

УДК 550.93:550.42

ВОЗРАСТ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТАНАДОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РЕСПУБЛИКА СЕВЕРНАЯ ОСЕТИЯ – АЛАНИЯ, БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

© 2018 г. В. А. Лебедев¹, *, А. В. Чугаев¹, А. В. Парфенов¹

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, Старомонетный пер., 35, Россия

*E-mail: leb@igem.ru

Поступила в редакцию 01.10.2016 г.

Результаты проведенного геохронологического, петролого-минералогического и изотопно-геохимического изучения Танадонского золоторудного месторождения на Большом Кавказе (Республика Северная Осетия – Алания) позволили установить его возраст и определить источники вещества сульфидной минерализации. Танадонское месторождение локализовано в палеозойских синметаморфических гранитоидах южной окраины эпигерцинской Скифской плиты в тектонической зоне Главного Кавказского хребта. Рудные тела представлены кварцевыми жилами различной мощности, содержащими комплексную сульфидную минерализацию (пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, станнин, кобальтин и висмутин). Основным концентратом невидимого золота – арсенопирит. Минералогические данные свидетельствуют о том, что гидротермальное рудообразование протекало как минимум в течение двух стадий – ранней (ассоциация пирит + арсенопирит) и поздней (ассоциация галенит + сфалерит + халькопирит). Район месторождения является зоной интенсивного развития молодого магматизма. Показано, что распространенные здесь неинтрузии относятся к двум разновозрастным магматическим комплексам – раннеплиоценовому цанскому (дайки трахиандезитов, около 4.7 млн лет) и позднеплиоцен-раннеплейстоценовому теплинскому (некки дацитов, около 1.4 млн лет). Согласно результатам К-Аг датирования серицита из рудоносных жил, образование месторождения происходило близко по времени с внедрением даек цанского комплекса в раннем плиоцене. Общая продолжительность гидротермального процесса, вероятно, не превышала сотни тысяч лет. Pb-изотопно-геохимические данные, синхронность проявления гидротермальных процессов и раннеплиоценовой эндогенной активности, геологические взаимоотношения рудоносных жил с дайками трахиандезитов свидетельствуют о генетической связи сульфидной минерализации на Танадонском месторождении с магматизмом цанского комплекса. Основным источником рудных компонентов являлись гидротермальные растворы, продуцированные магматическим очагом, располагавшимся в раннем плиоцене под рассматриваемой частью Большого Кавказа. С неинтрузиями цанского комплекса пространственно и генетически ассоциирует не только Танадонское месторождение, но и ряд сходных по строению и составу минерализации рудных объектов на смежной территории Грузии. В этой связи, магматизм цанского комплекса должен рассматриваться как продуктивный, а районы распространения раннеплиоценовых интрузивных тел – как перспективные на поиск Au-содержащей арсенопиритовой и полиметаллической минерализации.

Ключевые слова: Большой Кавказ, золото, сульфидная минерализация, арсенопирит, молодой магматизм, Танадонское месторождение, источники вещества, изотопный возраст

DOI: 10.1134/S0016777018040068

ВВЕДЕНИЕ

Одними из важнейших задач современной геологии являются: установление продолжительности развития рудно-магматических систем (РМС), формирования которых в разные периоды истории Земли в различных геотектонических обстановках, определение временных и генетических связей между проявлениями магматизма и гидротермальными процессами, выявление по-

следовательности образования разновозрастных минеральных ассоциаций, расшифровка генезиса и источников вещества для рудных месторождений. Решение этих проблем стало возможным, в том числе, на основе применения прецизионных методов изотопной геохронологии и геохимии, разработанных и успешно используемых в геологических исследованиях в последние десятилетия.

Особый интерес вызывают молодые (плиоцен–плейстоценовые) и современные РМС, не большой по геологическим масштабам возраст которых позволяет датировать (в пределах достигнутой на сегодняшний день точности изотопных методов) даже отдельные этапы процессов рудогенеза. Однако число лабораторий, в которых методическая база позволяет решать подобные задачи, относительно невелико, что ограничивает объемы проводимых исследований и количество научных публикаций в данной области. В качестве успешных примеров геохронологического и изотопно-геохимического изучения молодых рудных объектов можно привести опубликованные в последние годы работы Я. Ватанабе с соавторами (Watanabe *et al.*, 2016) по металлогении Японии, К. Готфа и К. Джаника (Goff, Janik, 2002) по новейшим месторождениям Мексики, Дж. Стивака с соавторами (Stimac *et al.*, 2001) по молодым рудным объектам Калифорнии, С. Килиаса с соавторами (Kilias *et al.*, 2001) по гидротермальной активности и золоторудным объектам вулканических островов Эгейского моря, А. Раэ с соавторами (Rae *et al.*, 2003) по неоген-четвертичным месторождениям Филиппин. Обращает на себя внимание тот факт, что все упомянутые выше, как и большинство аналогичных, исследования были связаны с изучением гидротермальной деятельности в зонах современных островных дуг и активных континентальных окраин, где проявился интенсивный аплифт одновременно с эрозией поверхностных отложений. Аналогичные работы по датированию и установлению генезиса молодых РМС, разбивавшихся на континентах во внутриплитной обстановке или в пределах современных складчатых поясов и связанных с проявлениями неоген-четвертичного магматизма, встречаются реже.

В этом отношении Большой Кавказ представляет собой важный геологический полигон, где наряду с масштабным развитием неоген-четвертичного континентального магматизма известен целый ряд рудных объектов, для которых предполагаются молодой возраст и генетические связи с проявлениями новейшей эндогенной активности. Вследствие интенсивного орогенеза и одновременно эрозии рельефа здесь в ряде мест на поверхности обнажены плутонические и субвулканические тела позднеплиоценовых-раннеплейстоценовых гранитоидов, с которыми пространственно ассоциирует сульфидная минерализация, в ряде случаев имеющая промышленное значение. При этом изотопно-геохронологическая и петролого-геохимическая изученность молодых месторождений Большого Кавказа на сегодняшний день остается слабой. Данные об их предполагаемом возрасте и генетических связях с конкретными интрузивными телами чаще всего основываются исключительно на наблюдаемых геологических взаимоотношениях руд-

