

УДК 550.93;552.313

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДОЛИННЫХ ЛАВОВЫХ РЕК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДЖАВАХЕТСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

© 2023 г. А. В. Парфенов<sup>а,\*</sup>, В. А. Лебедев<sup>а</sup>, Г. Т. Вашакидзе<sup>б</sup>, А. И. Якушев<sup>а</sup>, Б. Д. Эдиберидзе<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

<sup>б</sup>A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakhishvili Tbilisi State University,  
Politkovskaya str., 5, Tbilisi, 0186 Republic of Georgia

\*e-mail: parfenov@igem.ru

Поступила в редакцию 28.07.2022 г.

После доработки 05.10.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

В статье представлены новые результаты геолого-стратиграфического и изотопно-геохронологического изучения молодых лав северо-восточной части Джавахетского нагорья (Малый Кавказ, Грузия). Впервые описан имеющий сложное строение долинный лавовый поток (Алгетский), общей протяженностью около 55 км, какие-либо сведения о котором ранее отсутствовали в геологической литературе. Показано, что молодой магматизм на северо-востоке Джавахетской области развивался в течение временного интервала 3.2–1.5 млн лет назад. На его ранних фазах сформировалась самая протяженная (до 100 км) из известных на Малом Кавказе долинная базальтовая лавовая река – Храмский поток (3.19 ± 0.10 млн лет назад). В последующем (2.7–2.5 млн лет назад) продолжение извержений привело к образованию здесь обширных лавовых плато (Цалкинское, Гомаретское и др.). В конце пьаченцкого – начале гелазского веков (2.7–2.0 млн лет назад) в результате активности аппаратов в северной части Джавахетского хребта началось формирование сложного базальтоидами Алгетского долинного потока, которое продолжалось в течение ~1 млн лет. Завершающая стадия его образования (1.9–1.5 млн лет назад), вероятно, связана с извержениями вулканических конусов в районе оз. Табашкури. Полученные данные, наряду с реконструкцией истории молодого магматизма, позволили проследить основные закономерности в формировании современного рельефа и сети речных долин в рассматриваемой части Малого Кавказа.

**Ключевые слова:** Малый Кавказ, Грузия, Джавахетское нагорье, неоген-четвертичный вулканизм, долинные лавовые реки, Алгетский поток, Храмский поток, изотопная геохронология, К-Аг метод

**DOI:** 10.31857/S0203030623700074, **EDN:** MNJFFG

### ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья является продолжением многолетней систематической работы по изучению проявлений молодого магматизма Малого Кавказа, проводимой совместно специалистами из Республики Грузия (Геологический институт им. А. Джanelидзе) и Российской Федерации (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН). В течение последних двадцати лет нами была опубликована серия научных статей и монографий [Лебедев и др., 2003, 2007, 2008, 2019 и др.], в которых на основе результатов комплексных геологических, изотопно-геохронологических и петролого-геохимических исследований рассмотрены и решены многие важные проблемы стратиграфии и генезиса молодых магматических образований из различных неовулканических областей данно-

го региона. Полученные данные позволили, в том числе, предложить новый, базирующийся на результатах прецизионного изотопного датирования вариант геохронологической шкалы развития позднекайнозойской магматической активности на Малом Кавказе [Лебедев и др., 2011].

Одной из крупнейших неовулканических областей в Закавказье является Джавахетская, расположенная на смежных территориях Армении, Грузии и Турции в 40 км к западу – юго-западу от г. Тбилиси. Высокая продуктивность магматической активности в плиоцене – раннем плейстоцене (3.7–1.5 млн лет назад, [Лебедев и др., 2008]) привела к формированию здесь мощной вулканической толщи, сложенной преимущественно лавами основного состава [Схиртладзе, 1958; Джагаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.]. Характер эндогенной активности, геоморфоло-

гические особенности Джавахетской области, значительные объемы изверженного материала при высокой подвижности основных магм способствовали образованию в нескольких речных палеодолинах лавовых рек<sup>1</sup> протяженностью в десятки километров и мощностью до нескольких десятков метров.

Наиболее крупные лавовые реки Джавахетской области к настоящему времени достаточно детально описаны в научной литературе; изучены их морфология, состав пород, определено время формирования. В армянской части региона – это Ахурянский [Ritz et al., 2016; Трифонов и др., 2017] и Дебедский [Sheth et al., 2015; Trifonov et al., 2016] потоки, в грузинской – Куринский, Храмский и Машаверский потоки [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999; Лебедев и др., 2007; Saccavari et al., 2014 и др.]. Одним из “белых пятен” на карте Джавахетской области вплоть до последнего времени оставалась ее крайняя северо-восточная часть (к северу от современной долины р. Храми), примыкающая к южным отрогам Триалетского хребта (рис. 1). В большинстве работ предшественников [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991 и др.] и на геологических картах [Геологическая карта ..., 1957] распространены здесь молодые лавы обычно относили к начальной части Храмского потока, возраст базальтов которого составляет около 3 млн лет [Лебедев и др., 2007, 2008]. Однако, опубликованные недавно для упомянутых вулканитов пять изотопных (К-Аг и Аг-Аг) датировок [Nomade et al., 2016] свидетельствуют об их более позднем времени образования (менее 2.3 млн лет назад), что ставит под сомнение их принадлежность к Храмскому потоку.

Нами проведены комплексные геологические исследования молодых лав северо-восточной части Джавахетской области (опробованы вулканисты хребта Бедени, ряда безымянных плато и хребтов к северу от долины р. Храми и Цалкинского водохранилища, примыкающих к южному склону Триалетского хребта; см. рис. 1), основными задачами которых являлись: 1) изучение строения разрезов позднекайнозойских вулканогенных толщ в указанном районе и их стратиграфическая корреляция на основе изотопно-геохронологических и петролого-геохимических данных; 2) подтверждение или опровержение предполагаемой предшествующими исследователями принадлеж-

<sup>1</sup> Под термином “лавовая река” мы понимаем единое геологическое тело, состоящее из серии формирующих непрерывный стратиграфический разрез лавовых потоков, которые заполнили палеодолину(ы) реки на ее протяженном (более 10 км) участке в течение одной или нескольких фаз активности, но в рамках одного этапа магматизма. Лавовая река могла быть образована в результате эруптивной деятельности единственного или нескольких вулканических аппаратов.

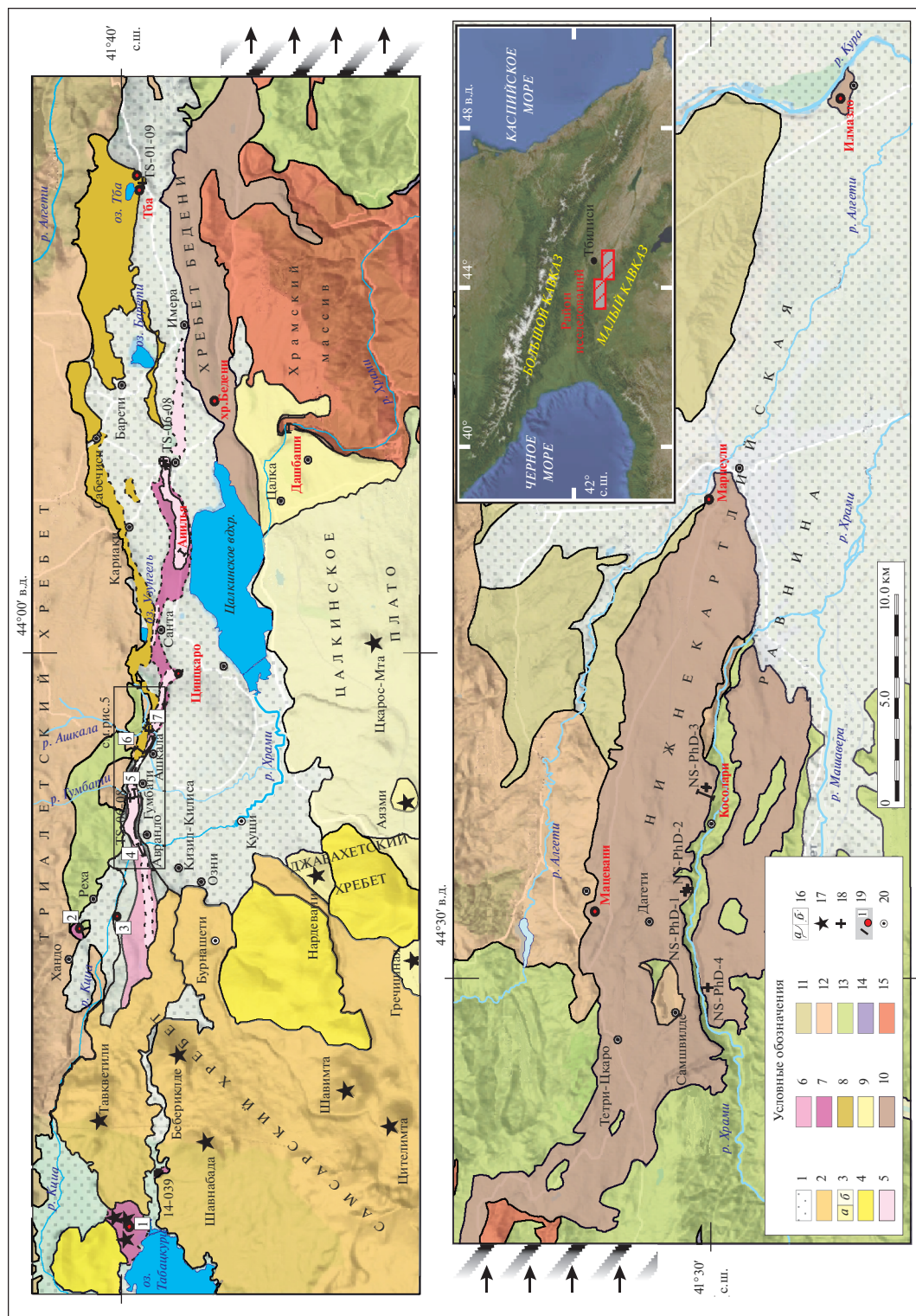
ности лав СВ части Джавахетской области к начальной части Храмского потока; 3) выявление вулканических центров, ответственных за формирование Храмского потока; 4) определение предпосылок и условий формирования в регионе протяженных лавовых рек, а также основных черт эволюции локальной сети речных долин на рубеже плиоцена и плейстоцена; 5) установление общих пространственно-временных закономерностей развития молодого основного магматизма в рассматриваемой части Малого Кавказа.

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДЖАВАХЕТСКОЙ НЕОВУЛКАНИЧЕСКОЙ ОБЛАСТИ

Джавахетская неовулканическая область, охватывающая территорию одноименного нагорья, расположена в центральной части горной системы Малого Кавказа в бассейне рек Кура (Мтквари), Храми, Машавера, Дебед и Ахурян. В качестве ее южных географических границ обычно принимают котловину озера Чилдыр, Егнахагский (Акбаба), Ширакский и Базумский хребты; на западе она ограничена долиной р. Кура, на севере – субширотным Триалетским хребтом. Восточная граница Джавахетской области условно проходит по линии Цалка–Гомарети–Дманиси–Степанаван.

Джавахетское нагорье характеризуется сильно расчлененным рельефом с максимальным перепадом высот до 1800 м. Субмеридиональные вулканические хребты чередуются здесь с межгорными впадинами и высокогорными плато (средние отметки высот – 1700–1900 м); на поверхности последних возвышаются многочисленные шлаковые и лавовые конусы, а также экстрезивные купола. Высочайшие вершины региона – позднеплейстоценовые вулканы Диди-Абули (3301 м) и Самсари (3285 м) на меридиональном Самсарском хребте.

В тектоническом плане Джавахетская неовулканическая область располагается в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны (северная часть области) и Артвин-Болнисского кристаллического блока (южная часть) [Гамкрелидзе, 2000] Малокавказской континентальной палеоокраины, активной в период закрытия океанического бассейна Неотетис в юре – палеогене. Основание этого террейна сложено палеозойскими гранитно-метаморфическими комплексами, которые выходят на поверхность в эрозионных окнах на востоке региона (Храмский и Локский кристаллические массивы). В юго-восточной части области породы палеозойского фундамента перекрыты юрскими вулканогенно-осадочными толщами; на остальной ее территории средний структурный ярус сложен образованиями мела–палеогена, представленными чередованием палеотипных эффузивов раз-



**Рис. 1.** Геологическая карта СВ части Джавахетского нагорья (составлена авторами с использованием данных из работы [Лебелев и др., 2008]). 1 – озерно-аллювиальные отложения; 2 – четвертичные дациты, андезиты и риолиты Самарского хребта (800 – <30 тыс. лет); 3 – молодые вулканы Джавахетского хребта (а – плиоценовые базальтоиды, б – четвертичные базальтовые андезиты и андезиты); 4 – неогеновые дациты Самарского и Джавахетского хребтов; 5–9 – разновозрастные вулканы Алтегского потока (5 – 1.5–1.4, 6 – 1.7, 7 – 2.0–1.8, 8 – 2.2–2.1, 9 – 2.6 млн лет); 10 – Храмский лавовый поток (3.19 ± 0.10 млн лет); 11 – нерасчлененные осадочные породы олигоцен–начала миоцена; 12–14 – вулканогенно-осадочные отложения (12 – палеоген, 13 – мел, 14 – юра); 15 – Храмский массив гранитоидов (средний–поздний карбон); 16 – геологические границы (а – достоярные, б – предполагаемые); 17 – вулканы; 18 – места опробования в разломах [Nomade et al., 2016; Bewick, 2016]; 19 – геологические разрезы и точки наблюдений (цифрами обозначены: 1 – шлаковый конус оз. Табашкури, 2 – остаток у дороги Реха – Ханло, 3 – лавы в правом борту долины р. Кциа, 4 – разрез Авранло, 5 – разрез Гумбати, 6 – разрез Ашкала II, 7 – разрез Ашкала I); 20 – населенные пункты.

личного состава с терригенно-карбонатными отложениями.

Развитие неоген-четвертичного магматизма Джавахетской области происходило в течение трех этапов в период с позднего миоцена по голоцен включительно [Лебедев и др., 2003]. На первом (позднемиоценовом) этапе сформировались пирокластические толщи и лавовые потоки андезит–дацитового состава, ранее объединенные в годердзскую свиту [Схиртладзе, 1958]. В пределах Джавахетской области данные породы распространены только в ее крайней западной части в долинах рек Кура и Паравани. Возраст годердзской свиты по результатам изотопного датирования определен как ~7.5 млн лет [Лебедев и др., 2012; Okrostsvavidze et al., 2017]. Второй (плиоцен-раннечетвертичный) этап магматической активности являлся наиболее продуктивным. Он ознаменовался масштабными излияниями основных лав по всей территории области [Схиртладзе, 1958; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.] а также небольшими проявлениями умеренно-кислого вулканизма с адакитовой спецификой [Лебедев и др., 2019]. Интенсивные извержения базальтов – базальтовых (трахи-)андезитов из многочисленных трещинных аппаратов и шлаково-лавовых конусов послужили причиной сглаживания палеорельефа Джавахетского нагорья в конце плиоцена – начале плейстоцена и привели к формированию в его пределах обширных лавовых плато (Ахалкалакское, Цалкинское и др.). Согласно изотопно-геохронологическим данным магматическая активность второго этапа развивалась практически непрерывно на протяжении пяти фаз во временном интервале от 3.75 до 1.50 млн лет назад [Лебедев и др., 2008]. В научной литературе эффузивы этого возраста объединяются в ахалкалакскую свиту [Джигаури, 1991 и др.]; суммарная ее мощность в некоторых частях региона превышает первые сотни метров. В последующее время крупные реки, протекающие на территории региона (Кура, Паравани, Храмы и др.), прорезали вулканические плато, сформировав новые русла. В бортах их ущелий в настоящее время наблюдаются полные разрезы ахалкалакской свиты, в составе которых часто насчитываются десятки отдельных лавовых горизонтов, иногда разделенных пачками осадочных пород, в том числе озерными отложениями [Заридзе, 1951].

