл. 1 и на рис. 3. Были проанализированы андезиты этчикуньской свиты с участков р. Паляваам, р. Апапельгин, р. Левтувеем, а также риолит алькаквуньской свиты.

Андезит (G13-1-1) отобран из коренного выхода, вскрытого строительной канавой в правом борту р. Паляваам, непосредственно у автомобильного моста. Большинство зерен цирконов

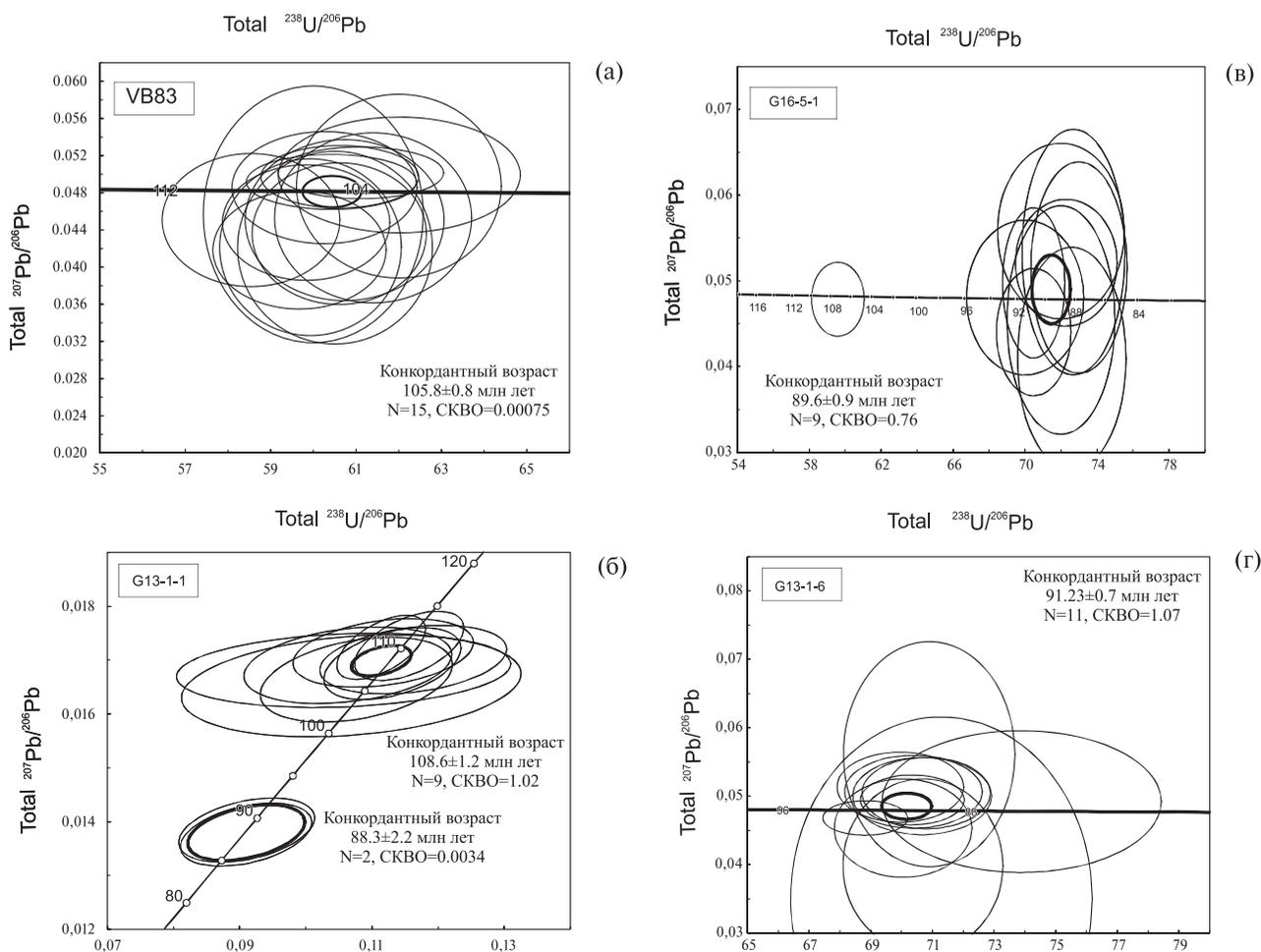


Рис. 3. Диаграммы с конкордиями для образцов меловых вулканитов Чаунского района. а, в, г — андезиты этчикуньской свиты; б — риолит алькаквуньской свиты.

Таблица 1. Результаты U-Pb SHRIMP датирования цирконов из вулканогенных пород Чаунского района

Точка	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	Возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (\pm , %)	Возраст, млн лет $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ (\pm , %)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (\pm , %)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (\pm , %)	Коэф. корр.	
G13-1-1-1.1	0.75	202	99	0.51	2.9	105.6 \pm 2.4	60.5	2.3	0.01652	2.3	0.238
G13-1-1-2.1	0.52	637	471	0.76	9.25	107.4 \pm 1.8	59.5	1.7	0.01681	1.7	0.171
G13-1-1-3.1	0.00	266	164	0.64	3.8	106.4 \pm 2	60.1	1.9	0.01664	1.9	0.352
G13-1-1-4.1	0.00	1230	518	0.43	18.2	110.3 \pm 1.7	57.94	1.5	0.01726	1.5	0.522
G13-1-1-5.1	0.00	792	629	0.82	11.6	108.7 \pm 1.6	58.8	1.5	0.01701	1.5	0.308
G13-1-1-6.1	0.00	571	383	0.69	8.3	108.2 \pm 1.7	59.07	1.6	0.01693	1.6	0.433
G13-1-1-7.1	0.00	1160	818	0.73	17.2	110.2 \pm 1.5	58.02	1.4	0.01723	1.4	0.572
G13-1-1-8.1	0.00	444	218	0.51	5.28	88.6 \pm 1.6	72.3	1.8	0.01384	1.8	0.382
G13-1-1-9.1	0.46	873	890	1.05	12.9	109.5 \pm 1.7	58.39	1.5	0.01713	1.5	0.306
G13-1-1-10.1	0.50	618	443	0.74	9.02	108 \pm 1.8	59.2	1.7	0.0169	1.7	0.284
G13-1-1-8.2	0.00	470	246	0.54	5.55	88 \pm 1.5	72.7	1.7	0.01375	1.7	0.390
G13-1-6-1.1	0.00	395	160	0.42	4.8	90.6 \pm 1.1	70.67	1.3	0.01415	1.3	0.269
G13-1-6-2.1	1.00	358	173	0.50	4.39	90.5 \pm 1.3	70.7	1.5	0.01414	1.5	0.110
G13-1-6-3.1	0.00	477	278	0.60	5.86	91.5 \pm 1.1	69.97	1.2	0.01429	1.2	0.281
G13-1-6-4.1	0.00	932	567	0.63	11.4	90.98 \pm 0.89	70.36	0.98	0.01421	0.98	0.309
G13-1-6-5.1	-	319	233	0.76	3.83	90.3 \pm 1.5	70.9	1.6	0.01411	1.6	0.131
G13-1-6-6.1	0.45	688	213	0.32	8.48	91.4 \pm 1.2	70.06	1.3	0.01427	1.3	0.193
G13-1-6-7.1	0.10	2061	701	0.35	25.7	92.98 \pm 0.76	68.83	0.82	0.01453	0.82	0.345
G13-1-6-8.1	2.03	107	53	0.51	1.32	89.7 \pm 2.5	71.3	2.8	0.01401	2.8	0.091
G13-1-6-9.1	0.00	112	60	0.55	1.31	86.7 \pm 2.1	73.9	2.5	0.01354	2.5	0.279
G13-1-6-10.1	0.00	452	235	0.54	5.48	90.4 \pm 1.1	70.81	1.2	0.01412	1.2	0.277
G13-1-6-10.11	0.00	504	278	0.57	6.16	90.9 \pm 1.1	70.39	1.3	0.01421	1.3	0.280
G16-5-1-1.1	0.81	1595	504	0.33	19.6	90.8 \pm 0.94	70.49	1	0.01419	1	0.143

Таблица 1. (Окончание)

