

УДК 550.42

## ХРОНОЛОГИЯ ИЗВЕРЖЕНИЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ КЕЛЬСКОГО НАГОРЬЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ) ПО ДАННЫМ К–Аг-ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

© 2004 г. В. А. Лебедев, член-корреспондент РАН И. В. Чернышев, Е. В. Арутюнян,  
С. Н. Бубнов, О. З. Дудаури, Г. Т. Вашакидзе

Поступило 13.07.2004 г.

Настоящая работа является продолжением предпринятого ее авторами систематического изотопно-геохронологического исследования новейшего вулканизма Кавказского региона и посвящена детальному изучению вулканитов Кельского нагорья с целью установления продолжительности вулканической активности в этом регионе, выявления периодов максимальной активности и временной корреляции выделенных фаз четвертичного магматизма с фазами других вулканических центров Большого и Малого Кавказа.

Кельское нагорье, расположенное на южном склоне Главного Кавказского хребта к западу от Крестового перевала, является одним из наиболее крупных центров проявления новейшего вулканизма в пределах Казбекской неовулканической области Большого Кавказа. В отличие от соседнего Казбекского или Эльбрусского центров, где в четвертичное время сформировались крупные полигенные стратовулканы, на Кельском нагорье на площади менее 150 км<sup>2</sup> образовалось около 30 отдельных, преимущественно моногенных вулканических построек, представленных как лавовыми вулканами, так и экструзивными куполами и шлаковыми конусами. Ареальный тип вулканизма, проявленный на Кельском нагорье, делает этот район уникальным среди других неовулканических центров Большого Кавказа, поэтому расшифровка хронологии его развития имеет важное фундаментальное значение для построения временной шкалы позднекайнозойского магматизма всего Кавказского региона.

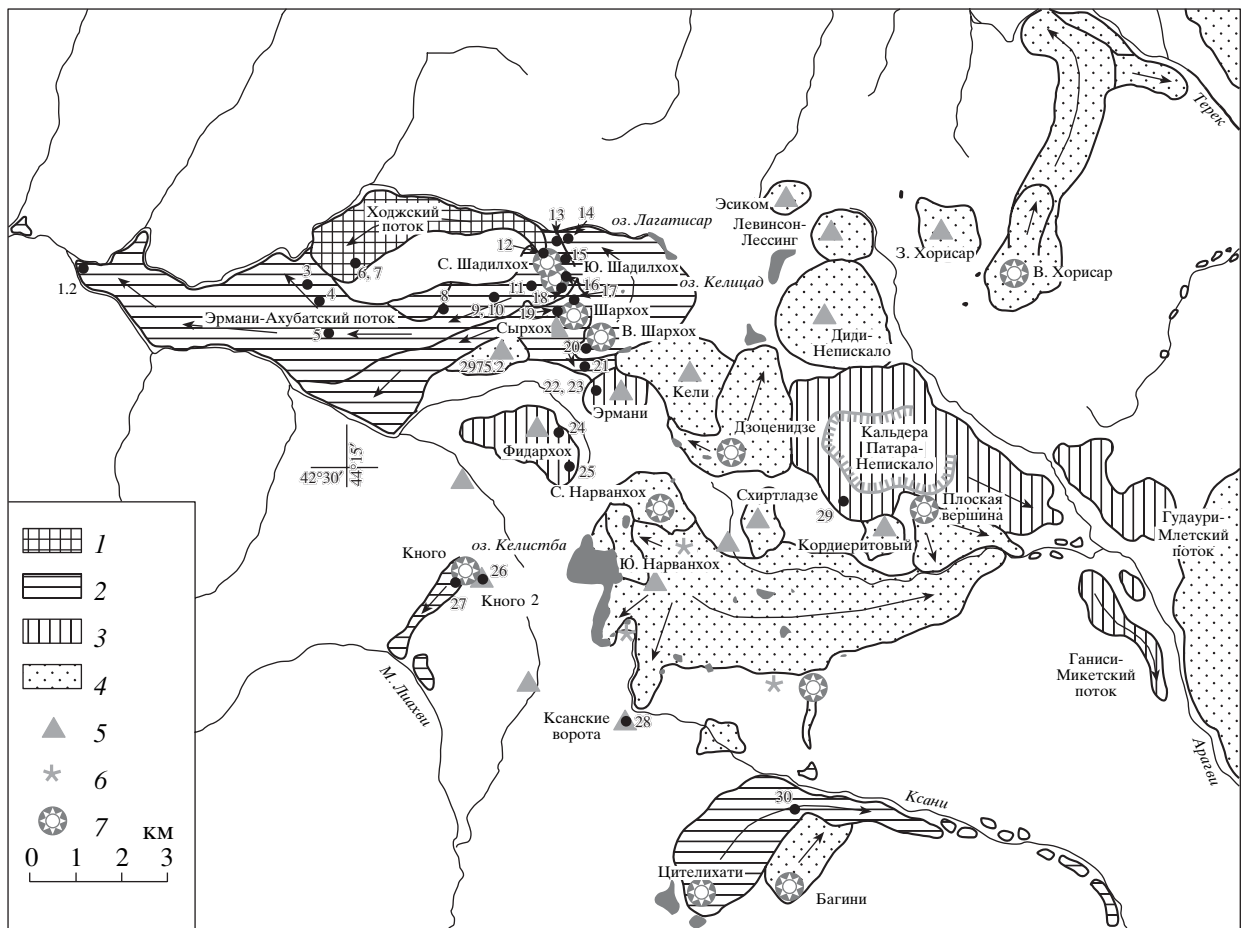
Вулканы Кельского нагорья сосредоточены отдельными группами в истоках рек Ксани, Белая Арагви, Большая и Малая Лиахви к западу от Крестового перевала (рис. 1). Лавовые покровы сни-

