

УДК 552.33:550.93:550.42

## ВЕРХНЕ-КЕДОНСКИЙ АРЕАЛ ВНУТРИПЛИТНЫХ КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

© 2022 г. В. В. Акинин<sup>а</sup>, \*, Е. А. Брусницына<sup>б</sup>, В. М. Кузнецов<sup>б</sup>, В. В. Леонова<sup>а</sup>, С. Д. Шведов<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,  
ул. Портовая, 16, Магадан, 685000 Россия

<sup>б</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,  
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

\*e-mail: akinin@neisri.ru

Поступила в редакцию 27.04.2022 г.

После доработки 04.06.2022 г.

Принята к публикации 27.06.2022 г.

Рассмотрено строение и состав покрова кайнотипных щелочных базальтоидов (базанитов и трахибазальтов) в верховьях р. Кедон на Кедонском поднятии Омолонского массива. Минералого-геохимические данные свидетельствуют о внутриплитном, слабо дифференцированном типе магм. Изотопно-геохронологические данные (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и K-Ar методы) указывают на позднемиоценовый возраст извержений в интервале от 9 до  $7 \pm 1$  млн лет. Источник магм содержал существенную долю пироксенитов, судя по изотопному составу Sr, Nd и Pb вулканитов, близок к мантийному компоненту PREMA, характерному для других щелочнобазальтовых кайнозойских проявлений Северо-Востока Азии. Потенциальная температура мантии под ареалом вулканизма, судя по расчетным данным, близка к среднему значению невозбужденной мантии и согласуется с сценарием литосферного растяжения, инициированного удаленными тектоническими событиями.

**Ключевые слова:** щелочные базальты, внутриплитный вулканизм, кайнозой, геохимия мантийных магм, Северо-Восток Азии, Омолон

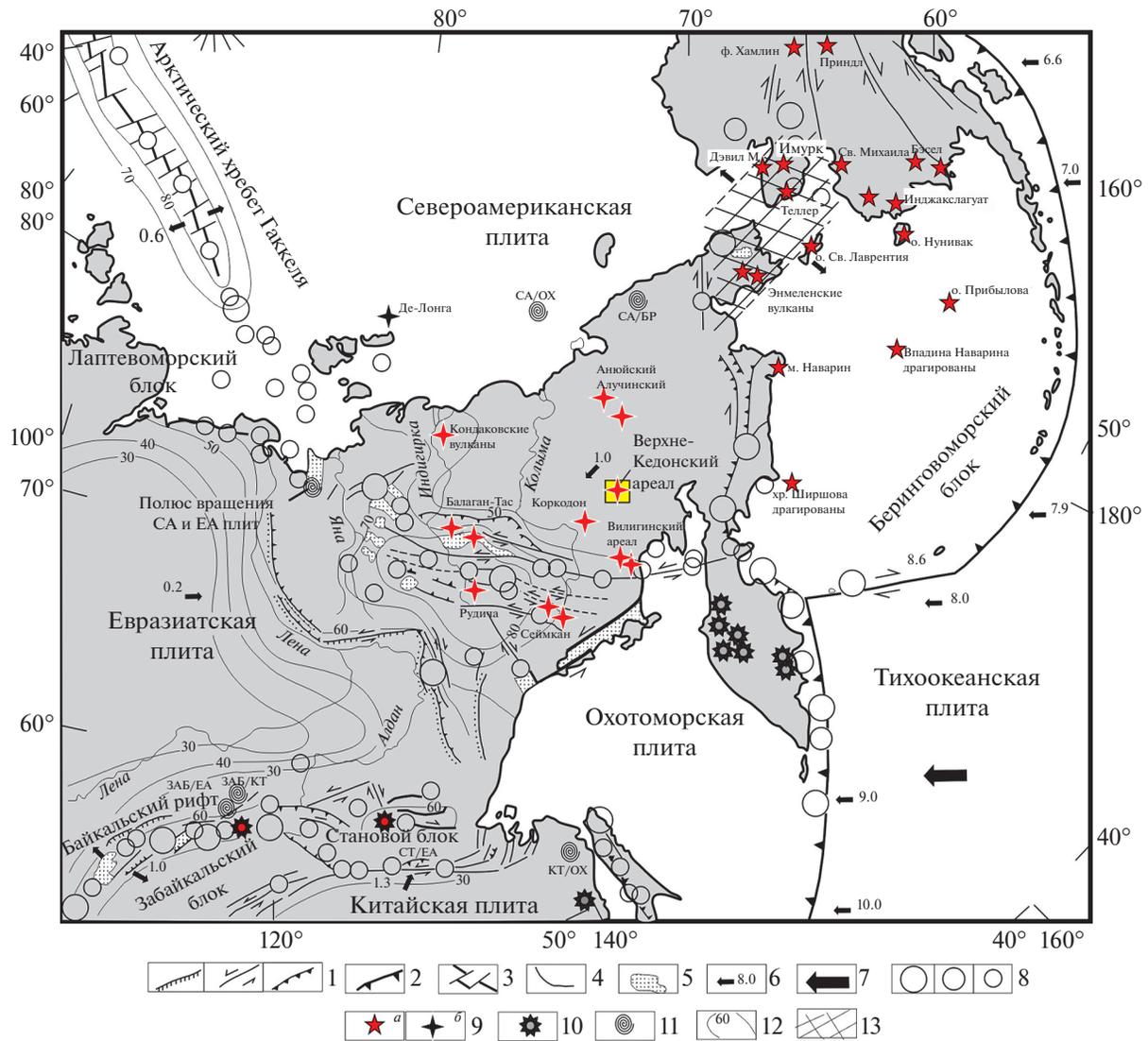
**DOI:** 10.31857/S0203030622050029

### ВВЕДЕНИЕ

К началу кайнозоя на севере Тихого океана была сформирована близкая к современным границам континентальная окраина, объединяющая Аляску, Северо-Восток Сибири, включая Сибирский кратон. Начиная с этого периода, вслед за завершением аккреционно-коллизийных событий в Палеоокеане, смещением зоны субдукции на запад к Камчатке, и закрытием бассейна Берингова моря Алеутской дугой, в геодинамическом режиме развития континентальной окраины ведущую роль приобретают деструктивные процессы внутри Североамериканской и Евразийской плит, и на их сейсмически активных границах (рис. 1). Импульсом для таких деструктивных процессов могло быть как действие удаленных сил тектонического характера, так и зарождение горячих точек и плюмов.

В субарктической части Северо-Востока России и Аляски мы выделяем две провинции кайнозойского щелочнобазальтового вулканизма (см. рис. 1) – *Континентальную или Северо-Восточную (СВП)* и *Берингоморскую (БП)*, вулканизм в которых проявился внутри и около границ Северо-

американской и Берингоморской литосферных плит, соответственно с главными по объему возрастными импульсами  $27 \pm 1$  млн лет, 5–6 млн лет и 1.5–0.1 млн лет [Акинин, 2012]. Лавы двух провинций имеют тонкие геохимические различия. *Континентальная Северо-Восточная провинция* расположена в северной части Северо-Востока России (Магаданская область, Чукотский автономный округ и восточная Якутия) и характеризуется относительно низкой вулканической активностью. Шесть относительно хорошо изученных проявлений базальтового вулканизма включают [Акинин, 2012]: 1) Анюйские (Ar-Ar возраст 12–43 тыс. лет) и Алучинские вулканы (Ar-Ag возраст 277 тыс. лет); 2) Верхне-Кедонский вулкан (K-Ag возраст ~ 9 млн лет); 3) Вилигинское вулканическое поле (Ar-Ag возраст 10–8 млн лет); 4) вулкан Балаган-Тас (Ar-Ag возраст ~ 266 тыс. лет); 5) Тарынское проявление (“вулкан Рудича”, Ar-Ag возраст 37 млн лет); 6) проявление на островах Жохова и Вилькицкого в арктическом архипелаге Де-Лонга и др. (см. рис. 1). Большая часть вулканических проявлений (3, 4, 5, 6) локализуется около интерпретируемых границ плит с высокой сейсмической активностью, другая (1, 2) – опре-



**Рис. 1.** Центры внутриплитного кайнозойского щелочнобазальтового вулканизма Северо-Востока Азии и Аляски [Акинин и др., 2008] на карте современной геодинамики [Имаев и др., 1998] с изменениями.

1 – активные разломы: сбросы, сдвиги, надвиги соответственно; 2 – границы литосферных плит; 3 – спрединговый характер хр. Гаккеля; 4 – пассивные разломы; 5 – кайнозойские впадины; 6 – направление и скорость движения отдельных блоков, см/год; 7 – направление и скорость движения литосферных плит, см/год; 8 – фокальные механизмы землетрясений с  $M$  более 7.0. 6.0–6.9. <6.0 соответственно диаметру круга; 9 – щелочнобазальтовые вулканы Беринговоморской провинции – звезды (а) и Континентальной Северо-Восточной провинции – кресты (б); 10 – щелочнобазальтовые вулканы других провинций; 11 – полюса вращения плит и блоков: БР – Беринговоморский блок, ЗАБ – Забайкальский блок, СТ – Становой блок, КТ – Китайская плита, ЕА – Евразийская плита, ОХ – Охотоморская плита, СА – Североамериканская плита; 12 – тепловой поток, мВт/м<sup>2</sup>; 13 – рифт Берингова моря [Mackey et al., 1997].

деленно занимает внутриплитное положение в практически асейсмичных областях.