На заключительном (позднетчетвертичном) этапе магматизма Джавахетской области эндогенная активность была сосредоточена исключительно в пределах субмеридианального Самсарского хребта, расположенного в центральной части региона, где известно более 30 отдельных вулканических аппаратов. Среди них – крупные стратовулканы (Диди-Абули, Годореби, Шавнабада, Тавкветили и др.), кальдера Самсари, а также многочисленные небольшие лавовые и шла-

ковые конуса. На сегодняшний день временные рамки позднечетвертичного этапа магматизма определены как от ~800 тыс. лет назад до голоцена включительно [Лебедев и др., 2003, 2004; Messenger et al., 2013]; состав пород, изверженных в это время, преимущественно отвечает дацитам и андезитам.

Интересной особенностью эволюции молодого магматизма Джавахетской области является формирование на его втором этапе (плиоцен–начало плейстоцена) протяженных долинных лавовых рек, образовавшихся в результате мощных извержений. Лавы основного состава стекали в понижения рельефа, заполняли палеодолины рек и в итоге распространились по некоторым из них на десятки километров от центров излияния, заметно выйдя за географические границы области. Как отмечено выше, к настоящему времени в научной литературе было описано пять долинных лавовых рек (“потоков”) на территории региона. Наиболее протяженным (около 90 км) и наиболее ранним (около 3 млн лет назад, [Лебедев и др., 2008]) среди них является сложенный базальтами Храмовый поток, расположенный на северо-востоке региона. Начало потока, предположительно, находится к западу от Цалкинского плато, а окончание – на правом берегу реки Кура у с. Илмазло (в 25 км по течению ниже г. Тбилиси), где лавы выходят на поверхность из-под осадочного чехла Куринской впадины. Расположенный в долинах рек Дзорaget и Дебед в армянской части Джавахетского нагорья [Sheth et al., 2015] Дебедский поток лишь немного ему уступает по протяженности (~85 км). Вулканы этого потока представлены преимущественно базальтовыми андезитами, реже базальтами; их возраст составляет 2.5–2.0 млн лет [Trifonov et al., 2016]. В истоках р. Ахурян, в пограничной зоне Армении и Турции также известен лавовый поток базальтовых андезитов, имеющий относительно небольшую протяженность (около 25 км). Он сформировался в начале четвертичного периода (~2 млн лет назад; [Ritz et al., 2016; Трифонов и др., 2017]). Еще одна долинная лавовая река, сложенная раннечетвертичными (2.0–1.8 млн лет, [Лебедев и др., 2007, 2008; Garsia et al., 2010; Messenger et al., 2011 и др.]) базальтами и базальтовыми андезитами – Машаверский поток, находится в восточной части региона в среднем течении р. Машавера между городами Дманиси и Болнис. Его длина составляет около 35 км при мощности от 50 до 100 м. Наиболее коротким (10–12 км) среди известных долинных потоков Джавахетского нагорья является Куринский (2.0–1.7 млн лет [Лебедев и др., 2007; Saccavari et al., 2014]), расположенный в северо-западной его части (ущелье р. Мтквари между с. Хертвиси и г. Аспиндза). Его лавы представлены базальтами, а средняя мощность составляет около 100 м.

Одной из наименее изученных к настоящему времени частей Джавахетского нагорья оставался крайний северо-восток данного региона к северу от г. Цалка, долины р. Храми и Цалкинского водохранилища, примыкающий к южным склонам Триалетского хребта (см. рис. 1). Крайне скудные сведения по геологии молодого магматизма этого района южной Грузии приведены в обзорной монографии Н.И. Схиртладзе [1958]. В середине 50-х годов прошлого века здесь проводились геолого-съёмочные работы, по результатам которых были составлены геологические карты масштаба 1/50000 и 1/200000 [Геологическая карта ..., 1957], которые, однако, характеризуются слабой детальностью в отношении стратиграфического расчленения молодых вулканических образований. В тот же период и в последующем отрывочные данные с описанием некоторых характеристик неоген-четвертичных лав Цалкинского района были приведены в работах [Заридзе, Татришвили, 1951; Схиртладзе, 1959; Глевасская и др., 1976; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.].

Ограниченное количество опубликованных данных о проявлениях молодого магматизма в северо-восточной части Джавахетского нагорья сохраняло открытыми многие вопросы по вулканостратиграфии этого района, в том числе, о центрах извержения и локализации начальной части Храмского потока. Большинство исследователей [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.] условно отнесли к этой лавовой реке все выходы основных вулканитов к северу от Цалкинского водохранилища и в долине р. Кциа (исток р. Храми), не приводя данные ни о стратиграфическом положении этих эффузивов, ни об их составе. Вулканический аппарат, ставший центром излияния Храмского потока, по их мнению, мог располагаться к западу от водохранилища или даже в северной части современного Самсарского хребта, где сейчас предположительно захоронен под поздними четвертичными эффузивами.

Некоторое время назад были опубликованы первые изотопные К-Аг датировки для лав, распространенных к северу от долины р. Храми и г. Цалка [Nomade et al., 2016]. Отметим, что для некоторых образцов, изученных в этой работе, отсутствует четкая географическая привязка мест их отбора и данные о химическом составе пород. Судя по опубликованным фотоматериалам, в некоторых случаях пробы взяты из глыб вулканитов, вскрытых в осадочных отложениях рядом с шоссе. Эти обстоятельства ограничивают возможность корректного использования изотопно-геохронологических данных из данной статьи для детальных стратиграфических реконструкций. Тем не менее, опубликованные в этой работе результаты исследований весьма интересны. Общий временной интервал для изученных образ-

цов данного района составляет 2.3–1.5 млн лет назад [Nomade et al., 2016]. Это свидетельствует о том, что, по крайней мере, часть лав, распространенных на северо-востоке Джавахетской области, образовалась заметно позже излияний базальтов Храмского потока, имеющих возраст около 3 млн лет [Лебедев и др., 2007, 2008].

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В период 2013–2019 гг. в ходе совместных российско-грузинских полевых работ, проведенных на территории северо-восточной части Джавахетской неовулканической области (регион Квемо-Картли Республики Грузия), нами отобрана коллекция из 26 образцов распространенных здесь молодых вулканитов (табл. 1, см. рис. 1). Опробованы, в том числе, новые разрезы молодых вулканитов Храмского потока, а также лавы, залегающие к северу от Цалкинского водохранилища и долины р. Храми. Изучено строение десяти опорных разрезов молодых вулканогенных толщ, ранее не описанных в литературе. В табл. 1 представлены географические координаты мест отбора этих новых образцов, названия и основные петрографические характеристики пород, а также данные для 5 образцов вулканитов Храмского потока из статьи [Лебедев и др., 2008].

К-Аг датирование лав выполнено с помощью высокоточностивательной низкофоновой методики, разработанной в ИГЕМ РАН для определения возраста молодых вулканитов. Ее подробное описание, включающее геохимическое обоснование, характеристики применяемой аппаратуры, алгоритм проведения анализа и оценки точности результатов, изложено в статье [Чернышев и др., 2006]. В качестве К-Аг геохронометра использована основная масса вулканитов. Определение концентрации радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  в образцах выполнено на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ (СЭЛМИ) на основе методики изотопного разбавления (трассер – моноизотоп  $^{38}\text{Ar}$ ). Содержание калия определено методом пламенной спектрофотометрии на приборе ФПА-01 (Элам-центр) с точностью  $\pm 1\%$  отн. ( $\sigma$ ). При расчетах возраста использованы международные значения констант распада калия и изотопного отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в земной атмосфере [Steiger, Jager, 1977]. Результаты К-Аг датирования приведены в табл. 2.

Анализы химического состава молодых вулканитов выполнены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”. Содержания главных породообразующих оксидов и концентрации некоторых реперных микроэлементов определены для всех образцов нашей коллекции (табл. 3) с помощью рентгенофлуоресцентного метода на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны) модели Axios mAX (PANalytical). Петроло-

Таблица 1. Места отбора проб и основные петрографические характеристики изученных пород

Образец	Координаты с.ш./в.д. WGS 84	Разрез, горизонт	Порода: название/ структура	Вкрапленники: об. %; состав	Основная масса: текстура; состав
<i>Алгетский лавовый поток</i>					
ЮГ-301/13	41°39'43.94"/ 43°55'02.40"	Гумбаты, 1	ТВ/II(15)/SP	60; <i>Pl, Ol, Cpx</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Ap</i>
ЮГ-302/13	то же	Гумбаты, 2	ТВ/II(5)/SP	40; <i>Pl, Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Gl, Ap</i>
ЮГ-303/13	»	Гумбаты, 3	ВТА/I/RP	5; <i>Ol, (Pl)</i>	3; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Gl</i>
ЮГ-350/14	41°39'36.62"/ 43°53'12.07"	Авранло, 1	ТВ/I/SP	50; <i>Pl, Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Ap</i>
ЮГ-351/14	то же	Авранло, 1	ТВ/II(5)/SP	60; <i>Pl, Ol, (Cpx)</i>	1; <i>Pl, Cpx, Ol, Орq</i>
ЮГ-352/14	»	Авранло, 3	ТВ/II(5)/SP	65; <i>Pl, Ol, (Cpx)</i>	1; <i>Pl, Cpx, Ol, Орq</i>
ЮГ-353/14	41°39'34.59"/ 43°53'12.13"	Авранло, 4	ВТА/I(5)/SP	50; <i>Pl, Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq</i>
ЮГ-354/14	то же	Авранло, 5	ТВ/II(10)/SP	55; <i>Pl, Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Ap</i>
ЮГ-403/15	41°39'22.29"/ 43°57'10.77"	Ашкала I, 1	В/II(5)/SP	55; <i>Ol, Cpx, Pl</i>	2; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Gl</i>
ЮГ-404/15	41°39'23.75"/ 43°57'09.77"	Ашкала I, 5	В/I/SP	30; <i>Ol, Pl, Cpx</i>	1, 2; <i>Pl, Cpx, Ol, Орq, Gl, Ap</i>
ЮГ-405/15	41°39'34.99"/ 43°53'05.73"	Авранло, 6	ТВ/II(10)/SP	45; <i>Pl, Ol</i>	1, 2; <i>Pl, Cpx, Ol, Орq, Gl, Ap</i>
ЮГ-406/15	41°40'20.41"/ 43°50'50.67"	Правый борт долины р. Кциа у с. Реха	ВА/II(10)/RP	5; <i>Ol, Pl</i>	3; <i>Pl, Ol, (Cpx), Gl, Орq</i>
ЮГ-409/15	41°40'16.24"/ 43°39'10.58"	шлаковый конус у оз. Табацкури	А/II(15)/RP	10; <i>Ol, Cpx, (Pl)</i>	5; <i>Pl, (Cpx), Gl, Орq</i>
ЮГ-428/16	41°38'53.87"/ 44°06'29.31"	Бешташени, 2	ВА/II(10)/SP	50; <i>Pl, Ol, Cpx</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Gl, Орq, Ap</i>
ЮГ-429/16	то же	Бешташени, 1	ВТА/II(5)/SP	25; <i>Pl, Ol, Cpx</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Gl, Орq, Ap</i>
ЮГ-431/16	41°41'11.80"/ 43°50'11.30"	Левый борт долины р. Кциа у с. Реха	ВА/I/RP	5; <i>Ol, (Pl)</i>	3, 4; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Gl</i>
ЮГ-601/19	41°39'37.48"/ 44°16'45.70"	оз. Тба, нижний гори- зонт	В/II(5)/SP	45; <i>Pl, Ol, Cpx</i>	2; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Ap</i>
ЮГ-602/19	41°39'38.04"/ 44°16'38.41"	оз. Тба, верх разреза	В/II(5)/SP	25; <i>Ol, Pl</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Gl, Ap</i>
ЮГ-603/19	41°38'25.26"/ 44°03'11.57"	г. Айилья, 1	ВТА/II(15)/SP	55; <i>Ol, Pl</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Gl, Ap</i>
ЮГ-604/19	41°38'27.83"/ 44°03'23.85"	г. Айилья, 2	ВТА/II(10)/SP	60; <i>Pl, Ol</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq, Gl</i>
ЮГ-605/19	41°38'40.12"/ 43°59'05.51"	с. Цинцкаро	ВТА/II(15)/SP	35; <i>Pl, Ol</i>	3; <i>Pl, Ol, Cpx, Орq</i>
ЮГ-606/19	41°39'41.85"/ 43°56'32.73"	Ашкала II, верх склона	В/II(5)/SP	40; <i>Pl, Ol, Cpx</i>	2; <i>Pl, Cpx, Ol, Орq, Ap</i>
ЮГ-607/19	41°39'35.34"/ 43°56'19.69"	Ашкала II, низ склона	ВТА/II(15)/SP	35; <i>Pl, Ol</i>	3, 4; <i>Pl, Ol, (Cpx), Gl, Орq</i>
<i>Храмский лавовый поток</i>					
ЮГ-100/00*	41°33'16.37"/ 44°32'14.90"	с. Мацевани	ТВ/II(15)/SP	55; <i>Ol, Pl, Cpx</i>	2; <i>Pl, Cpx, Ol, Орq</i>
ЮГ-101/00*	41°29'53.93"/ 44°36'36.95"	Косоляри, 3	В/II(20)/SP	65; <i>Pl, Cpx, Ol</i>	2; <i>Pl, Cpx, Ol, Орq</i>

Таблица 1. Окончание

Образец	Координаты с.ш./в.д. WGS 84	Разрез, горизонт	Порода: название/ структура	Вкрапленники: об. %; состав	Основная масса: текстура; состав
ЮГ-102/00*	то же	Косолари, 2	В/II(20)/SP	65; <i>Pl, Cpx, Ol</i>	1, 2; <i>Pl, Cpx, Ol, Орқ</i>
ЮГ-103/00*	»	Косолари, 1	ТВ/II(10)/SP	55; <i>Pl, Cpx, Ol</i>	1, 2; <i>Pl, Ol, Cpx, Орқ</i>
ЮГ-173/05*	41°35'19.98"/ 44°07'57.18"	Дашбаши, 1	В/1/Р	50; <i>Pl, Ol, Cpx</i>	1; <i>Pl, Ol, Cpx, Орқ</i>
ЮГ-300/13	41°37'40.28"/ 44°08'56.36"	хребет Бедени	В/II(10)/SP	50; <i>Ol, Pl, Cpx</i>	2; <i>Ol, Pl, Cpx, Орқ, Ар</i>
ЮГ-400/15	41°25'45.92"/ 45°00'53.67"	с. Илмазло	ТВ/II(25)/Р	25; <i>Pl, Cpx, Ol</i>	2; <i>Pl, Cpx, Ol, Орқ, Gl, Ар</i>
ЮГ-401/15	41°29'56.90"/ 44°46'27.57"	г. Марнеули	В/II(10)/Р	15; <i>Ol, Pl, (Cpx)</i>	2; <i>Pl, Ol, Cpx, Орқ, Gl</i>

Примечание. Название пород: В – базальт, ТВ – трахибазальт, ВТА – базальтовый трахиандезит, ВА – базальтовый андезит, А – андезит. Нумерация лавовых горизонтов – снизу вверх по разрезу. Текстура и структура пород: I – массивная, II – пористая (в скобках написан объем пор), RP – субафировая (5–10 об. % вкрапленников), P – порфировая (>10 об. % вкрапленников), SP – сериально-порфировая. Орқ – рудные минералы (магнетит, ильменит, и др.), Gl – вулканическое стекло. Структура основной массы: 1 – долеритовая, 2 – офитовая, 3 – гиалопилитовая, 4 – пилотакситовая, 5 – микролитовая.

