

УДК 550.42

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ МОЛОДОГО (ПЛИОЦЕНОВОГО) ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА В ТЫРНЫАУЗСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ: НОВЫЕ К–Ar- И Rb–Sr-ДАННЫЕ

© 2004 г. В. А. Лебедев, член-корреспондент РАН И. В. Чернышев,
А. В. Чугаев, М. М. Аракелянц

Поступило 26. 12. 2003 г.

Вольфрам-молибденовое месторождение Тырнауз, расположенное на Северном Кавказе, имеет широкую известность не только как уникальный рудный объект, но и как район проявления позднеплиоценового интрузивного магматизма. Непосредственно в пределах месторождения локализован Эльджуртинский гранитный массив, являющийся одним из самых молодых плутонических тел Земли, выходящих на дневную поверхность. Данное обстоятельство в совокупности с особенностями Тырнаузского месторождения как рудного объекта обусловило повышенный интерес к нему многих исследователей, в том числе и геохронологов. Начиная с середины прошлого столетия был опубликован целый ряд работ, посвященных изотопно-геохронологическому изучению оруденения и молодых интрузий [1–7], при этом наиболее детальная информация была получена для Эльджуртинского массива. Однако некоторые вопросы, связанные с определением возраста неинтрузий Тырнауза, остались нерешенными. Одному из таких вопросов, а именно, установлению времени завершения магматической активности в пределах Тырнаузского рудного поля посвящена настоящая работа.

Тырнаузское рудное поле локализовано в северной части высокогорного Передового хребта в пределах имеющей глубинное заложение Пшекиш-Тырнаузской шовной зоны, сложенной вулканогенно-осадочными породами с возрастом от среднего девона до ранней юры (рис. 1) [8].

В пределах Тырнаузского рудного поля описаны различные по составу и возрасту субвулканические и плутонические породы, которые подразделяются на комплексы палеоинтрузий и неинтрузий [8, 9]. К палеоинтрузиям относятся пластовые залежи и дайки ультраосновных пород, габбро-спессартитов, а также кварцевых диори-

товых порфириров и плагиопорфириров. Комплекс неинтрузий представлен Эльджуртинским гранитным массивом, прорывающими его некками и дайками риолитов и, в свою очередь, секущими их стекловатыми породами – витрофирами.

Долгое время обсуждался вопрос о возрастной принадлежности к палеоинтрузиям либо неинтрузиям плагиогранитов (лейкогранитов) Тырнаузского рудного поля, слагающих небольшие штоки и жильные тела [9]. В нашей работе [10] рассмотрены К–Ar-данные, полученные для массивов “Паук” и “Самолет”, свидетельствующие об омоложении изотопных систем плагиогранитов в результате термального воздействия эльджуртинских гранитов. Обнаружено закономерное увеличение возраста образцов по мере удаления от контакта с Эльджуртинским массивом, что позволило сделать вывод о докайнозойском времени образования плагиогранитов Тырнаузского рудного поля и отнести их к палеоинтрузиям.

Главный представитель комплекса неинтрузий – Эльджуртинский гранитный массив, вскрытый в ущелье р. Баксан и прослеживающийся вдоль Центрального разлома в виде отдельных выходов, на глубине простирается практически под всем рудным полем. Породы массива представлены биотитовыми порфиридовидными гранитами. В [11] на основании петрографических наблюдений показано, что внедрение магматического расплава происходило неоднократно, авторами выделено четыре интрузивные фазы.

В пионерской работе исследователей ИГЕМ [3], которая благодаря методическим достижениям Л.Л. Шанина положила начало успешному применению К–Ar-метода для датирования позднеогеновых–четвертичных магматических пород, впервые получены надежные доказательства позднеплиоценового возраста эльджуртинских гранитов. Позднее работами той же лаборатории [1] вывод был подтвержден, а сами К–Ar-датировки биотитов из гранитов Эльджуртинского массива уточнены. В ряде работ, опубликованных уже в последнее десятилетие [4–7], геохронология этого

*Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва*

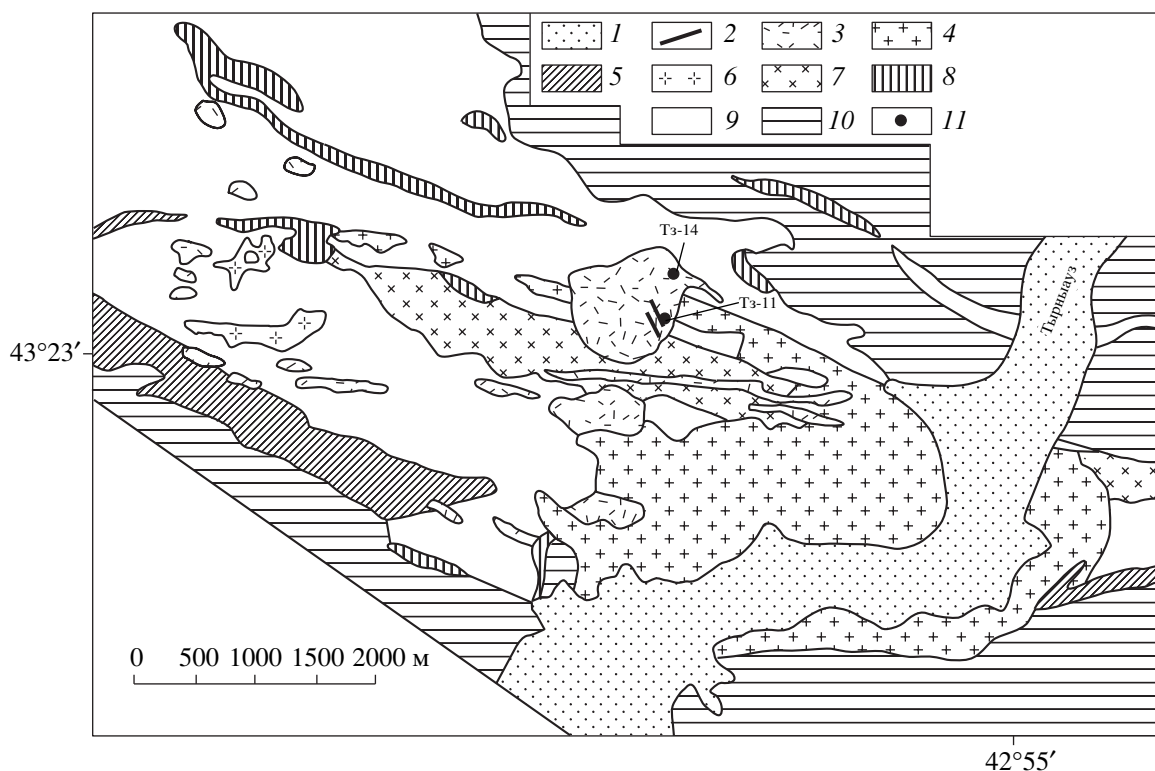


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тырнаузского рудного поля (по материалам А.В. Пэка и О.В. Кононова). 1 – четвертичные осадочные отложения; 2–4 – плиоценовый магматический комплекс: 2 – дайки витрофиров, 3 – неки, дайки и вулканические брекчии риолитов, 4 – биотитовые граниты Эльджуртинского массива; 5 – раннеюрские осадочные породы; 6 – плагиограниты массивов “Паук” и “Самолет” (PZ?); 7 – палеозойские тоналиты и плагиограниты; 8 – гипербазиты (PZ?); 9 – палеозойские вулканогенно-осадочные породы (D₂–C₃); 10 – палеозойские метаморфические породы (кристаллические сланцы, гнейсы, мигматиты); 11 – места отбора проб.

массива была детализирована. Установлено, что величины изотопного (K–Ar и Rb–Sr) возраста пород Эльджуртинского массива закономерно изменяются по разрезу от 2.2–2.5 млн. лет в его кровельной части до 1.8–2.0 млн. лет на уровне современного вреза р. Баксан и 1.2–1.4 млн. лет в скважине на глубине около 3800 м. Данный феномен связан с продолжающимся до настоящего дня интенсивным воздыманием Большого Кавказа, приведшим, в частности, к аплифту Эльджуртинского массива и его выходу на дневную поверхность на глубину свыше 1 км за период 2–3 млн. лет. Согласно термохронологическим моделям формирование плутона началось около 2.5 млн. лет [6], а завершилось 2.1 ± 0.1 млн. лет назад, когда образовались поздние дайки аплитов, секущие остальные породы массива [5]. Таким образом, формирование Эльджуртинского массива, вероятно, продолжалось несколько сотен тысяч лет и носило многофазный характер.