Наименее изученным до последнего времени оставался Верхне-Кедонский вулкан или ареал, для которого имелись только единичные К-Аг датировки и петрохимические данные по главным элементам. В настоящей статье мы восполняем этот пробел, приводим надежные оценки возраста с помощью  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метода, а также изотопно-геохимические данные, на основе которых об-

суждается состав источников магм, оценивается потенциальная температура мантии под ареалом.

Присутствие покрова молодых кайнотипных базальтоидов в верхнем течении р. Кедон известно с 1940–1950-х гг. прошлого столетия, когда геологическим управлением Дальстроя проводились мелкомасштабные рекогносцировочные исследования. Результаты этих работ обобщены А.П. Шпетным в материалах листа Q-57 ГГК-1000 первого поколения. Позднее при характеристике

магматических образований района базальтоиды были выделены А.П. Шпетным (1973 г.) в юкагирский вулканический комплекс, выявлен щелочной характер состава пород. Возраст условно по исключительной свежести пород и положению относительно элементов рельефа принят среднеплейстоценовым.

В последующем базальтоиды изучались Б.М. Гусаровым при геологической съемке масштаба 1 : 200000 [Гусаров, 1981], материалы этих работ использованы позже при подготовке листов Q-56,57 ГГК-1000 (новая серия). По этим данным базальтоиды слагают плато в верхнем течении р. Кедон с субгоризонтально лежащими покровами мощностью от 60 до 205 м, перекрывающимися главным образом средне-верхнедевонские вулканиды. Кайнотипный облик пород, их состав, а также положение в рельефе, наличие ледниковых валунов на поверхности лавовых полей позволили также принять среднеплейстоценовый возраст [Геологическая карта, 1991]. Более детально строение покровных базальтоидов изучалось в процессе проведения групповой геологической съемки масштаба 1 : 50000 И.Ю. Габакком (1980 г.) и при геологическом доизучении В.А. Солдатовым (1996 г.) В ходе этих работ были изучены разрезы покрова, детально прослежены отдельные потоки базальтоидов, установлена их мощность, текстурные и структурные особенности, минеральный состав пород. Предположительно намечен центр извержения, на основании геоморфологических данных принят раннеплейстоценовый возраст.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Полевые исследования и отбор образцов горных пород авторами выполнены в 2019 г., при проведении полевых работ в связи с подготовкой листа Q-57 ГГК-1000 третьего поколения.

Рентгенофлуоресцентный анализ горных пород на главные и примесные элементы выполнен в ЦКП СВКНИИ ДВО РАН (г. Магадан) на спектрометрах SRM-25 и VRA-30, а также в ЦИИ ВСЕГЕИ, используя стандартные процедуры анализа, при этом погрешности определения стандартов по главным элементам не превышали 0.4% для SiO<sub>2</sub> и 0.2% для остальных оксидов, для примесных элементов (Rb, Sr, Zr) погрешность не превышала 5–6%. ICP-MS анализ пород на примесные элементы выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург), повторяющиеся измерения стандартов BHVO-1, AGV-1, BIR-1, СГД-1А показали погрешности не более 5–10%. Изотопные отношения Rb, Sr, Sm и Nd измерялись в ЦИИ ВСЕГЕИ на термоионизационном масс-спектрометре TRITON (Thermo) в двухленточном варианте расположения лент в статическом многоколлекторном режиме. Повторяющиеся измерения

международных стандартов NIST 987 и JNdi-1 показали среднюю точность анализов 0.002% (2 σ) для изотопного отношения <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и 0.005% (2 σ) для отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd.

Химический состав породообразующих минералов исследован на рентгеновском микроанализаторе Camebax (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан), в стандартных условиях (напряжение 15 kV, ток 20 nA) с использованием как синтетических, так и единичных природных стандартов. Для учета эффекта матрицы использовалась ZAF коррекция. Погрешности определения концентраций элементов составляли меньше 5%.

K-Ar датирование проведено в лаборатории петрологии и изотопной геохронологии СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, на масс-спектрометре МИ-1201ИГ (аналитики В.В. Лавренко, Н.М. Александрова). Концентрация калия измерялась на атомно-абсорбционном спектрофотометре AAS-1 с погрешностью менее 1%. Пробоподготовка лав включала дробление и выделение фракции 0.1–0.25 мм. Далее из этой фракции была удалена неэлектромагнитная часть, в которой присутствовали главным образом фенокристы оливина, клино- и ортопироксенов, которые потенциально могут содержать избыточный аргон мантийного происхождения. Таким образом, датировалась электромагнитная основная масса лав.

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar геохронологические исследования проведены в Институте геологии и минералогии СО РАН (Новосибирск) методом ступенчатого прогрева по методике, изложенной в работе [Травин и др., 2009]. Пробы облучали в кадмированном канале реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (г. Томск). Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измеряли на масс-спектрометре МИ-1201В. Ошибки измерений соответствуют интервалу ±2σ. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar на период измерений составило 296.5 ± 0.5. Методика представления и обсуждения изотопных U-Pb и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar дат основана для традиционных, принятых специалистами в мировой литературе, подходах (например, [Baksi, 2006]). Для оценки надежности <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования традиционно принимаются следующие критерии: 1) хорошо выраженное плато не менее чем из 3-х ступеней (горизонтальный спектр возрастов) с более чем 50% выделившегося кумулятивного <sup>39</sup>Ar (СКВО <1); 2) сходимости возрастов плато и изохроны с учетом погрешностей; 4) изохрона пересекает значение отношения <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar близко к 295.5. Расчет и построение гра-

фиков для U-Pb и Ar-Ar датирования выполнен в программе Isoplot 3.75 [Ludwig, 2012].

## ГЕОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ

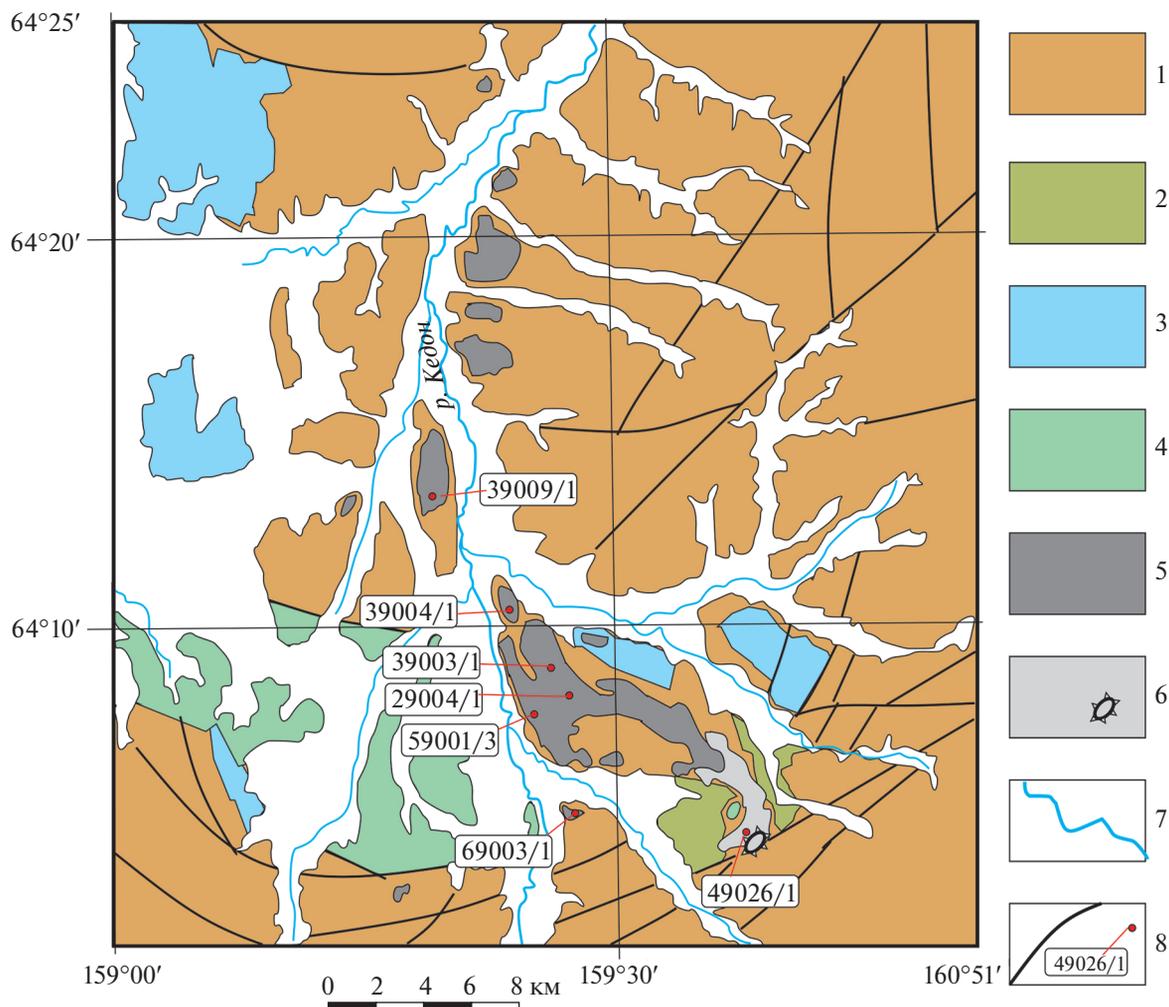
Экзотический для этой местности геологический объект, представленный вытянутым отпрепарированным и в разной степени эродированным покровом кайнотипных базальтоидов, расположен на правобережье, частично на левобережье верхнего течения р Кедон (рис. 2). Геологическая позиция проявления – центральная часть Юкагирской глыбы стабильного тектонического элемента – Омолонского массива (террейна), в южной части его Кедонского поднятия. Поднятие, в пределах которого имеются небольшие выступы архейского метаморфического фундамента, сложено в основном позднедевонскими вулканогенными образованиями кедонской серии и перекрывающими их ордовикскими, триасовыми, юрскими и меловыми терригенными толщами верхнего яруса чехла Омолонского массива (см. рис. 2). В месте расположения кайнозойских базальтоидов закартирована серия дугообразных тектонических нарушений, обращенных выпуклостью к югу и представляющихся элементами южного каркасного ограничения девонской вулканотектонической депрессии и молодой Верхне-Кедонской неотектонической впадины. Верхне-Кедонскому дугообразному разлому в головной части базальтоидного покрова отвечают четкие градиентные зоны в гравитационном и магнитном полях. Базальтоидный покров (прежде всего, его головная часть) приурочен к сочленению двух крупных орографических элементов: среднегорной гряды Захаренко и Верхне-Кедонской неотектонической впадины.