велировали древний рельеф и образовали несколько высокогорных плато с абсолютными отметками высот от 2000 до 3200 м, над которыми возвышаются вулканические конусы с относительной высотой от 100 до 600 м. Наиболее крупная вершина в регионе – вулкан Диди-Непискало (3694 м). Фундамент Кельского нагорья слагают флишевые отложения (песчаники, сланцы) средней–поздней юры и раннего мела.

В геоморфологическом отношении Кельское нагорье подразделяется на несколько частей. На самом юге района немного обособленно возвышается крупный вулкан Цителихати, лавовый поток которого протянулся по долине р. Ксани на несколько километров. Севернее него, в районе оз. Кели и верховьев р. Арагвистави расположено Кельское плато, сложенное лавами вулканов Сев. и Юж. Нарванхох, а также ряд экструзивных куполов. Восточная часть Кельского нагорья образована кальдерой Патара-Непискало, вулканами Диди-Непискало, Кели, Зап. и Вост. Хорисар и рядом других. Наконец, на западе региона в истоках р. Большая Лиахви наблюдается протянувшаяся в меридиональном направлении вулканическая гряда Кай-дон (вулканы Фидархох, Шархох, Сев. и Юж. Шадилахох и ряд других), к западу от которой по палеодолинам рек спустились два крупных лавовых потока – Эрмани-Ахубатский на юге и Ходжский на севере. В истоках р. М. Лиахви в непосредственной близости друг от друга располагаются лавовый вулкан Кного и небольшая разрушенная экструзия Кного 2 [1].

Начало детальному изучению вулканизма Кельского нагорья было положено Н.И. Схиртладзе, который описал большинство вулканов региона и выделил здесь древние (доледниковые) и молодые (постледниковые) лавы [2]. В более поздних работах на основании геоморфологических и петрохимических данных было проведено стратиграфическое расчленение эффузивов Кельского нагорья, составлены детальные геологические карты [3–5]. Практически все исследователи, работавшие в регионе, указывали на очень молодой –

*Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии  
Российской Академии наук, Москва  
Геологический институт  
Академии наук Грузии, Тбилиси*