Эльджуртинские граниты прорываются тремя некками и многочисленными крутопадающими дайками субвулканических риолитов. Наиболее поздние магматические образования Тырнаузского рудного поля – небольшие дайки витрофи-

ров, секущие риолиты. По мнению Г.Д.Афанасьева, высказанному им еще в 1955 г., эти породы, в литературе иногда ошибочно называемые витроандезитами, являются отголоском четвертичного вулканизма, мощно проявленного в районе Эльбруса [2]. Ранее риолиты и витрофиры Тырнауза были датированы K–Ar-методом по валовым пробам – 1.65 ± 0.15 и 1.55 ± 0.2 млн. лет соответственно, что позволило зафиксировать их более молодой возраст по сравнению с эльджуртинскими гранитами [1].

В настоящей работе рассмотрены результаты детального изотопно-геохронологического изучения риолитов и витрофиров Тырнауза, которое выполнено с использованием K–Ar- и Rb–Sr-методов на всех доступных для выделения и последующего анализа мономинеральных фракциях этих пород.

Объектом исследований были проба риолита (Тз-14) из Северного некка, отобранная примерно в 500 м к северу от верхней станции канатной дороги, и проба витрофира (Тз-11) из дайки мощностью 1–1.5 м у дороги, ведущей от верхней станции канатной дороги к карьере “Мукуланский” (рис. 1). Петрографическая характеристика

Таблица 1. Химический состав изученных пород Тырнаузского рудного поля (%)

Проба	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S
Тз-14	73.16	13.99	0.37	2.61	0.05	0.73	1.55	2.84	4.59	0.10	0.01
Тз-11	72.79	13.84	0.43	2.78	0.05	0.74	2.06	3.26	3.91	0.13	0.01

Примечание. Анализы выполнены А.И. Якушевым и Т.М. Марченко в ИГЕМ РАН на спектрометре Philips PW 2400 рентгено-флуоресцентным методом. Результаты анализов породообразующих оксидов приведены к 100%.

Таблица 2. Результаты изотопно-геохронологического изучения плиоценовых пород Тырнаузского рудного поля

Анализируемый материал	K, % ± σ	⁴⁰ Ar _{рад} , нг/г ± σ	⁴⁰ Ar _{возд} , % в пробе	K-Ar возраст, млн. лет ± ± 1.6σ	Rb, г/г	Sr, г/г	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr ± ± 2σ	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± ± 2σ
Тз-14, риолит, Северный нект								
Санидин	9.92 ± 0.07	1.38 ± 0.05	22.8	2.00 ± 0.10	294	370	2.304 ± 7	0.70709 ± 7
Биотит	7.18 ± 0.06	0.96 ± 0.04	44.7	1.93 ± 0.10	685	4	497.8 ± 1.3	0.72054 ± 5
Основная масса	4.45 ± 0.03	0.57 ± 0.03	35.7	1.84 ± 0.10	377	103	10.64 ± 3	0.70741 ± 5
Плагиоклаз	1.92 ± 0.02	0.26 ± 0.013	60.8	1.94 ± 0.10	130	325	1.166 ± 4	0.70699 ± 6
Тз-11, витрофир, дайка в Северном некте риолитов								
Биотит	7.28 ± 0.06	0.96 ± 0.04	60.3	1.90 ± 0.10	620	14	130.3 ± 4	0.71037 ± 4
Стекло	3.54 ± 0.03	0.36 ± 0.015	71.6	1.48 ± 0.10	217	214	2.94 ± 1	0.70677 ± 3
Плагиоклаз (лег. фракция)	1.94 ± 0.02	0.275 ± 0.013	65.7	2.04 ± 0.10	58	604	0.279 ± 1	0.70688 ± 5
Плагиоклаз (тяж. фракция) + кварц	1.12 ± 0.02	0.159 ± 0.005	90.1	2.05 ± 0.15	–	–	–	–
Пироксен	0.35 ± 0.02	0.047 ± 0.003	84.7	1.95 ± 0.20	24	13	5.42 ± 2	0.70719 ± 5