Покровные базальтоиды залегают на слабо-волнистой поверхности пенеплена, сформированного, вероятно, в палеогеновый период в основном по вулканитам позднедевонской кедонской серии, частично, по пермским и мезозойским осадочным породам. В базальтоидах основания покрова присутствуют оплавленные по краям ксенолиты-обломки (5–40 см) подстилающих лав и туфов кислого состава кедонской серии. В плейстоцене покров был существенно эродирован; наиболее сохранна его юго-восточная половина протяженностью около 18 км; его северная половина расчленена на ряд разновеликих фрагментов, небольшие по площади обособленные останцы имеются и юго-западнее покрова. Общая реконструируемая протяженность вытянутого в северо-западном направлении покрова около 40 км, ширина, судя по сохранившимся фрагментам, от 1–2 до 5–10 км. Общая мощность покрова 60–200 м, наибольшая (около 200 м) мощность выявляется в головной части покрова, в верховьях руч. Голубичный [Гусаров, 1981]. Если

учесть, что большая часть покрова была эродирована, то объем изверженной магмы оценивается около 20 км<sup>3</sup>.

Плоская поверхность лавового покрова полого (3°–8°) наклонена к его северо-западному окончанию, превышение уровня поверхности покрова над днищами долин водотоков понижается в северо-западном направлении от 140–150 до 60–80 м. По бокам покров в большинстве случаев ограничивается четко выраженными делювиальными уступами крутизной до 30°–40°. Поверхность покрова особенно в его юго-восточной части уступообразная с неясно выраженным ступенчатым понижением к дистальному его окончанию и сопровождается в основном поперечными дугообразными валами высотой 3–5 м, что, по-видимому, отражает последовательность формирования лавовых потоков и динамику движения лав. На поверхности покрова часто наблюдаются крупные валуны вулканитов кедонской серии, представляющие остатки ледниковых отложений, вероятно, самаровской стадии оледенения.

Строение базальтового покрова, его мощность, количество составляющих потоков в различных его частях непостоянно и оценивается от 3 до 10. Более или менее уверенно по степени сохранности покрова, что довольно отчетливо выражено на космических снимках (см. рис. 2), выявляются три импульса магматической активности, возможно, разделенных временными паузами. Наиболее ранние (первого поколения) базальтоиды располагаются на северном окончании покрова по бортам долины р. Кедон, они сильно эродированы, неотчетливо выражены в рельефе, характеризуются зеленовато-серым пятнистым фототонном. Поперечными притоками реки покров расчленен на фрагменты длиной 1–3 км, краевые уступы сглаженные, иногда неясно выраженные. Базальтоиды второго поколения заметно возвышаются над более ранними, но отделены долинами ручьев; они составляют непрерывный и широкий (до 6 км) сегмент покрова на правобережье верховьев р. Кедон, отличаются выровненной поверхностью, на космоснимках фиксируются ровным серым и буровато-серым фототонном со светлыми ограничениями по бокам. На юго-западе этого сегмента покрова наблюдается небольшое (площадью около 2.5 км<sup>2</sup>) ответвление, образовавшееся, возможно, в результате прорыва боковой стенки лавового потока. Наиболее молодые фазы вулканизма, составляющие головную часть покрова, имеют волнистую поверхность и выделяются на космоснимках ровным светлым и светло-серым фоном. От подстилающих потоков отделены хорошо выраженным уступом, по сторонам которого “языки” покровов спускаются в понижения рельефа, обрамляя более ранние базальтоиды (см. рис. 2).



**Рис. 2.** Геологическая карта верхьев р. Кедон, Омолонский массив [Гусаров, 1981], с дополнениями авторов. 1 – позднедевонские вулканогенные образования кедонской серии; 2 – ордовикские известняки и песчаники; 3 – триасово-юрские песчаники, алевролиты и известняки; 4 – меловые песчаники и гравелиты; 5 – покров щелочнобазальтовых лав Верхне-Кедонского ареала, ранняя фаза извержений; 6 – покров щелочнобазальтовых лав Верхне-Кедонского ареала, поздняя фаза извержений, показан предполагаемый центр извержений; 7 – четвертичные аллювиальные отложения и реки; 8 – разрывные нарушения и места отбора образцов с номерами.

Для потоков в целом характерно зональное строение по вертикали: в нижней части обычно залегают довольно плотные с небольшим количеством пор лавы, в средней части массивные наиболее раскрытые порфиоровые разности, в кровле потока преобладают сильно пузыристые стекловатые базальтоиды, иногда со скорлуповатой отдельностью, обусловленной выходом газов из застывающей лавы. На поверхности потоков иногда отмечаются крупные (до 10 см) пустоты, канатные лавы, вертикальные трубчатые пустоты диаметром 0,8–1 см.

Излияние базальтоидов, по всей вероятности, имело трещинный характер, покров начинается от зоны Верхне-Кедонского дугового разлома, входящего в систему каркасных нарушений Кедонской вулканотектонической депрессии. На

этот участок сходятся и линии восстания подошвы базальтового покрова. Реконструируемый центр извержения находится в головной части покрова, в водораздельной части между истоками ручьев Ледник–Лев. Голубичный. Морфологически он не выражен, но уверенно выделяется на карте расчетной намагниченности верхнего слоя горных пород узколокальной отрицательной аномалией; предполагается, что он имеет овалообразную удлиненную (около 2 км) в северо-восточном направлении форму. Здесь по наблюдениям В.А. Солдатова (1996 г.) сосредоточены сближенные мелкие (размером до 500 м) штоко- и дайкообразные тела мощностью 5–6 м и протяженностью до 1–2 км массивных базальтоидов. По обрамлению центра извержения отмечаются массивные округлые (5–10 см) с коркой закали-

**Таблица 1.** К-Аг датировки щелочных базальтов Кедонского вулкана

№ образца	Порода	(K ± 1σ), %		<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> ± 1σ, нг/г		(T ± 2σ), млн лет	
29004-1	Базанит	2.13	± 0.01	1.37	± 0.03	9	± 0.3
39004-1	Трахибазальт	1.2	± 0.01	0.76	± 0.04	9	± 0.7
39009-4	Трахибазальт	1.53	± 0.01	1.16	± 0.02	11	± 0.3
49026-1	Базанит	2.4	± 0.02	1.58	± 0.05	9	± 0.4
59001-3	Трахибазальт	1.18	± 0.02	0.82	± 0.01	10	± 0.3

вания вулканические бомбы и нагромождения пористых кирпично-красных шлаковидных образований. Не исключено присутствие и других каналов излияния лав, перекрытых более поздними потоками.

Возраст щелочнобазальтовых лав, судя по К-Аг датировкам, составил от 11 до 8 млн лет, с учетом погрешностей (табл. 1). Три образца были датированы <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом, для двух из них, с наименьшими погрешностями, возраста плато составили от 9 ± 1 (СКВО = 1.04, *p* = 0.35, 65% выделенного <sup>39</sup>Ar по 3 ступеням) до 7.4 ± 1.3 млн лет (СКВО = 1.2, *p* = 0.32, 98% выделенного <sup>39</sup>Ar по 5 ступеням) (рис. 3). В образце базанита 39004 возраст плато получен с большой погрешностью и не может быть принят в качестве кондиционного. В целом, с учетом погрешностей, К-Аг и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датировки совпадают с возрастом извержений меланефлинов Вилигинского ареала, расположенного в 400 км к юго-западу [Акинин и др., 2008], что позволяет заключить о позднемiocеновом возрасте извержений.

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

Лавы Верхне-Кедонского ареала массивные и пористые, разнообразны в структурном отношении – от богатых стеклом (до 60–70%) до раскристаллизованных, почти полнокристаллических. По химическому и минеральному составу они отвечают базанитам (оливин в норме CIPW > 10%) и трахибазальтам. Базаниты (обр. 29004/1, 49026/1, 69003/1) отличаются преимущественно массивной, местами редкопористой текстурой. Их открытые поры неправильной, иногда округлой формы размером 0.1–0.5 мм занимают не более 1% объема базанита. Трахибазальты (обр. 39004/1, 39009/4, 59001/3) имеют пористую текстуру, открытые поры размером 0.1–1 мм распределены неравномерно и занимают от 2 до 15% (чаще 10%) объема породы. При этом трахибазальтами сложены потоки ранней фазы извержений, базаниты преобладают в поздних потоках, что позволяет предполагать изменение состава лав от умеренно-щелочных до щелочных в поздних импульсах излияний.