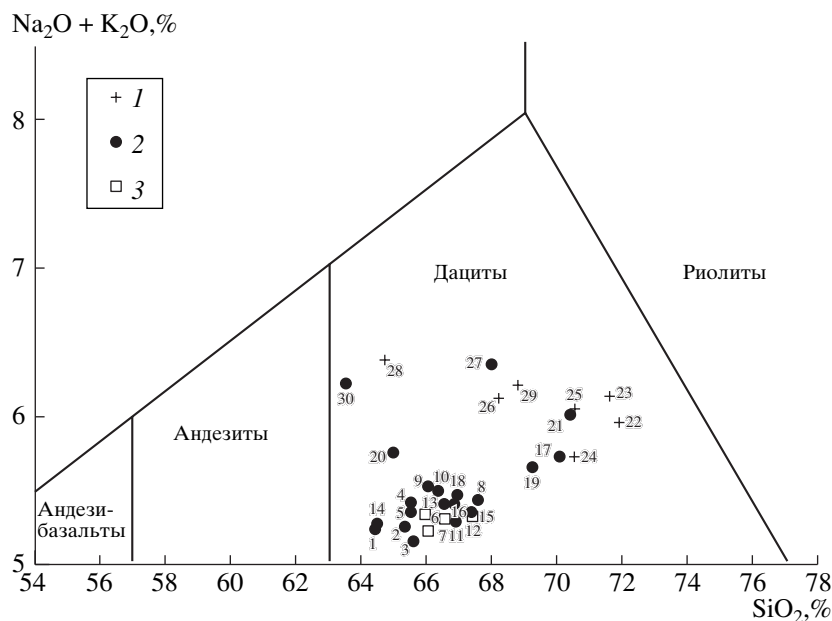


**Рис. 1.** Геологическая карта Кельского вулканического нагорья (составлена на основе материалов авторов, а также данных из [3–5]). 1–4 – четвертичные лавы: 1 – III (позднеоплейстоцен-голоценовой) фазы активности, 2 – II (позднеоплейстоценовой) фазы активности, 3 – I (среднеоплейстоценовой) фазы активности, 4 – недатированные; 5 – экструзии; 6 – шлаковые конусы; 7 – лавовые вулканы. Стратиграфическое расчленение вулканитов по возрасту проведено согласно полученным геохронологическим данным. Номера проб на рисунке: 1 – ЮО-19, 2 – ЮО-20, 3 – ЮО-14, 4 – ЮО-15, 5 – ЮО-16, 6 – ЮО-18, 7 – ЮО-17, 8 – ЮО-5, 9 – ЮО-3, 10 – ЮО-4, 11 – ЮО-13, 12 – ЮО-1, 13 – ЮО-6, 14 – ЮО-2, 15 – ЮО-8, 16 – ЮО-9, 17 – ЮО-11, 18 – ЮО-10, 19 – ЮО-12, 20 – КЕ-17, 21 – КЕ-16, 22 – КЕ-13, 23 – КЕ-14, 24 – КЕ-12, 25 – КЕ-8, 26 – КЕ-53, 27 – КЕ-54, 28 – КЕ-4, 29 – КЕ-82, 30 – КЕ-1.

четвертичный возраст распространенных здесь вулканитов. В 1999 г. нами опубликованы первые изотопные датировки пород Кельского нагорья, позволившие однозначно установить их позднечетвертичный возраст [6]. Изотопные К–Аг-даты, полученные по валовым пробам пород вулканов Диди-Непискало, Вост. Хорисар, Шархох и Юж. Шадилох, лежат во временном диапазоне от 200 до 20 тыс. лет. Как показано в нашей работе [7], значения К–Аг-возраста, получаемые по валовым пробам четвертичных лав, могут быть несколько удревнены вследствие присутствия во вкрапленниках избыточного <sup>40</sup>Аг. На следующем этапе работы, результаты которого излагаются в настоящем сообщении, датирование вулканитов Кельского нагорья проводилось исключительно по основной массе пород, отделенной от вкрапленников. Нами получено 30 новых К–Аг-датиро-

вок, преимущественно характеризующих объекты в западной части Кельского нагорья, а также такие крупные вулканы, как Цителихати и Патара-Непискало в его южной и восточной частях соответственно (рис. 1).