Точка	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, г/т	Th, г/т	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/т	Возраст, млн лет $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (\pm , %)	Возраст, млн лет $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ (\pm , %)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ (\pm , %)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (\pm , %)	Кэф. корр.	
G16-5-1_3.1	0.00	192	105	0.56	2.29	88.9 \pm 1.8	72	0.1068	0.01389	2	0.262
G16-5-1_4.1	0.48	883	114	0.13	10.8	90.8 \pm 1.1	70.49	0.0861	0.01419	1.2	0.167
G16-5-1_5.1	0.98	324	199	0.63	3.87	88.2 \pm 1.5	72.6	0.078	0.01378	1.7	0.128
G16-5-1_6.1	0.00	362	284	0.81	4.3	88.6 \pm 1.4	72.3	0.0993	0.01384	1.6	0.259
G16-5-1_7.1	0.72	469	369	0.81	5.55	87.7 \pm 1.3	73	0.0972	0.01369	1.5	0.151
G16-5-1_8.1	0.93	360	232	0.66	4.34	88.9 \pm 1.5	72	0.087	0.01389	1.7	0.143
G16-5-1_10.1	0.00	212	118	0.57	2.61	91.5 \pm 1.8	70	0.0945	0.0143	1.9	0.246
G16-5-1_9.1	0.23	1216	298	0.25	17.6	107.3 \pm 1.1	59.6	0.1106	0.01678	1	0.265
VB83.1.1	0.76	466	177	0.39	6.51	103.1 \pm 1.6	62.00	0.1083	0.01613	1.6	0.187
VB83.2.1	1.07	552	177	0.33	7.93	105.7 \pm 1.6	60.51	0.0959	0.01653	1.5	0.151
VB83.3.1	0.00	1396	453	0.34	19.6	104.6 \pm 1.3	61.11	0.1131	0.01636	1.3	0.496
VB83.4.1	0.48	909	244	0.28	13.1	107.1 \pm 1.5	59.68	0.0967	0.01676	1.4	0.218
VB83.5.1	0.62	1098	346	0.33	15.7	105.5 \pm 1.4	60.61	0.0992	0.0165	1.4	0.189
VB83.6.1	0.30	341	157	0.48	5.02	109.2 \pm 1.6	58.54	0.1061	0.01708	1.5	0.218
VB83.67.1	0.54	579	200	0.36	8.36	106.8 \pm 1.4	59.83	0.1032	0.01671	1.3	0.230
VB83.8.1	0.00	1544	555	0.37	21.8	105.5 \pm 1.3	60.62	0.1131	0.0165	1.2	0.412
VB83.9.1	0.63	376	271	0.74	5.3	104.1 \pm 1.6	61.40	0.1017	0.01629	1.5	0.183
VB83.10.1	0.75	555	377	0.70	8.01	106.7 \pm 1.5	59.93	0.0969	0.01668	1.5	0.155
VB83.11.1	1.01	244	116	0.49	3.52	106.5 \pm 1.9	60.00	0.105	0.01667	1.8	0.140
VB83.12.1	0.10	1572	489	0.32	22.4	105.8 \pm 1.4	60.42	0.1122	0.01655	1.3	0.481
VB83.13.1	0.23	487	168	0.36	6.96	106.1 \pm 1.5	60.26	0.1111	0.01659	1.5	0.279
VB83.14.1	0.64	378	172	0.47	5.39	105.3 \pm 1.6	60.73	0.1023	0.01646	1.6	0.196
VB83.15.1	0.00	251	115	0.47	3.46	103.1 \pm 1.9	62.00	0.111	0.01613	1.9	0.344

Примечания. Pbс и Pb – обычный и радиогенный свинец соответственно. Изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb . Погрешности единичных анализов приводятся на уровне 1 σ ; погрешности вычисленных конкордантных возрастов приводятся на уровне 2 σ . Кэф. корр. – коэффициент коррекции.

идиоморфные, удлиненные, призматические и игольчатые (0.2–0.4 мм) с отчетливой зональностью, параллельной граням зерен. Измерения проводились для центральных частей зерен. Конкордантный возраст по результатам девяти измерений составил 108.6 ± 1.2 млн лет (табл. 1). Два измерения, проведенные в центре и крае идиоморфного таблитчатого зерна дали результат 88.3 ± 2.2 млн лет. Наиболее вероятно в данном случае предполагать загрязнение пробы.

Риолитовый туф (G13-1-6) отобран в скальных обнажениях алькаквуньской свиты в правом борту р. Паляваам. Зерна цирконов 0.3–0.5 мм с ярко выраженными ядрами и концентрической зональностью. Конкордантный возраст по 11 измерениям составил 91.23 ± 0.7 млн лет.

Андезит (G16-5-1) отобран на правом берегу р. Левтутвеем (руч. Ыльитрин). Зерна цирконов с ярко выраженным удлинением, параллельной граням зерен и в отдельных случаях концентрической зональностью. Девять измерений дали результат 87.7–91.5 млн лет. Одно измерение дало значение 107.3 млн лет. Конкордантный возраст по десяти измерениям составил 89.6 ± 0.9 млн лет, что совпадает со средневзвешенным возрастом. Зерно с более древним возрастом, вероятнее всего, имеет ксеногенную природу.

Андезит (V-83) отобран из карьера вблизи п. Апапельгино (устье р. Апапельгин). Зерна цирконов характеризуются удлиненно-призматическим габитусом с концентрической зональностью с ярко выраженными ядрами. Конкордантный возраст по результатам пятнадцати измерений составил 105.8 ± 0.8 млн лет.

ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Андезиты рек Апапельгин, Паляваам, Левтутвеем (этчикуньская свита)

Петрогенные элементы. Содержания петрогенных элементов приведены в табл. 2. Составы андезитов, изученных на участках рек Апапельгин и Паляваам характеризуются высокими содержаниями калия ($K_2O = 4.63–6.56$ мас. %) при вариациях кремнезема (SiO_2) в диапазоне 54.12–63.01 мас.%. На классификационной диаграмме $SiO_2–K_2O$ (рис. 4а) фигуративные точки их составов попадают в область шошунит-латитовой серии. Для отнесения вулканитов к этому ряду помимо высоких содержаний K_2O требуется выполнение нескольких условий (Сасим и др., 2012). Величина K_2O/Na_2O должна лежать в пределах 0.5–2.0 (Wilson, 1989) (повышенные значения величины K_2O/Na_2O в образце G 6-1-3, вероятнее всего, связано с вторичными

Таблица 2. Содержание главных элементов (мас.%) в вулканогенных породах Чаунского района

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	G6-1-3	G18-1-6	G18-1-7	G13-3-3	G13-1-1	G16-5-1	G16-5-2	G16-6-1	G14-1-3
SiO ₂	48.18	52.65	52.52	60.79	54.71	61.39	60.28	59.38	72.66
TiO ₂	0.93	0.82	0.82	0.80	0.91	0.70	0.76	0.89	0.19
Al ₂ O ₃	10.50	13.52	13.41	15.76	15.82	16.56	16.77	17.41	13.00
Fe ₂ O ₃	0.73	0.65	0.85	2.00	1.15	0.81	0.96	1.01	1.44
FeO	5.15	5.19	5.01	3.43	4.42	4.06	4.48	4.26	0.80
MnO	0.12	0.12	0.10	0.12	0.17	0.10	0.10	0.10	0.04
MgO	6.29	6.56	6.43	1.01	1.75	1.63	2.24	1.64	0.35
CaO	10.21	7.21	7.62	2.94	4.46	5.70	5.67	6.58	0.87
K ₂ O	5.40	4.44	4.46	6.12	5.70	2.84	2.51	2.34	6.41
Na ₂ O	1.08	2.12	1.89	3.22	3.10	2.76	2.76	2.45	2.71
P ₂ O ₅	0.42	0.27	0.27	0.27	0.38	0.21	0.23	0.22	0.04
ппп	10.41	5.89	6.09	3.14	6.94	2.80	2.74	3.24	1.41
Сумма	99.43	99.43	99.45	99.61	99.50	99.55	99.50	99.52	99.90
Mg [#]	65.85	66.94	66.48	25.66	36.34	37.74	42.72	36.20	22.73

Таблица 2. (Окончание)

Компонент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	G14-2-1	G14-2-3	G15-1-1	G15-4-1	G16-1-1	G16-2-2	G16-3-1	G13-1-6	G17-1-2
SiO ₂	71.15	68.55	72.94	73.58	75.22	75.69	74.44	70.01	64.52
TiO ₂	0.21	0.42	0.19	0.19	0.13	0.12	0.13	0.24	0.22
Al ₂ O ₃	12.56	14.68	13.97	13.49	14.04	14.34	14.27	14.90	16.05
Fe ₂ O ₃	1.26	2.17	1.90	1.96	1.42	1.53	1.64	1.39	0.23
FeO	0.89	1.10	0.16	0.16	0.08	0.09	0.41	1.90	2.39
MnO	0.04	0.07	0.04	0.07	0.02	0.03	0.03	0.06	0.07
MgO	0.23	1.74	0.44	0.46	0.14	0.13	0.23	0.53	1.08
CaO	1.14	2.15	0.30	0.98	0.13	0.14	0.14	0.24	2.46
K ₂ O	3.99	4.54	4.51	4.05	4.62	4.67	4.62	4.82	2.69
Na ₂ O	3.34	2.99	3.18	3.19	3.03	1.41	1.98	3.77	4.34
P ₂ O ₅	0.04	0.11	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	0.08	0.07
ппп	5.05	1.35	2.30	1.80	1.13	1.83	2.05	1.86	5.62
Сумма	99.91	99.88	99.98	99.99	99.98	99.99	99.95	99.79	99.73
Mg [#]	16.90	50.32	29.44	29.81	15.23	13.58	17.55	23.03	42.59

Примечания. 1–8 — андезиты (этчикуньская свита): 1–3 — р. Апельгин, 4, 5 — р. Паляваам, 6–8 — р. Ыльтрын; 9–11 — риолиты (каленьмуваамская свита); 12, 13 — кислые туфы (пыкарваамская свита); 14–18 — риолиты, риолитовые туфы (алькаквуньская свита).