Порфировая структура лав образована главным образом фенокристаллами оливина (Mg# = 0.80–0.82), размером от 0.1 до 1 мм и занимающими от 8 до 20–25% породы (рис. 4). Редко встречаются фенокристаллы клинопироксена (титан-авгит, En<sub>37–38</sub>Wo<sub>46–48</sub>Fs<sub>16–13</sub>) с пойкилитовыми включениями плагиоклаза (An<sub>57–30</sub>) и железистого оливина (Mg# = 0.78–0.57), которые занимают не более 1% породы (обр. 49026/1, см. рис. 4). Интерсертальная основная масса лав сложена разноориентированными тонкими лейстами плагиоклаза (An<sub>58–45</sub>) в интерстициях которых расположены микролиты клинопироксена, анортклаза, лейцита, анальцима, титаномагнетита и бурого стекла (табл. 2). Пузырчатые лавы характеризуются значительным количеством стекла в основной массе (до 25%) и большим количеством округлых пустот (25–40% объема), которые достигают размера до 3 см в поперечнике. Отличаются преобладанием гиалопилитовой основной массы, переполненной микролитами плагиоклаза, титаномагнетита и ильменита.

## ГЕОХИМИЯ

Вариации геохимического состава лав Верхне-Кедонского ареала довольно узкие по главным элементам (SiO<sub>2</sub> = 46.58–47.41, TiO<sub>2</sub> = 2.01–2.22, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14.47–15.45, FeO = 9.89–11.47, MnO = 0.15–0.18, MgO = 7.64–9.39, CaO = 7.87–8.70, мас. %, табл. 3, см. рис. 3). Несколько большие различия наблюдаются по Na<sub>2</sub>O = 2.58–5.66, K<sub>2</sub>O = 1.54–2.88, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.14–0.77 (мас. %), что связано с более высокой подвижностью этих элементов при наложенных изменениях. По сумме оксидов щелочей Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O среди кедонских лав показательно выделяются две группы: массивные базаниты (6.86–8.24) и пористые трахибазальты (4.86–5.68), что, вероятно, связано со сродством этих элементов к флюидным летучим компонентам, которые более интенсивно удаляются при дегазации пузыристых разновидностей лав. На диаграмме TAS (рис. 5) такие составы соответствуют полям тефритов-базанитов и трахибазальтов. Среди кайнозойских проявлений щелочных базальтоидов на Северо-Востоке России, близких по содержанию SiO<sub>2</sub> (46–47 мас. %), лавы Верхне-

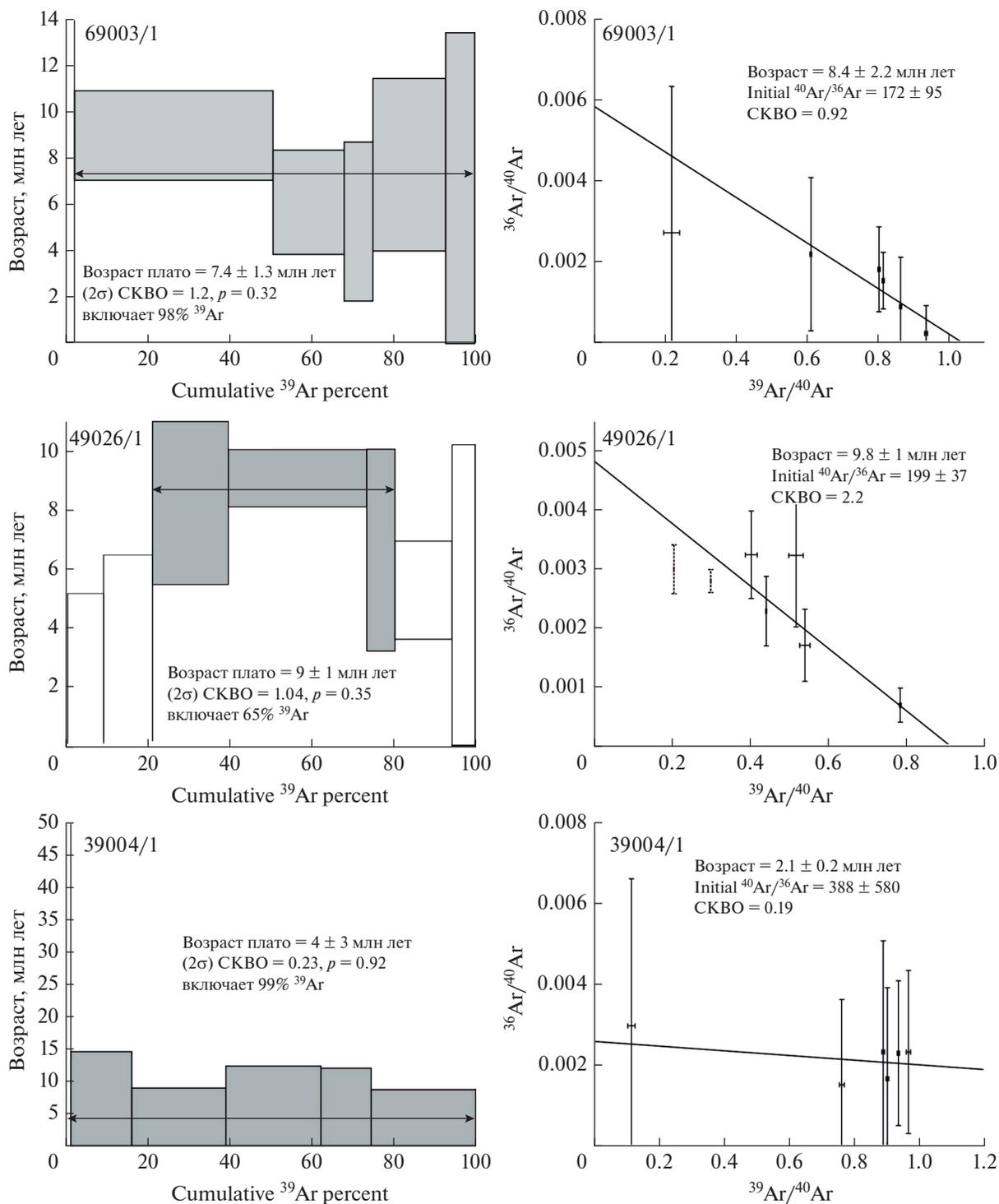
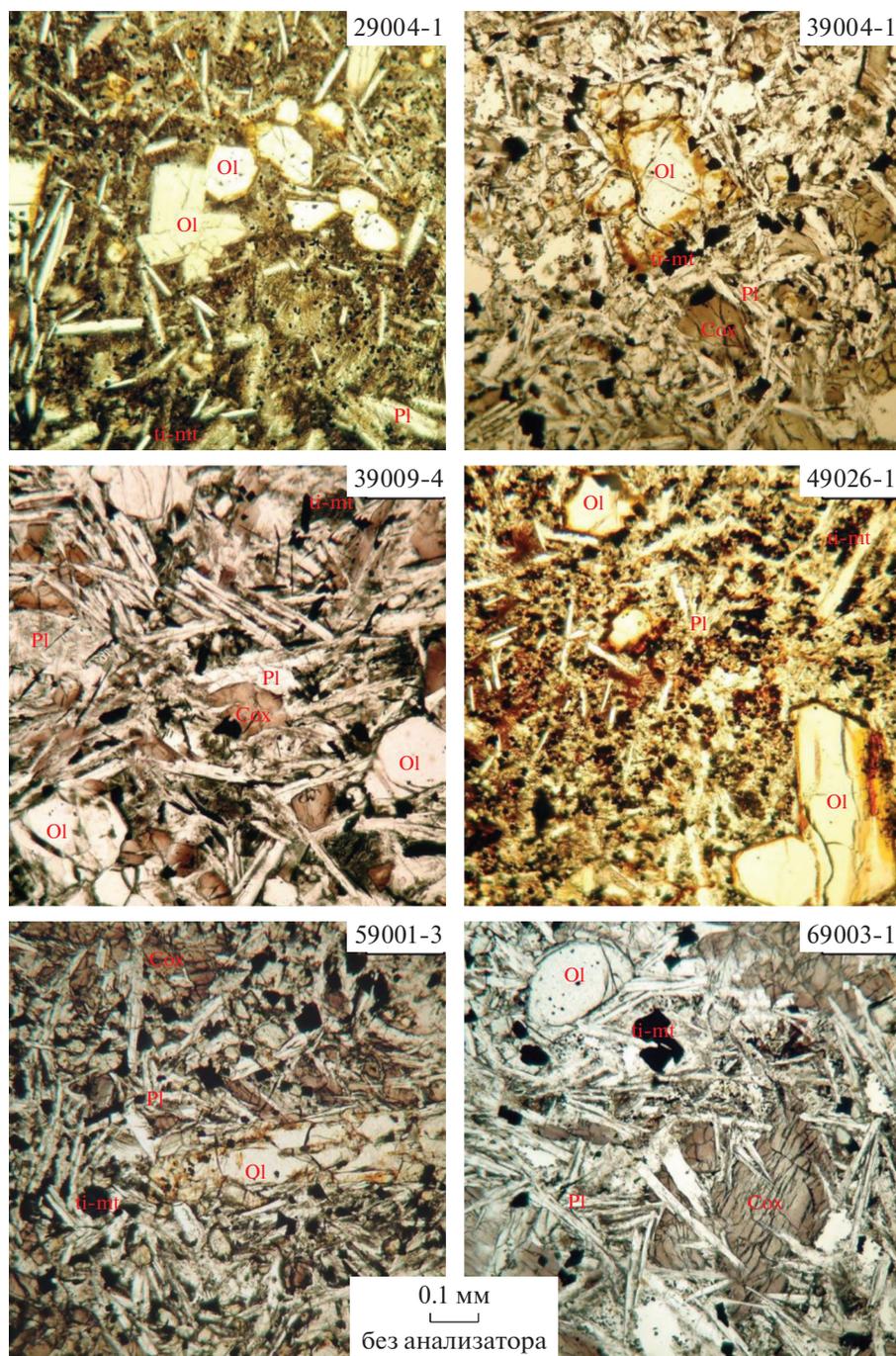


Рис. 3.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастные спектры и изохроны для основной массы базальтов и трахибазальтов Верхне-Кедонского ареала.