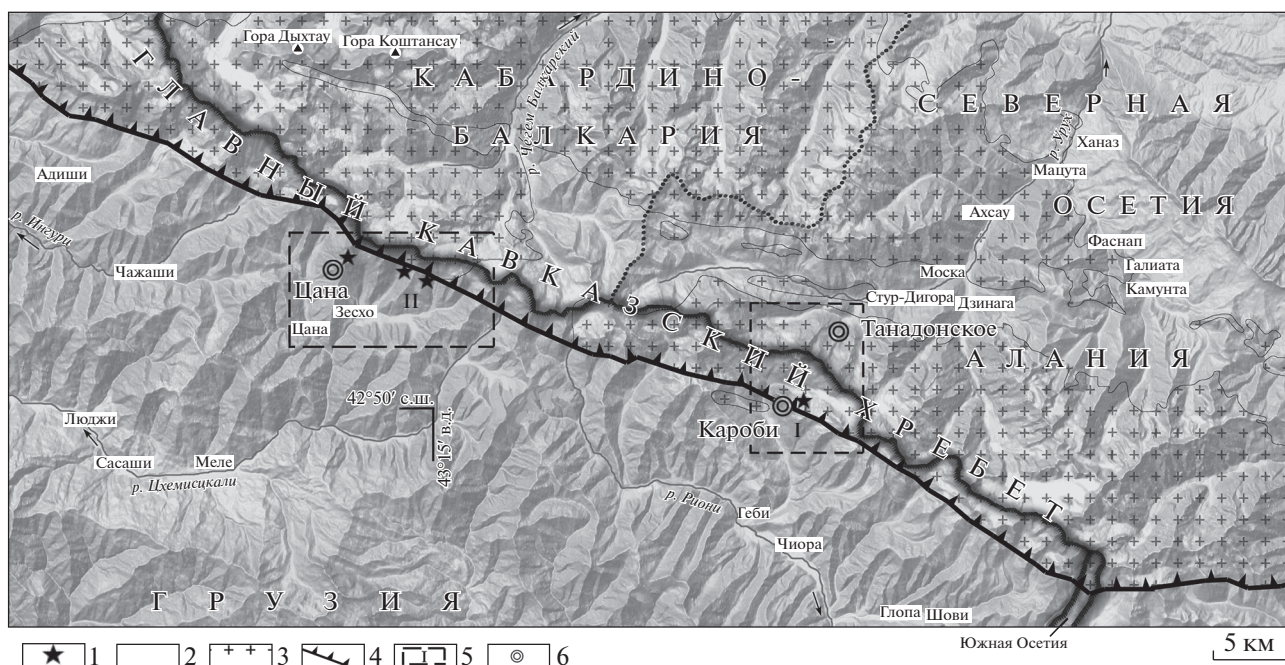
ной минерализации с вмещающими толщами, а также магматическими образованиями. Отметим, что интересный очерк по минерагенической специализации Северного Кавказа для разных этапов развития этого региона выполнен в статье (Греков и др., 2008).

Одним из рудных объектов, предположительно ассоциирующих с проявлениями молодого магматизма на Большом Кавказе, является Танадонское золоторудное месторождение, расположенное в центральной части этой горной системы. Основные задачи настоящего исследования включают: определение возраста рудоносных жил и молодых субвулканических тел на месторождении, выявление эволюционных закономерностей в развитии гидротермальных процессов, установление источников рудного вещества и генетических связей сульфидной минерализации с конкретными магматическими комплексами.

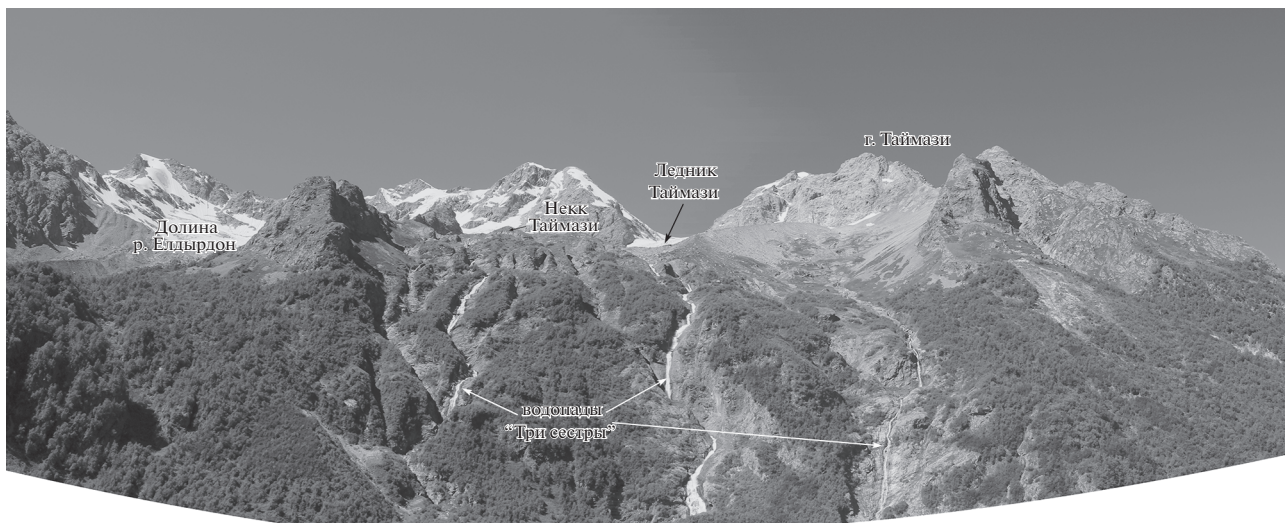
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТАНАДОНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Танадонское золоторудное месторождение находится в высокогорной части Северной Осетии (Ирафский район) в ущелье одного из истоков р. Урух – Танадон (или Танандон) (фиг. 1), на северном склоне горы Таймази (фиг. 2). Оно было открыто в 1897–1900 гг. экспедицией Терского Горнопромышленного общества под руководством инженера В.Г. Орловского, и на протяжении всего XX столетия на нем неоднократно проводились геологоразведочные работы с проходкой неглубоких штолен. Однако по результатам этих исследований месторождение было отнесено к категории мелких, а его разработка признана нерентабельной. Лишь в последние десятилетия при проведении детального геохимического изучения (Константинов и др., 2005) было показано, что прогнозны запасы золота на этом объекте по категории P_2 составляют ~16 тонн. Это позволяет предполагать, что Танадонское месторождение может быть отнесено к категории средних, и рассматривать его в качестве перспективного объекта для разработки арсенопиритовых руд. Детальное описание строения и структурных особенностей месторождения приведено в работе М.М. Константинова с соавторами (2005), в связи с чем ниже мы остановимся только на самых принципиальных вопросах геологии этого объекта. Приведенные нами петрографические характеристики пород даны на основании изучения прозрачных шлифов, а также по литературным данным (Белянкин и др., 1938; Константинов и др., 2005).