\* Данные из работы [Лебедев и др., 2008].

го-минералогическое изучение прозрачных шлифов выполнено авторами статьи на оптическом микроскопе OLYMPUS BX51.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Наши полевые наблюдения позволили уточнить морфологию лавовых толщ к северу от Цалкинского водохранилища, особенности их залегания, мощность и количество потоков (лавовых горизонтов) в разрезах. Наряду с результатами новых петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований это помогло прийти к заключению о том, что молодые вулканы основного состава на северо-востоке Джавахетской области слагают две отдельные долинных лавовые реки (см. рис. 1). В южной части района исследований – это известный ранее Храмский поток. К северу от долины р. Храми и ее истока – р. Кциа, от восточных склонов Самсарского хребта вдоль южного подножья Триалетского хребта и Цалкинского водохранилища до оз. Барети и оз. Тба основные эффузивы формируют еще одну лавовую реку, имеющую сложное строение, достаточно большую протяженность (55–60 км) при относительно малой мощности (первые десятки метров). В научной литературе ее описание отсутствует. Современная орография региона показывает, что лавы заполняют здесь палеодолину правого притока р. Кура (Мтквари) – Алгети. В этой связи для данной лавовой реки нами предложено название – Алгетский поток. Рассмотрим полученные нами для молодых лав северо-востока Джавахетской области результаты более детально.

### *Особенности формирования и строения долинных лавовых рек северо-восточной части Джавахетской неовулканической области*

**Храмский поток** – это одна из крупнейших долинных лавовых рек на территории Малого Кавказа. Он начинается на северо-востоке Джавахетского нагорья, где стекает в палеодолину р. Храми и заполняет ее на протяжении ~60 км, в том числе за пределами нагорья. В конечной части поток выходит на Нижнекартлийскую равнину (см. рис. 1), где формирует плащеобразный покров шириной до 10 км. Благодаря сглаженной поверхности контуры Храмского потока хорошо выделяются в современном рельефе и легко дешифрируются на космоснимках. К востоку от г. Марнеули лавовая река практически полностью перекрыта четвертичными континентальными осадками. Ее суммарная протяженность составляет не менее 90 км.

В своей начальной части в окрестностях г. Цалка и западнее Храмский поток перекрыт более молодыми вулканиками (см. рис. 1). Его первые выходы на поверхность наблюдаются в каньоне р. Храми под с. Дашбаши [Заридзе, Татришвили, 1951], где нами ранее был описан и детально изучен одноименный разрез [Лебедев и др., 2008] (рис. 2а). Молодые лавы Храмского потока, представленные здесь двумя горизонтами базальтов с возрастом  $3.25 \pm 0.25$  млн лет (обр. ЮГ-173/05), суммарной мощностью около 30 м несогласно залегают на палеозойских гранитоидах одноименного массива. Их подошва находится на высоте около 40–50 м над уровнем современного русла р. Храми. Между гранитами и базальтами наблюдается горизонт обожженных

**Таблица 2.** Результаты К-Аг датирования пород Алгетского и Храмского лавовых потоков

Образец	Разрез, горизонт	Калий, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ , нг/г $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$ , % (в образце)	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
<i>Алгетский лавовый поток</i>					
<i>1 импульс</i>					
ЮГ-403/15	Ашкала I, 1	0.54	0.0992 $\pm$ 0.0016	68.1	2.64 $\pm$ 0.13
<i>2 импульс</i>					
ЮГ-404/15	Ашкала I, 5	0.89	0.1382 $\pm$ 0.0024	51.9	2.24 $\pm$ 0.14
ЮГ-606/19	Ашкала II, верх склона	0.75	0.1084 $\pm$ 0.0020	56.7	2.09 $\pm$ 0.11
ЮГ-409/15	шлаковый конус у оз. Табацкури	1.42	0.2200 $\pm$ 0.0500	99.0	2.20 $\pm$ 0.80
ЮГ-601/19	Озеро Тба	0.90	0.1328 $\pm$ 0.0012	46.4	2.13 $\pm$ 0.08
ЮГ-602/19	Озеро Тба	0.79	0.1193 $\pm$ 0.0014	53.6	2.18 $\pm$ 0.10
<i>3 импульс</i>					
ЮГ-301/13	Гумбати, 1	0.94	0.1250 $\pm$ 0.0040	69.1	1.91 $\pm$ 0.15
ЮГ-350/14	Авракло, 1	1.39	0.1751 $\pm$ 0.0020	42.9	1.82 $\pm$ 0.07
ЮГ-353/14	Авракло, 4	1.39	0.1854 $\pm$ 0.0029	67.5	1.92 $\pm$ 0.09
ЮГ-405/15	Авракло, 6	1.23	0.1633 $\pm$ 0.0030	61.6	1.92 $\pm$ 0.10
ЮГ-406/15	Правый борт долины р. Кциа у с. Реха	1.29	0.1749 $\pm$ 0.0018	77.2	1.95 $\pm$ 0.07
ЮГ-429/16	Бешташени, 1	1.31	0.1653 $\pm$ 0.0020	43.3	1.82 $\pm$ 0.07
ЮГ-431/16	Левый борт долины р. Кциа у с. Реха	1.14	0.1525 $\pm$ 0.0017	67.8	1.93 $\pm$ 0.08
<i>4 импульс</i>					
ЮГ-302/13	Гумбати, 2	1.13	0.1365 $\pm$ 0.0022	59.0	1.74 $\pm$ 0.09
ЮГ-607/19	Ашкала II, низ склона	1.20	0.1395 $\pm$ 0.0019	52.2	1.68 $\pm$ 0.07
<i>5 импульс</i>					
ЮГ-303/13	Гумбати, 3	1.22	0.1230 $\pm$ 0.0030	85.3	1.45 $\pm$ 0.10
ЮГ-428/16	Бешташени, 2	1.21	0.1241 $\pm$ 0.0026	74.5	1.48 $\pm$ 0.08
ЮГ-603/19	г. Айилья, 1	1.20	0.1234 $\pm$ 0.0014	52.9	1.48 $\pm$ 0.06
ЮГ-604/19	г. Айилья, 2	1.16	0.1204 $\pm$ 0.0016	56.5	1.50 $\pm$ 0.07
ЮГ-605/19	с. Цинцкаро	1.18	0.1243 $\pm$ 0.0010	71.5	1.52 $\pm$ 0.06
<i>Храмский лавовый поток</i>					
ЮГ-100/00*	с. Мацевани	0.63	0.1380 $\pm$ 0.0040	73.0	3.16 $\pm$ 0.24
ЮГ-101/00*	Косолари, 3	0.56	0.1210 $\pm$ 0.0030	81.0	3.10 $\pm$ 0.23
ЮГ-102/00*	Косолари, 2	0.70	0.1560 $\pm$ 0.0030	67.6	3.22 $\pm$ 0.17
ЮГ-103/00*	Косолари, 1	0.49	0.1110 $\pm$ 0.0020	69.0	3.26 $\pm$ 0.25
ЮГ-173/05*	Дашбаши, 1	0.62	0.1410 $\pm$ 0.0040	48.7	3.25 $\pm$ 0.25
ЮГ-300/13	хребет Бедени	0.44	0.0970 $\pm$ 0.0040	73.0	3.15 $\pm$ 0.30

Примечание. Анализированный материал для всех проб – основная масса пород. Относительная погрешность определения содержания калия – 1% отн. ( $\sigma$ ).

\* Данные из работы [Лебедев и др., 2008].

глин красного цвета, мощностью до 3–5 м (см. рис. 2а). Аналогичная пачка озерных глин, но меньшей мощности (до 1 м) залегает и над лавами Храмского потока. Венчает разрез эффузивная толща Цалкинского плато, образованная здесь четырьмя горизонтами базальтовых андезитов с возрастом около 2.5 млн лет, контрастно отлича-

ющихся по своему составу и петрографическому облику от более ранних вулканитов Храмского потока.

К востоку от Цалкинского водохранилища лавы Храмского потока слагают хребет Бедени, протянувшийся с запада на восток на 20–25 км



**Таблица 3.** Результаты химических анализов (породообразующие оксиды и некоторые микроэлементы) для изученных пород Алгетского и Храмовского лавовых потоков, полученные рентгенофлуоресцентным методом

Поток	Алгетский									
Образец	ЮГ-301/13	ЮГ-302/13	ЮГ-303/13	ЮГ-350/14	ЮГ-351/14	ЮГ-352/14	ЮГ-353/14	ЮГ-354/14	ЮГ-403/15	ЮГ-404/15
Порода	ТВ	ТВ	ВТА	ТВ	ТВ	ТВ	ВТА	ТВ	В	В
Породообразующие оксиды, мас. %										
SiO <sub>2</sub>	50.71	51.67	53.65	51.48	51.26	50.87	51.95	51.78	47.63	47.58
TiO <sub>2</sub>	1.25	1.27	1.36	1.36	1.26	1.36	1.33	1.28	1.53	1.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.94	16.48	16.44	16.64	16.79	16.37	16.35	16.58	16.64	16.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.75	9.73	9.12	9.87	9.54	10.31	10.04	9.46	11.86	12.23
MnO	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.15	0.15	0.15	0.17	0.17
MgO	5.52	6.01	5.37	5.71	5.79	6.12	5.81	6.14	8.54	7.32
CaO	9.37	8.94	7.77	9.15	9.15	9.25	8.76	9.15	9.47	9.50
Na <sub>2</sub> O	3.81	3.90	4.03	3.96	3.80	3.89	3.91	3.87	3.29	3.64
K <sub>2</sub> O	1.17	1.24	1.39	1.25	1.22	1.22	1.27	1.20	0.58	0.83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.44	0.40	0.35	0.44	0.46	0.45	0.44	0.40	0.30	0.42
ППП	0.88	0.23	0.38	<0.10	0.59	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.17
ТА	5.02	5.15	5.44	5.21	5.05	5.11	5.18	5.07	4.07	4.76
Mg#	0.53	0.55	0.54	0.54	0.55	0.54	0.54	0.56	0.59	0.55
CIPW										
<i>Qz</i>	—	—	1.35	—	—	—	—	—	—	—
<i>Or</i>	6.98	7.34	8.25	7.39	7.25	7.21	7.51	7.09	3.67	5.22
<i>Ab</i>	32.53	33.07	34.23	33.51	32.24	32.92	33.08	32.75	29.17	29.37
<i>An</i>	29.90	23.85	22.75	23.93	25.30	23.60	23.31	23.32	27.65	24.17
<i>Nph</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.88
<i>Di</i>	14.90	14.54	11.03	15.05	14.03	15.67	13.99	14.91	12.88	15.25
<i>Hyp</i>	5.10	7.39	14.31	5.18	7.71	2.95	9.75	7.34	0.61	—
<i>Ol</i>	6.58	5.63	—	6.45	5.18	8.96	3.83	5.59	17.18	14.09
<i>Mag</i>	4.82	4.83	4.89	4.91	4.72	5.07	4.99	4.66	5.14	5.59
<i>Plm</i>	2.40	2.42	2.59	2.58	2.41	2.58	2.53	2.43	2.97	3.45
<i>Ap</i>	1.05	0.95	0.83	1.04	1.10	1.07	1.04	0.95	0.76	1.02
Микроэлементы, г/т										
Cr	147	144	119	120	143	136	133	135	236	163
Sc	20	19	17	18	18	18	18	18	25	22
V	155	159	146	161	146	162	152	149	164	178
Co	35	35	29	32	33	35	32	33	49	44
Ni	121	123	93	101	120	117	106	113	210	147
Cu	60	59	49	50	63	58	56	56	82	81
Zn	88	91	83	86	86	89	89	82	89	91
Rb	17	20	25	18	18	18	20	19	7	10
Sr	715	585	495	610	737	691	569	576	461	745
Y	28	30	26	31	27	30	32	31	30	31
Zr	156	171	185	156	147	151	164	159	132	161
Nb	15	15	13	14	14	15	14	15	8	11
Ba	402	412	363	427	409	380	411	406	175	283
Pb	6	5	5	4	5	4	5	4	2	4