Все изученные вулканиты Кельского нагорья по своему химическому составу отвечают дацитам и относятся к известково-щелочной серии (рис. 2). Они содержат 63.5–71.9% SiO<sub>2</sub>, 5.2–6.4% К<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O при 1.6–2.2% К<sub>2</sub>O. Это порфировые, реже афировые породы, обычно с пилотакситовой или интерсертальной структурой основной массы. Практически во всех дацитах наблюдаются вкрапленники плагиоклаза (лабрадор-андезин) и ортопироксена. Обычно во вкрапленниках также присутствует амфибол, иногда биотит и кварц, крайне редко клинопироксен. Минералы микролитов основной массы – плагиоклаз (чаще всего андезин), ортопи-



**Рис. 2.** Положение точек изученных вулканитов Кельского нагорья на диаграмме  $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ . 1 – вулканиты I фазы активности; 2 – вулканиты II фазы активности; 3 – вулканиты III фазы активности. Номера образцов соответствуют номерам на рис. 1.

роксен, реже амфибол, рудный минерал (магнетит, ильменит).

Примененный вариант К–Аг-метода был специально разработан авторами в ИГЕМ РАН для изучения новейших магматических пород. Его особенности и некоторые результаты применения изложены в [6, 7] и других работах.

Результаты датирования вулканитов Кельского нагорья приведены в табл. 1. Большинство изученных вулканов и лавовых потоков представлено несколькими образцами. Поскольку во всех случаях различия значений К–Аг-возраста, измеренных по таким индивидуальным образцам, перекрываются аналитическими погрешностями, в табл. 1 приводятся средневзвешенные значения. Последние характеризуют возраст отдельных вулканов и потоков более точно, чем датировки отдельно взятых образцов.

Полученные К–Аг-даты укладываются в два диапазона значений возраста – 225–175 и 130–60 тыс. лет. Кроме того, имеется группа из трех образцов (ЮО-1, ЮО-17, ЮО-18), для которых содержания радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  оказались ниже порога его обнаружения, что свидетельствует об очень молодом возрасте этих пород и позволяет оценить его нижний (или максимально возможный) предел величиной 30 тыс. лет. Приведенные данные, во-первых, показывают, что вулканическая активность на Кельском нагорье протекала в две фазы в среднеплейстоценовое и позднеплейстоценовое время. Во-вторых, они позволяют предполагать существование еще одной более

поздней фазы, по времени отвечающей позднему неоплейстоцену–голоцену. Заметим, что извержения этого времени надежно фиксируются изотопными датировками в пределах Казбекского и Эльбрусского вулканических центров [6–8]. К сожалению, высокая контаминированность упомянутых трех наиболее молодых образцов атмосферным  $^{40}\text{Ar}$ , содержание которого доходит до 99.9% в общем  $^{40}\text{Ar}$ , принципиально не позволяет получить по ним более точные К–Аг-датировки, поэтому доказательство существования третьей, наиболее молодой фазы вулканической активности на Кельском нагорье, потребует дополнительных исследований. Согласно полученным изотопным данным, общая продолжительность новейшего магматизма в регионе составила около 200 тыс. лет.

Рассмотрим результаты более детально. В течение первой фазы вулканической активности Кельского центра в среднем неоплейстоцене (225–175 тыс. лет назад) образовались экструзивные купола – Фидархох (225 ± 20 тыс. лет), Эрмани (200 ± 75 тыс. лет), Кного 2 (175 ± 50 тыс. лет) и Ксанские ворота (180 ± 40 тыс. лет). Продукты экструзивного вулканизма представлены обычно дацитами с более высокими содержаниями кремнезема и щелочей по сравнению с эффузивами второй фазы (рис. 2). Магматические расплавы, давшие породы первой фазы, по-видимому, имели высокую вязкость, что, как правило, приводило к формированию не лавовых вулканов, а экструзивных тел различного размера. Все датированные экструзивные купола несут следы ледникового воздействия и в значительной степени разрушены. По-