Кедонского вулкана занимают среднее положение по магниальности ( $\#Mg = Mg/(Mg + Fe) = 0.56-0.61$ ) в сравнении с кайнозойскими внутриплитными щелочными базальтоидами Энмеленских, Вилигинских, Сеймканских вулканов и

вулкана Рудича [Акинин, Апт, 1994; Федоров, 2006; Акинин и др., 2008; Акинин, 2012; Леонова и др., 2015; Tschegg et al., 2011]. Наиболее близки изученные вулканы по содержаниям главных элементов и отношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  к лавам вулкана



**Рис. 4.** Микрофотографии шлифов базальтов и трахибазальтов Верхне-Кедонского ареала. Ol – оливин, Pl – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, ti-mt – титаномagnetит.

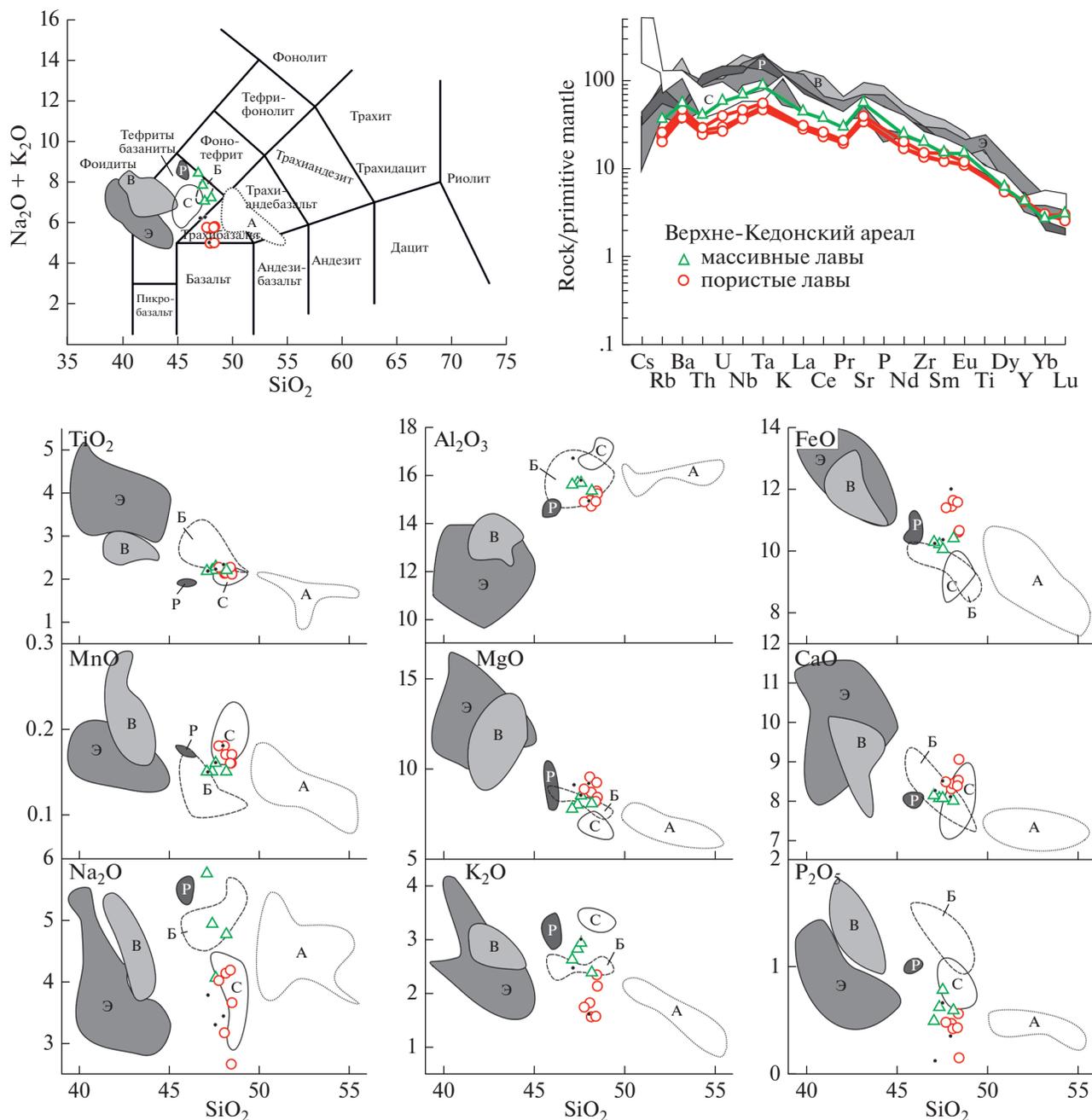
Баланган-Тас в Якутии и Сеймканского в Магаданской области (см. рис. 5). Концентрации примесных некогерентных элементов в породах Верхне-Кедонского ареала одни из самых низких, в сравнении с похожими проявлениями на Северо-Востоке Азии. Нормализованные спектры распределения в них, типичные для внутриплитных щелочных базальтов (см. рис. 5), имеют

выпуклый характер, с обогащением в области высоко несовместимых элементов Th, U, Nb, Ta и K. На дискриминантной диаграмме  $2 \cdot \text{Nb} - \text{Zr}/4 - \text{Y}$  [Meschede, 1986] фигуративные точки лав Кедонского вулкана, также как и области значений других щелочнобазальтовых проявлений Северо-Востока России, расположены в пределах полей внутриплитных щелочных базальтов (рис. 6б).

Таблица 2. Представительные химические составы минералов из щелочных базальтов Верхне-Кедонского вулкана

№ обр.	29004-1				39004-1				69003-1											
	ol	срх	pl	anc	ps-lc	ti-mt	ol	pl	kfs	ps-lc	il	ti-mt	ol	срх	ol	pl	kfs	anc	il	ti-mt
минерал	B	M	M	M	M	M	B	M	M	M	M	M	B	X	O	M	M	M	M	M
SiO <sub>2</sub>	39.56	43.24	53.54	45.99	51.50	0.00	38.53	62.73	63.90	53.43	0.00	0.00	38.95	47.00	37.76	50.83	62.63	46.70	0.00	0.00
TiO <sub>2</sub>	0.00	4.22	0.46	0.00	0.00	24.21	0.00	0.38	0.00	0.00	56.56	31.05	0.00	3.16	0.00	0.00	0.31	0.00	52.40	29.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	9.06	25.66	22.87	20.74	0.00	0.00	22.06	18.94	24.70	0.00	0.00	0.00	5.78	0.00	28.55	20.13	22.52	0.00	0.00
FeO	17.20	8.12	1.89	0.00	4.81	73.34	18.43	0.84	0.81	1.32	41.22	66.41	16.94	7.93	25.58	1.05	0.42	1.02	45.00	67.95
MnO	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	43.48	11.31	0.00	0.60	0.78	1.57	42.23	0.00	0.00	0.00	1.33	2.54	43.97	12.63	36.48	0.00	0.00	0.00	2.60	2.36
CaO	0.19	21.70	8.72	0.53	0.85	0.00	0.00	3.24	0.93	1.20	0.00	0.00	0.18	21.99	0.34	11.84	1.85	5.91	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.62	5.30	14.35	5.61	0.00	0.00	7.40	4.70	9.41	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	4.33	5.00	8.24	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	1.14	2.38	8.46	0.00	0.00	3.05	9.72	2.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.43	8.42	3.35	0.00	0.00
H <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	6.00	4.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.00	0.00	0.00
Сумма	100.43	98.27	96.71	93.06	96.75	100.00	99.19	99.70	99.00	97.29	100.00	100.00	100.04	98.97	100.16	97.03	98.76	101.31	100.00	100.00
О в формуле	4	6	8	7	6	4	4	8	32	6	3	4	4	6	4	8	32	7	3	4
Si	1.00	1.66	2.52	1.90	1.97	0.00	0.99	2.81	2.94	1.96	0.00	0.00	0.99	1.78	1.00	2.39	2.88	2.09	0.00	0.00
Ti	0.00	0.12	0.02	0.00	0.00	0.72	0.00	0.01	0.00	0.00	1.14	0.88	0.00	0.09	0.00	0.00	0.01	0.00	1.01	0.83
Al	0.00	0.41	1.42	1.11	0.94	0.00	0.00	1.17	1.03	1.07	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	1.58	1.09	1.19	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.36	0.26	0.07	0.00	0.15	2.43	0.40	0.03	0.03	0.04	0.92	2.10	0.36	0.25	0.56	0.04	0.02	0.04	0.97	2.17
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.64	0.65	0.00	0.04	0.04	0.09	1.62	0.00	0.00	0.00	0.05	0.14	1.66	0.71	1.43	0.00	0.00	0.00	0.10	0.16
Ca	0.01	0.89	0.44	0.02	0.03	0.00	0.00	0.16	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.89	0.01	0.60	0.09	0.28	0.00	0.00
Na	0.00	0.05	0.48	1.15	0.42	0.00	0.00	0.64	0.42	0.67	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.39	0.45	0.71	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.07	0.13	0.41	0.00	0.00	0.17	0.57	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.49	0.19	0.00	0.00
H	0.00	0.00	0.00	1.65	1.02	0.00	0.00	0.00	0.00	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.39	0.00	0.00
Сумма	3.00	4.04	5.03	6.01	5.00	3.27	3.01	5.00	5.04	5.01	2.13	3.12	3.01	4.02	3.00	5.03	5.03	7.00	2.08	3.17
Mg#	0.82	0.71					0.80						0.82	0.74	0.72					
Ab			48.76	61.16	48.17			66.09	40.48							38.81	43.24	60.10		
An			44.34	38.84	4.03			15.99	4.43							58.65	8.84	23.82		
Ort			6.90	0.00	47.80			17.92	55.09							2.54	47.92	16.08		
En																38.40				
Wo																48.07				
Fs																13.53				