Таблица 3. Продолжение

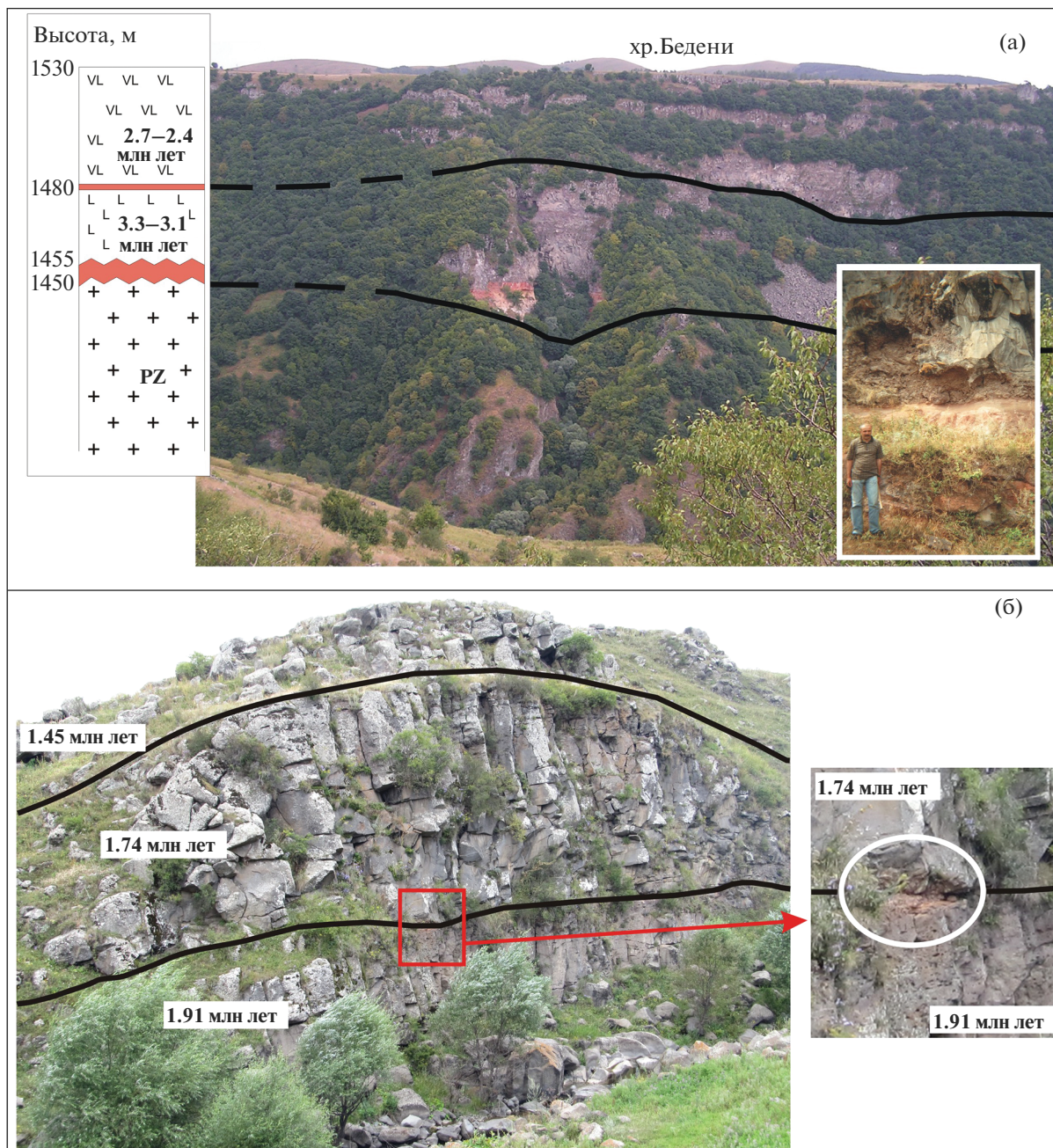
Поток	Алгетский									
Образец	ЮГ-405/15	ЮГ-406/15	ЮГ-409/15	ЮГ-428/16	ЮГ-429/16	ЮГ-431/16	ЮГ-601/19	ЮГ-602/19	ЮГ-603/19	ЮГ-604/19
Порода	ТВ	ВА	А	ВА	ВТА	ВА	В	В	ВТА	ВТА
Породообразующие оксиды, мас. %										
SiO <sub>2</sub>	51.65	53.37	57.36	52.36	52.39	52.64	50.16	50.10	51.88	52.11
TiO <sub>2</sub>	1.22	1.24	1.06	1.23	1.39	1.31	1.68	1.68	1.33	1.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.99	16.47	16.33	17.34	17.21	17.41	16.39	16.98	17.00	16.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.35	9.30	7.90	9.11	9.40	9.00	10.80	10.92	9.30	9.37
MnO	0.14	0.13	0.11	0.14	0.15	0.14	0.17	0.18	0.15	0.16
MgO	5.59	5.27	4.58	5.44	4.94	5.71	6.56	5.78	5.42	5.58
CaO	9.21	7.86	6.43	8.81	8.30	8.10	8.69	8.81	8.93	8.69
Na <sub>2</sub> O	3.85	3.79	3.92	3.80	4.29	3.96	4.00	4.05	4.04	4.14
K <sub>2</sub> O	1.17	1.44	1.69	1.19	1.31	1.16	0.93	0.85	1.27	1.30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.40	0.25	0.42	0.45	0.41	0.39	0.39	0.42	0.45
ППП	0.45	0.71	0.37	0.60	0.24	0.50	—	—	—	—
ТА	5.04	5.27	5.63	5.00	5.61	5.13	4.94	4.91	5.32	5.45
Mg#	0.54	0.53	0.54	0.54	0.51	0.56	0.55	0.51	0.54	0.54
CIPW										
<i>Qz</i>	—	1.98	7.60	—	—	—	—	—	—	—
<i>Or</i>	6.95	8.57	10.03	7.04	7.76	6.87	5.51	5.04	7.53	7.70
<i>Ab</i>	32.72	32.31	33.29	32.21	36.36	33.56	33.93	34.36	34.27	35.13
<i>An</i>	25.74	23.85	22.05	26.79	23.88	26.35	24.08	25.71	25.56	22.92
<i>Nph</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Di</i>	14.31	10.37	6.73	11.53	11.69	9.06	13.41	12.63	13.84	14.04
<i>Hyp</i>	8.26	14.90	13.52	14.40	8.53	16.15	3.43	3.94	6.83	7.01
<i>Ol</i>	4.21	—	—	0.25	3.25	0.10	10.32	8.94	4.78	4.84
<i>Mag</i>	4.62	4.73	4.19	4.48	4.85	4.48	5.24	5.29	4.69	4.78
<i>Ilm</i>	2.33	2.37	2.02	2.34	2.65	2.49	3.20	3.20	2.53	2.55
<i>Ap</i>	0.90	0.95	0.59	1.00	1.07	0.97	0.93	0.93	1.00	1.07
Микроэлементы, г/т										
Cr	149	132	96	155	91	149	173	189	133	145
Sc	19	18	15	—	—	—	—	—	—	—
V	139	146	112	157	153	167	143	161	125	131
Co	34	30	27	34	36	28	40	39	34	32
Ni	122	90	94	102	83	105	142	136	102	106
Cu	61	47	56	48	55	53	50	63	50	38
Zn	86	86	74	91	93	91	86	91	86	86
Rb	17	28	39	20	21	19	13	12	17	20
Sr	605	623	523	620	600	635	505	517	627	613
Y	27	27	18	31	29	27	32	33	29	32
Zr	154	173	152	154	175	173	169	163	160	165
Nb	14	15	11	12	13	14	14	13	17	17
Ba	374	436	418	386	408	441	253	246	373	389
Pb	6	8	8	—	—	—	5	5	8	11

Таблица 3. Продолжение

Поток	Алгетский			Храмский							
	ЮГ-605/19	ЮГ-606/19	ЮГ-607/19	ЮГ-100/99*	ЮГ-101/99*	ЮГ-102/99*	ЮГ-103/99*	ЮГ-173/05*	ЮГ-300/13	ЮГ-400/15	ЮГ-401/15
Образец	ЮГ-605/19	ЮГ-606/19	ЮГ-607/19	ЮГ-100/99*	ЮГ-101/99*	ЮГ-102/99*	ЮГ-103/99*	ЮГ-173/05*	ЮГ-300/13	ЮГ-400/15	ЮГ-401/15
Порода	ВТА	В	ВТА	ТВ	В	В	ТВ	ТВ	В	В	ТВ
Породообразующие оксиды, мас. %											
SiO <sub>2</sub>	52.23	48.52	51.94	50.23	51.31	50.23	50.88	50.46	47.33	48.78	50.40
TiO <sub>2</sub>	1.30	1.73	1.35	1.41	1.38	1.63	1.30	1.32	1.50	1.57	1.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.91	16.35	16.57	17.75	17.23	17.01	17.73	17.39	16.65	16.90	16.39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.10	11.30	9.33	10.43	9.79	10.98	9.88	9.90	11.64	11.48	11.61
MnO	0.15	0.17	0.15	0.13	0.13	0.14	0.13	0.16	0.17	0.16	0.16
MgO	5.78	7.35	5.79	6.62	5.66	6.89	5.84	7.25	7.99	6.43	5.91
CaO	8.60	9.24	8.76	8.76	8.94	8.86	8.82	9.26	10.85	9.01	8.37
Na <sub>2</sub> O	3.95	3.79	4.09	4.22	3.86	3.87	4.27	3.34	3.20	3.80	3.99
K <sub>2</sub> O	1.28	0.85	1.29	0.98	0.88	0.96	0.97	0.68	0.43	0.79	1.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.41	0.45	0.37	0.33	0.34	0.39	0.23	0.24	0.34	0.41
ППП	—	—	—	0.01	0.35	0.07	0.24	—	<0.10	0.74	<0.10
ТА	5.24	4.65	5.39	5.15	4.76	4.79	5.23	4.02	3.63	4.62	5.05
Mg#	0.56	0.57	0.55	0.56	0.54	0.56	0.54	0.59	0.58	0.53	0.50
CIPW											
<i>Qz</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Or</i>	7.59	5.04	7.65	5.74	5.23	5.62	5.72	4.02	2.54	4.70	6.26
<i>Ab</i>	33.52	30.25	34.07	33.41	32.83	32.45	36.06	28.26	24.17	32.39	33.76
<i>An</i>	24.70	25.16	23.11	26.36	27.22	25.97	26.29	30.45	29.80	26.92	23.68
<i>Nph</i>	—	1.04	—	1.07	—	—	—	—	1.57	—	—
<i>Di</i>	12.33	14.644	14.15	1.59	12.33	12.43	12.01	11.29	18.20	12.89	12.33
<i>Hyp</i>	10.88	—	6.53	—	11.00	2.57	0.52	12.64	—	0.71	6.15
<i>Ol</i>	2.96	14.32	5.53	13.27	3.30	11.93	11.15	5.86	15.40	13.17	7.98
<i>Mag</i>	4.57	5.32	4.74	5.08	4.72	5.19	4.90	4.44	4.96	5.43	5.67
<i>Ilm</i>	2.48	3.30	2.57	2.66	2.64	3.07	2.47	2.51	2.85	3.01	3.23
<i>Ap</i>	1.02	0.97	1.07	0.86	0.78	0.80	0.92	0.55	0.57	0.81	0.97
Микроэлементы, г/т											
Cr	129	183	123	146	148	176	138	168	202	202	108
Sc	—	—	—	21	27	24	24	—	30	23	19
V	136	153	139	135	158	164	137	131	185	174	162
Co	29	39	31	45	39	41	32	30	48	43	37
Ni	101	149	100	126	122	126	103	69	156	165	85
Cu	55	72	58	77	82	78	84	72	77	70	50
Zn	89	85	92	65	63	74	60	71	82	90	95
Rb	20	14	21	16	12	14	14	9	5	8	17
Sr	608	769	612	530	449	512	466	351	450	531	532
Y	27	31	29	34	34	33	39	26	29	28	34
Zr	170	151	166	190	160	187	168	121	122	156	186
Nb	18	13	19	11	12	15	12	8	6	10	12
Ba	393	241	338	362	329	336	351	260	142	249	308
Pb	8	2	10	—	—	—	—	—	2	5	5

Примечание. При расчете нормативного минерального состава содержание (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)total пересчитано на FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> согласно формуле из работы [Le Maitre, 1976].

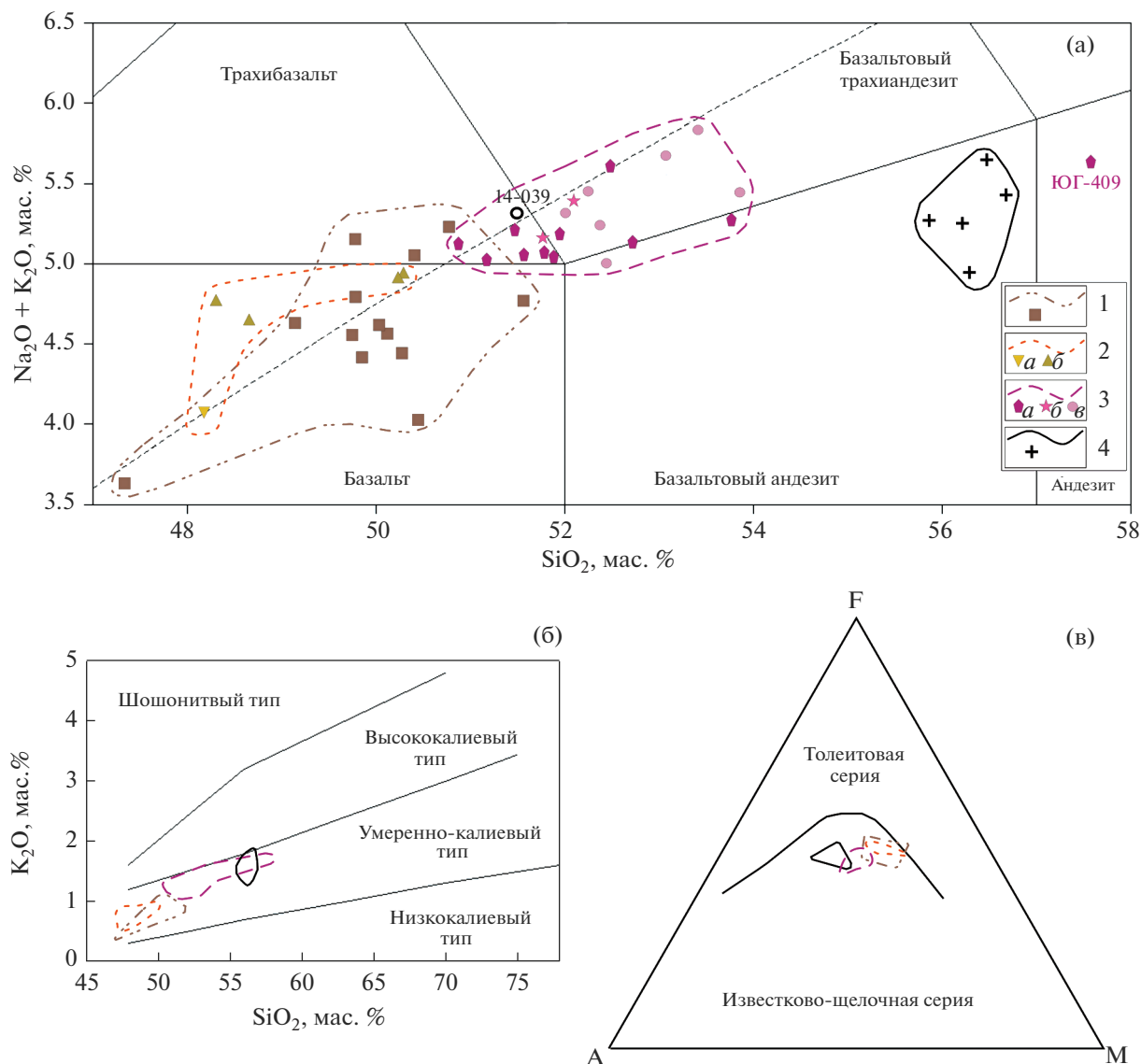
\* Данные из работы [Лебедев и др., 2008]. Параметры ТА и Mg# рассчитаны для содержаний макрокомпонентов, пересчитанных на 100% сухого вещества.



**Рис. 2.** Фотографии разрезов лавовых рек СВ части Джавахетской области.  
 а – разрез Дашбаши Храмского потока (левый борт каньона реки Храми под с. Дашбаши), б – разрез Гумбати Алгетского потока (правый борт долины р. Гумбати). На врезках показаны линзы обожженных озерных отложений в подошве Храмского потока (а) и между лавами разновозрастных горизонтов Алгетского потока (б).

(см. рис. 1), с обрывистыми северными и пологими южными склонами. Ширина лавовой реки на данном участке в среднем колеблется в интервале 1–2 км, а ее мощность достигает 100 м. В основании молодой вулканогенной толщи в этом районе залегают палеозойские гранитоиды. Согласно данным [Заридзе, Татришвили, 1951], хребет Бедени – это смятый в антиклинальную складку лавовый покров. Однако, по нашим наблюдениям

он скорее представляет собой моноклираль с падением слагающих ее горизонтов базальтов на юг. В западной части хребта на его гребне нами отобран образец ЮГ-300/13 (см. табл. 1), возраст  $(3.15 \pm 0.30$  млн лет) и состав (базальт) которого близки таковым для ранее изученных нами лав Храмского потока из его других частей (см. табл. 2, 3, рис. 3).