**Таблица 1.** Результаты К–Аг-изотопного датирования четвертичных вулканитов Кельского нагорья

№ обр.	Геологический объект	Калий, %, ±σ	<sup>40</sup> Аг <sub>рад</sub> , нг/г, ±σ	<sup>40</sup> Аг <sub>возд</sub> , % в обр.	Возраст, ±2σ, тыс. лет
КЕ-4	Влк. Ксанские ворота (3015.0 м)	1.76 ± 0.02	0.022 ± 0.002	91.2	180 ± 40
КЕ-8	Влк. Фидархох	1.91 ± 0.02	0.027 ± 0.002	82.6	205 ± 30
КЕ-12	То же	1.77 ± 0.02	0.030 ± 0.002	85.3	245 ± 30
	<b>Ср. взв. (КЕ-8, КЕ-12)</b>				<b>225 ± 20</b>
КЕ-13	Влк. Эрмани (3304.2 м)	1.59 ± 0.02	0.022 ± 0.007	99.1	200 ± 120
КЕ-14	То же	1.60 ± 0.02	0.022 ± 0.006	99.1	200 ± 100
	<b>Ср. взв. (КЕ-13, КЕ-14)</b>				<b>200 ± 75</b>
КЕ-53	Влк. Кного 2	1.52 ± 0.02	0.018 ± 0.002	94.7	175 ± 50
ЮО-11	Влк. Шархох	1.46 ± 0.02	0.010 ± 0.004	99.4	100 ± 80
ЮО-12	То же	1.54 ± 0.02	0.015 ± 0.002	94.2	135 ± 40
	<b>Ср. взв. (ЮО-11, ЮО-12)</b>				<b>130 ± 35</b>
КЕ-16	Лавы верховьев р. Эрмани-дон (влк. Шархох)	1.44 ± 0.02	0.010 ± 0.002	94.5	100 ± 35
КЕ-17	Влк. Вост. Шархох (3329.1 м)	1.79 ± 0.02	0.009 ± 0.0025	95.0	75 ± 40
ЮО-2	Лавовый поток влк. Вост. Шархох (3329.1 м)	1.80 ± 0.02	0.007 ± 0.002	98.3	60 ± 35
ЮО-6	Влк. Юж. Шадилхох (3261.2 м)	1.94 ± 0.02	0.012 ± 0.006	99.5	90 ± 85
ЮО-8	То же	1.70 ± 0.02	0.009 ± 0.003	96.1	80 ± 45
ЮО-9	»	1.81 ± 0.02	0.012 ± 0.003	94.0	100 ± 45
ЮО-10	»	1.84 ± 0.02	0.008 ± 0.002	98.8	65 ± 35
ЮО-13	»	1.92 ± 0.02	0.009 ± 0.004	99.4	70 ± 55
	<b>Ср. взв. (ЮО-6, ЮО-8, ЮО-9, ЮО-10, ЮО-13)</b>				<b>80 ± 20</b>
ЮО-3	Верхний Эрмани-Ахубатский поток, начало	1.82 ± 0.02	0.009 ± 0.0015	89.9	70 ± 25
ЮО-4	То же	1.85 ± 0.02	0.006 ± 0.002	97.5	50 ± 35
ЮО-5	»	1.90 ± 0.02	0.008 ± 0.002	95.2	60 ± 35
	<b>Ср. взв. (ЮО-3, ЮО-4, ЮО-5)</b>				<b>60 ± 20</b>
ЮО-14	Верхний Эрмани-Ахубатский поток, средняя часть	1.74 ± 0.02	0.010 ± 0.003	99.0	80 ± 45
ЮО-15	То же	1.74 ± 0.02	0.011 ± 0.002	96.5	90 ± 35
ЮО-16	»	1.76 ± 0.02	0.013 ± 0.003	93.4	105 ± 45
	<b>Ср. взв. (ЮО-14, ЮО-15, ЮО-16)</b>				<b>90 ± 25</b>
ЮО-19	Верхний Эрмани-Ахубатский поток, окончание	1.78 ± 0.02	0.007 ± 0.002	99.0	55 ± 30
ЮО-20	То же	1.80 ± 0.02	0.010 ± 0.006	99.6	85 ± 85
	<b>Ср. взв. (ЮО-19, ЮО-20)</b>				<b>60 ± 30</b>
КЕ-1	Влк. Цителихати	1.80 ± 0.02	0.011 ± 0.003	94.8	90 ± 50
КЕ-54	Влк. Кного	1.63 ± 0.02	0.007 ± 0.004	99.7	65 ± 65
КЕ-82	Кальдера Патара-Непискало	1.50 ± 0.02	0.020 ± 0.002	88.4	195 ± 40
ЮО-1	Влк. Сев.Шадилхох	2.11 ± 0.02	Не обн.	≥99.9	≤30
ЮО-17	Ходжский поток	1.84 ± 0.02	Не обн.	≥99.9	≤30
ЮО-18	То же	1.76 ± 0.02	0.003 ± 0.003	99.8	25 ± 25