молодых пород Тырнауза содержится в монографии [9]. По своему химическому составу изученные образцы являются высококалийевыми риолитами (72.8–73.2% SiO₂, 7.2–7.4% Na₂O + K₂O при 3.9–4.6 K₂O) (табл. 1). В результате минеральной сепарации из пробы Тз-14 были выделены фракции биотита, санидина, плагиоклаза и микрокристаллической основной массы; из пробы Тз-11 – биотита, ортопироксена, вулканического стекла и плагиоклаза. Плагиоклаз из витрофира был разделен в тяжелых жидкостях на две плотностные фракции; в тяжелой фракции, помимо плагиоклаза, присутствовали его сростки с кварцем. Все минеральные компоненты проб Тз-14 и Тз-11 не обнаруживают признаков вторичных изменений за исключением стекла из витрофира, которое претерпело частичную девитрификацию.

При K–Ar-датировании измерения содержания радиогенного аргона сделаны на высокочувствительном низкофоновом измерительном комплексе МИ-120ИГ. Содержание калия определяли методом пламенной спектрофотометрии. Изотопный анализ Rb и Sr проводили на многоколлекторном масс-спектрометре Micromass Sector 54.

Результаты изотопного датирования молодых пород Тырнаузского рудного поля приведены в табл. 2. Как видно из табл. 2, K–Ar-даты для всех компонентов пробы риолита Тз-14 лежат в узком временном диапазоне 2.00–1.85 млн. лет. На корреляционной диаграмме ⁴⁰K/³⁶Ar–⁴⁰Ar/³⁶Ar (рис. 2) точки изотопных составов образуют изохрону (СКВО = 0.7), наклон которой соответствует возрасту 1.96 ± 0.02 млн. лет при начальном отношении ⁴⁰Ar/³⁶Ar, в пределах погрешности совпадающим с атмосферным значением. Последнее обстоятельство свидетельствует об отсутствии избыточного аргона в каком-либо из датированных компонентов риолита и позволяет рассматривать K–Ar-возраст 1.96 млн. лет как соответствующий времени кристаллизации породы. Полученная дата в целом близка опубликованным ранее данным М.М. Аракелянц с соавторами – 1.65 ± 0.15 млн. лет [1].

Rb–Sr-изучение пробы Тз-14 показало, что минералы вкрапленников риолита имеют тождественный начальный изотопный состав Sr и на корреляционной диаграмме образуют изохрону (СКВО = 1.9), угол наклона которой соответствует возрасту 1.92 ± 0.10 млн. лет при (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ =

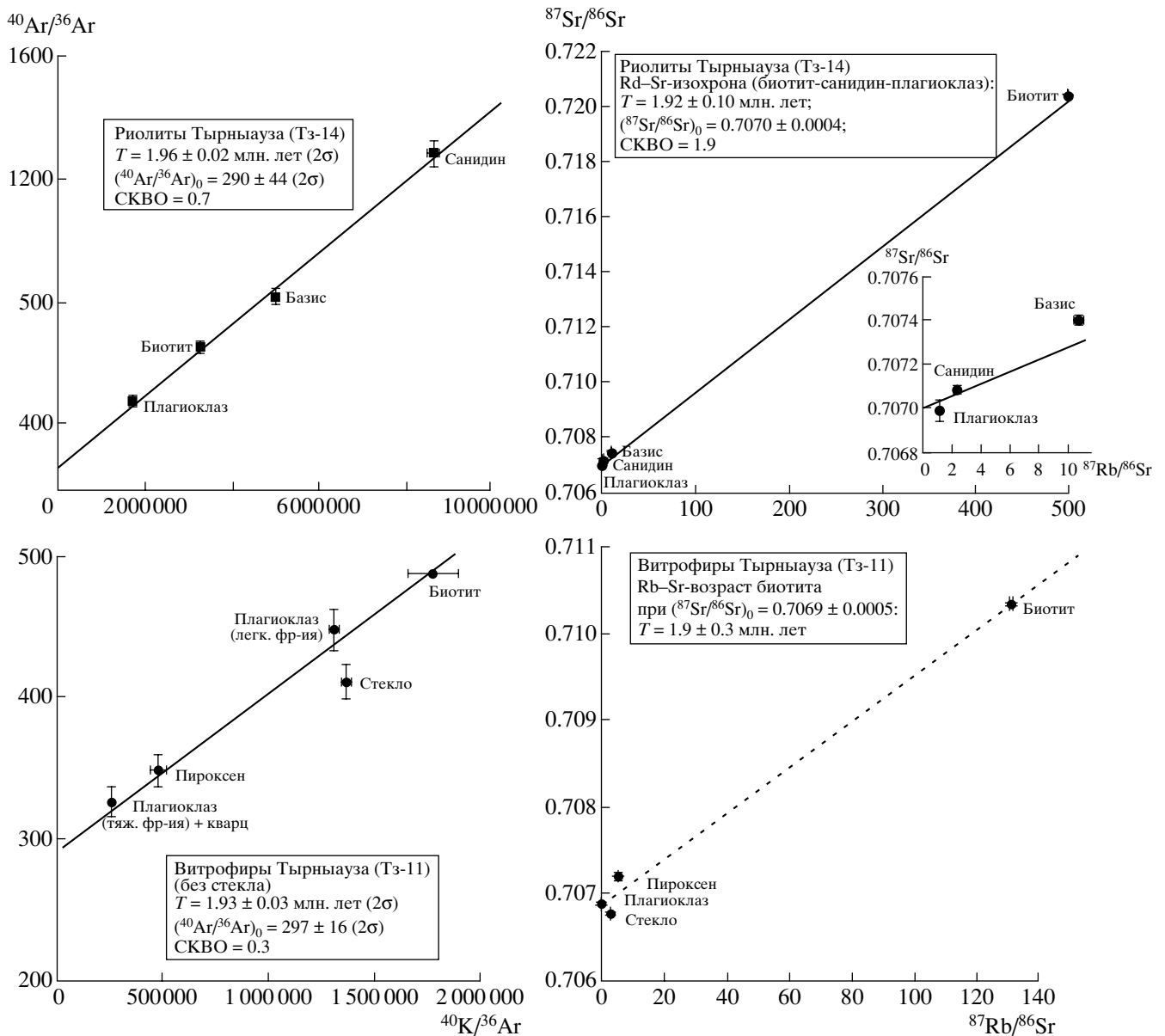


Рис. 2. К–Аг- и Rb–Sr-изотопные диаграммы для образцов Тз-11 и Тз-14.

$= 0.7070 \pm 0.0004$ (рис. 2). Точка базиса породы на корреляционной диаграмме располагается несколько выше изохроны, что может быть связано с контаминацией расплавом радиогенного ^{87}Sr из вмещающих пород.

Совпадение полученных К–Аг- и Rb–Sr-изотопных датировок позволяет утверждать, что возраст риолитов Тырнауза составляет около 1.95 млн. лет. Таким образом, формирование риолитовых некков и даек, прорывающих эльджуртинские граниты, не было существенно оторвано во времени от последних интрузивных фаз. Близость химического состава риолитов и гранитов Эльджуртинского массива [9] позволяет предпо-

ложить, что образование субвулканических тел риолитов, которым часто присущи ярко выраженные черты трубок взрыва или вулканических брекчий, связано с прорывом остаточного гранитного расплава с глубины к поверхности через уже закристаллизовавшуюся верхнюю часть интрузива.

К–Аг-датировки, полученные для компонентов пробы витрофира Тз-11, также лежат в узком диапазоне значений – 2.05–1.90 млн. лет. Исключение составляет датировка для стекла 1.48 ± 0.10 млн. лет, по которой возраст существенно меньше значений, полученных по вкрапленникам. На корреляционной диаграмме $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (рис. 2)

точки изотопных составов минералов-вкрапленников образуют изохрону (СКВО = 0.3), угол наклона которой отвечает возрасту 1.93 ± 0.03 млн. лет при начальном изотопном составе аргона, в пределах погрешности не отличающимся от атмосферного значения. Точка стекла лежит ниже изохроны. Отсутствие в минералах-вкрапленниках витрофиров избыточного ^{40}Ar (на это указывает идентичность их начального отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ атмосферному значению) позволяет рассматривать датировку 1.93 млн. лет как соответствующую времени внедрения даек витрофиров. Пониженное значение К–Аг-возраста для стекла (1.48 млн. лет) и близкая к нему, ранее полученная К–Аг-дата по валу витрофиров (1.55 ± 0.2 млн. лет) [1] являются результатом частичной потери радиогенного аргона при постмагматической девитрификации стекла.