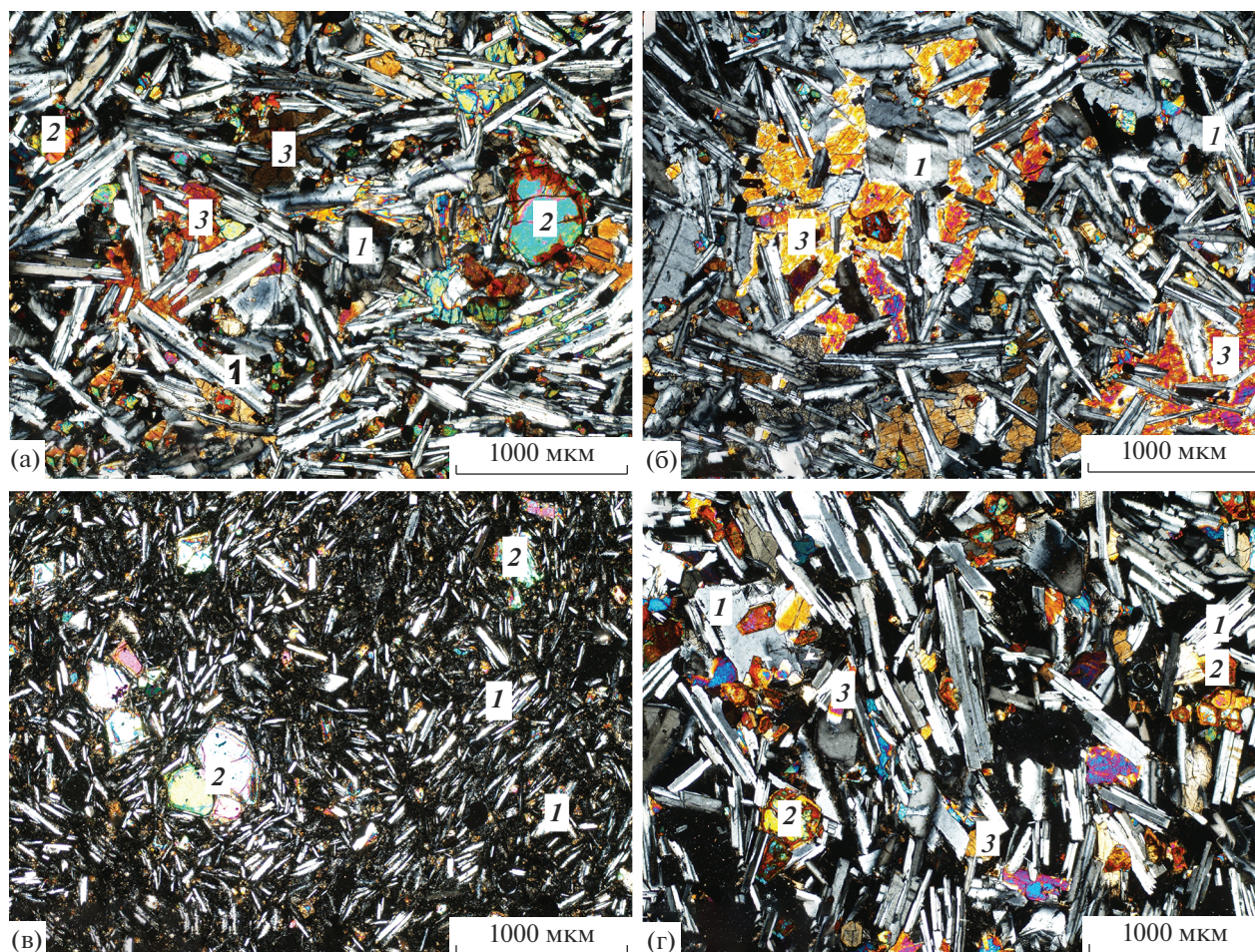


**Рис. 3.** Классификационные диаграммы для изученных лав Джавахетской неовулканической области. а – SiO<sub>2</sub>–(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) [Le Bas et al., 1986], б – SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O [Peccerillo, Taylor, 1976], в – AFM [Irvine, Baragar, 1971]. Используются авторские данные и из работ [Лебедев и др., 2008; Bewick, 2016; Nomade et al., 2016].

Цифрами на рисунке обозначены поля составов разновозрастных вулканитов: 1 – Храмовского потока (3.19 ± 0.10 млн лет назад); 2 – северной ветви Алгетского потока (а – I импульс, 2.7–2.6; б – II импульс, 2.2–2.1 млн лет назад); 3 – южной ветви Алгетского потока (а – III импульс, 2.0–1.8; б – IV импульс, 1.75–1.65; в – V импульс, 1.5–1.4 млн лет назад); 4 – Цалкинского плато (около 2.5 млн лет назад).

У восточного окончания хребта Бедени Храмовский лавовый поток разделяется на две ветви. Более короткая из них (6–7 км) отходит на юго-запад, в ущелье р. Клдеиси, где в настоящее время залегают на верхней террасе правого борта долины непосредственно на палеозойских гранитоидах (см. рис. 1). Основная ветвь лавовой реки сначала поворачивает на юго-восток, затем на восток, следуя направлению палеоруслу р. Храми. В районе г. Тетри-Цкаро Храмовский поток выходит на Нижнекартлийскую равнину. Здесь подвижные

базальтовые лавы растеклись широким плащеобразным покровом, ширина которого достигает 10–12 км при средней мощности около 30 м. В центральной части поток на всю мощность прорезан современной долиной р. Храми, рассекающей его на две части в направлении с запада на восток (см. рис. 1). На отрезке между городами Тетри-Цкаро и Марнеули молодые лавы залегают на вулканогенно-осадочных образованиях мела–палеогена.



**Рис. 4.** Микрофотографии базальтов Храмовского потока (а, б) и лав Алгетского потока (в – базальтовый андезит, г – базальтовый трахиандезит). Никколи скрещены.  
1 – плагиоклаз, 2 – оливин, 3 – клинопироксен.

В средней части Храмовского потока нами ранее был изучен разрез Косолари [Лебедев и др., 2008], расположенный близ одноименной деревни. Здесь в ущелье р. Храми на меловых известняках несогласно залегают три горизонта базальтов, общей мощностью около 30–40 м. Подошва молодой вулканогенной толщи находится на высоте 80–90 м над уровнем современного речного русла. Возраст лав по нашим данным составляет 3.25–3.10 млн лет (см. табл. 2). Аналогичные базальты были описаны нами в этой части Храмовского потока в карьере Мацевани, расположенном в 5 км к северу. В работе [Bewick, 2016] приведены данные о химическом составе базальтов разреза Косолари, а также разреза Самшвилде, расположенного в 4 км выше по течению р. Храми, хорошо согласующиеся с полученными нами ранее результатами.

Нами дополнительно изучены лавы Храмовского потока у г. Марнеули, где молодые вулканиды начинают погружаться под четвертичные осадки

Нижнекартлийской равнины, а также в его конечной части – у с. Илмазло на правобережье р. Кура. В этом районе молодые лавы не выходят на дневную поверхность и вскрыты исключительно в небольших карьерах. Полученные для двух новых образцов (ЮГ-400/15 – с. Илмазло, ЮГ-401/15 – г. Марнеули, см. табл. 1) данные показывают, что лавы Храмовского потока на его конечном участке представлены базальтами, близкими по своим геохимическим характеристикам вулканитам других частей этой лавовой реки (см. табл. 3, рис. 3).

Совокупность опубликованных и полученных нами новых К-Аг датировок (см. табл. 2) показывает, что Храмовский поток сформировался в конце плиоцена, около 3 млн лет назад (средневзвешенное значение –  $3.19 \pm 0.10$  (2 $\sigma$ ) млн лет). Отметим, что ни в одном из изученных разрезов не наблюдается стратиграфического несогласия между горизонтами лав потока, что может говорить о кратковременности его формирования. Несмотря на

значительную протяженность лавовой реки, породы, отобранные нами в разных ее частях, характеризуются близостью петрографического облика и химического состава (см. табл. 1, 3, рис. 3, рис. 4а, 4б). Вулканиды представлены преимущественно пористыми (объем пор от 10 до 25 об. %), реже массивными базальтами с порфировой или сериально-порфировой структурой. Фенокристы — оливин, клинопироксен (авгит или титанистый авгит) и плагиоклаз (андезин-лабрадор). Основная масса лав — долеритовая или офитовая, сложена микрокристаллами той же ассоциации, рудным минералом и акцессорным апатитом. По своему химическому составу породы Храмского потока — это известково-щелочные или умеренно-калиевые базальты, реже трахибазальты ( $\text{SiO}_2$  — 47.3–51.6,  $\text{MgO}$  — 5.7–8.0,  $\text{TiO}_2$  — 1.3–1.7,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  — 3.6–5.2 при  $\text{K}_2\text{O}$  — 0.4–1.1 мас. %) (см. табл. 3, рис. 3). Они отличаются невысокой магнезиальностью (0.50–0.59), демонстрируют широкие вариации концентраций Ni (70–170 г/т) и Cr (110–200 г/т), что указывает на участие процессов кристаллизационной дифференциации в их петрогенезисе. Базальты заметно обогащены Sr (350–530 г/т) и Zr (120–190 г/т). В их нормативном минеральном составе (CIPW NORM) присутствуют оливин и клинопироксен, в некоторых породах вместе с ортопироксеном.

Если место окончания Храмского потока хорошо известно, то расположение вулканического аппарата или аппаратов, извержения которых привели к формированию этой протяженной лавовой реки остается до конца невыясненным. Как отмечено выше, в окрестностях г. Цалка базальты Храмского потока выходят на дневную поверхность из-под эффузивной толщи Цалкинского плато, в нижней части сложенной базальтовыми андезитами с возрастом около 2.5 млн лет, а в верхней — дацитами, андезитами и базальтовыми андезитами вулканов Кир-Даг, Иняк-Даг, Булаг-Даг (Цкаросмта) и др., образовавшимися в начале плейстоцена (около 2 млн лет назад [Лебедев и др., 2008; Nomade et al., 2016]). Комплексное геологическое изучение опорных разрезов вулканических распространённых к северу от Цалкинского водохранилища, долины р. Храми и ее истока — р. Кциа, показывает, что вопреки мнению предшественников [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991; Майсурадзе, Кулошвили, 1999 и др.] базальты Храмского потока в этой части Джавахетской области отсутствуют. Молодые вулканиды в данном районе имеют иные возраст (2.7–1.5 млн лет) и химический состав (базальты — базальтовые трахиандезиты, см. рис. 3). Соответственно, нет каких-либо оснований предполагать, что начало лавовой реки расположено к северо-востоку от Цалкинского водохранилища. По нашему мнению, наиболее вероятным местоположением вулканов, активных около 3 млн лет назад и извер-

гавших базальтовые лавы Храмского потока является центральный сегмент Джавахетского хребта (между вершинами Чикиани и Агрикар), характеризующийся наличием как крупных стратовулканов, так и многочисленных шлаково-лавовых конусов. Вулканостратиграфия этого района до настоящего времени остается малоизученной.

**Алгетский поток.** Вдоль южного склона Триа-летского хребта с запада на восток более чем на 55 км (от восточных склонов Самсарского хребта до современных истоков р. Алгети) протягивается узкое (шириной от первых сотен метров до 3–4 км) поле молодых лав (см. рис. 1), отделенное от остальной части Джавахетской области депрессией долины р. Храми и Цалкинского водохранилища. Как отмечено выше, проведенные полевые и аналитические исследования показали, что здесь располагается тело ранее неописанной в научной литературе долинной лавовой реки, заполнившей палеоруслу р. Алгети — Алгетского потока. Нами в рассматриваемой части Джавахетской области с разной степенью детальности изучена серия опорных разрезов (12 штук) молодых вулканидов, получены данные о вещественном составе и возрасте пород (проведено К-Аг датирование 20 новых образцов, см. табл. 2), что позволило расшифровать историю и особенности формирования Алгетского потока. Отметим, что его лавы залегают преимущественно на озерно-аллювиальных отложениях, широко распространенных в этом районе [Заридзе, Татришвили, 1951].

В своей начальной части у северо-восточного окончания субмеридионального Самсарского хребта вулканиды Алгетского потока практически полностью перекрыты позднеплейстоценовыми лавами вулканов Тавкветили и Шавнабада (см. рис. 1). Их выходы на поверхность в этом районе по данным дешифрирования космических снимков начинаются в окрестностях сел Реха, Хандо и Кизил-Килиса. У с. Реха описываемые лавы бронируют правый борт долины р. Кциа (исток р. Храми). Небольшой останец молодых вулканидов также описан нами и на левобережье долины, у дороги Реха—Хандо. По-видимому, ширина лавовой реки в этой ее части была максимальной (до 4 км). В данном районе нами было отобрано два образца основных вулканидов Алгетского потока (ЮГ-406/15 и ЮГ-431/16, см. рис. 1, табл. 1). По химическому составу они соответствуют базальтовым андезитам. Согласно полученным К-Аг датировкам, возраст данных пород составляет  $1.95 \pm 0.07$  и  $1.93 \pm 0.08$  млн лет соответственно (см. табл. 2).

К востоку, в районе с. Авранло Алгетский поток резко сужается — до 1 км и в ряде мест даже

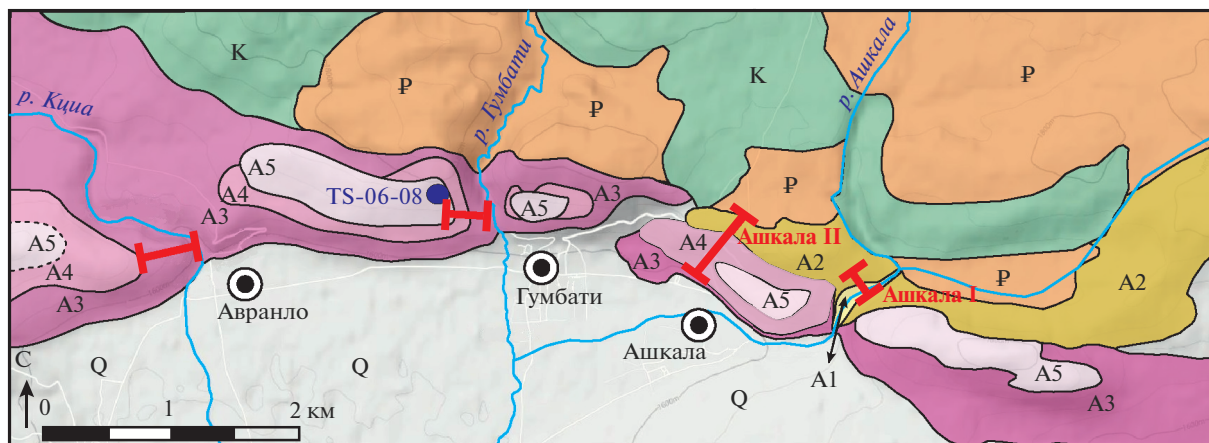


Рис. 5. Строение Алгетского потока в районе сел Авранло–Гумбати–Ашкала.

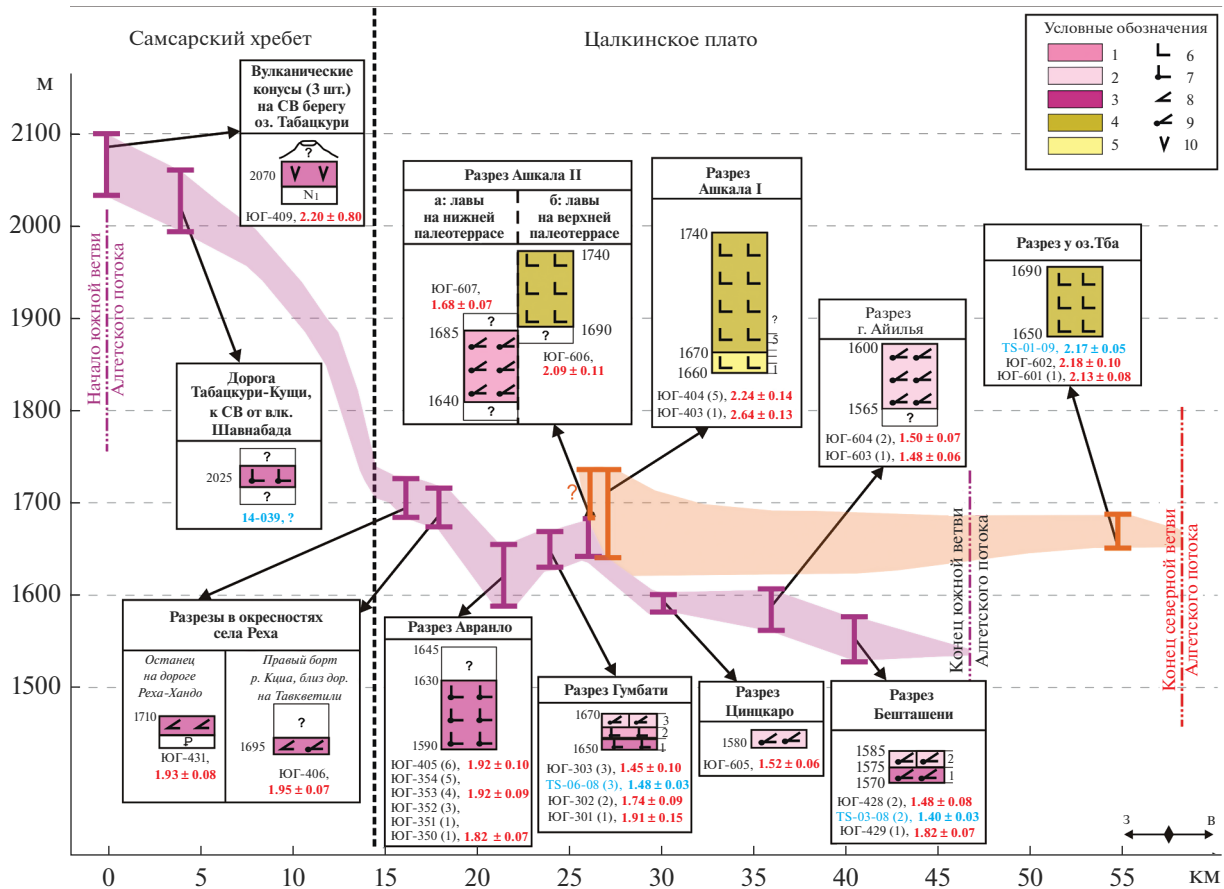
еще сильнее; далее такая его ширина выдерживается на значительном расстоянии вплоть до окрестностей с. Санта (см. рис. 1, рис. 5). В настоящее время поток, протянувшийся на этом участке в субширотном направлении, в трех местах на всю свою мощность прорезан поперечными ущельями рек Кциа, Гумбати и Ашкала. Он вплотную примыкает здесь к южному склону Триалетского хребта, сложенного осадочными толщами палеогена и палеовулканитами мела.