Общая площадь Танадонского месторождения составляет около 22 км². В региональном плане оно приурочено к одноименной СЗ–ЮВ зоне разломов, оперяющих с севера Главный Кавказский



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Центральной части Большого Кавказа. 1 – раннеплиоценовые массивы гранитоидов цанского комплекса, 2 – мезо-кайнозойский вулканогенно-осадочный чехол Большого Кавказа, 3 – палеозойский кристаллический фундамент Большого Кавказа (окраина эпигерцинской Скифской плиты), 4 – Главный Кавказский разлом (взброс), 5 – ареалы развития раннеплиоценового магматизма цанского комплекса (I – Каробский, II – Пурунгальский), 6 – крупнейшие арсенипировые месторождения, генетически связанные с магматизмом цанского комплекса.

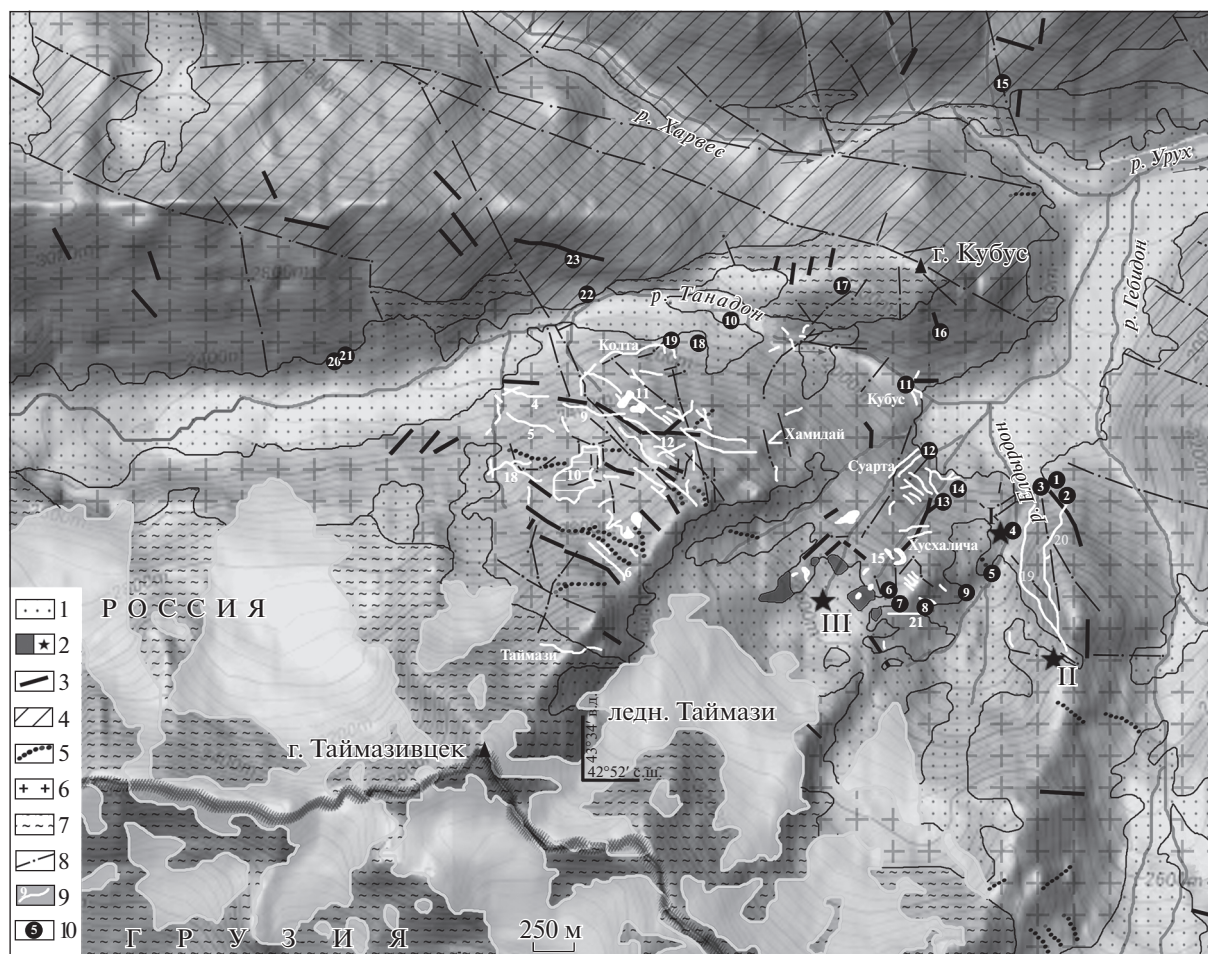


Фиг. 2. Панорама Танадонского месторождения (вид с севера).

взброс. Вмещающими рудные жилы породами здесь являются ранне-среднепалеозойские (Сомин, 2007) метаморфические образования кти-тебердинской свиты (на месторождении они имеют ограниченное распространение), а также гранитоиды уллу-камского и белореченского комплексов (фиг. 3), которые слагают южную

окраину эпигерцинской Скифской плиты (тектоническая зона Главного Кавказского хребта).