Примечание. Символы минералов – по [Whitney, Evans, 2010]. Генерация зерен: B – вкрапленники, M – микролиты, X – халякриталлы, O – ойткриталлы. Оксиды указаны в мас. %, катионы – в формульных единицах. Минералы, мол. %: En = 100Mg/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca), Wo = 100Ca/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca), Fs = 100Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Mg + Ca), Ab = 100Na/(Ca + Na + K), An = 100Ca/(Ca + Na + K), Ort = 100K/(Ca + Na + K), Mg# = 100Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>).



**Рис. 5.** Вариации химического состава лав Верхне-Кедонского ареала.

Полями обозначены составы лав известных проявлений кайнозойского щелочнобазальтового вулканизма на Северо-Востоке России. А – Анюйский вулкан, Б – Балаган-Тас, В – Вилига, Р – Рудича, С – Сеймкан, Э – Энмелен [Акинин, Апт, 1997; Акинин и др., 2008; Tschegg et al., 2011; Леонова и др., 2015]. Черными точками показаны архивные данные для кедонских лав [Шпетный, 1962; Гусаров, 1981].

По изотопному составу Sr, Nd и Pb, лавы Верхне-Кедонского ареала характеризуется типичными для мантийных магм отношениями, на диаграммах в поле перекрытия данных по MORB и OIB, которые обычны и для остальных кайнозой-

ских щелочных базальтов Северо-Востока России (табл. 4). Виртуальные точки изотопного состава кедонских лав на диаграмме располагаются между PREMA и BSE, со слабо проявленным трендом в сторону мантийного компонента EM-1

**Таблица 3.** Химический состав щелочных базальтоидов Верхне-Кедонского ареала (Омолонский массив)

№ образца	29004-1	39003-1	39004-1	39009-СВ	29004-СВ	39009-4	49026-1	59001-3	69003-1	KED-1
Порода	Б	Тб	Тб	Тб	Б	Тб	Б	Тб	Б	Б
SiO <sub>2</sub>	46.77	47.3	47.40	47.1	46.8	46.58	46.37	47.36	47.41	45.83
TiO <sub>2</sub>	2.15	2.08	2.09	2.11	2.22	2.01	2.13	2.20	2.15	2.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.45	14.7	14.47	14.9	15.4	14.62	15.34	14.58	15.08	15.19
FeO	10.08	11.26	11.47	10.32	9.89	10.24	10.13	11.33	10.24	9.97
MnO	0.15	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15	0.16	0.15	0.15
MgO	7.89	9.39	8.56	8.98	8.36	8.08	7.64	8.01	7.94	8.23
CaO	7.96	8.17	8.30	8.29	7.93	8.70	8.01	8.20	7.87	8.19
Na <sub>2</sub> O	4.87	3.11	4.07	2.58	3.98	3.51	5.66	4.09	4.69	3.17
K <sub>2</sub> O	2.78	1.79	1.54	2.28	2.88	2.05	2.58	1.54	2.34	2.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.61	0.46	0.41	0.54	0.77	0.14	0.48	0.42	0.58	0.64
п.п.п.	0.15	0.12	0.24	1.57	0.34	2.76	0.38	0.84	0.41	2.43
Сумма	98.86	99.90	98.72	100.00	99.80	98.85	98.87	98.73	98.86	98.83
La	27.6	18.8	17.9	19.6						
Ce	60.3	39.3	37.9	42.6						
Pr	7.27	4.85	4.84	5.21						
Nd	29.8	20.8	20.7	24.8						
Sm	5.93	4.83	4.81	5.92						
Eu	2.24	1.69	1.65	1.81						
Gd	6.08	5.14	5.1	5.25						
Tb	0.77	0.64	0.65	0.66						
Dy	4.02	3.93	3.79	3.61						
Ho	0.73	0.65	0.7	0.71						
Er	1.9	1.97	1.95	1.87						
Tm	0.21	0.27	0.25	0.26						
Yb	1.15	1.26	1.23	1.32						
Lu	0.2	0.2	0.18	0.17						
V	177	195	196	195						
Cr	189	231	211	200						
Ni	139	191	173	158						
Rb	21	13.7	11.9	15.2						
Sr	1070	699	664	769						
Y	17.6	17.7	18.2	18.2						
Zr	202	145	139	156						
Nb	43.7	24.9	23.7	29.9						
Ba	353	273	246	305						
Hf	4.71	3.47	3.28	3.86						
Ta	3.13	1.83	1.69	2						
Pb	3.69	2.74	2.7	3.13						
Th	3.1	2.11	1.91	2.27						
U	1.14	0.59	0.53	0.79						

Примечание. Главные элементы (оксиды) приведены в мас. %, примесные элементы – в г/т. Аббревиатура пород: Б – базальт, Тб – трахитбазальт.

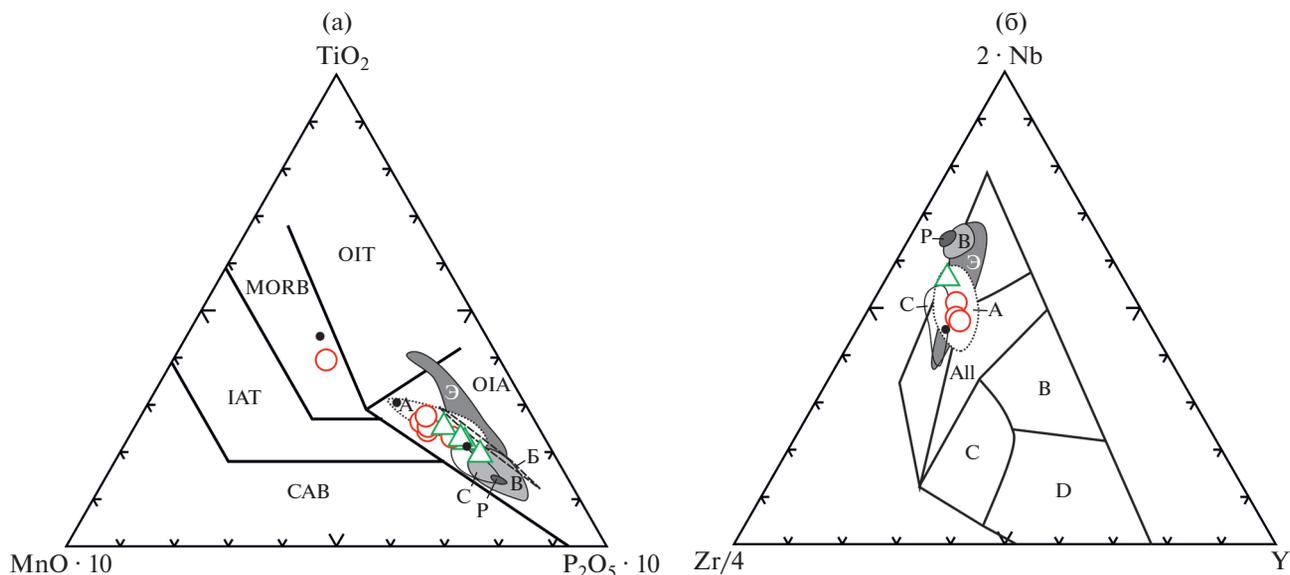


Рис. 6. Дискриминантные диаграммы для лав Верхне-Кедонского ареала.

а – [Mullen, 1984]: CAB – базальты известково-щелочных серий, IAT – островодужные толеиты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIA – щелочные базальты океанических островов, OIT – толеиты океанических островов; б – [Meschede, 1986]: AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные щелочные базальты и толеиты, B – E-тип MORB (обогащенные базальты срединно-океанических хребтов), C – внутриплитные толеиты и базальты вулканических дуг, D – N-тип MORB (деплетированные базальты срединно-океанических хребтов) и базальты вулканических дуг. Остальные условные обозначения см. рис. 5.

( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70352\text{--}0.703812$ ;  $\epsilon\text{Nd} = 3.8\text{--}5.6$ ;  
 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.37\text{--}17.82$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.41\text{--}15.46$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.46\text{--}37.63$ , рис. 7, см. табл. 4).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Химический состав исследованных вулкаников отличается заметным обогащением Ti, Fe, высоким содержанием некогерентных элементов, особенно Nb и Ta, и пониженным содержанием Rb и Cs, свойствами, характерными для базальтов океанических островов и внутриконтинентальных с сублитосферным источником. Для лав характерен прямолинейный фракционированный график распределения редкоземельных элементов, низкие отношения Zr/Nb, La/Nb, K/P, отсутствие прямых корреляций  $\text{SiO}_2$  с  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,

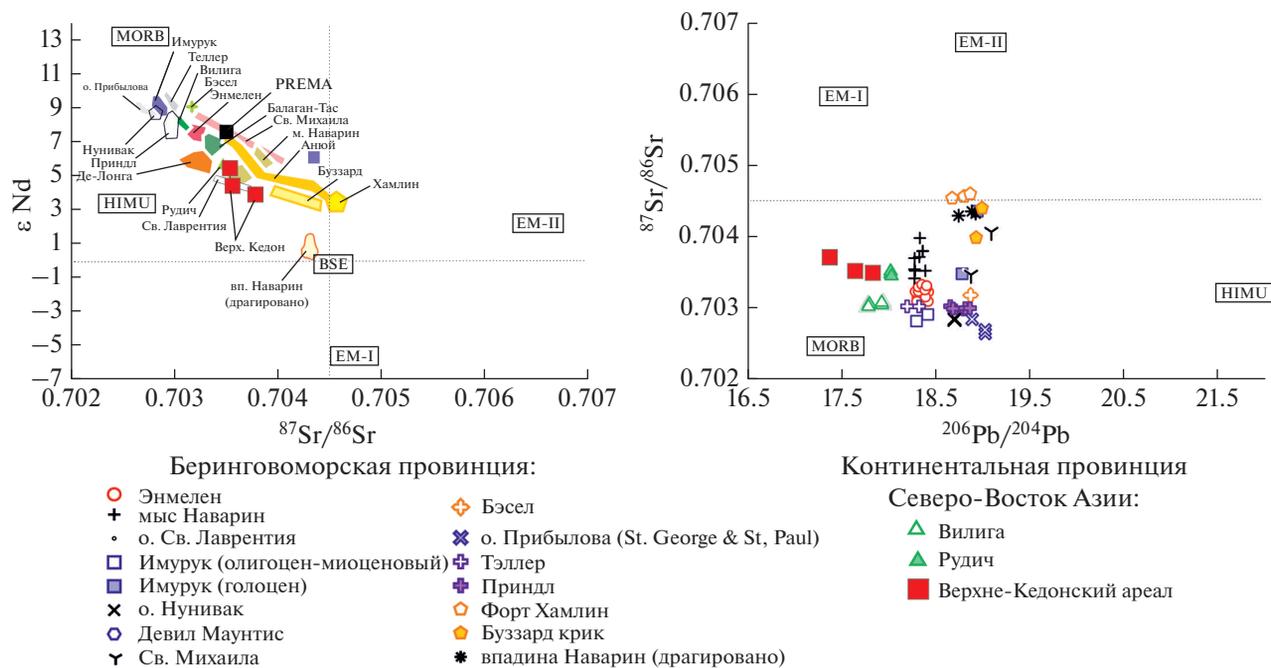
очень слабые вариации когерентных элементов. Все это указывает на нефракционированный примитивный характер щелочнобазальтовой магмы, без признаков коровой контаминации. Истощенные изотопные параметры щелочных мафических лав и обогащенность их несовместимыми примесными элементами могут быть объяснены относительно молодым (менее 200 млн лет) метасоматическим событием: оно не успело ещё привести к сдвигу в изотопных отношениях радиогенных элементов [Menzies, Murthy, 1980].

Геохимические особенности изученных лав (например, Br/Sr, La/K,  $\text{SiO}_2\text{--CaO}$ , рис. 8), а также результаты последних экспериментов и петрологических моделей [Hirshmann et al., 2003; Sobolev et al., 2005; Herzberg, 2006], показывают, что OIB-подобные расплавы, такие как исследуе-

Таблица 4. Изотопный состав позднемиоценовых щелочных базальтоидов Верхне-Кедонского ареала

№ образца	Порода	Содержание, ppm				Изотопные отношения							
		Sm	Nd	Rb	Sr	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
39009/1	Трахибазальт	5.35	22.7	13.9	756	0.1422	$0.512828 \pm 4$	+3.8	0.0530	$0.703812 \pm 5$	17.3732	15.4120	37.4625
49026/1	Базанит	6.44	28.7	18.4	947	0.1355	$0.512923 \pm 3$	+5.6	0.0561	$0.703523 \pm 4$	17.7008	15.4612	37.6188
KED-1	Базанит			20	826	0.14	$0.512854 \pm 9$	+4.3	0.070	$0.70352 \pm 1$	17.819	15.414	37.634

Примечание. Для изотопных отношений Nd и Sr приведены погрешности определений в последнем знаке.

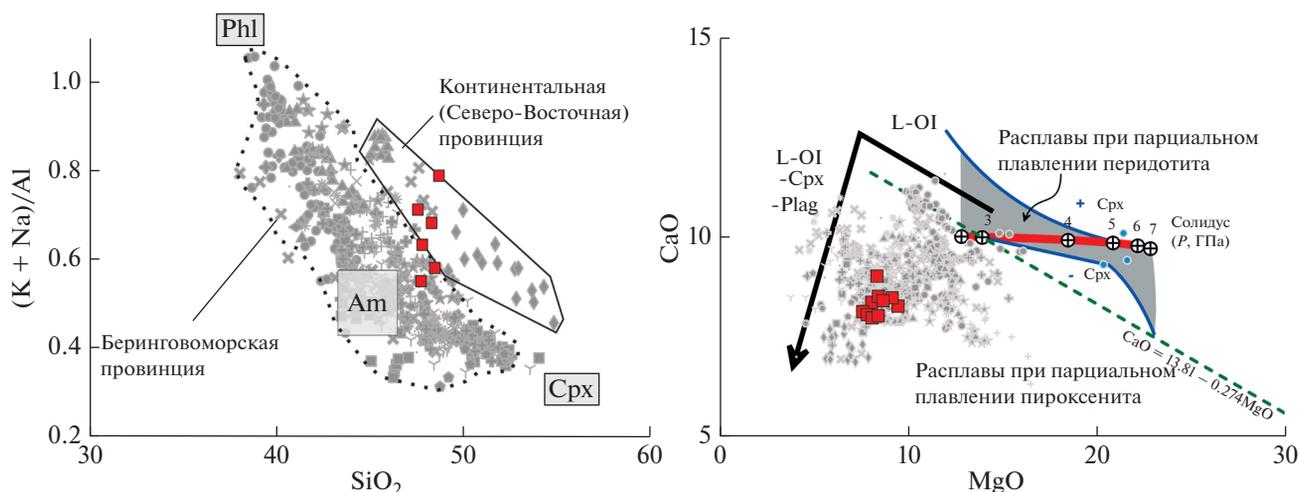


**Рис. 7.** Вариации изотопных отношений в кайнозойских внутриплитных базальтах и ультраосновных фойдитах на Северо-Востоке Сибири и на Аляске. Источники данных: [Акинин, Апт, 1997; Акинин и др., 2008; Грачев, 1999; Колосков, 1999; Федоров, 2006; Tschegg et al., 2011]. MORB – деплетированная мантия срединно-океанических базальтов; EM-I – обогащенная мантия 1; EM-II – обогащенная мантия 2; HIMU – компонент о. Святой Елены (с высоким  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ). Точки составов базальтов MORB и OIB – по [Stracke et al., 2005].

мые нами недосыщенные  $\text{SiO}_2$  щелочные базальты, базаниты и нефелиниты, выплавлялись не из чистых гранатовых или фертильных лерцолитов, а из источника с существенной долей пироксенитов (см. рис. 8). Генеральный тренд состава изученных щелочных базальтоидов в целом следует линии, соединяющей составы клинопироксена и флогопита из мантийных перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов (см. рис. 8). Это может указывать на ведущую роль этих минеральных фаз в источнике выплавления щелочных базальтоидов.

Пироксенитовый источник или фракционирование пироксена фиксируется в большинстве случаев и при расчетах потенциальной температуры мантии под проявлениями щелочных базальтов Северо-Востока Азии [Акинин, 2012]. Оценки потенциальной температуры мантии под вулканическими полями могут косвенно указывать, существует ли во время выплавления избыточный источник тепла или напротив, температура не превышает ту, которая характерна для окружающей мантии. Пертурбация температуры мантии, описана, например для Энмеленских вулканов на Чукотке [Акинин et al., 1997]. Оценки потенциальной температуры мантии ограничивают геодинамические условия генерации и позволяют обсуждать, проявлены ли плавление и магматизм в режиме

литосферного растяжения и пассивного мантийного апвеллинга, или, альтернативно, мы имеем дело с термально-побуждаемым частичным плавлением и апвеллингом. Потенциальная температура мантии для исследуемых первичных магм Верхне-Кедонского ареала была рассчитана, используя программу PRIMELT3-Mega [Herzberg, Asimow, 2015], она составила от 1500 до 1400°C. Для мантийного плюмового источника, как правило, устанавливается избыточное тепло с достижением температуры в 1500°C и выше, в этом случае парциальное плавление глубоких горизонтов может происходить без литосферного растяжения [Putirka et al., 2007; Hastie, Kerr, 2010]. В течение адиабатического апвеллинга, при температуре ~1500°C или ниже, верхняя мантия должна подниматься с глубин около 110 км для того, чтобы пересечь сухой солидус и инициировать частичное плавление (например, [McKenzie, Bickle, 1988]). Более горячая мантия с избыточным потенциальным теплом пересечет сухой перидотитовый солидус на значительно большей глубине, продуцируя плавление [Hastie, Kerr, 2010]. Для дополнительного обсуждения условий генерации изучаемых кедонских базанитов и трахибазальтов мы оценили температуру и давления сегрегации расплавов, используя уравнения [Putirka, 2008] и получили  $T = 1300\text{--}1250^\circ\text{C}$  и  $P = 18.5\text{--}14$  кбар, что



**Рис. 8.** Вариации содержаний главных элементов в кайнозойских внутриплитных мафических и ультрамафических вулканических породах Североамериканской плиты (серые значки – щелочные базальты Северо-Востока Азии и Аляски, Континентальная Северо-Восточная и Берингоморская провинция, красные квадраты – лавы Верхне-Кедонского ареала), отражающие потенциальный пироксенитовый состав мантийных источников для наиболее недосыщенных  $\text{SiO}_2$  лав.