В ущелье р. Кциа, на участке, где она прорезает Алгетский поток в направлении СЗ–ЮВ, расположен разрез Авранло, названный так в честь близлежащей деревни. В разные годы нами было отобрано здесь 6 образцов лав из его нижних горизонтов (см. табл. 1, рис. 5, 6), стратиграфического несогласия или прослоев осадков, между которыми не наблюдается. Верхняя часть разреза осталась неизученной (согласно полевым наблюдениям, она может включать еще до 10 горизонтов вулканитов). Суммарная мощность молодой вулканогенной толщи в разрезе Авранло достигает примерно 50–60 м (см. рис. 6), количество лавовых горизонтов в данном разрезе максимально для Алгетского потока. По химическому составу отобранные нами породы близки между собой и представлены трахибазальтами (см. табл. 3). Три образца из нижней части данного разреза (горизонты 1, 4 и 6) были датированы К-Аг методом: полученные датировки совпадают в пределах погрешности (см. табл. 2) при средневзвешенном значении  $1.87 \pm 0.06$  ( $2\sigma$ ) млн лет. Очевидно, что лавы нижней части разреза Авранло одновозрастны вулканитам Алгетского потока, изученным в окрестностях с. Реха, хотя отличаются от последних более основным химическим составом. Отметим, что наблюдаемое резкое уменьшение ширины лавовой реки к востоку от с. Авранло, вероятно,

объясняется сужением коллектора – палеорусл р. Алгети на данном его участке, где оно было “прижато” вплотную к склону Триалетского хребта, а количество лавовых горизонтов – глубиной палеорусл.

В 2.5 км восточнее, на правом борту одноименной реки находится разрез Гумбати, который является одним из ключевых для понимания строения Алгетского потока (см. рис. 2б, 5). При относительно небольшой суммарной мощности (до 20 м) в его строении участвуют три горизонта лав, нижние два из которых разделены маломощным слоем обожженной почвы (см. рис. 2б, врезка). Породы нижнего горизонта представлены трахибазальтами, аналогичными по составу и возрасту (обр. ЮГ-301/13,  $1.91 \pm 0.15$  млн лет, см. табл. 2, 3) лавам нижней части разреза Авранло. Второй горизонт, залегающий выше прослоя обожженной палеопочвы, также сложен трахибазальтами, но имеющими более молодой возраст (обр. ЮГ-302/13,  $1.74 \pm 0.09$  млн лет). Лавы верхнего горизонта представлены наименее основными в разрезе базальтовыми трахиандезитами с возрастом  $1.45 \pm 0.10$  млн лет (обр. ЮГ-303/13, см. табл. 2). Отметим, что опубликованная для этих пород в статье [Nomade et al., 2016] К-Аг датировка (обр. TS-06-08,  $1.48 \pm 0.03$  млн лет) хорошо согласуется с нашими новыми данными. Таким образом, вулканиты трех горизонтов разреза Гумбати являются разновозрастными и образовались в течение трех отдельных импульсов магматической активности. Важно отметить, что на данном участке лавовой реки эффузивы Алгетского потока тектонически деформированы и не находятся в первичном залегании. В разрезе Гумбати они образуют антиклинальную складку с падением на юг; далее к востоку горизонты лав залегают аналогичным образом, что часто затрудняет оценку





**Рис. 6.** Опорные разрезы Алгетского лавового потока (ломаный профиль 3–В). Горизонты в разрезах пронумерованы снизу вверх (номера даны в скобках). Образец 14-039 – из работы [Bewick, 2016], пробы TS-03-08, TS-06-08 и TS-01-09 – из работы [Nomade et al., 2016].

1–5 – разновозрастные лавы, слагающие Алгетский поток: 1 – 1.5–1.4, 2 – 1.75–1.65, 3 – 2.0–1.8, 4 – 2.2–2.1, 5 – 2.6 млн лет; 6–10 – типы пород: 6 – базальт, 7 – трахибазальт, 8 – базальтовый андезит, 9 – базальтовый трахиандезит, 10 – андезит.

Примечание: мощности разрезов на данном рисунке даны условно в связи с нахождением лав во вторичном наклонном залегании.

фактической мощности молодой вулканогенной толщи.

Далее к ЮВ Алгетский поток протягивается вдоль с. Ашкала. Здесь лавы изучены в двух разрезах – Ашкала II (непосредственно над селом) и Ашкала I (в каньоне одноименной реки к северо-востоку от села, см. рис. 5). Разрез Ашкала II имеет сложное строение: горизонты молодых лав, находящиеся во вторичном залегании с падением на юг, перекрывают здесь две расположенные непосредственно друг над другом террасы палеодолины р. Алгети. В разрезе вулканитов нижней террасы (см. рис. 6, секция “а” разреза Ашкала II) наблюдается три горизонта лав, контакты между которыми скрыты коллювием. Нами изучен средний из них (обр. ЮГ-607/19, см. табл. 1). Согласно полученным данным, породы данного горизонта представлены базальтовыми трахиандези-

тами с возрастом  $1.68 \pm 0.07$  млн лет (см. табл. 2). Химический состав (см. табл. 3, рис. 3) и возраст этих вулканитов близок таковым для лав среднего горизонта разреза Гумбати. Таким образом, над с. Ашкала на нижней террасе палеодолины, скорее всего, располагаются те же три лавовых горизонта Алгетского потока, что и в расположенном западнее разрезе Гумбати.

В разрезе лавовой толщи, перекрывающей верхнюю террасу палеодолины р. Алгети над с. Ашкала (см. рис. 6, секция “б” разреза Ашкала II), наблюдается несколько горизонтов вулканитов. Нами изучены породы самого верхнего из них (обр. ЮГ-606/19, см. табл. 1). По химическому составу это базальты; их возраст составляет  $2.09 \pm 0.11$  млн лет (см. табл. 2, 3). Отметим, что породы такого состава и возраста отсутствуют в начальной части Алгетского потока; их появление в разрезах лавовой реки за-

фиксировано нами именно в разрезах в районе современного с. Ашкала.

Разрез Ашкала I в правом борту одноименной реки (см. рис. 5) вскрывает лавы верхней террасы палеодолины р. Алгети. Здесь нами отобрано два образца вулканитов из его нижней (обр. ЮГ-403/15) и средней частей (обр. ЮГ-404/15, см. рис. 6). В изученной части разреза наблюдается до 5 горизонтов лав в моноклинальном залегании с падением на юг; контакты между ними перекрыты коллювием. Породы верхнего горизонта представлены базальтами и по своему составу и возрасту являются аналогом вулканитов, изученных в разрезе Ашкала II на верхней террасе палеодолины (см. рис. 3, 6). Образец ЮГ-403/15 из нижнего горизонта также представлен базальтом, но с составом, отличным от образцов ЮГ-404/15 и ЮГ-606/19 и одновременно близким к основным лавам Храмовского потока. При этом он имеет заметно более “древний” возраст —  $2.64 \pm 0.13$  млн лет, по сравнению с базальтами верхней части разреза Ашкала I (см. табл. 2). Отметим, что аналогичных вулканических образований на сегодняшний день нами не обнаружено ни в одном другом из изученных разрезов Алгетского потока.

В 3-х км восточнее от разреза Ашкала I к северу от с. Цинцаро нами опробованы лавы Алгетского потока из небольшой пологой гряды (обр. ЮГ-605/19), сложенной базальтовыми трахиандезитами с возрастом  $1.52 \pm 0.06$  млн лет (см. табл. 1, 2), которые близки лавам верхнего горизонта разреза Гумбати.

В окрестностях с. Санта и оз. Узунгёль (см. рис. 1) Алгетский поток разделяется на две ветви, между которыми находится депрессия, заполненная осадочными отложениями. Его северная ветвь протягивается в С–СВ направлении вдоль склона Триалетского хребта через северные окрестности современных сел Кариаки, Сабечиси и Барети, оканчиваясь в районе оз. Тба (Гохнари), где сейчас молодые лавы бронируют правый борт современной долины р. Алгети. Нами изучены лавы северной ветви в ее конечной части, в окрестностях оз. Тба, где они слагают уступ над шоссе Тбилиси–Цалка. Здесь в разрезах наблюдается от трех до пяти горизонтов лав, представленных базальтами. Нами датированы два образца, ЮГ-601/19 из нижнего горизонта и ЮГ-602/19 из верхней части разреза, представленные базальтами (см. рис. 3). Полученные для этих лав значения возраста ( $2.13 \pm 0.08$  и  $2.18 \pm 0.10$  млн лет, см. табл. 2) совпадают между собой. Таким образом, вулканиты конечной части северной ветви Алгетского потока по своему составу и возрасту являются аналогами основных лав верхней части разреза Ашкала I и верхней палеотеррасы в разрезе Ашкала II (см.

рис. 6). Отметим, что в статье [Nomade et al., 2016] для базальтов района оз. Тба была приведена K-Ar датировка  $2.17 \pm 0.05$  млн лет (обр. TS-01-09), которая хорошо согласуется с нашими данными.

Более короткая южная ветвь Алгетского потока протягивается от окрестностей с. Санта в восточном направлении вдоль северного берега Цалкинского водохранилища и оканчивается к востоку от с. Бешташени в районе с. Имера (см. рис. 1). Ее строение изучено нами в двух разрезах.

На северном берегу Цалкинского водохранилища, в 6 км к востоку от разреза Ашкала, у дороги Бешташени – Санта (южный склон горы Айилья) нами были отобраны лавы, слагающие здесь верхнюю часть разреза южной ветви Алгетского потока (обр. ЮГ-603/19 и ЮГ-604/19). Изученные породы имеют близкий состав (базальтовые трахиандезиты, см. табл. 3) и возраст (около 1.5 млн лет, см. табл. 2). Полученные данные показывают, что лавы горы Айилья, изученные нами, являются аналогами вулканитов верхних горизонтов разрезов Гумбати и Ашкала II (нижняя палеотерраса), а также распространенных к северу от с. Цинцаро (см. рис. 1, 6).

Разрез Бешташени находится в 4.5 км к востоку от г. Айилья к северу от одноименного села (см. рис. 1). Его слагают два горизонта базальтовых трахиандезитов, залегающих непосредственно один на другом (без прослоев осадочных пород). K-Ar датировка образца из нижнего горизонта (обр. ЮГ-429/16) составляет  $1.82 \pm 0.07$  млн лет, а образца из верхнего горизонта (обр. ЮГ-428/16) —  $1.48 \pm 0.08$  млн лет. По химическому составу и возрасту порода ЮГ-429/16 близка к лавам разрезов Реха, Авранло и нижнего горизонта разреза Гумбати, а порода ЮГ-428/16 является аналогом изученных лав горы Айилья, вулканитов в окрестностях с. Цинцаро, верхних горизонтов разрезов Гумбати и Ашкала II (нижняя палеотерраса). Отметим, что в работе [Nomade et al., 2016] для лав разреза Бешташени было опубликовано K-Ar датировка (обр. TS-03-08,  $1.40 \pm 0.03$  млн лет) хорошо согласующаяся с нашим результатом.

Окончание южной ветви Алгетского потока располагается у шоссе Тбилиси–Цалка, где его лавы прилегают к подножию хребта Бедени (см. рис. 1).

Нами проведена стратиграфическая корреляция данных, полученных для разрезов Алгетского потока, на основе которой реконструировано строение этой лавовой реки (см. рис. 6). Установлено, что Алгетский поток формировался в течение длительного периода времени, общей протяженностью более 1 млн лет, в течение пяти дискретных импульсов магматизма: I — 2.7–2.6, II — 2.2–2.1, III — 2.0–

1.8, IV – 1.75–1.65, V – 1.5–1.4 млн лет назад. Отметим, что импульс I относится к третьей, импульсы II и III – к четвертой, импульсы IV и V – к пятой фазам позднекайнозойского основного вулканизма Джавахетской области, выделенным в работе [Лебедев и др., 2008], в то время как лавы Храмского потока (возраст –  $3.19 \pm 0.10$  млн лет) были извержены в течение второй его фазы.

Лавы I импульса формирования Алгетского потока, представленные базальтами, обнаружены нами только в нижней части разреза Ашкала I. Нельзя исключать, что они присутствуют и в других разрезах северной ветви лавовой реки (у сел Кариаки, Сабечиси и др.), которые не были изучены нами. К настоящему времени можно с уверенностью утверждать, что они отсутствуют в конечной части северной ветви и не участвуют в строении – южной. Во II импульс образовалась большая часть базальтовых лав северной ветви Алгетского потока, которые начинаются в районе с. Ашкала, где слагают разрезы вулканогенной толщи верхней палеотеррасы, и протягиваются вплоть до окончания северной ветви потока в районе озера Тба.

Вулканиды III–V импульсов в целом отличаются меньшей основностью (III–IV – трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, V – только базальтовые трахиандезиты). В период 2.0–1.8 млн лет назад (III импульс) были извержены лавы, слагающие низы разрезов начальной части Алгетского потока (Реха, Авранло, Гумбати, Ашкала II – нижняя палеотерраса), а также его южной ветви (разрез Бешташени). Отметим, что в разрезе Авранло присутствуют не менее шести горизонтов вулканитов этого возраста; в разрезе Гумбати и далее к востоку – только один. В IV импульс (~1.7 млн лет назад) были извержены лавы средних горизонтов разрезов Гумбати и Ашкала II (нижняя палеотерраса). Логично предположить их присутствие в верхних не изученных нами частях разрезов Авранло и Реха (см. рис. 1, 5, 6). В этот период времени магматическая активность была проявлена наименее масштабно по сравнению с другими импульсами. Сформировался один маломощный лавовый горизонт, обнаруженный в настоящее время лишь в двух разрезах. Наконец, в течение V импульса (~1.5 млн лет назад) развития Алгетского потока были извержены вулканиты, слагающие верхние части разрезов Гумбати и Ашкала II (нижняя палеотерраса), а также южной ветви лавовой реки (Цинцкаро, Айилья, Бешташени). Аналогично с породами IV импульса мы предполагаем их наличие также в начальной части Алгетского потока в верхних частях разрезов Авранло и Реха (см. рис. 1, 6).