Метаморфические породы кти-тебердинской свиты, которые в районе месторождения встречаются только на левобережье р. Танадон (южный склон горы Кубус, фиг. 3), как правило, представлены серыми двуслюдяными сланцами, реже квар-



Фиг. 3. Геологическая карта района Танадонского месторождения. Составлена по материалам работ (Константинов и др., 2005; Ольховский, Тибилов, 1998), а также по результатам полевых исследований авторов и дешифрирования космических снимков высокого разрешения. 1 – четвертичные осадочные образования, 2 – раннеплейстоценовые лавы дацитов теплинского комплекса, некки (I – Елдырдон, II – Верхний Елдырдон, III – Таймази), 3 – плиоценовые дайки трахиандезитов цанского комплекса, 4 – юрские вулканогенно-осадочные образования (садонская, мизурская, ксуртская, галиатская и зинцарская свиты), 5 – юрские дайки диабазов и габброидов фиадгонского комплекса, 6 – палеозойские гранитоиды уллу-камского и белореченского комплексов, 7 – палеозойские метаморфические образования (кти-тебердинская и кассарская свиты), 8 – тектонические нарушения, 9 – рудные зоны Танадонского месторождения и их номера, 10 – места отбора образцов (номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1).

цитами и амфиболитами. Палеозойские гранитоиды уллу-камского и белореченского комплексов имеют близкий петрографический облик. Обычно это светло-серые равномернозернистые (м/з–с/з) или редко порфириовидные породы. По минеральному составу среди них можно выделить двуслюдяные и биотитовые разновидности, при этом взаимные переходы между ними чаще всего постепенные, без интрузивных контактов. Мафические минералы гранитов в большинстве случаев изменены (хлоритизированы). В истоках р. Танадон также известны малые тела и дайки мусковитовых лейкогранитов и аплитов, которые ранее некоторыми исследователями (Ольховский, Тибилов, 1998) рассматривались как неогеновые, но, согласно полученным нами изотопным данным

(обр. Ур-29, табл. 1 и 2), также являются палеозойскими. В долине р. Елдырдон (правый приток р. Танадон) встречаются выходы небольшого массива крупнозернистых биотит-амфиболовых диоритов, прорывающих вмещающие белореченские граниты (фиг. 3).

На северной периферии месторождения в пределах узкой (около 1 км) субширотной зоны на водоразделе рек Харвес (исток р. Урух) и Танадон наблюдаются выходы вулканогенно-осадочных образований ранней юры общей мощностью до 2 км, которые подразделены на пять свит (садонскую, мизурскую, ксуртскую, галиатскую и зинцарскую) и перекрывают палеозойский фундамент. В составе перечисленных свит преобладают глинистые и углистые сланцы, песчаники, туфо-

Таблица 1. Места отбора изученных образцов и их основные характеристики

№ п/п	Образец	Координаты места отбора, с.ш./в.д. WGS84	Высота, м	Объект	Порода
1	Ур-2/14	42°52'55.14"/43°36'3.58"	2010	Уллу-камский интрузивный комплекс (PZ)	Двуслюдяной с/з–м/з гранит
2	Ур-3/14	То же	То же	Рудная зона № 20	Кварцевая жила с сульфидами
3	Ур-6/14	42°52'55.38"/43°36'0.35"	1963	Рудная зона № 19	То же
4	Ур-7/14	42°52'45.6"/43°35'52.8"	2100	Некк Елдырдон (Q)	Дацит
5	Ур-8/14	42°52'40.3"/43°35'50.8"	2160	Казбекский дайковый комплекс (J)	Габбро-диабаз
6	Ур-10/14	42°52'34.7"/43°35'22.4"	2455	Некк Таймази (Q)	Дацит
7	Ур-11/14	42°52'32.3"/43°35'25.4"	2475	То же	То же
8	Ур-12/14	42°52'33.0"/43°35'28.6"	2350	Рудная зона № 21	Кварцевая жила с сульфидами
9	Ур-13/14	42°52'35.7"/43°35'44.7"	2172	Уллу-камский интрузивный комплекс (PZ)	Биотит-амфиболовый к/з диорит
10	Ур-14/14	42°53'28.2"/43°34'39.6"	2053	Белореченский интрузивный комплекс (PZ)	Порфиоровидный с/з гранит
11	Ур-18/14	42°53'13.8"/43°35'29.8"	1850	Рудная жила Кубус	Кварцевая жила с сульфидами
12	Ур-19/14	42°53'02.1"/43°35'30.3"	1960	Рудная жила Суарта	То же
13	Ур-21/14	42°52'58.7"/43°35'39.0"	1950	Дайка Цанского интрузивного комплекса (N ₂)	Трахиандезит
14	Ур-22/14	То же	То же	Уллу-камский интрузивный комплекс (PZ)	м/з гранит
15	Ур-23/14	42°54'13.4"/43°35'49.6"	1920	Рудная жила в штольне у водопада Шумный	Кварцевая жила с сульфидами
16	Ур-24/14	42°53'23.8"/43°35'37.1"	1966	Дайка Цанского интрузивного комплекса (N ₂)	Трахиандезит
17	Ур-25/14	42°53'31.1"/43°35'09.8"	2150	Кти-тебердинская свита (PZ)	Кристаллический сланец
18	Ур-26/14	42°53'20.8"/43°34'29.3"	2191	Рудная жила Колта	Кварцевая жила с сульфидами
19	Ур-27/14	42°53'20.6"/43°34'24.6"	2217	То же	То же
20	Ур-29/14	42°53'17.5"/43°33'01.1"	2222	Интрузия лейкогранитов уллукамского интрузивного комплекса (PZ)	Мусковитовый м/з гранит
21	Ур-29а/14	То же	То же	То же	Аплит
22	Ур-30/14	42°53'31.1"/43°34'04.2"	2143	Садонская свита (J)	Черный сланец
23	Ур-31/16	42°53'39.94"/43°33'58.75"	2285	Дайка Цанского интрузивного комплекса (N ₂)	Андезит (дацит?) выветрелый
24	Ри-1/15	42°50'27.1"/43°31'36.7"	2045	Месторождение Кароби, рудная жила	Кварцевая жила с сульфидами
25	Ри-3/15	42°50'27.5"/43°33'02.5"	2370	То же	То же

Таблица 2. Результаты К–Аг датирования магматических пород и рудных образований Танадонского золоторудного месторождения (Большой Кавказ)