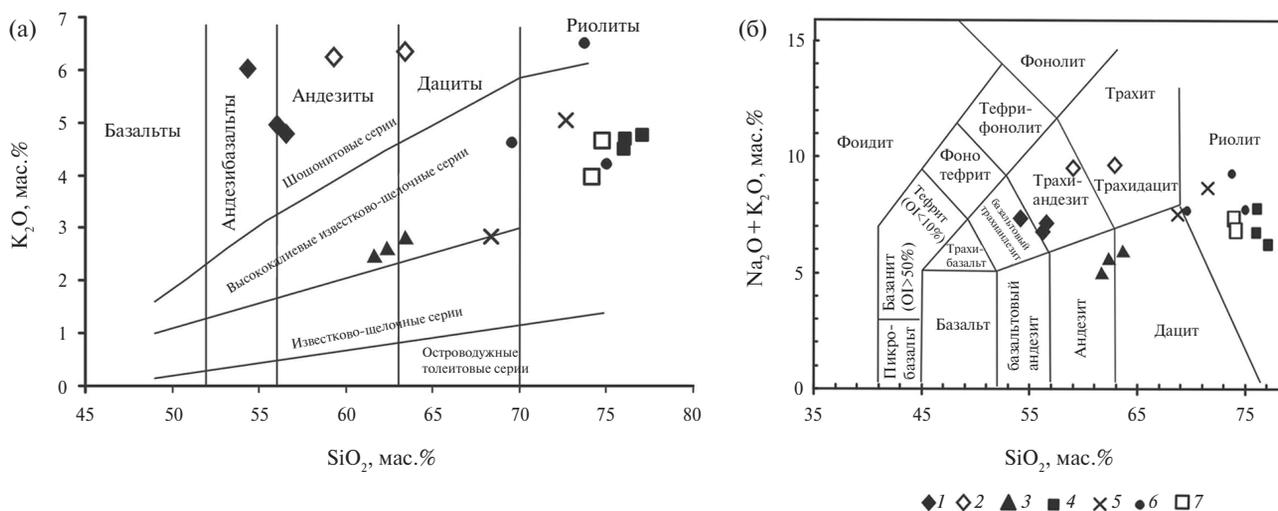


Рис. 4. Классификационные диаграммы SiO₂–Na₂O+K₂O (Ewart, 1982) (а) и SiO₂–K₂O (Le Maitre et al., 1989) (б). 1–3 — этчикуньская свита: 1 — андезиты р. Апельгин, 2 — андезиты р. Паляваам, 3 — андезиты р. Левтутвеем; 4–7 — Чаунская серия: 4, 5 — кислые вулканы алькаквуньской свиты (4 — р. Левтутвеем, 5 — р. Паляваам), 6 — кислые вулканы кальеньмуваамской свиты, 7 — кислые вулканы пыкарваамской свиты. Здесь и далее диаграммы построены для составов, пересчитанных на 100%.

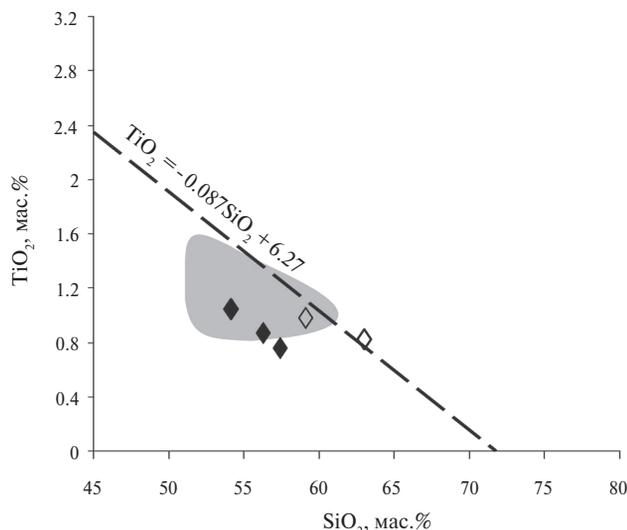


Рис. 5. Диаграмма SiO₂–TiO₂ для вулканических пород этчикуньской свиты. Прямая, разделяющая породы шошонит-латитовой и трахибазальтовой серии, задана уравнением TiO₂ = - 0.087SiO₂ + 6.27 (Первов, 1988). Серое поле – вулканы Охотского и Пенжинского секторов ОЧВП по (Захаров и др., 1986). Остальные условные обозначения – на рис. 4.

изменениями) и концентрации TiO₂ должны быть ≤1.3 мас. % (Morrison, 1980). На диаграмме зависимости TiO₂ от SiO₂ (рис. 5) прямая, заданная уравнением TiO₂ = - 0.087SiO₂ + 6.27 отделяет область пород латит-шошонитовой серии от области других вулканитов субщелочного ряда (Первов, 1988). Как видно из рис. 5, точки составов андезитов рек Паляваам и Апапельгин располагаются в поле латит-шошонитовой серии (либо вблизи разделительной линии) и практически совпадают с полем аналогичных пород из Охотского и Пенжинского полей ОЧВП (Захаров и др., 1976).

На диаграмме SiO₂-(Na₂O+K₂O) составы пород локализуются преимущественно в области трахиандезитов, частично попадая в область базальтовых трахиандезитов и трахидацитов (рис. 4б). Андезиты левобережья р. Левhutвеем при сопоставимых значениях кремнекислотности (SiO₂=61.67–63.45 мас.%) имеют значительно меньшие содержания калия (K₂O=2.43–2.93 мас.%) и попадают в область высококалийного известково-щелочного ряда (рис. 4а). На диаграмме SiO₂-(Na₂O+K₂O) точки их составов располагаются вблизи границы полей андезитов и дацитов. На диаграмме AFM все изученные андезиты попадают в область известково-щелочных пород (рис. 6).

Вариации содержаний магния составляют широкий диапазон, причем наиболее магниезальными являются андезиты р. Апапельгин (MgO=6.88–7.06 мас.%), (Mg[#]= 65.85–66.94). В андезитах рек Паляваам и Левhutвеем концентрации магния низкие (MgO=1.05–2.31 мас.%), (Mg[#]=25.66–42.72), что свидетельствует о значительной дифференциации первичных мантийных расплавов.

Концентрации титана низкие во всех изученных андезитах (TiO₂=0.72–1.05 мас.%). В андезитах этчикуньской свиты разреза р. Апапельгин наблюдаются низкие концентрации глинозема (Al₂O₃=11.80–14.45 мас.%) и повышенные концентрации кальция (CaO=7.7–11.47 мас.%). В образцах из разреза р. Паляваам концентрации глинозема увеличиваются до 17 мас.%, а концентрации кальция падают до 3 мас. % (табл. 2). Наиболее глиноземистыми являются андезиты р. Левhutвеем (Al₂O₃=17.12– 18.08 мас.%). Вариации кальция в них составляют (CaO=5.86–6.84 мас.%). Вариационные диаграммы (рис. 7) демонстрируют отчетливую отрицательную зависимость для большинства главных элементов в андезитах этчикуньской свиты от величины содержания SiO₂. Прямая зависимость от уровня содержания SiO₂ наблюдается только для глинозема, калия и натрия. В андезитах р. Левhutвеем (по трем представленным образцам) не наблюдается широких вариаций состава. Их фигуративные точки образуют компактные скопления в основании эволюционных трендов вулканитов ОЧВП.

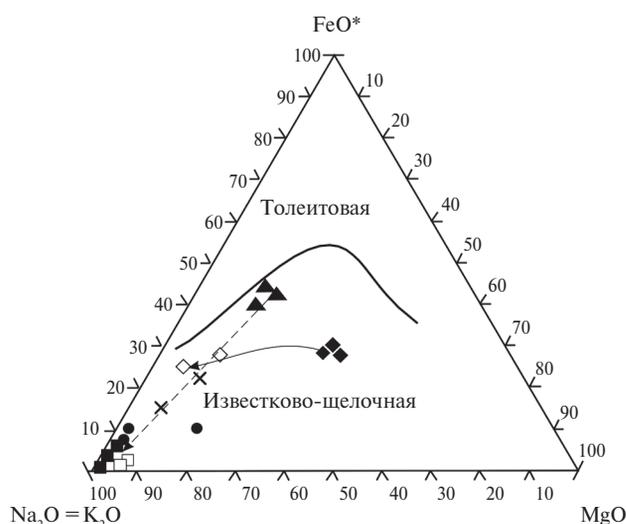


Рис. 6. Диаграмма AFM ((Na₂O+K₂O) – FeO*–MgO), где FeO* = FeO+0.9Fe₂O₃ (Интерпретация..., 2001). Пунктирная линия со стрелкой – тренд эволюции вулканитов чаунской серии ОЧВП, сплошная линия со стрелкой – тренд эволюции вулканитов этчикуньской свиты. Жирная линия – раздел полей. Остальные условные обозначения – на рис. 4.