На основе полученных данных нами уточнена геологическая карта Джавахетской неовулкани-

ческой области [Лебедев и др., 2008] в части геологических границ молодых вулканических образований в северо-восточной части этого региона (см. рис. 1, 5). Кроме полевых наблюдений, эта работа включала в себя дешифрирование детальных космических снимков. Однако, на значительной территории, не охваченной нашими полевыми исследованиями, геологические границы показаны условно, т.к. для более детального и точного оконтуривания разновозрастных образований в составе Алгетского потока (особенно на участке между селами Ашкала и Барети, см. рис. 1), требуется проведение дополнительных геологических маршрутов.

Несмотря на значительную разницу во времени образования и заметные отличия в химическом составе, все изученные вулканиты Алгетского потока характеризуются близким петрографическим обликом (см. табл. 1). Преобладают пористые разности (объем пор достигает 15%). Структура пород – сериально-порфировая или субафировая (см. рис. 4в, г). Количество фенокристов варьирует от 5 до 60 об. %, они представлены плагиоклазом и оливином, к которым обычно добавлен клинопироксен. По объему среди вкрапленников обычно преобладает плагиоклаз ( $An_{35-54}$ ). Наиболее часто встречаются его фенокристы, отвечающие по составу основному андезиту ( $An_{45-48}$ ). Заметные вариации состава минерала связаны, вероятно, с его относительно быстрой кристаллизацией и формированием сериально-порфировой структуры. При этом об ускоренной кристаллизации расплавов косвенно свидетельствуют формирование в лавах большого количества узких удлиненных лейст плагиоклаза и появление скелетного строения в краевых частях вкрапленников оливина. Количество последнего также значительно и в некоторых вулканитах превышает объем фенокристов плагиоклаза. Индивиды клинопироксена обычно невелики по размеру. Наиболее крупные из них заполняют интерстиции между другими минералами вкрапленниками, образуя монокристаллические выделения неправильной формы. По составу они представлены авгитом и реже титан-авгитом. Плагиоклазы и клинопироксены в шлифах имеют петрографически свежий облик, а большинство вкрапленников оливина в разной степени замещено идингситом. Основная масса вулканитов Алгетского потока обычно имеет долеритовую или офитовую (реже гиалопилитовую, пилотакситовую или микролитовую) структуру, преимущественно состоит из удлиненных лейст плагиоклаза, микрокристаллов клинопироксена, оливина и рудных минералов, а также варьирующих количеств вулканического стекла (вплоть до его полного отсутствия). Во многих базальтоидах присутствует акцессорный апатит (см. табл. 1).

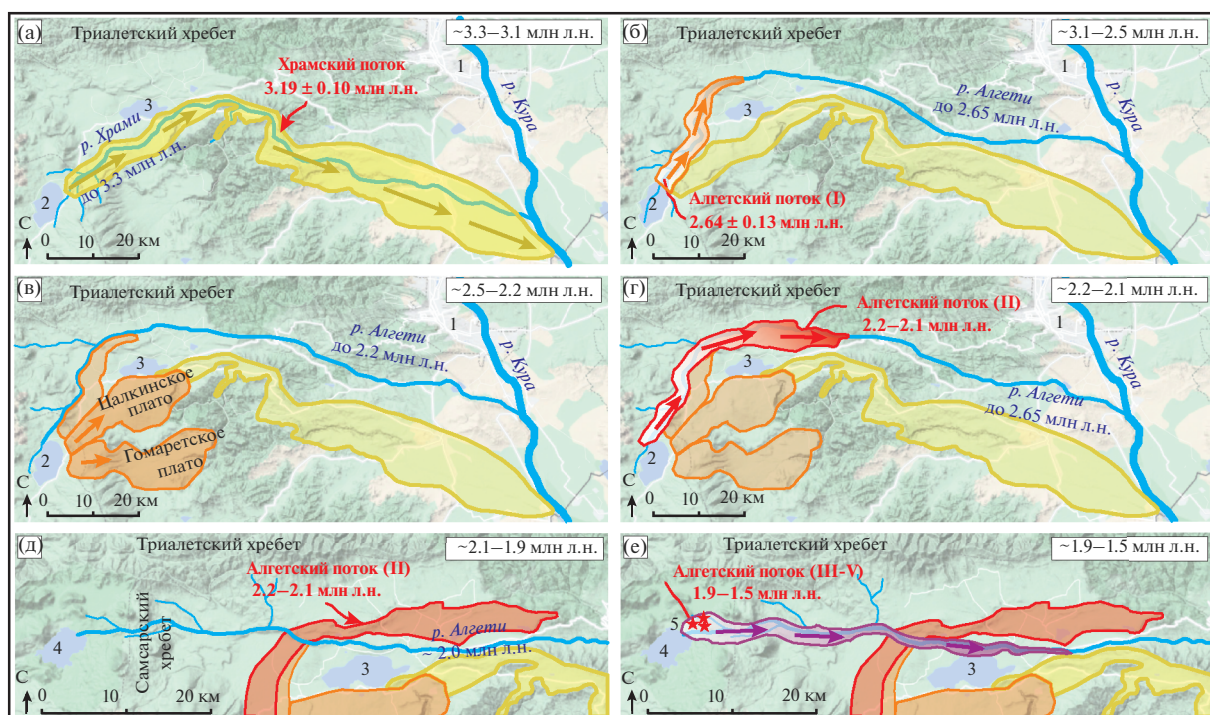
Лавы Алгетского потока представлены умеренно-калиевыми базальтами (I и II импульсы магматизма), трахибазальтами (III и IV импульсы) и базальтовыми (трахи-)андезитами (III–V импульсы), относящимися к известково-щелочной или умеренно-щелочной петрохимическим сериям, соответственно (см. табл. 3, рис. 3). Содержание главных породообразующих оксидов в них варьирует в широких интервалах (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 48.2–53.9,  $\text{MgO}$  – 5.0–8.5,  $\text{TiO}_2$  – 1.2–1.8,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  – 4.1–5.6 при  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.6–1.5. К наиболее примитивным породам относятся базальты I импульса магматизма ( $\text{MgO}$  – 8.5 мас. %,  $\text{Ni}$  – 220 г/т,  $\text{Cr}$  – 250 г/т,  $\text{Co}$  – 45 г/т,  $\text{Mg\#}$  – 0.59); остальные вулканиды – это в различной степени дифференцированные образования ( $\text{MgO}$  – 4.6–7.4 мас. %,  $\text{Mg\#}$  – 0.51–0.57). Аналогично базальтам Храмского потока лавы Алгетского заметно обогащены  $\text{Zr}$  (130–185 г/т), в существенно большей степени  $\text{Sr}$  (470–760), а также  $\text{Ba}$  (180–440 г/т). Согласно выполненным расчетам нормативного (CIPW NORM) минерального состава, все изученные породы являются диопсид- и оливин-нормативными ( $D_i$ , до 17.2%,  $O_l$ , до 17.3%), что соответствует минералогическому описанию изученных проб (см. табл. 1). В значительной части образцов присутствует нормативный гиперстен (до 18.2%, см. табл. 3), не обнаруженный нами при петрографическом изучении лав; в нескольких пробах, где нормативный ортопироксен отсутствует, одновременно появляется нормативный нефелин в незначительных количествах (до 2%). В ряде наиболее кислых лав Алгетского потока (ЮГ-303/13, ЮГ-406/15 (см. табл. 3), а также в TS-06-08) вместо нормативного оливина в составе появляется нормативный кварц (до 2%). Акцессорные минералы во всех породах представлены нормативными магнетитом (4–6%), ильменитом и апатитом (2–4 и около 1% соответственно).

Полученные данные позволяют предположить, что Алгетский поток сформировали лавы, изверженные вулканами, которые располагались в разных частях Джавахетского нагорья. Базальты с возрастом около 2.7 млн лет появляются в разрезах потока только в средней части этой лавовой реки (окрестности с. Ашкала); в разрезах ее начальной части они отсутствуют. Мы предполагаем, что лавы I импульса пришли в палеодолину р. Алгети с юго-западного направления, а вулканические аппараты, ответственные за их появление, располагались на северном окончании Джавахетского хребта. Действительно, ранее в этой части региона нами было изучено несколько шлаково-лавовых конусов (Бикети, Гречишная и др. [Лебедев и др., 2008]), извергавших эффузивы основного состава в период 2.7–2.5 млн лет назад. Отметим, что породы этого возраста также слагают обширное Цалкинское плато в северо-восточной части Джавахетской области, но там они ха-

рактеризуются более кислым химическим составом по сравнению с базальтами I импульса магматизма Алгетского потока (см. рис. 3).

Вероятно, в северной части Джавахетского хребта (или на его северо-восточных склонах) располагались и центры извержений, давшие лавы II импульса с возрастом 2.2–2.0 млн лет, которые, спустившись в палеодолину р. Алгети, сформировали в ней северную ветвь Алгетского потока. Вулканиды II импульса магматизма, также как и I, появляются в разрезах лавовой реки в окрестностях с. Ашкала (см. рис. 1, 5), что позволяет предполагать близкое пространственное положение вулканических аппаратов, генерировавших лавы в два эти временных периода. Отметим, что на северо-восточном склоне Джавахетского хребта нами ранее был описан ряд конусов, сложенных эффузивами основного состава (Иняк-Даг и др.), возраст которых составляет около 2 млн лет [Лебедев и др., 2008].

Лавы III–V импульсов магматизма (1.9–1.5 млн лет), очевидно, спустились в палеодолину р. Алгети с западного направления (см. рис. 1). В районе оз. Табацкури, к северо-востоку от него, на высоте около 2050 м (т.е. стратиграфически выше всех описанных в данной работе разрезов) нами обнаружены остатки трех вулканических конусов (см. рис. 1). Их лавы распространялись, следуя уклону местности, в южном направлении и достигли берега озера, сформировав в итоге покров площадью до 7.5 км<sup>2</sup>. Почти со всех сторон это лавовое поле окружено и перекрывается позднеплейстоценовыми вулканическими образованиями Самсарского хребта (лавы вулканов Тавкветили и Шавнабада). Один из трех вулканических конусов в настоящее время вскрыт карьером, в котором наблюдается разрез пирокластических отложений. Нами отобран образец андезита (ЮГ-409/15) из стекловатой бомбы, K-Ar возраст которого составляет  $2.2 \pm 0.8$  млн лет (см. табл. 2). Большая погрешность датировки обусловлена крайне высоким содержанием атмосферного аргона (99%) в этой породе. Тем не менее, полученный результат может свидетельствовать в пользу того, что именно вулканические аппараты в районе оз. Табацкури являлись центрами извержений для вулканидов южной ветви Алгетского потока. Дополнительным аргументом, подтверждающим данное предположение, является описание образца трахибазальтов (14-039) из работы [Bewick, 2016], который был отобран автором в 4 км к ЮВ–В от упомянутых конусов из коренного обнажения, перекрытого позднеплейстоценовыми андезитами вулкана Шавнабада (см. рис. 1). Данная порода по составу близка к трахибазальтам с возрастом около 1.9 млн лет, слагающим нижнюю часть разреза Авранло в начальной части Алгетского потока (см. табл. 3, рис. 3). Хотя в работе [Bewick, 2016] отсутствует датировка для



**Рис. 7.** Схема, иллюстрирующая историю развития молодого магматизма, эволюцию рельефа и речной сети в северо-восточной части Джавахетского нагорья.

1 – положение современного города Тбилиси; 2–4 – положение современных крупных водоемов (2 – оз. Паравани; 3 – Цалкинское водохранилище; 4 – оз. Табацкури); 5 – шлако-лавовые вулканические конуса на СВ берегу оз. Табацкури.

образца 14-039, стратиграфическое положение точки отбора этой породы и химический состав лавы позволяют предположить, что ее возраст находится в интервале 1.9–1.5 млн лет назад (III–V импульсы). В заключение также отметим, что в северной и северо-западной частях Джавахетской области достаточно широко распространены основные лавы с аналогичным возрастом (1.9–1.5 млн лет), слагающие здесь верхние части разрезов ахалкалакской свиты [Лебедев и др., 2008].

*История молодого магматизма, формирования рельефа и сети речных долин в северо-восточной части Джавахетского нагорья*

Полученные результаты позволяют реконструировать историю развития молодого магматизма в северо-восточной части Джавахетской неовулканической области, а также проследить эволюцию рельефа, обусловленную масштабными вулканическими извержениями и геологической работой рек на территории данного региона на рубеже плиоцена и плейстоцена (рис. 7).

Согласно опубликованным данным [Лебедев и др., 2008] в течение позднего миоцена–раннего плиоцена северо-восточная часть Джавахетской области оставалась амагматичной (масштабные

извержения в это время имели место в ее юго-восточной части и в пределах соседнего Эрушетского нагорья). В орографическом плане в тот период рассматриваемый регион, вероятно, представлял собой среднегорье с сильно расчлененным рельефом. На его востоке, как и в настоящее время, имелись ограниченные по площади выходы Храмского кристаллического массива; на остальной территории поверхность слагали вулканогенно-осадочные образования палеогена–мела.

Предположительно около 3 млн лет назад начала формироваться субмеридиональная вулканическая гряда Джавахетского хребта. Мы полагаем, что на начальной стадии основные извержения происходили в его центральном сегменте. Высокотемпературные подвижные базальтовые лавы постепенно стекали в палеоруло р. Храми (исток которой мог находиться в районе современного оз. Паравани) и распространились по нему в северо-восточном, а затем юго-восточном направлении на расстояние до 100 км, сформировав протяженную, но маломощную долинную лавовую реку (см. рис. 7а). Таким образом, исток и русло р. Храми были полностью перекрыты вулканоогенной толщей Храмского потока. Впоследствии к северу от лав начало формироваться реч-

ное палеоруслор. Алгети (см. рис. 7б), а палеоруслор реки Храми сместилось южнее.

В период около 2.7 млн лет назад ареал вулканической активности начал расширяться: возникли новые центры извержений лав уже в северном сегменте формирующегося Джавахетского хребта. Излившиеся потоки базальтовых лав текли в северо-восточном направлении, заполняя вновь образованное палеоруслор. Алгети (I импульс, см. рис. 7б). В своей конечной части они достигли южных склонов Триалетского хребта в районе современного с. Ашкала. В последующем (около 2.5 млн лет) состав продуктов эндогенной активности стал более кислым (базальтовые андезиты – андезиты), лавы распространялись от Джавахетского хребта в восточном направлении, сформировав обширные плато (Цалкинское и Гомаретское) и полностью перекрыв начальную часть Храмового потока (см. рис. 7в). Произошло сглаживание рельефа в северо-восточной части Джавахетского нагорья.

Временной интервал 2.5–2.2 млн лет назад ознаменовался дальнейшей миграцией палеоруслор. Алгети в северном направлении: оно сместилось вплотную к южным отрогам Триалетского хребта (см. рис. 7в). Новый всплеск основного вулканизма в северной части Джавахетского хребта около 2.2–2.1 млн лет назад с интенсивным извержением базальтовых расплавов привел к образованию серии лавовых потоков, заполнивших палеодолину Алгети на протяжении 40 км, и завершению формирования северной ветви Алгетской лавовой реки (II импульс, см. рис. 7г).