Образец	Материал	Калий, % $\pm\sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г $\pm\sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$, % в образце	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
Палеозойские породы фундамента					
Ур-29а/14	Мусковит	8.22 \pm 0.09	179.5 \pm 0.6	5.5	290 \pm 6
Молодые магматические породы					
Ур-7/14	Основная масса дацита	2.10 \pm 0.03	0.210 \pm 0.003	75.0	1.44 \pm 0.06
Ур-10/14	То же	2.77 \pm 0.03	0.278 \pm 0.004	58.3	1.45 \pm 0.05
Ур-11/14	»	2.69 \pm 0.03	0.246 \pm 0.005	38.9	1.32 \pm 0.06
Ур-21/14	Основная масса трахиандезита	2.02 \pm 0.03	0.674 \pm 0.006	54.7	4.80 \pm 0.17
Ур-24/14	То же	1.96 \pm 0.02	0.630 \pm 0.004	63.6	4.63 \pm 0.11
Ур-31/16	»	1.60 \pm 0.02	0.626 \pm 0.018	65.3	5.5 \pm 0.4
Жильные образования					
Ур-3/14	Концентрат серицита из рудной жилы	2.37 \pm 0.03	23.55 \pm 0.08	6.1	138 \pm 3
Ур-6/14	То же	2.48 \pm 0.03	8.34 \pm 0.03	14.1	47.8 \pm 1.2
Ур-18/14	Реликтовый мусковит из рудной жилы	7.51 \pm 0.16	146.6 \pm 0.5	5.8	262 \pm 10
	Концентрат серицита из рудной жилы	7.43 \pm 0.08	2.54 \pm 0.09	69.0	4.9 \pm 0.3
Ур-19/14	То же	7.12 \pm 0.08	2.28 \pm 0.11	77.0	4.6 \pm 0.5
Ур-26/14	Реликтовый мусковит из рудной жилы	8.40 \pm 0.09	164.7 \pm 0.5	5.6	263 \pm 6
	Концентрат серицита из рудной жилы	7.32 \pm 0.08	2.33 \pm 0.11	76.5	4.6 \pm 0.4
Жильные образования месторождения Цана					
АМ-195*	Серицитолит	4.14 \pm 0.05	4.1 \pm 0.3	82.5	14.2 \pm 2.0
АМ-199*	То же	4.00 \pm 0.05	3.8 \pm 0.6	91.9	14 \pm 3
АМ-221*	»	5.05 \pm 0.06	2.4 \pm 0.8	97.1	7.0 \pm 2.5
М-215*	»	5.06 \pm 0.06	2.5 \pm 0.5	94.9	7.2 \pm 2.5

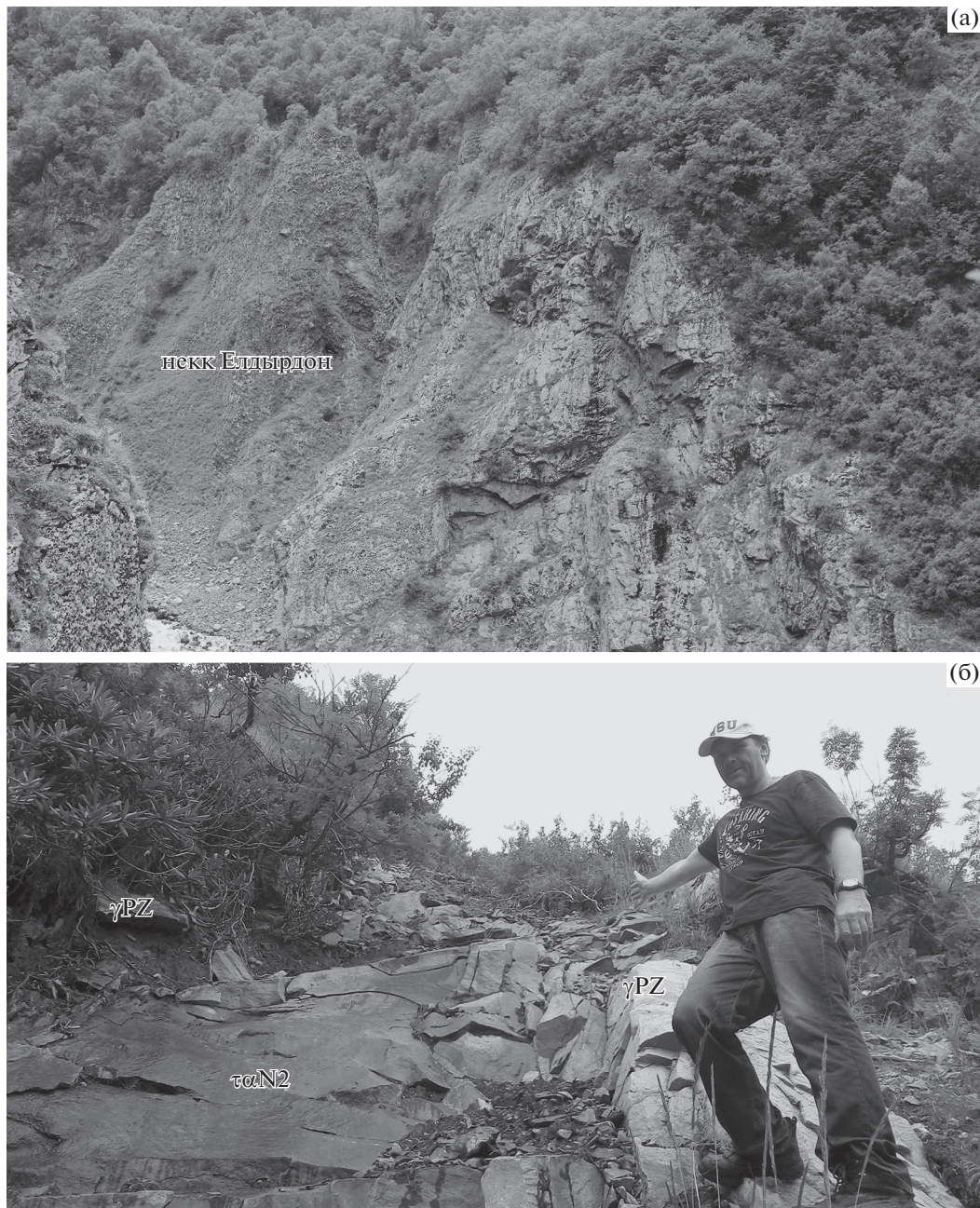
* Образцы О.З. Дудаури (Геологический институт им. А. Джанелидзе, Грузия).

песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже встречаются конгломераты и гравелиты, а также вулканиды среднего состава (фиг. 3).