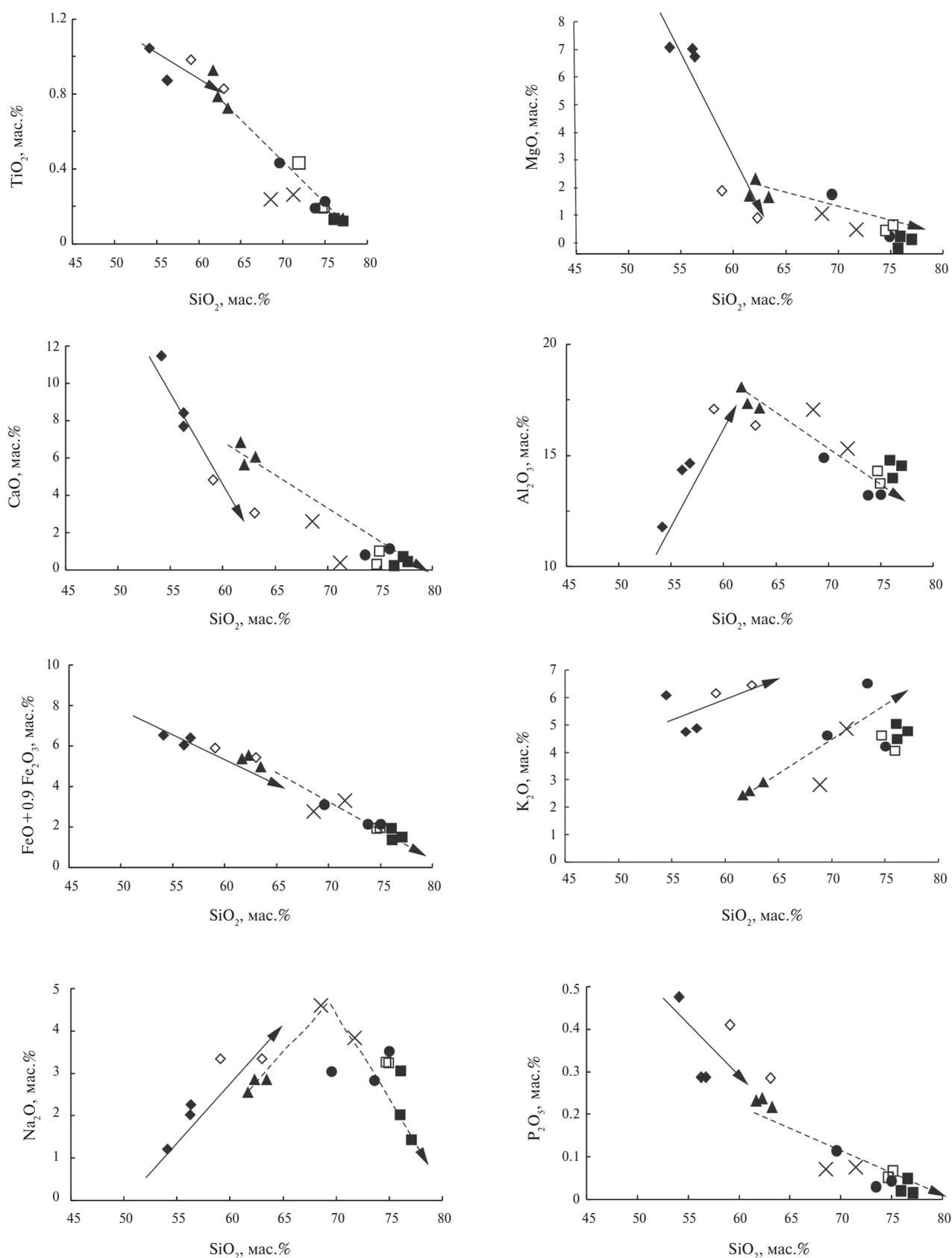


Рис. 7. Зависимости TiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 , FeO^* , K_2O , Na_2O и P_2O_5 от SiO_2 для вулканогенных пород междуречья рек Левгутвеем—Паляваам. Условные обозначения — на рис. 4.

Рассеянные элементы. Содержания рассеянных элементов приведены в табл. 3. Андезиты рек Паляваам и Апапельгин характеризуются высокими суммарными концентрациями редкоземельных элементов (РЗЭ) ($La+Sm+Yb=78.78-120.29$ г/т), экстремально высоким обогащением легкими РЗЭ (ЛРЗЭ) и высокими отношениями ЛРЗЭ к средним РЗЭ (СРЗЭ) ($La_n/Sm_n=3.25-5.1$) и к тяжелым РЗЭ (ТРЗЭ) ($La_n/Yb_n=21.67-27.9$). Формы спектров распределения РЗЭ конформны для всех исследованных образцов (рис. 8а). Следует отметить

отсутствие прямой корреляции содержаний магния с суммой РЗЭ. Наблюдается минимум европия ($Eu/Eu^*=0.51-0.65$), свидетельствующий об устойчивом фракционировании плагиоклаза. Для андезитов участка р. Апапельгин характерны высокие концентрации никеля и хрома ($NiO=127-270$ г/т, $Cr=190-439$ г/т), в то время как в андезитах р. Паляваам концентрации этих элементов значительно ниже ($NiO=10.4-30.6$ г/т, $Cr=15.6-72.3$ г/т) (табл. 3).

Распределение большинства примесных элементов отображено на спайдерграмме (рис. 8б).

Таблица 3. Содержание рассеянных элементов (г/т) в вулканогенных породах Чаунского района

Элемент	G 6-1-3	G 18-1-6	G 18-1-7	G 13-3-3	G 13-1-1	G 16-5-1	G 16-5-2	G 16-6-1	G 14-1-3
V	117	106	111	102	153	77.6	82.0	63.1	14.9
Cr	439	190.3	238.1	32.3	72.3	15.6	19.5	15.6	7.7
Co	31.8	24.0	25.8	8.3	18.2	9.0	9.6	9.9	1.2
Ni	270	127.0	132.3	11.9	30.6	10.4	9.5	9.0	4.2
Cu	27.8	31.5	41.3	12.6	22.4	8.5	8.1	7.9	2.7
Zn	76.4	68.9	66.8	143	70.5	77.7	84.6	85.6	76.6
Rb	302	209	205	346	344	45.4	61.5	56.0	335
Sr	1281	1037	1001	583	879	421	469	496	101
Ba	2543	1744	1669	2010	1936	415	688	821	591
U	9.6	8.3	8.5	10.8	9.7	2.0	2.7	2.3	8.0
Th	46.4	47.6	48.5	53.3	44.2	7.8	9.2	8.4	30.4
Y	28.4	33.7	34.6	38.8	32.4	29.7	30.9	29.8	49.4
Zr	335	261	265	364	372	172	212	215	168
Hf	9.0	6.1	6.4	9.5	9.6	4.4	5.2	5.4	5.4
Nb	20.0	18.3	18.4	18.9	16.8	12.9	13.1	12.4	13.9
Ta	1.2	1.12	1.15	1.2	1.1	0.80	0.80	0.78	1.2
Cs	17.1	17.7	20.8	12.1	19.3	4.6	2.7	3.7	12.2
La	74.2	102.8	104.4	98.0	88.6	24.0	28.6	26.5	55.6
Ce	165	208.7	210.7	215	195	67.1	68.3	65.1	115
Pr	20.0	22.8	22.9	24.2	22.1	6.2	7.1	6.5	12.4
Nd	81.8	83.5	83.0	92.3	85.7	25.4	29.3	27.2	46.7
Sm	14.7	13.2	13.2	15.9	15.1	5.2	5.8	5.5	9.1
Eu	2.5	2.2	2.3	2.4	2.7	1.2	1.3	1.4	0.54
Gd	10.0	9.6	9.8	11.2	10.7	5.1	5.7	5.3	8.4
Tb	1.3	1.3	1.3	1.5	1.4	0.80	0.88	0.82	1.7
Dy	5.7	6.0	6.2	7.1	6.4	4.7	4.9	4.8	7.6
Ho	0.96	1.06	1.10	1.2	1.1	0.95	1.0	1.0	1.6
Er	2.5	3.0	3.1	3.4	2.9	2.8	3.0	2.8	4.6
Tm	0.34	0.42	0.42	0.45	0.41	0.40	0.43	0.41	0.66
Yb	2.2	2.6	2.7	3.0	2.6	2.7	2.8	2.8	4.5
Lu	0.33	0.41	0.40	0.42	0.37	0.40	0.44	0.43	0.66

Таблица 3. (Окончание)

Элемент	G 14-2-1	G 14-2-3	G 15-1-1	G 15-4-1	G 16-1-1	G 16-2-2	G 16-3-1	G 13-1-6	G 17-1-2
V	14.2	42.3	5.8	18.0	9.5	10.3	6.4	19.0	11.6
Cr	3.9	5.0	10.2	2.6	4.0	4.1	2.4	5.7	2.7
Co	1.2	4.8	1.2	1.2	0.35	0.34	0.31	3.1	2.1
Ni	2.0	2.4	5.7	<ПО	2.1	1.1	<ПО	6.5	3.2
Cu	2.7	3.8	1.9	1.7	2.4	2.4	2.4	3.1	1.9
Zn	51.6	61.2	94.5	41.8	35.5	38.4	51.0	63.2	57.6
Rb	280	215	184	162	102	100	195	157	124
Sr	127	240	109	184	52.5	41.5	37.5	89.2	299
Ba	556	763	1091	937	690	703	723	1373	483
U	8.5	4.3	3.1	3.1	3.7	3.8	4.0	3.5	4.0
Th	32.6	23.8	16.5	17.0	18.2	18.0	21.1	16.0	16.2
Y	53.3	35.5	22.5	19.9	31.3	31.0	40.1	29.6	35.8
Zr	192	156	107	86.3	164	159	145	117	132
Hf	6.1	4.7	3.3	3.1	5.5	5.3	5.0	3.9	4.1
Nb	14.9	11.8	7.6	8.0	10.8	10.6	10.6	9.9	10.2
Ta	1.4	0.95	0.67	0.73	0.89	0.91	0.83	0.81	0.75
Cs	12.5	5.6	21.0	13.0	7.5	7.3	12.0	5.4	6.0
La	58.2	54.8	36.5	36.2	44.3	43.8	45.1	39.7	38.8
Ce	122	113	71.2	68.7	92.0	89.6	90.8	84.4	81.0
Pr	12.9	11.6	7.3	6.9	9.7	9.6	9.8	8.9	8.6
Nd	49.0	42.8	25.5	24.2	36.4	35.6	36.9	34.1	34.9
Sm	9.4	7.9	4.4	4.0	6.8	6.6	6.9	6.6	6.6
Eu	0.56	0.95	0.74	0.68	0.44	0.44	0.43	0.76	0.74
Gd	8.6	6.8	3.8	3.4	5.8	5.9	6.4	5.9	6.3
Tb	1.4	1.1	0.60	0.55	0.93	0.92	1.0	0.90	1.0
Dy	8.1	5.8	3.4	3.2	5.2	5.1	5.9	5.0	5.9
Ho	1.6	1.1	0.70	0.64	1.0	1.0	1.2	0.99	1.2
Er	4.8	3.3	2.1	2.0	3.0	3.1	3.7	2.9	3.5
Tm	0.70	0.49	0.33	0.31	0.45	0.44	0.54	0.43	0.51
Yb	4.8	3.2	2.3	2.2	3.0	3.0	3.6	2.9	3.4
Lu	0.71	0.48	0.36	0.36	0.45	0.44	0.55	0.42	0.51