Описанные выше события привели к очередному смещению палеоруслор. Алгети. Ее новый исток сформировался в районе современного оз. Табацкури (см. рис. 1, 7). Руслор прорезало лавы северной ветви в районе современных сел Гумбати и Ашкала в восточном направлении, после чего воды р. Алгети стали стекать в депрессию между северной ветвью Алгетского потока (на севере), а также уступом лав Цалкинское плато и Храмового потока на юге (см. рис. 7д). Впоследствии, в период 1.9–1.5 млн лет назад, близ оз. Табацкури возникло три шлаково-лавовых конуса, извергавших в разное время лавы, отвечающие по составу трахибазальтам и базальтовым трахиандезитам. В результате образовалась серия потоков базальтоидов, которые распространялись по палеоруслор. Алгети в восточном направлении и в итоге сформировали южную ветвь этой одноименной лавовой реки (III–IV импульсы, см. рис. 7е). Максимальная по своим масштабам вулканическая активность в этот период имела здесь место ~1.9–1.8 млн лет назад, когда сформировалась серия лавовых потоков общей протяженностью около 45–50 км. Последующие извержения (около 1.7 и 1.5 млн лет назад) были менее масштаб-

ными: на каждом из этих импульсов магматизма сформировалось только по одному лавовому потоку. Лавы IV импульса (~1.7 млн лет назад) продвинулись примерно на 20–25 км к востоку от оз. Табацкури. Их окончание в настоящий момент отмечено в районе сел Гумбати и Ашкала. А лавы V импульса с возрастом около 1.5 млн лет распространились вплоть до окрестностей современного с. Имера, на 45–50 км от предполагаемого центра извержений (см. рис. 1, 7).

В последующий период в депрессии между телами Алгетского и Храмового потоков, где сейчас располагается Цалкинское водохранилище, сформировался крупный водоем, избыток вод из которого начал прорезать себе коллектор в юго-восточном направлении, через лавы Цалкинское плато. В дальнейшем данный коллектор стал начальным участком современного русла р. Храмы, а озеро было полностью спущено. Исток р. Алгети переместился к северо-востоку от северной ветви Алгетского потока на южный склон Триалетского хребта. С течением времени тело Алгетской долинной реки было в нескольких местах полностью прорезано новыми поперечными ему речными потоками (р. Кция, р. Гумбати и др.), стекавшими с южного склона Триалетского хребта. Впоследствии эти новые речные потоки сформировали исток современной р. Храмы.

Современные тектонические движения на Малом Кавказе, связанные с процессами коллизии Евразийской и Аравийской плит, привели к тому, что вулканы Храмовой и Алгетской лавовых рек в настоящее время находятся на многих участках во вторичном залегании – или моноклинальном, с падением горизонтов базальтоидов на юг, или в ряде мест с формированием антиклиналей. Отметим также, что северная ветвь Алгетского потока на изученном нами участке от села Ашкала до озера Тба залегает гипсометрически выше южной, что подтверждает более “древний” возраст слагающих ее пород.

Подводя некоторый итог, перечислим основные факторы, которыми было обусловлено образование долинных лавовых рек в северо-восточной части Джавахетского нагорья в конце плиоцена–начало плейстоцена.

1) Состав расплавов: основные лавы, имеющие высокую температуру и малую вязкость, могут распространяться на значительные расстояния.

2) Большой объем изверженного материала, который заполнял палеодолины рек на длительных интервалах.

3) Наличие развитой сети глубоковрезанных речных долин, быстрая скорость формирования новых долин (после заполнения ранее существовавших лавами) в условиях среднегорья и, вероятно, влажного климата. Протяженность и форма тел лавовых рек, естественно, в первую очередь

определялась параметрами речных долин: в заполненных ими каньонах они крайне узки; в районах, где палеорула выходили на плато или равнину — их ширина достигает 10 и более километров. Наиболее ярко это заметно в случае Храмского потока, который в начальной части иногда сужается до 1 км, а после выхода на Нижнекартлийскую равнину образует протяженный плащеобразный покров.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые детально изучены плиоцен-раннечетвертичные базальтоиды северо-восточной части Джавахетской неовулканической области, в литературе ранее относимые к начальной части Храмского лавового потока [Схиртладзе, 1958; Джигаури, 1991 и др.]. Показано, что по факту на территории рассматриваемого региона располагается сразу две долинных лавовых реки, сформировавшихся на разных фазах позднекайнозойского магматизма Джавахетской области: в южной части — хорошо известный в литературе плиоценовый Храмский поток, в северной — впервые описанный раннеплейстоценовый поток, названный нами Алгетским по реке, палеодолину которой он заполнил.

Получены новые изотопно-геохронологические данные, подтверждающие, что сложенный известково-щелочными базальтами Храмский поток, имеющий максимальную протяженность среди всех известных лавовых рек Джавахетской области (до 100 км), образовался в конце плиоцена ( $3.19 \pm 0.10$  млн лет назад). Вулканические аппараты, ответственные за образование этой лавовой реки, по нашему мнению, находились в центральном сегменте Джавахетского хребта (современный район оз. Паравани), откуда стекали в палеоруло р. Храмы, заполнив его фактически на всем протяжении. В последующем начальная часть Храмского потока была перекрыта более молодыми лавами Цалкинского плато.

Алгетский поток имеет сложное геологическое строение (наиболее сложное среди всех изученных долинных лавовых рек региона) и формировался на протяжении длительного интервала времени (более 1 млн лет). Его протяженность составляет около 55–60 км. Нами выделено пять отдельных импульсов магматической активности, в течение которых были извержены базальтоиды (базальты — трахибазальты — базальтовые трахиандезиты), слагающие эту лавовую реку: I — 2.7–2.6, II — 2.2–2.1, III — 2.0–1.8, IV — 1.75–1.65, V — 1.5–1.4 млн лет назад. В течение первых двух импульсов формирование лавовой реки происходило за счет активности вулканических аппаратов, находившихся на северном окончании Джавахетского хребта и извергавших расплавы, по составу близкие к известково-щелочным базальтам

Храмского потока. В это время образовались эффузивы, слагающие сейчас низы стратиграфических разрезов в срединной части Алгетского потока и в конечной части — его северную ветвь. В последующем (импульсы III–V) формирование Алгетского потока продолжилось в результате извержений шлаково-лавовых конусов в районе оз. Табацкури. Излившиеся разновозрастные лавы заполнили вновь образованную долину р. Алгети и узкими потоками распространились на расстояние до 50 км. В настоящее время они слагают начальную (западную) часть лавовой реки, верхи стратиграфических разрезов в ее средней части и далее на востоке — южную ветвь. Отметим, что в период образования Алгетского потока состав слагающих его пород в целом менялся в гомодромной последовательности, а лавы обеих долинных лавовых рек (Храмской и Алгетской) в целом характеризуются близкими петрографическим обликом и многими геохимическими характеристиками.

Необходимо отметить, что выделенные нами в данной работе северная и южная ветви Алгетской лавовой реки заполняют разновозрастные палеодолины р. Алгети и пересекаются, фактически, в средних по протяженности частях обеих ветвей, на локальном участке в районе с. Ашкала. Вулканические аппараты, предлагаемые нами в качестве источников лав для данных потоков, удалены друг от друга примерно на 30 км по прямой линии. Таким образом, авторы статьи признают, что выделенные ими северная и южная ветви Алгетского потока с формальной точки зрения могут и, вероятно, должны в дальнейшем рассматриваться, как две отдельные разновозрастные долинных лавовые реки. Однако, обоснование этого потребует проведения дополнительных исследований, особенно для лав с возрастом 2.7–2.1 млн лет назад, например, в районе сел Куши, Кариаки и Сабечиси (см. рис. 1).

Итак, полученные новые стратиграфические данные позволили реконструировать историю молодого магматизма в рассматриваемой части Малого Кавказа, проследить основные закономерности в формировании здесь современного рельефа и сети речных долин, а также сделать задел для будущих исследований.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Гос. задания ИГЕМ РАН № 121041500219-4.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Гамкрелидзе И.П.* Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии // Тр. ГИН АН Грузии. Нов. сер. Вып. 115 // Материалы научной сессии, посвященной

- 110-летию со дня рождения акад. А.И. Джанелидзе. Тбилиси, 2000. С. 204–208.
- Геологическая карта СССР. Серия Кавказская. Масштаб 1 : 200000. Листы К-38-XX, К-38-XXI / Составитель Б.И. Каландаришвили. Л.: ВСЕГЕИ, 1957.
- Глевасская А.М., Михайлова Н.И., Цыкора В.Н. Магнетизм вулканитов Альпийской геосинклинальной области СССР и некоторые черты геомагнитного поля позднего кайнозоя // Палеомагнетизм. Магнетизм. Геомагнитное поле. Киев: Наукова думка, 1976. С. 3–18.
- Джиганури Д.Г. Южно-Грузинское нагорье // Грузия в антропогене. Тбилиси: Сакартвело, 1991. С. 91–125.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Петрография Цалкинской лавовой свиты // Сб. трудов Геологического института АН ГрССР. 1951. С. 83–98.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Дудаури О.З. и др. Самсарский вулканический центр как очаг новейшего вулканизма на Малом Кавказе: К-Ар геохронологические и Sr-Nd изотопные данные // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 6. С. 802–808.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Аракелянц М.М. и др. Геохронология неоген-четвертичного дацитового вулканизма северо-западной части Малого Кавказа (Грузия) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 96–115.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др. Геохронология и вопросы генезиса субщелочных базальтов лавовых рек Джавахетского нагорья, Малый Кавказ: К-Ар и Sr-Nd изотопные данные // Геохимия. 2007. № 3. С. 1–16.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Дудаури О.З., Вашикидзе Г.Т. Геохронология плиоценового вулканизма Джавахетского нагорья (Малый Кавказ). Статья 2. Восточная часть Джавахетского нагорья. Региональная геологическая корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 5. С. 101–123.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Шарков Е.В. Геохронологическая шкала и эволюция позднекайнозойского магматизма Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса // Докл. РАН. 2011. Т. 441. № 4. С. 521–526.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Вашикидзе Г.Т. и др. Геохронология миоценового вулканизма северной части Малого Кавказа // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 1. С. 67–72.
- Лебедев В.А., Вашикидзе Г.Т., Парфенов А.В., Якушев А.И. Происхождение адакитовых магм в молодых зонах континентальной коллизии на примере плиоценового дацитового вулканизма Ахалалакского лавового плато (Джавахетское нагорье, Малый Кавказ) // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 327–351.
- Майсурадзе Г.М., Кулошвили С.И. Некоторые вопросы геологии молодого вулканизма Джавахетского нагорья // Проблемы геологии и петрологии. Новая серия. Вып. 114. Тбилиси: ГИН АН Грузии, 1999. С. 220–228.
- Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГрССР, 1958. 368 с.
- Схиртладзе Н.И. Осадочные образования, связанные с основными лавами Южной Грузии // Сб. трудов Геологического института АН ГрССР. 1959. С. 205–212.
- Трифонов В.Г., Шалаева Е.А., Саакян Л.Х. и др. Четвертичная тектоника новейших впадин Северо-Западной Армении // Геотектоника. 2017. Т. 51. № 5. С. 42–64.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Ар датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.
- Bewick S. Deciphering the tectonics of the Caucasus from post-collisional volcanism. A thesis presented for the degree of doctor of philosophy. London, United Kingdom: Department of Environment, Earth and Ecosystems, The Open University of London, 2016. 261 p.
- Caccavari A., Calvo-Rathert M., Goguitchaichvili A. et al. Palaeomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of a Pliocene lava flow sequence in the Lesser Caucasus: record of a clockwise rotation and analysis of palaeosecular variation // Geophysical Journal International. 2014. V. 197. P. 1354–1370. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu097>
- Garcia T., Feraud G., Falgueres C. et al. Earliest human remains in Eurasia: New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Dmanisi hominid-bearing levels, Georgia // Quaternary Geochronology. 2010. V. 5. P. 443–451. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.09.012>
- Irvine T.M., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // Canad. J. Earth. Sci. 1971. V. 8. P. 523–548.
- Le Maitre R.W. Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 56. P. 181–189.
- Messenger E., Nomade S., Voinchet P. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and phytolith analysis of the Early Pleistocene sequence of Kvemo-Orozmani (Republic of Georgia): chronological and palaeoecological implications for the hominin site of Dmanisi // Quaternary Sciences Reviews. 2011. V. 30. P. 3099–3108. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.008>
- Messenger E., Belmecheri S., Von Grafenstein U. et al. Late Quaternary record of the vegetation and catchment-related changes from Lake Paravani (Javakheti, South Caucasus) // Quaternary Science Reviews. 2013. V. 77. P. 125–140. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.011>
- Nomade S., Scao V., Guillou H. et al. New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , unspiked K/Ar and geochemical constraints on the Pleistocene magmatism of the Samtskhe-Javakheti highlands (Republic of Georgia) // Quaternary International Quaternary International. 2016. 395. P. 45–59.
- Okrostsvaridze A., Chung S.-L., Lin Y.-C. et al. Geometry and Zircons U-Pb Geochronology of the Mtkvari Ignimbrites Flow, Samtske-Javakheti Volcanic Highland, Lesser Caucasus // Bulletin of Georgian National Academy of Sciences. 2017. V. 11. № 4. P. 82–90.
- Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.
- Ritz J.-F., Avagyan A., Mkrtchyan M. et al. Active tectonics within the NW and SE extensions of the Pambak-Sevan-Syunik fault: Implications for the present geodynamics of Armenia // Quaternary International. 2016. V. 395. P. 61–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.05.021>
- Sheth H., Meliksetyan K., Gevorgyan H. et al. Intracanyon basalt lavas of the Debed River (northern Armenia), part of Pliocene–Pleistocene continental flood basalt province in



the South Caucasus // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 295. P. 1–15.

<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.02.010>

*Steiger R.H., Jager E.* Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cos-

mochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. № 36. P. 359–362.

*Trifonov V.G., Lyubin V.P., Belyaeva E.V. et al.* Stratigraphic and tectonic settings of Early Paleolithic of North-West Armenia // *Quaternary International.* 2016. V. 420. P. 178–198.

## The History of Formation of Pliocen-Quaternary Valley Lava Rivers in the Northeast Part of the Javakheti Volcanic Highland (Lesser Caucasus)

A. V. Parfenov<sup>1</sup>, \*, V. A. Lebedev<sup>1</sup>, G. T. Vashakidze<sup>2</sup>, A. I. Yakushev<sup>1</sup>, and B. D. Ediberidze<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow 119017 Russia*

<sup>2</sup>*A. Janelidze Institute of Geology, I. Javakishvili Tbilisi State University, Politkovskaya str., 5, Tbilisi, 0186 Republic of Georgia*

\*e-mail: [parfenov@igem.ru](mailto:parfenov@igem.ru)

The article presents new results of geological-stratigraphic and isotope-geochronological study of young lavas in the northeast part of the Javakheti Highland (Lesser Caucasus, Republic of Georgia). A valley lava river (Algeti flow) with a complex structure and total length about 55 km was described for the first time (no information about this valley lava river was previously published in the scientific literature). It was shown that a young magmatism in the northeast of the Javakheti area developed in the time interval of 3.2–1.5 Ma. Its early phase ( $3.19 \pm 0.10$  Ma) was marked by the formation of the longest (up to 100 km) valley lava river (Khrami flow), composed of basalts, among the similar geological objects known in the Lesser Caucasus. Subsequently (2.7–2.5 Ma), the continuation of eruptions led to the formation of extensive lava plateaus in the region (Tsalka, Gomareti and others). The formation of the Algeti valley lava river (Algeti flow), composed of basaltoids, began from the end of Piacenzian and continued over ~1 m.y. until the beginning of Gelasian (2.7–2.0 Ma) as a result of the activity of volcanoes in the northern part of the Javakheti Range. The final stage of formation (1.9–1.5 Ma) of Algeti flow was likely associated with eruptions of volcanic cones near Tabatskuri Lake. The obtained data, along with the reconstruction of the history of young magmatism, made it possible to follow the main features in the formation of modern relief and the river valley system in the considered part of the Lesser Caucasus.

**Keywords:** Lesser Caucasus, Georgia, Javakheti Highland, Neogene-Quaternary volcanism, valley lava rivers, Algeti flow, Khrami flow, isotope geochronology, K-Ar dating