Фактически на всей территории Танадонского месторождения распространены дайки раннеюрских диабазов и габбро-диабазов фиагдонского комплекса. Эти образования очень разнообразны по минеральному составу и своим структурным особенностям. Чаще всего они представлены темными мелкозернистыми плотными породами, иногда с порфиоровыми выделениями плагиоклаза. Мощность даек варьирует от десятков сантиметров до 25 м, их длина по простиранию (чаще всего З–СЗ) обычно не превышает первых сотен метров. Падение интрузивных тел – на ЮЗ с углами 45°–70°.

Все молодые магматические образования, известные в районе Танадонского месторождения,

ранее были отнесены к одному позднеплиоцен-раннеплейстоценовому теплинскому комплексу (Ольховский, Тибилов, 1998; и др.). Согласно данным М.М. Константинова с соавторами (2005), здесь можно выделить два основных типа субвулканических пород: (1) ранние андезиты (по нашим данным, трахиандезиты) многочисленных, обычно субмеридионально ориентированных даек мощностью 1–20 м и протяженностью до 400 м и (2) поздние дациты трех некков (Елдырдон, Верхний Елдырдон и Таймази) с диаметром до 600 м (фиг. 4). Трахиандезиты даек имеют отчетливо порфировую структуру; вкрапленники занимают до 20% объема породы. Среди них преобладает зональный плагиоклаз (андезин-олигоклаз), а также присутствуют кварц и амфибол. Крайне редко встречаются биотит, клинопироксен и псевдоморфозы вторичных минералов по оливину. Па-



Фиг. 4. а – некк дацитов Елдырдон, б – дайка трахиандезитов в палеозойских гранитах.

нидиморфнозернистая основная масса пород сложена зернами плагиоклаза и амфибола. Иногда в теле даек наблюдаются гнезда и вкрапления сульфидной минерализации (Константинов и др., 2005), по составу аналогичной таковой в рудных жилах. Дациты некков, впервые описанные Д.С. Белянкиным (1938), представлены массивными порфировыми породами с вкрапленниками зонального плагиоклаза (андезин-лабрадор), кварца, биотита и редко – полностью опациitized амфибола. Основная масса сложена лейстами полевых шпатов (анортоклаза и плагио-

клаза), чешуйками биотита и микрокристаллами кварца, апатита и рудных минералов.

Именно с внедрением молодых субвулканических тел, ранее относимых к одному теплинскому комплексу, большинство исследователей связывает возникновение сульфидной минерализации на Танадонском золоторудном месторождении (Боговин и др., 1973; Ольховский, Тибилов, 1998; Константинов и др., 2005; и др.), которая часто наложена непосредственно на трахиандезиты даек. На площади месторождения известно около



Фиг. 5. а – выходы рудной пирит-арсенопирит-кварцевой жилы Колта в современном эрозионном срезе, б – образцы руд с арсенопирит-полиметаллической минерализацией жилы Кубус.

180 рудопроявлений с различными типами минерализации; наиболее значимыми и продуктивными являются 20 из них (жилы Кубус, Колта, Суарта, и др., фиг. 3). По данным М.М. Константинова с соавторами (2005), здесь распространены кварцевые жилы с молибденитом, пирротинном, висмутином, кварц-арсенопиритовые рудные зоны и жилы с висмутином и золотом, минерализованные зоны дробления с сульфидами Bi и As , кварц-арсенопирит-полиметаллические жилы (фиг. 5). При этом наиболее перспективными на золото являются кварц-арсенопиритовые жилы (Au до 14 г/т в породе, до 25 г/т в арсенопирите; Константинов и др., 2005). Главные рудные минералы (в порядке уменьшения распространенности) – арсенопирит, пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, висмутин и тетрадимит; изредка присутствует марказит. Околорудные обра-

зования представлены преимущественно кварцем и карбонатами (доломит, анкерит). Основным концентратором золота является арсенопирит, в составе которого оно находится в тонкодисперсном состоянии (микроскопические выделения самородного золота в этом минерале встречаются крайне редко). Мощность жил, их протяженность и условия залегания весьма различны. В.Д. Боговин с соавторами (1973) выделяют 6 стадий гидротермального процесса на месторождении: кварц-молибденитовую (ограниченное распространение), кварц-пирит-арсенопиритовую с висмутином и золотом (рудные зоны и жилы, минерализованные зоны дробления), кварц-пирротинную (жилы), кварц-полиметаллическую (жилы), марказитовую и анкерит-доломитовую.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате экспедиционных работ, проведенных нами в 2014–2016 гг. на Танадонском месторождении при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00071), отобрана представительная коллекция геологических образцов в количестве свыше 50 штук. Она включает пробы вмещающих оруденение палеозойских гранитоидов и кристаллических сланцев, юрских осадочных образований и габброидов, молодых магматических пород из даек и некков на площади месторождения, наиболее крупных рудных жил и зон (Колта, Суарта, Кубус, № 19, 20 и др.). Образцы, использованные в рамках настоящей работы для изотопно-геохронологических, петролого-минералогических и изотопно-геохимических исследований с целью установления возраста и источников вещества рудной минерализации Танадонского месторождения, охарактеризованы в табл. 1.

Изотопное датирование молодых субвулканических пород проведено с применением высокоточного варианта К-Аг метода, разработанного в ИГЕМ РАН (Лебедев и др., 2005; 2018; и др.). В качестве анализируемого материала использована основная масса пород. Содержание радиогенного ^{40}Ar в образцах определено на высокочувствительном масс-спектрометре МИ-1201 ИГ (“СЭЛМИ”) методом изотопного разбавления с моноизотопом ^{38}Ar в качестве трасера. Анализы содержания калия выполнены методом пламенной фотометрии на спектрометре ФПА-01. Для К-Аг датирования древних магматических пород и рудно-метасоматических образований использованы мономинеральные фракции мусковита, а также максимальные обогащенные концентраты серицита. При расчетах возраста использовались общепринятые значения констант распада калия и отношения $^{40}\text{K}/\text{K}$ (Steiger, Jager, 1977). Результаты анализов приведены в табл. 2.