лученные нами изотопные датировки хорошо согласуются с геоморфологическими данными, согласно которым возраст экструзивных вулканов нагорья определялся как средний неоплейстоцен – начало позднего неоплейстоцена [3–5]. По-видимому, около 200 тыс. лет назад произошло и формирование кальдеры Патара-Непискало ( $195 \pm 40$  тыс. лет), имеющей диаметр 2–3 км и приоткрытой на восток. Очевидно, что образование кальдеры произошло в результате активности довольно крупного полигенного лавового вулкана, потоки с которого спускались по палеодолинам рек Арагви (Ганиси-Микетский поток) и Байдара.

Вторая фаза магматической активности на Кельском нагорье (130–60 тыс. лет назад) в целом знаменуется увеличением основности и уменьшением щелочности лав. Образовавшиеся в этот период времени лавовые вулканы дали начало достаточно крупным потокам; протяженность некоторых из них (Эрмани-Ахубатский, Цителихати) превышает 10 км. Экструзивный вулканизм в этот период практически не был проявлен. Начало позднеоплейстоценовой активности (около 130–100 тыс. лет назад) связано в первую очередь с деятельностью вулкана Шархох ( $130 \pm 35$  тыс. лет) и, возможно, вулкана Кного ( $65 \pm 65$  тыс. лет), продукты извержений которых имеют наиболее кислый состав среди вулканических образований этой фазы. Лавовые потоки вулкана Шархох распространялись преимущественно на запад по палеодолине р. Эрмани-дон и затем были перекрыты более молодыми лавами (рис. 1). Согласно данным Н.И. Схиртладзе на южном склоне вулкана в основании разреза залегает горизонт андезибазальтов [2], однако нами в указанном месте такие породы пока не обнаружены. По нашим наблюдениям, самый нижний горизонт вулканитов в верховьях реки Эрмани-дон представлен горизонтом афировых дацитовых лав с плитчатой отдельностью, хорошо выделяющимся в обрыве правого борта долины между экструзиями Эрмани и “2975.2 м”. Измеренное значение возраста ( $100 \pm 35$  тыс. лет) и химический состав этих пород (рис. 2) позволяют предположить, что центром их излияния был вулкан Шархох. Таким образом, лавы этого вулкана распространялись не только на запад, но и на юг в долину р. Эрмани-дон, обтекая более древние экструзии. Вулкан Кного, продукты активности которого близки по химическому составу к составу пород экструзивных куполов первой фазы активности (рис. 2), стал центром излияния небольшого (до 5 км длиной) лавового потока, спустившегося в долину р. М. Лиахви.

После окончания активности вулкана Шархох в западной части Кельского нагорья возникли два лавовых вулкана. Первый из них – Вост. Шархох (обр. ЮО-2, КЕ-17:  $60 \pm 35$ ,  $75 \pm 40$  тыс. лет), лавовый поток которого образовал небольшое плато у оз. Лагатисар. Продукты активности этого вулкана

имеют наиболее основной состав среди эффузивов западной части Кельского нагорья (рис. 2). Другой вулкан – Юж. Шадилхох ( $80 \pm 20$  тыс. лет), лавовые потоки которого, перекрывая более ранние лавы вулкана Шархох, стекали на запад, образовав так называемый Эрмани-Ахубатский поток. Полученные по нему датировки составляют: начальная восточная часть потока –  $60 \pm 20$  тыс. лет; средняя часть –  $90 \pm 25$  тыс. лет; конечная часть –  $60 \pm 30$  тыс. лет. Конечная западная точка этого потока фиксируется в районе с. Сгубири в 13 км от центра излияния. Интересно, что химический состав пород Эрмани-Ахубатского потока в начальной восточной части близок составу пород центра излияния – Юж. Шадилхоха, а по мере удаления от него состав слагающих поток лав закономерно изменяется в сторону увеличения основности.

В течение второй фазы вулканической активности возник и крупный вулкан Цителихати ( $90 \pm 50$  тыс. лет), лавы которого распространялись по палеодолине р. Ксани, а сейчас в виде отдельных останцов наблюдаются на террасах по обоим берегам реки.