Примечания. Название пород и привязку обр. см. табл. 2, ПО — предел обнаружения.

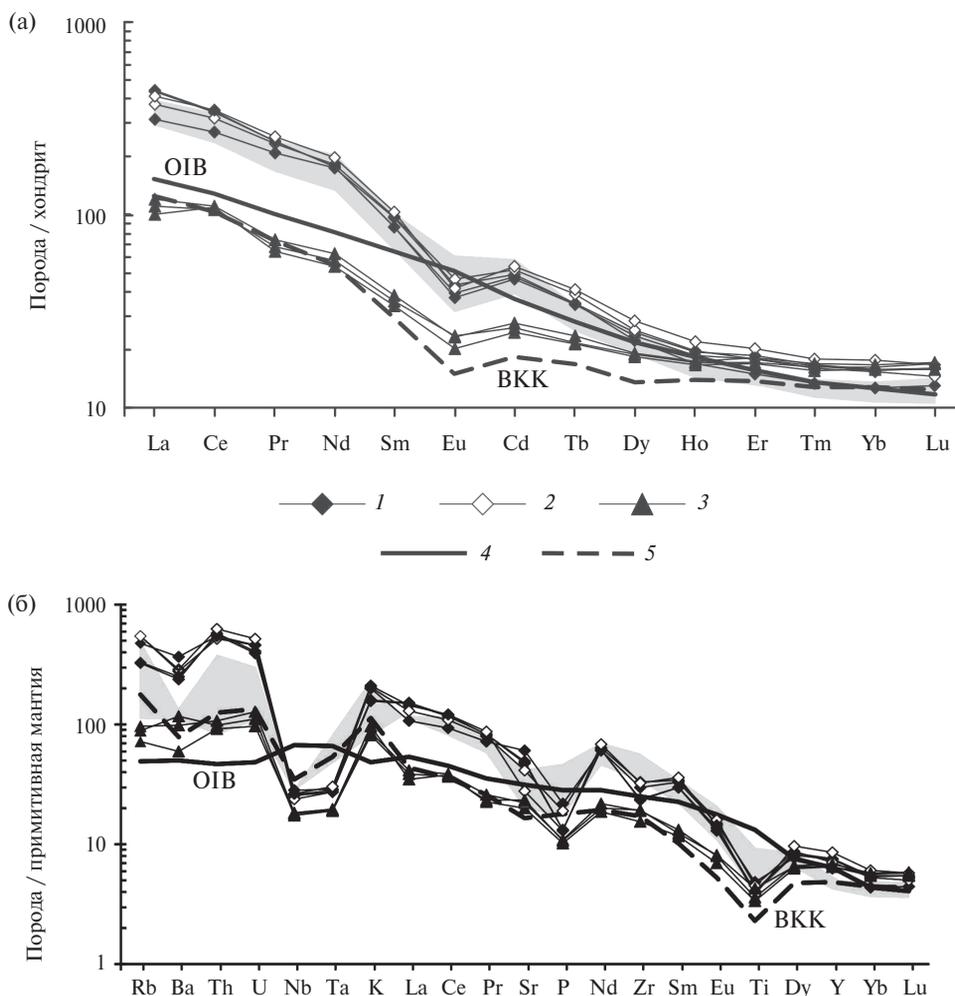


Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (а), и элементов-примесей, нормированные на примитивную мантию (б), для вулканогенных пород этчикуньской и левтутвеевской свит.

1, 2 — андезиты этчикуньской свиты: 1 — р. Апапельгин, 2 — р. Паляваам; 3 — андезиты левтутвеевской свиты; 4 — спектр базальтов океанических островов (ОИВ); 5 — спектр верхней континентальной коры (ВКК) (Тейлор, Мак-Леннан, 1988). Серое поле — рифтогенные вулканиты Юго-Восточного Забайкалья по (Сасим и др., 2012). Нормировано по (Sun, McDonough, 1989).

Андезиты из районов рр. Апапельгин и Паляваам характеризуются сильным обогащением крупноионными литофильными элементами (КИЛЭ) (К, Rb, Ba, Th), ЛРЗЭ, концентрации которых значительно превышают соответствующие значения в продуктах внутриплитного магматизма. При этом содержания Zr, Y и ТРЗЭ в этих породах соответствуют содержанию этих элементов в базальтах океанических островов. Вместе с тем наблюдаются глубокие минимумы по Ta, Nb, P, Ti. В целом по характеру распределения примесных элементов описываемые андезиты очень близки к рифтогенным породам (рис. 8б).

Особенности распределения РЗЭ в андезитах участка р. Левтутвеев значительно от-

личаются от андезитов участков рр. Паляваам и Апапельгин (рис. 8а). Они содержат значительно меньшие суммарные концентрации РЗЭ ($La+Sm+Yb=31.89-37.28$ г/т) и отличаются меньшей степенью фракционирования РЗЭ ($La/Sm=2.9-3.16$, $La/Yb=6.4-6.86$). Отмечается дефицит европия ($Eu/Eu^*=0.69-0.77$). На спайдерграмме (рис. 8б) закономерности поведения элементов-примесей аналогичны поведению этих элементов в вулканитах р. Апапельгин и р. Паляваам, но отличаются от них значительно более низкими концентрациями. Наблюдаются относительное обогащение КИЛЭ, минимумы Ti, P, Ta, Nb. Линии спектров распределения очень близки по форме и уровню концентраций элементов к спектру верхней континентальной

коры. Концентрации никеля и хрома низкие ($\text{NiO}=6.5\text{--}9.5$ г/т, $\text{Cr}=5.7\text{--}19.5$ г/т).

**Кислые вулканиты чаунской серии
(алькаквунская, кальеньмуваамская,
пыкарваамская свиты)**

Петрогенные элементы. На классификационных диаграммах $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$ и AFM (рис. 4а; 6) точки составов кислых вулканитов ложатся в область высококальциевой известково-щелочной серии. Состав большинства пород соответствует составу риолитов, отдельные образцы соответствуют составу дацитов (рис. 4б).

Для кислых вулканитов характерны низкие концентрации титана ($\text{TiO}_2=0.12\text{--}0.43$ мас.%), магния ($\text{MgO}=0.14\text{--}1.76$ мас.%), марганца ($\text{MnO}=0.02\text{--}0.07$ мас.%), кальция ($\text{CaO}=0.13\text{--}2.18$ мас.%), фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5=0.04\text{--}0.12$ мас.%). Концентрации глинозема составляют (Al_2O_3)—13.20—17.05 мас.%, концентрации натрия (Na_2O)—1.44—4.61 мас.%, калия (K_2O)—2.86—6.5 мас.%. На вариационных диаграммах описываемые породы образуют тренды, отражающие обратную корреляцию для большинства петрогенных элементов с величиной SiO_2 (рис. 7).

Рассеянные элементы. Суммарные концентрации РЗЭ La+Sm+Yb (табл. 3) колеблются в диапазоне 42.50—72.40 г/т, при этом наименьшие концентрации наблюдаются в породах пыкарваамской свиты, а наибольшие — в породах кальеньмуваамской свиты. Для кислых вулканитов всех описываемых свит характерны однотипные спектры распределения РЗЭ с преобладанием ЛРЗЭ над СРЗЭ и значительным преобладанием ЛРЗЭ над ТРЗЭ (рис. 9 а–в) ($\text{La/Sm}=3.78\text{--}5.78$, $\text{La/Yb}=8.31\text{--}12.21$). Во всех спектрах наблюдается отрицательная аномалия европия ($\text{Eu/Eu}^*=0.19\text{--}0.56$). Особенности распределения рассеянных элементов также имеют однотипный характер для всех изученных кислых вулканитов (рис. 9 г–е). Наблюдается обогащение КИЛЭ и обеднение высокозарядными элементами (ВЗЭ). Присутствуют глубокие отрицательные аномалии Ta, Nb, Sr, P, Ti.