Изучение химического состава (породообразующие оксиды и некоторые микроэлементы) магматических и метаморфических пород Танадонского месторождения выполнено с помощью метода РФА на вакуумном спектрометре последовательного действия Axios mAX (PANalytical, Нидерланды) в ИГЕМ РАН (аналитик – А.И. Якушев). Концентрации редких и, в том числе, редкоземельных элементов определены методом ICP-MS на масс-спектрометре X-Series II (аналитик – Я.В. Бычкова, ИГЕМ РАН). Правильность измерений контролировалась по результатам анализов международных стандартных образцов BHVO-2 и COQ-1. Результаты анализов приведены в табл. 3. Петролого-минералогическое изучение прозрачных шлифов для всех изученных образцов выполнено на оптическом микроскопе OLYMPUS BX51. Анализы минералогического и химического состава сульфидной

минерализации проведены на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-8200 в 10 прозрачно-полированных шлифах (аналитик – Е.В. Ковальчук, ИГЕМ РАН).

Изотопный состав Pb в породах и сульфидных минералах Танадонского месторождения изучен в ИГЕМ РАН с помощью метода MC-ICP-MS. Изотопные отношения измерены на масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Scientific, Германия). Эффект масс-дискриминации скорректирован на основе измерения опорного отношения $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl} = 2.3889$ (Чернышев и др., 2007). Точность и правильность оценена по систематическим анализам международных стандартных образцов AGV-1 и BCR-1. Результаты анализов приведены в табл. 4.

Анализы изотопного состава Rb и Sr и определение концентраций этих элементов с целью изучения изотопной систематики молодых субвулканических пород и карбонатов из рудных жил Танадонского месторождения выполнены в ИГЕМ РАН (аналитики – Ю.В. Гольцман и Т.И. Олейникова) на термоионизационном масс-спектрометре Micromass Sector 54 (Великобритания). Результаты анализов приведены в табл. 5. Правильность измерений изотопного состава Sr в изучаемых пробах контролировалась систематическими анализами стандартного образца SRM-987. В период проведения работ полученное для SRM-987 среднее значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в серии параллельных опытов составило 0.710246 ± 20 ($\pm 2\text{SE}$, $n = 8$).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

*Результаты
изотопно-геохронологических исследований*

Новые и опубликованные ранее результаты изотопно-геохронологического изучения интрузивных и субвулканических пород (табл. 2), распространенных на территории Танадонского месторождения, позволяют определить основные закономерности развития магматической активности в этой части Большого Кавказа на протяжении последних 300 млн лет.

Палеозойские синметаморфические гранитоиды уллу-камского и белореченского комплексов, слагающие кристаллический фундамент в зоне Главного Кавказского хребта и являющиеся рудовмещающими образованиями на Танадонском месторождении, согласно многочисленным полученным ранее данным (результаты U–Pb, Rb–Sr и K–Ar датирования) имеют возраст в диапазоне 325–285 млн лет и образовались на завершающей стадии варисийского регионального метаморфизма Большого Кавказа (например, Сомин, 2007). Как отмечено выше, в рамках настоящей работы нами получена новая K–Ar дата (290 ± 6 млн лет, табл. 2) для малого

Таблица 3. Химический состав (породообразующие оксиды — мас. %, микроэлементы — г/т) пород Танансонского золоторудного месторождения

Образец	Ур-2/14	Ур-7/14	Ур-8/14	Ур-10/14	Ур-11/14	Ур-13/14	Ур-14/14	Ур-21/14	Ур-22/14	Ур-24/14	Ур-25/14	Ур-29/14	Ур-29а/14	Ур-30/14
	Г	Д	ГД	Д	Д	Ди	Г	ТА	Г	ТА	КС	ЛГ	А	ЧС
Na ₂ O	3.16	4.65	3.22	4.22	4.32	3.74	2.94	3.67	3.33	4.16	0.95	3.41	4.17	1.45
MgO	0.60	0.53	5.96	0.44	0.40	3.71	0.70	5.57	0.57	5.64	0.99	0.56	0.18	1.61
Al ₂ O ₃	14.29	16.10	13.81	15.81	16.44	16.35	14.34	14.95	14.87	14.66	11.35	14.25	14.54	15.70
SiO ₂	72.23	66.44	47.50	68.59	68.62	59.43	69.42	54.14	72.05	53.76	76.95	71.69	73.69	65.90
K ₂ O	3.09	2.09	0.47	2.86	2.95	1.87	5.22	2.09	3.21	2.13	2.43	3.52	3.23	2.93
CaO	1.22	3.65	10.17	3.01	2.88	4.68	0.68	6.86	1.44	6.29	0.17	1.89	0.79	0.51
TiO ₂	0.19	0.53	2.36	0.55	0.57	0.89	0.30	0.75	0.16	0.72	0.64	0.24	0.04	0.82
MnO	0.027	0.045	0.207	0.038	0.015	0.093	0.043	0.118	0.039	0.110	0.058	0.026	0.029	0.053
Fe ₂ O ₃	3.42	3.87	14.68	2.78	2.03	7.81	4.58	6.41	2.81	6.28	4.23	3.16	2.27	6.82
P ₂ O ₅	0.13	0.17	0.33	0.19	0.18	0.30	0.21	0.34	0.13	0.34	0.11	0.16	0.24	0.09
ППП	1.47	1.71	1.11	1.27	1.37	0.87	1.34	4.74	1.17	5.61	1.93	0.86	0.74	3.90
Сумма	99.83	99.79	99.82	99.76	99.78	99.74	99.77	99.64	99.78	99.70	99.81	99.77	99.92	99.78
Cr	21	25	145	25	27	35	6.7	186	10	201	59	14	13	128
V	27	57	312	54	60	102	35	148	16	144	52	23	13	127
Co	2.8	4.7	38	6.3	1.7	12	5.3	22	1.9	22	4.7	3.6	1.1	14
Ni	8.1	8.4	52	9.7	4.5	12	7.0	71	6.1	70	15	7.0	5.4	47
Cu	9.7	15	66	13	14	18	7.7	94	9.5	16	11	14	11	21
Zn	21	57	108	55	33	89	43	94	35	79	40	20	22	69
Rb	100	81	13	120	123	71	198	59	81	65	95	96	162	121
Sr	154	395	206	398	374	368	106	754	218	651	32	222	65	91
Zr	95	209	163	215	223	245	129	187	90	182	563	136	20	237
Ba	721	473	81	602	637	676	760	687	927	558	451	929	161	475
U	1.2	1.5	0.16	4.4	2.3	0.75	4.0	3.0	1.2	3.2	2.9	1.6	1.8	2.2
Th	11	6.2	0.59	13	8.9	0.36	13	12	9.1	12	23	14	0.44	13
Y	15	12	52	11	12	16	22	21	10	19	27	16	5	29
Nb	5.7	4.1	8.9	5.7	5.8	16	11	9.7	5.8	9.5	13	11	14	14
Pb	7.9	11	3.1	31	28	14	20	13	26	12	8.4	21	8.8	3.5