Таким образом, вулканическая активность в позднем неоплейстоцене существенно отличалась от среднеоплейстоценовой как по характеру, так, по-видимому, и по масштабам проявления. Значительно менялся во времени и состав продуктов извержений.

Наиболее поздние проявления вулканической активности в западной части Кельского нагорья связаны с формированием вулкана Сев. Шадилхох. Этот вулкан образовался после окончания извержений вулкана Юж. Шадилхох на его северном склоне, что однозначно свидетельствует о более молодом возрасте Сев. Шадилхоха. Изливавшиеся из вулкана лавы стекали по палеодолине р. Дескохирдон, образовав Ходжский поток. Ранее в литературе отмечалось, что его породы сложены трахидацитами [2], однако наши данные показывают, что вулканисты потока представлены типичными дацитами с нормальной щелочностью. Их особенностью является присутствие небольшого количества фенокристов биотита, что на Кельском нагорье известно только для лав вулкана Диди-Непискало. Три К–Аг-датировки, полученные для пород вулкана Сев. Шадилхох и Ходжского потока, указывают на их очень молодой возраст, однако, как отмечалось выше, большая погрешность изотопных дат не позволяет пока однозначно выделить активность этого вулкана в качестве самостоятельной фазы.

Анализ полученных геохронологических данных позволяет говорить о том, что в западной части Кельского нагорья вдоль субмеридиональной гряды Фидархох–Шархох–Юж. Шадилхох–Сев. Шадилхох, по-видимому, трассирующей глубин-

ный разлом, в позднечетвертичное время фиксируется миграция вулканической активности с юга на север. При этом происходит закономерное изменение состава расплавов в сторону увеличения их основности и уменьшения щелочности (преимущественно  $\text{Na}_2\text{O}$ ), что может свидетельствовать об усилении роли мантийного вещества в материнских расплавах. В свете полученных данных район, примыкающий к вулкану Сев. Шадилхох, может считаться наиболее опасным с точки зрения возможного возобновления вулканической деятельности в западной части Кельского нагорья.

Выделенные нами на основе полученных К–Аг-данных фазы магматической активности Кельского нагорья по времени их проявления совпадают с определенными фазами активности других крупных центров новейшего вулканизма на Большом Кавказе: Эльбрусского (225–170, 110–70 и 35–0 тыс. лет назад) [8] и Казбекского (450, 235–185, < 50 тыс. лет) [6].

Таким образом, Кельское нагорье является крупным центром позднечетвертичного вулканизма, эволюция которого продолжалась на протяжении последних 200 тыс. лет. Начальная фаза вулканической активности (225–175 тыс. лет назад) была отмечена формированием экструзивных тел в различных частях региона. В позднем неоплейстоцене (130–60 тыс. лет назад) активность в регионе достигла своего максимума и при этом извергались преимущественно лавовые вулканы, сформировавшие лавовые плато и долинные потоки. Наиболее молодыми геологическими образованиями в западной части Кельского нагорья являются вулкан Сев.

Шадилхох и связанный с ним Ходжский поток, однако для строгого доказательства их голоценового возраста требуются дополнительные данные.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке, Контракта № 43.043.11.1603 Минпромнауки РФ “Катастрофические процессы и их влияние на природную среду”, Программы № 13 фундаментальных исследований Президиума РАН (направление 2).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маруашвили Л.И., Схиртладзе Н.И.* // Сообщ. АН ГССР. 1960. Т. 25. № 1. С. 27–32.
2. *Схиртладзе Н.И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1958, 368 с.
3. *Милановский Е.Е., Короновский Н.В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.
4. *Тутберидзе Б.Д.* Петрология позднеорогенных вулканитов центральной части Кавказского сегмента: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. Тбилиси, 1993. 25 с.
5. *Дзоценидзе Н.М.* Тематический отчет: Геологическое изучение лавовых накоплений Кельского района Б. Кавказа. Тбилиси: КИМС, 1965. 200 с.
6. *Чернышев И.В., Аракелянц М.М., Лебедев В.А. и др.* // ДАН. 1999. Т. 367. № 6. С. 810–814.
7. *Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др.* // Геохимия. 2002. № 11. С. 1–16.
8. *Медведева Е.С., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др.* В сб.: Тез. докл. II Всероссийской конференции по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 316–319.