Rb–Sr-изучение пробы Тз-11 выявило неуравновешенность начального изотопного состава Sr в ее минеральных компонентах, в возникновении которой определенную роль, возможно, сыграла девитрификация стекла в породе. Rb–Sr-возраст биотита, рассчитанный при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7069 \pm 0.0005$, соответствующем изотопному составу Sr в фазах с низким Rb/Sr отношением, составляет 1.9 ± 0.3 млн. лет, что в пределах погрешности совпадает с К–Аг-датировкой витрофира.

Результаты К–Аг- и Rb–Sr-датирования витрофира позволяют утверждать, что эти породы сформировались около 1.90–1.95 млн. лет назад, т.е. с временным разрывом не более первых десятков тысяч лет после формирования риолитовых тел. Обращает на себя внимание тот факт, что дайки витрофиров интродировали преимущественно именно в риолитовые тела, представлявшие, по-видимому, в то время наиболее проницаемые для расплава каналы в гранитном массиве. Отметим, что начальный изотопный состав Sr в риолитах и витрофирах, оцененный по минералам из этих пород с низкими Rb/Sr-отношениями (соответственно 0.70688 ± 5 и 0.70699 ± 6 , табл. 2), практически идентичен, что свидетельствует об общности источника вещества для обоих типов пород. Эти значения практически совпадают и с начальными изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, установленными для эльджуртинских гранитов – 0.70685 ± 3 [4] и даек аплитов – 0.70690 ± 7 [5].

Проведенное изотопно-геохронологическое изучение молодых магматических пород Тырныаузского рудного поля позволяет сделать вывод о том, что магматизм в этом регионе завершился около 1.90–1.95 млн. лет назад с внедрением даек

витрофиров. Указанные дайки не связаны с вулканизмом Эльбрусского центра, как это предполагалось ранее [2], так как вулканическая активность в районе Эльбруса началась около 900 тыс. лет назад, а сам вулкан возник не ранее 250 тыс. лет назад [12]. Формирование гранитного Эльджуртинского массива, прорывающих его субвулканических тел риолитов и, в свою очередь, секущих их даек витрофиров происходило без значительных временных перерывов в интервале времени 2.5–1.9 млн. лет, т.е. суммарная длительность этих событий не превышала 600 тыс. лет. Узкий временной диапазон образования, близкий химический состав, а также одинаковые начальные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, отражающие существование общего магматического источника для всех молодых пород Тырныауза, позволяют рассматривать их в качестве единого позднеплиоценового вулкано-плутонического комплекса.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке, РФФИ (гранты № 01–05–64082, 03–05–06197 мас), Минпромнауки РФ (контракт № 43.043.11.1603) и ОНЗ РАН (Программа фундаментальных исследований № 7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аракелянц М.М., Борсук А.М., Шанин Л.Л. // ДАН. 1968. Т. 182. № 5. С. 1157–1160.
2. Афанасьев Г.Д. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1955. № 4. С. 57–77.
3. Афанасьев Г.Д., Иванов И.Б., Шанин Л.Л. Материалы XXII сессии МГК. М., 1964. С. 221–224.
4. Журавлев Д.З., Негрей Е.В. // ДАН. 1993. Т. 332. № 4. С. 483–487.
5. Костицын Ю.А., Кременецкий А.А. // Геохимия. 1995. № 7. С. 925–931.
6. Hess J.C., Lippolt H.J., Gurbanov A.G. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. № 3/4. P. 393–406.
7. Gazis C.A., Lanphere M., Taylor H.P. et al. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 134. P. 377–391.
8. Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.
9. Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом (Тырныауз). М.: Наука, 1976. 424 с.
10. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Гольцман Ю.В. и др. В сб.: Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. М.: ГЕОС, 2000. С. 387–389.
11. Соболев Р.Н., Кононов О.В. // ДАН. 1993. Т. 330. № 3. С. 360–363.
12. Чернышев И.В., Лебедев В.А., Бубнов С.Н. и др. // ДАН. 2001. Т. 380. № 3. С. 384–389.