ОБСУЖДЕНИЕ

**Андезиты с участков р. Паляваам
и р. Апапельгин (этчикуньская свита)**

Бликие возрастные датировки, петрографический состав, химия главных и редких элементов указывают на синхронность формирования и генетическую связь этих пород, пространствен-

но значительно удаленных друг от друга, что позволяет нерасчлененные ранее андезиты участка р. Апапельгин включить в состав этчикуньской свиты. Для пород этого участка характерны высокие содержания магния, никеля, кобальта. Породы р. Паляваам имеют более фракционированные составы, что свидетельствует о процессах фракционной кристаллизации при формировании всего комплекса вулканитов и подтверждается трендами на петрохимических диаграммах. В то же время экстремально высокие концентрации ЛРЗЭ, КИЛЭ, сильно фракционированные спектры распределения рассеянных элементов, отсутствие прямой корреляции между магнезиальностью пород и концентрациями РЗЭ в сочетании с дефицитом Ta и Nb свидетельствуют о том, что андезиты имеют гетерогенную природу и в процессе формирования испытывали влияние процессов контаминации континентальной коры и субдукции. Ранее для вулканитов этчикуньской свиты на сопредельных участках отмечались признаки их происхождения из расплавов как надсубдукционного (Ta-Nb минимум), так и внутриплитного генезиса (Tikhomirov et al., 2016).

Рассмотрение зависимости Nb/Yb—Th/Yb (Pearce, 2008) (рис. 10 а,б) позволяет выделить вариации состава различных магматических источников, вызванных процессами фракционной кристаллизации, парциального плавления и коровой контаминации. На диаграмме Nb/Yb—Th/Yb составы расплавов, связанные только с плавлением мантии, отражаются прямой зависимостью и постоянным значением отношения Th/Nb (серое диагональное поле). Их эволюция соответствует вектору W и отражает обогащение расплавов внутриплитным компонентом. Субдукционная составляющая отражается вектором S и выражена обогащением торием при постоянных концентрациях ниобия, поскольку ниобий не переносится водным флюидом. Повышение концентраций тория может быть также связано с процессами коровой контаминации, поскольку коровые породы обогащены Th относительно Nb (вектор С). Андезиты с участков рр. Паляваам и Апапельгин образуют компактное поле, смещенное вертикально вверх вдоль вектора S (субдукция) над точкой базальтов океанических островов, что подтверждает их связь с глубинным мантийным источником. В то же время точки составов андезитов несколько вытянуты вдоль вектора фракционной кристаллизации (W).

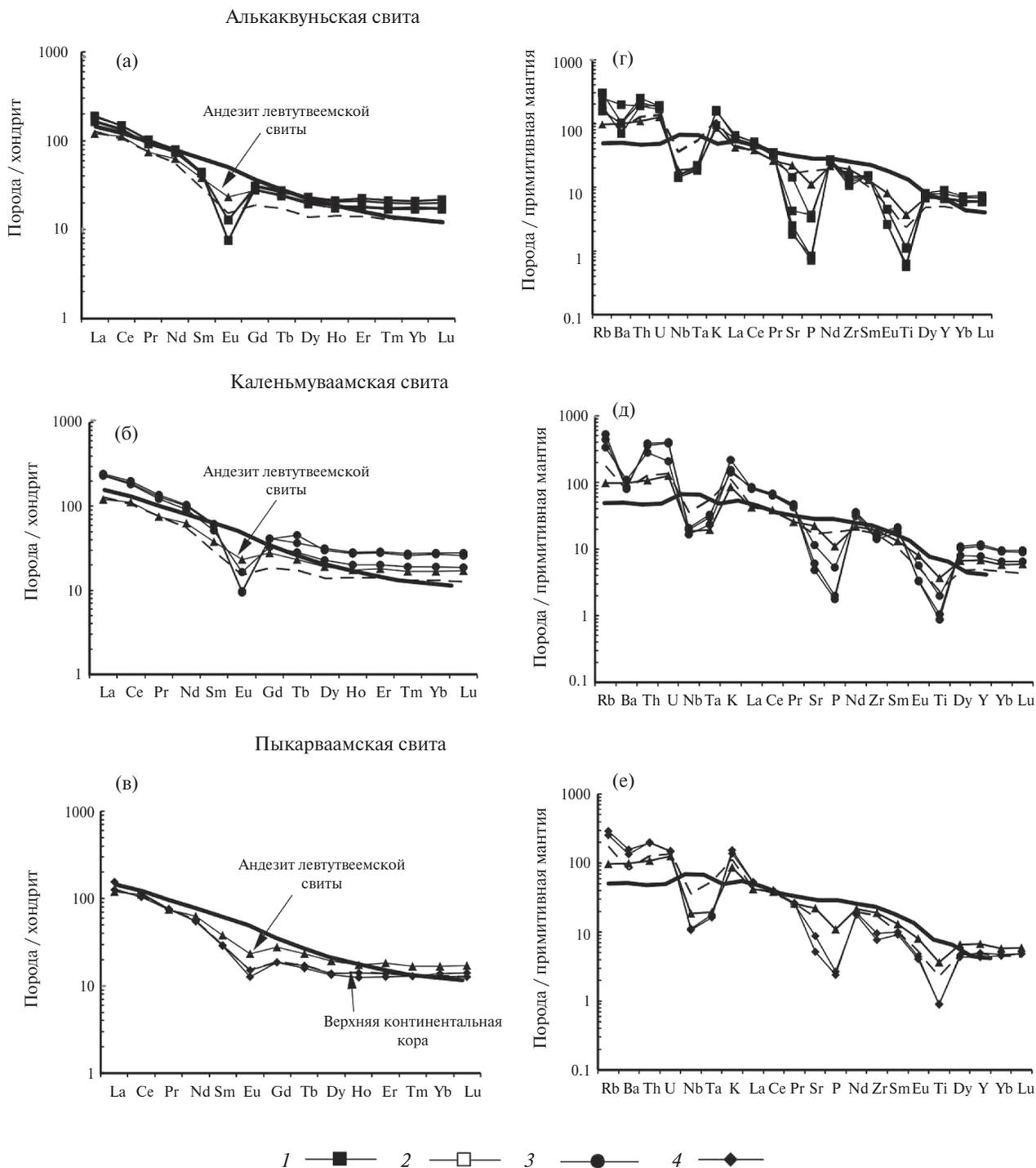


Рис. 9. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (а–в), и элементов-примесей, нормированные на примитивную мантию (г–е), для кислых вулканитов алькаквуньской, каленьмуваамской и пыкарваамской свит. 1, 2 — алькаквуньская свита; 3 — каленьмуваамская свита; 4 — пыкарваамская свита. Сплошная черная линия — спектр базальтов океанических островов; пунктирная линия — верхняя континентальная кора (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Глубинная природа источника расплавов для описываемых андезитов и широкое развитие процессов коровой контаминации при их формировании подтверждается при рассмотрении

диаграммы зависимости величин $La/Sm-Gd/Yb$ (рис. 11). На этой диаграмме точки составов этчикуньских андезитов по величине отношения Gd/Yb образуют тренд, который берет начало

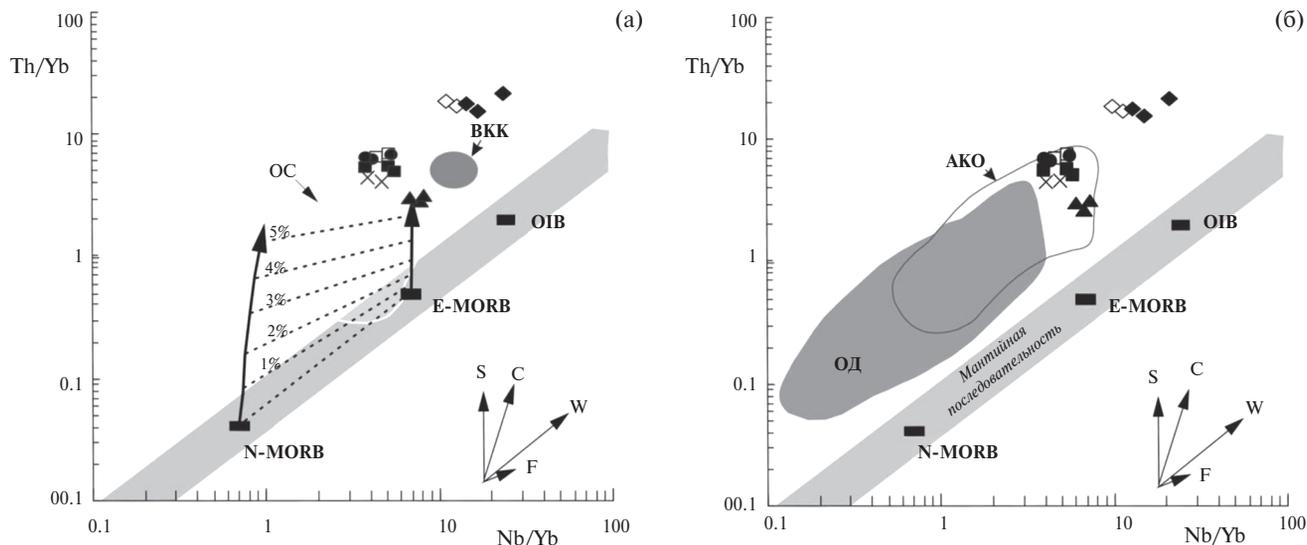


Рис. 10. Диаграмма зависимости Nb/Yb–Th/Yb для вулканогенных пород междуречья Левтутвеем–Паляваам. (а) – модель плавления с учетом ассимиляции осадочных пород субдуцируемой плиты (Pearce, 2008). Линии со стрелками являются модельными трендами эволюции состава магм, выплавляемых с участием разной доли субдуцируемых осадков; пунктирные линии – процент ассимилированных осадков. (б) – поля: ОД – островные дуги и АКО – активные континентальные окраины, по (Wilson, 1989) с изменениями; ВКК – верхняя континентальная кора (Тейлор, Мак-Леннан, 1988); точки составов базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB), обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB), океанических островов (OIB) по (Sun, McDonough, 1989). Остальные условные обозначения на рис. 4.