На диаграмме  $\text{CaO}-\text{MgO}$  серым фоном и красной толстой линией обозначен состав первичных магм, продуцируемых при аккумулятивном парциальном плавлении фертильного перидотита. Область ниже пунктирной зеленой линии отвечает составу магм, выплавляемых с участием пироксенитового источника или при фракционировании пироксена [Herzberg, Asimow, 2008]. Черная линия со стрелкой – типичный тренд эволюции первичных магм, формирующих габбро при кристаллизации в коре; резкое падение  $\text{CaO}$  характерно для магм с  $\text{MgO} < 10$  вес. %. На диаграмме  $\text{SiO}_2-(\text{K} + \text{Na})/\text{Al}$  серыми квадратами нанесены составы минералов из мантийных ксенолитов.

соответствует глубине выплавления от 61 до 46 км. В картине сейсмических отражений опорного профиля 2-ДВ, пройденного в 40 км западнее центра излияния базальтоидов Верхне-Кедонского ареала, кровля мантии отчетливо интерпретируется на глубине около 46 км [Сулейманов и др., 2007]. Отмечается утолщение и возвышение до отметки около 40 км (апвеллинг) нарушенной коро-мантийной смеси, заметное сокращение мощности гранитно-метаморфического слоя.

Таким образом, расчетные петролого-геохимические данные демонстрируют, что выплавление кедонских щелочно-базальтовых магм происходило в условиях локального литосферного растяжения, инициированного, вероятно, удаленными тектоническими событиями. Интервал от среднего/позднего миоцена до среднего плейстоцена реконструируется в регионе как время ускорения дивергенции плит в Евразийском бассейне Арктики. Главная дивергентная граница протягивается от хр. Гаккеля через море Лаптевых в континентальную часть Северо-Востока Азии, что приводит к реактивации рифтинга в море Лаптевых и формированию Момской впадины в хр. Черского, и, вероятно, способствует локальным растяжениям на Омолонском массиве.

## ВЫВОДЫ

1. Верхне-Кедонский ареал щелочных базальтоидов сформирован в верхнем миоцене в интервале от 9 до  $7 \pm 1$  млн лет.
2. Базаниты и трахибазальты формируют фрагментированный покров с общим реконструируемым объемом извергнутых лав около  $20 \text{ км}^3$ . Геохимические особенности указывают на внутриплитный, слабо дифференцированный мантийный характер магм, выплавлявшихся из верхней мантии с существенной долей пироксенитового компонента.
3. Потенциальная температура мантии под ареалом Верхне-Кедонского вулканизма, судя по расчетным данным, близка к среднему значению невозбужденной мантии и согласуется со сценарием литосферного растяжения, инициированного удаленными тектоническими событиями в Арктике.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ВСЕГЕИ по созданию геологических карт третьего поколения (лист Q-57), а также в рамках темы НИР СВКНИИ ДВО РАН № 210311700312-1. Часть аналитических работ поддержана грантом РФФ № 20-17-00169 и НОЦ “Север – территория устойчивого развития”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Апт Ю.Е.* Энмеленские вулканы (Чукотский п-ов): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 97 с.
- Акинин В.В.* Позднемезозойский и кайнозойский магматизм и преобразование нижней коры в северном обрамлении Пацифики / Дис. ... доктора геол.-мин. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2012. 320 с
- Акинин В.В., Евдокимов А.Н., Кораго Е.А., Ступак Ф.М.* Новейший вулканизм арктической окраины Северной Евразии // Изменение окружающей среды и климата; природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Т. II. Новейший вулканизм Северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, 2008. С. 41–80.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-56,57 – Среднеколымск. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
- Грачев А.Ф.* Четвертичный вулканизм и проблемы геодинамики Северо-Восточной Азии // Физика Земли. 1999. № 9. С. 19–37.
- Гусаров Б.М.* Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-57-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. М., 1981. 97 с.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Макки К., Фуджита К.* Сейсмо-тектонические процессы на границе литосферных плит Северо-Востока Азии и Аляски // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 2. С. 3–17
- Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканы как самоорганизующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 224 с.
- Леонова В.В., Акинин В.В., Альшевский А.В., Ползуненков Г.О.* Новые местонахождения кайнозойских щелочных базальтоидов с мантийными включениями в Северном Приохотье (Сеймканское проявление) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 4. С. 53–66.
- Лычагин П.П.* Щелочные базиты Северо-Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1982. № 6. С. 85–93.
- Сулейманов А.К., Андрущенко Ю.Н., Заможняя Н.Г. и др.* Отображение особенностей строения земной коры в сейсмическом и электромагнитном полях // Структура и строение земной коры Магаданского сектора России по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, 2007. С. 154–164.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
- Федоров П.И.* Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии // Труды Геологического института РАН. Вып. 537. 2006. 316 с.
- Шпетный А.П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист Q-57 (Затишье). Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 76 с.
- Akinin V.V., Roden M.F., Francis D.M., Apt J.E., Moll-Stalcup E.* Compositional and thermal state of the upper mantle beneath the Bering Sea basalt province: evidence from the Chukchi Peninsula of Russia // Canadian J. Earth Sciences. 1997. V. 34. P. 789–800.
- Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 273–296.
- Hastie A.R., Kerr A.C.* Mantle plume or slab window?: physical and geochemical constraints on the origin of the Caribbean oceanic plateau // Earth-Science Reviews. 2010. V. 98. P. 283–293.
- Herzberg C.* Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano // Nature. 2006. V. 444. P. 605–609.
- Herzberg C., Asimow P.D.* Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. № 9. P. Q09001. <https://doi.org/10.1029/2008GC>
- Herzberg C., Asimow P.D.* PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. <https://doi.org/10.1002/2014GC005631>
- Hirshmann M.M., Kogiso T., Baker M.B., Stolper E.M.* Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite // Geology. 2003. V. 31. № 6. P. 481–484.
- Putirka K.D.* Thermometers and barometers for volcanic systems: Minerals, inclusions and volcanic processes // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. P. 61–120.
- Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot Version 3.75–4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Special Publication. 2012. V. 5. P. 1–75.
- Gunby K.G., Fujita K., Hartse H.E., Stead R.J., Steck L.K., Murbina L.V., Leyshuk N., Shibaev S.V., Koz'min B.M., Имаев V.S., Gordeev E.I., Chebrov V.N., Masal'ski O.K., Gileva N.A., Bormatov V.A., Voitenok A.A., Levin Y.N., Fokina T.A.* Seismicity map of Eastern Russia, 1960–2010 // Seismological Research Letters. 2010. V. 81. № 5. P. 761–768
- McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // J. Petrology. 1988. V. 29. P. 625–679.
- Menzies M.A., Murthy V.R.* Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. V. 46. P. 322–334.
- Meschede, M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram // Chemical Geology 1986. V. 56. P. 207–218.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K.* An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts // Nature. 2005. V. 434. P. 590–597.
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart S.R.* FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2005. V. 6. Q05007. <https://doi.org/10.1029/2004GC000824>
- Tschegg C., Ntaflos Th., Akinin V.V.* Polybaric petrogenesis of Neogene alkaline magmas in an extensional tectonic environment: Viliga Volcanic Field, northeast Russia // Lithos. 2011. V. 122. № 1–2. P. 13–24.

## Upper Kedon Area of Intraplate Cenozoic Alkali Basalts, North-East Russia

V. V. Akinin<sup>1</sup> \*, E. A. Brusnitsyna<sup>2</sup>, V. M. Kuznetsov<sup>2</sup>, V. V. Leonova<sup>1</sup>, and S. D. Shvedov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Northeast Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Portovaya str., 16, Magadan, 685000 Russia*

<sup>2</sup>*Karpinskii All-Russia Research Institute of Geology, Sredniy prosp., 74, St. Petersburg, 199106 Russia*  
*\*e-mail: akinin@neisri.ru*

Structure and composition of young alkali basaltic lava flow (basanites and trachibasaltites) located in upstream of Kedon River of Omolon microcraton were described. The mineralogical and geochemical data indicate an intraplate, weakly differentiated type of magma. The isotope-geochronological data (<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and K-Ar methods) indicate the late Miocene age of the eruptions in the range from 9 to 7 ± 1 Ma. The magma source contained a significant proportion of pyroxenites, which, judging by the Sr, Nd, and Pb isotope composition of the volcanic rocks, is close to the mantle PREMA component, which is characteristic of other Cenozoic alkaline basalt occurrences in Northeast Asia. The potential mantle temperature under the area of volcanism, judging by the calculated data, is close to the average value of the normal mantle and is consistent with the scenario of lithospheric extension initiated by distant tectonic events.

*Keywords:* alkali basalts, intraplate volcanism, Cenozoic, geochemistry of mantle melts, North-East Russia Omolon