из области, близкой к источнику океанических островов. Вместе с тем увеличение отношения La/Sm смещает точки их составов вправо (обратная корреляция) в область высоких значений коровой контаминации, что может свидетель-

ствовать о внутриплитной природе расплавов. В то же время характер распределения рассеянных элементов для этих пород хорошо согласуется с данными для рифтогенных вулканитов (рис. 8), что, вероятно, отражает связь изученных

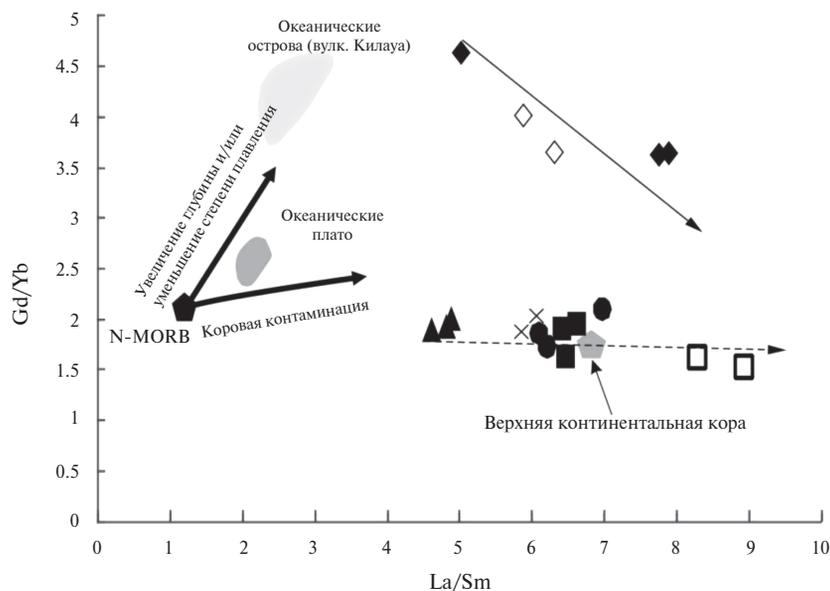


Рис. 11. Диаграмма зависимости Gd/Yb от La/Sm (Saunders et al., 2005) для вулканитов бассейнов рр. Левтутвеем–Паляваам. Условные обозначения — на рис. 4.

андезитов с локальными зонами вторичного растяжения, как было указано в (Ефремов, 2009; Tikhomirov et al., 2016)

Из всех представленных выше данных следует, что андезиты этчикуньской свиты были сформированы в альбское время. Особенности их эволюции связаны с плавлением глубинного источника, фракционной кристаллизацией расплава в надсубдукционной обстановке, сопровождающейся процессами коровой контаминации. Наиболее вероятная геодинамическая обстановка их формирования — область локального растяжения над зоной субдукции.

Андезиты участка р. Левтутвеем и вулканы чаунской серии ОЧВП

Андезиты участка р. Левтутвеем как по составу, так и по возрасту значительно отличаются от андезитов рр. Паляваам и Апапельгин и представляют собой принципиально иные магматические образования, ранее не описанные в регионе.

По данным U-Pb датирования возраст андезитов составляет 107.3–87.7 млн лет, в то время как возраст перекрывающей алькаквуньской свиты, залегающей в основании чаунской серии ОЧВП, составляет 91.4–86.7 млн лет (рис. 2, табл. 1). Таким образом, время формирования вулканитов очень близко, а геологические данные свидетельствуют о более древнем возрасте андезитов.

Андезиты участка р. Левтутвеем и кислые вулканы чаунской серии связаны между собой общими особенностями эволюции вещественного состава. На петрохимических диаграммах андезиты образуют компактную группу, которая располагается в основании трендов эволюции вулканитов ОЧВП (рис. 6, 7).

По характеру распределения РЗЭ и элементов-примесей спектры андезитов и кислых вулканитов близки между собой и практически идентичны со спектрами РЗЭ и спайдерграммой верхней континентальной коры (ВКК), отличаясь более выраженным Ta-Nb минимумом (рис. 8).

Андезиты р. Левтутвеем и кислые вулканы ОЧВП характеризуются высокими значениями отношения Th/Yb, хотя в кислых породах это значение несколько выше (рис. 10). На диаграмме зависимости Nb/Yb–Th/Yb (рис. 10а) точки их составов смещены от источника типа E-MORB вдоль субдукционного вектора S, что может свидетельствовать о двух процессах при

эволюции расплава — субдукционного обогащения и коровой контаминации. Для оценки доли субдукционного компонента на диаграмму нанесены модельные тренды эволюции состава магм (вертикальные стрелки) выплавляемых с участием разной доли субдуцируемых осадков (Pearce, 2008). Процент ассимилированных осадочных пород отражают пунктирные линии.

Роль контаминации в формировании рассматриваемых пород отражена на диаграмме Gd/Yb–La/Sm (рис. 11). На этой диаграмме точки составов образуют ярко выраженный тренд вдоль оси La/Sm, совпадающий с вектором коровой контаминации. В основании тренда располагаются точки составов андезитов левтутвеемской свиты. Наиболее контаминированными породами являются кислые туфы пыкарваамской свиты. Составы пород других свит практически совпадают с составом верхней континентальной коры (рис. 11).

При обсуждении вопроса об источнике и эволюции расплавов для вулканитов чаунской серии, следует иметь в виду, что диаграмма Nb/Yb–Th/Yb (рис. 10) не дает однозначного ответа на вопрос: формировались ли описываемые породы в области мантийного клина из мантии, испытавшей метасоматическое обогащение надсубдукционными флюидами. Повышенные значения величины Th/Yb, вероятнее всего, обусловлены процессами коровой контаминации. На это также указывают геохимические особенности пород, такие как близость спектров РЗЭ и элементов-примесей к составу верхней континентальной коры и положение точек составов кислых вулканитов ОЧВП на диаграмме La/Sm–Gd/Yb (рис. 11).

На дискриминантной диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (рис. 10б) все вулканы чаунской серии попадают в поле активных континентальных окраин, а на рис. 10а — в поле вулканитов Охотского сектора ОЧВП. На диаграммах Sc/Ni–La/Yb и Th–La/Yb (рис. 12) точки составов андезитов р. Левтутвеем располагаются внутри или вблизи поля андезитов континентальных островных дуг и незрелых континентальных границ.

Представленные данные свидетельствуют о том, что андезиты р. Левтутвеем и кислые вулканы алькаквуньской, каленьмуваамской и пыкарваамской свит представляют собой эволюционный ряд генетически связанных пород. Этот факт позволяет рассматривать андезиты р. Левтутвеем в качестве «нижних андезитов»,

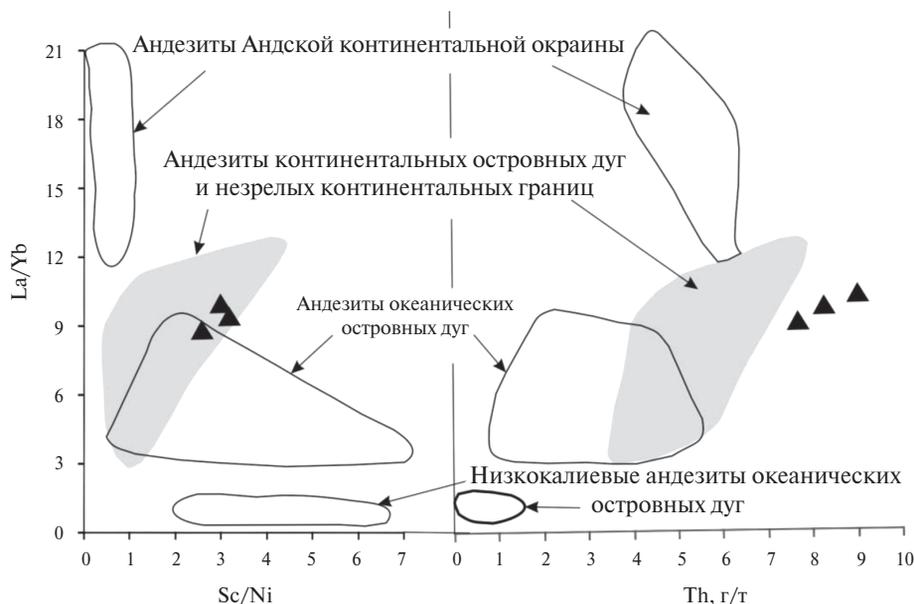


Рис. 12. Дискриминантные диаграммы Sc/Ni–La/Yb и Th–La/Yb (Bailey, 1981) для андезитов участка р. Левтуевеem. Черный треугольник – андезиты р. Левтуевеem.

которые наблюдаются в основании разрезов ОЧВП на всем его протяжении. Ранее считалось, что в Центрально-Чукотском секторе ОЧВП подобные образования отсутствуют.

Геодинамической обстановкой их формирования является активная континентальная окраина. Ранние фазы ее становления (туронский век) представлены андезитами левтуевеemской свиты. Кислые вулканиды (турон-коньякский век), вероятно, были сформированы на более зрелой стадии эволюции активной окраины, о чем свидетельствует широкое развитие процессов коровой контаминации. Присутствие левтуевеemских андезитов на ранней стадии эволюции магматической системы ставит под сомнение антидромный характер магматизма в Центрально-Чукотском секторе ОЧВП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для исследуемого района на основании геохимических и геохронологических данных впервые выделены вулканиды среднего состава, которые могут рассматриваться в качестве комплекса «нижних андезитов», залегающих в основании ОЧВП на всем его протяжении.

Проведенные исследования подтвердили существующие ранее представления (Tikhomirov et al., 2016) о двух этапах раннемелового магматизма в регионе. Первый представлен щелочными

вулканидами латит-шошонитовой серии (этчикуньская свита) (110–105 млн лет, настоящая работа), (108–103 млн лет, Tikhomirov et al., 2016). Второй представлен вулканидами чаунской серии ОЧВП, формирование которой на изученной территории началось с андезитов р. Левтуевеem (91–87 млн лет) в туронское время.

Обоснована принадлежность ранее не изученных средних вулканидов района устья р. Аппельгин к щелочным вулканидам этчикуньской свиты.

Авторы признательны РАО «Роснефть» за финансирование полевых исследований на п-ве Чукотка и получение аналитических данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта: РФФ: 16-17-10251 – «Коллизионные и аккреционные структуры Северо-Востока России».

Базовое финансированием за счет субсидии по теме АААА-А17-117030610114-1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л. (2011) Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. *Петрология* 19(3), 249–290.
- Белый В.Ф. (1977) Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 171 с.
- Белый В.Ф. (1961) Стратиграфия и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Центральная Чукотка) Материалы по геологии и полезным ископа-

- емым Северо-Востока СССР. Магадан.СВКНИИ, **15**, 36–71.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200000 (пояснительная записка). Серия Анюйско-Чаунская, лист R59- XXIX, XXX. Магадан. 1976.
- Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. (1986) Особенности распределения РЗЭ в вулканических образованиях Охотско-Чукотского пояса и в базальтоидах наложенных кайнозойских структур континентальных сводов. В кн. Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 133–148.
- Ефремов С.В. (2009) Геохимия и генезис ультракалийевых и калиевых магматитов восточного побережья Чаунской губы (Чукотка), их роль в металлогенической специализации оловоносных гранитоидов. *Тихоокеанская геология* **28**(1), 84–95.
- Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. (2007) Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в мезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 358 с.
- Журавлев Г.Ф. (1979) Геологическое строение и полезные ископаемые Чаунской вулканической зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В кн. Геология, стратиграфия и полезные ископаемые Сибири. Томск: Изд-во Томского Ун-та, 26–30.
- Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. (1986) Редкие земли в базальтоидах Омолонского района (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). *Геология и разведка* (4), 62–70.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.П. (1990) Тектоника литосферных плит СССР. Кн. 2. М.: Недра, 334 с.
- Интерпретация геохимических данных. (2001) Под ред. Е.В.Склярова. М.: Инжиниринг, 288 с.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. (2004) Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан, СВКНИИ, 152 с.
- Парфенов Л.М. (1984) Континентальные окраины и островные дуги в мезозоиде северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 192 с.
- Первов В.А. (1988) Петрология позднемезозойских субщелочных вулканических пород Юго-Восточного Забайкалья и Монголии. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 24 с.
- Сасим С.А., Чуканова В.С., Ильина Н.Н., Семенова Ю.В., Ощепкова А.В. (2012) Геохимия вулканических пород позднемезозойской рифтогенной ассоциации Александрово-Заводской впадины (Юго-Восточное Забайкалье). *Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле»* **5**(2), 209–228.
- Соколов С.Д. (2010) Очерк тектоники Северо-Востока Азии. *Геотектоника* (6), 60–78.
- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. (1988) Континентальная кора ее состав и эволюция. М.: Мир, 285 с.
- Тибилев И.В., Черепанова И.Ю. (2001) Геология севера Чукотки – современное состояние и проблемы. М.: ГЕОС, 94 с.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александр П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. (2006) *Стратиграфия, Геологическая корреляция* **14**(5), 81–95.
- Филатова Н.И. (1988) Периокеанические вулканогенные пояса. М: Недра, 263 с.
- Филиппова Г.Г. (1996) Стратиграфия и возраст вулканогенных образований левобережья р. Паляваам и бассейнов рек Мильгувеем-Угаткин-Чаун. *Кольма* (3), 7–18.
- Филиппова Г.Г. (2001) *Тихоокеанская геология* **20**(1), 85–99.
- Bailey J.C. (1981) Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites *Chem. Geol* **32**(1-2), 139–154.
- Ewart A. (1982) The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range In: Thorp R.S., (Ed.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley and Sons; New York, 25–95.
- Ispolatov V.O., Tikhomirov P.L., Heizler M., Cherepanova I. Yu. (2004) New Ar/Ar ages of Cretaceous continental volcanics from Central Chukotka: implications for Initiation and duration of volcanism within the Northern Part of the Okhotsk Chukotka Volcanic Belt (Northeastern Eurasia) *J. Geol* **112**, 369–377.
- Kelley S.R., Spicer R.A., Herman A.B. (1999) New Ar/Ar dates for Cretaceous Chauna Group tephra north-eastern Russia, and their implications for the geologic history and floral evolution of the North Pacific region. *Cretaceous Research* **20**, 97–106.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell: Oxford, 137–150.
- Ludwig K.R. (2001) SQUID 1.02. A user manual, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA: Berkeley Geochronology. Center Special Publication.
- Ludwig K.R. (2003) User's manual for Isoplot/Ex. Version 3.00, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA: Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Morrison G. W. (1980) Characteristics and tectonic setting of shoshonite rock association. *Lithos* **13**(1), 97–108.
- Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* **100**, 14–48.
- Saunders A.D., England R.W., Reichow M.K., White R.V. (2005) A mantle plume origin for the Siberian traps: uplift and extension in the West Siberian Basin, Russia. *Lithos* **79**, 407–424.
- Sun S., McDonough W. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes In: A.D. Saunders and M.J.

- Norry (Eds.) Magmatism in the Ocean Basins. *Geol. Soc. London Spec. Publ* **42**, 313–345.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makisima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E. (2012) The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): Geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs. *J. Volcan. and Geoth. Res* **221**, 14–32.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makisima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E. (2016) Trace element and isotopic geochemistry of Cretaceous magmatism in NE Asia: Spatial zonation, temporal evolution, and tectonic controls. *Lithos* **264**, 463–471.
- Vatrushkina E.V., Sergeev S.A., Sokolov S.D. (2015) Composition and geochronology of the Cretaceous volcanic formations, Central Chukotka. *7th International conference on Arctic margins*. ICAM Abstracts, NGU Report 032. Trondheim, 137–138.
- Whilliams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology* **7**, 1–35.
- Wilson M. (1989) Igneous petrogenesis. Unwin Hyman: London, 446 p.

GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF CRETACEOUS VOLCANISM OF CHAUNA REGION, CENTRAL CHUKOTKA

A.V. Ganelin*, E.V. Vatrushkina, M.V. Luchitskaya

Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow 119017, Pyzhevsky per., 7

**e-mail: al-gan@yandex.ru*

New geochronological and geochemical data on the age and composition of Cretaceous volcanism of Palyavaam River basin (Central Chukotka, Chauna region) are presented. First complex is composed of rhyolites, ignimbrites and felsic tuffs of Chauna Group of Okhotsk-Chukotka volcanic belt (OCVB). Second complex is represented by volcanic rocks of latite-shoshonite series of Early Cretaceous age, distinguished as Etchikun' Formation. Its origin is still debatable. Some researchers refer deposits of Etchikun' Formation to magmatic stage before OCVB activity. Other authors include in Chauna Group composition. Obtained data indicate heterogeneity of Etchikun' Formation volcanics and allow to divide them in two groups. Andesites of the first group (Etchikun' Formation *sensu stricto*) have Early Cretaceous age and belong to magmatic stage before OCVB activity. Andesites of the second group correlate in age and composition with OCVB volcanic rocks. They occur at the base of Chauna Group and indicate homodromous character of volcanism evolution in the Central-Chukotka of Okhotsk-Chukotka volcanic belt.

Key words: Okhotsk-Chukotka volcanic belt, andesites, Chauna Group, geochemistry, geochronology, U-Pb SHRIMP, zircon, active continental margin

(For citation: Ganelina A.V., Vatrushkina E.V., Luchitskaya M.V. Geochemistry and Geochronology of Cretaceous Volcanism of Chauna Region, Central Chukotka. *Geokhimiya*. 2019;64(1):20–42. doi: 10.31857/S0016-752564120-42)