Таблица 3. Окончание

Образец	Ур-2/14	Ур-7/14	Ур-8/14	Ур-10/14	Ур-11/14	Ур-13/14	Ур-14/14	Ур-21/14	Ур-22/14	Ур-24/14	Ур-25/14	Ур-29/14	Ур-29a/14	Ур-30/14
	Г	Д	ГД	Д	Д	Ди	Г	ТА	Г	ТА	КС	ЛГ	А	ЧС
As	<10	17	<10	15	16	<10	<10	<10	10	<10	<10	<10	<10	22
Hf	н.о.	0.52	1.3	3.1	0.95	н.о.	н.о.	1.8	н.о.	1.9	н.о.	н.о.	н.о.	2.0
Ta	0.11	н.о.	0.29	0.28	0.27	0.30	1.3	0.28	0.075	0.19	0.82	0.56	1.8	0.71
W	0.64	0.24	1.3	4.1	3.2	1.6	2.9	1.0	0.31	0.55	4.4	1.0	1.6	2.0
Bi	0.015	0.038	0.011	0.16	0.21	0.11	0.082	0.18	0.10	0.074	0.034	0.11	0.11	0.23
Li	4.6	30	4.1	57	34	13	9.3	20	6.8	21	5.2	2.1	1.5	15
Be	3.1	2.8	1.1	4.4	3.9	2.9	6.7	2.2	3.2	2.2	1.9	3.2	3.6	2.2
Sc	3.2	4.0	40	4.7	4.5	8.0	5.3	16	2.1	19	4.4	1.6	н.о.	13
Mo	н.о.	н.о.	0.28	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1.3	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ag	0.008	0.24	0.22	0.41	0.17	0.078	0.031	0.25	0.86	0.30	0.059	0.028	0.003	0.27
Cd	0.012	0.08	0.22	0.25	0.051	0.064	0.10	0.31	0.26	0.15	0.044	0.06	0.050	0.14
Cs	4.2	14	0.27	7.0	6.8	1.2	2.4	14	1.4	4.4	1.4	0.66	1.4	4.0
La	28	17	13	27	20	8.9	36	43	23	42	43	31	1.6	33
Ce	58	33	32	53	36	18	72	83	53	81	92	65	3.1	63
Pr	6.8	4.1	4.9	6.3	4.9	2.6	9.2	9.6	5.5	9.3	10	7.6	0.4	7.4
Nd	26	16	24	23	18	12	34	36	20	35	38	29	1.6	27
Sm	4.7	2.9	6.4	4.1	3.4	3.2	6.9	6.0	3.7	5.8	6.5	5.3	0.54	5.1
Eu	1.1	0.87	1.9	1.1	0.91	1.2	0.9	1.6	1.2	1.6	1.0	0.9	0.10	1.1
Gd	3.3	1.9	7.4	2.6	2.3	3.3	5.2	3.8	2.3	3.7	4.7	3.7	0.51	3.6
Tb	0.50	0.28	1.3	0.39	0.36	0.48	0.84	0.59	0.36	0.59	0.79	0.62	0.12	0.69
Dy	2.5	1.5	8.1	2.2	1.7	2.6	4.4	3.2	1.7	3.2	4.4	3.2	0.75	4.2
Ho	0.43	0.24	1.7	0.36	0.26	0.50	0.76	0.60	0.26	0.60	0.79	0.56	0.12	0.86
Er	1.0	0.53	4.6	0.9	0.54	1.2	1.6	1.5	0.56	1.4	2.5	1.3	0.35	2.4
Tm	0.14	0.068	0.61	0.13	0.078	0.14	0.21	0.21	0.08	0.20	0.27	0.18	0.06	0.36
Yb	0.91	0.39	3.9	0.88	0.44	0.81	1.1	1.3	0.48	1.3	1.6	1.0	0.44	2.4
Lu	0.10	0.051	0.52	0.10	0.044	0.11	0.15	0.17	0.057	0.17	0.20	0.13	0.06	0.33

Примечание. н.о. – не обнаружен. А – аплит, Г – гранит, ГД – габбро-диабаз, Д – дацит, Ди – диорит, КС – кристаллический сланец, ЛГ – лейкогранит, ТА – трахиандезит, ЧС – черный сланец.

Таблица 4. Результаты изучения изотопного состава Pb в магматических породах, вмещающих образованиях и сульфидной минерализации Танадонского месторождения, а также месторождения Кароби (Грузия)

№ п/п	Образец	Материал	U, г/т	Th, г/т	Pb, г/т	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Вмещающие образования Танадонского месторождения (гранитоиды, габбро, метаморфические сланцы)								
1	Ур-2/14	Порода	1.2	11	7.9	18.5339(18.526**)	15.6827(18.682**)	39.1208(39.099**)
2	Ур-8/14	То же	0.15	0.59	3.0	18.2596(18.257**)	15.5935(15.593**)	38.4285(38.426**)
3	Ур-13/14	»	0.75	0.36	14	18.4457(18.443**)	15.6745(15.674**)	38.4496(38.449**)
4	Ур-14/14	»	4.0	13	20	18.5082(18.498**)	15.6793(15.679**)	38.7628(38.753**)
5	Ур-25/14	»	2.9	23	8.4	19.3625(19.344**)	15.7187(15.718**)	40.7724(40.729**)
6	Ур-30/14	»	2.2	13	3.5	19.4356(19.402**)	15.6837(15.682**)	40.0594(40.001**)
Молодые магматические породы Танадонского месторождения								
7	Ур-7/14	Основная масса дацита	1.5	6.2	11	18.5901(18.588*)	15.6207(15.621*)	38.6853(38.683*)
8	Ур-10/14	То же	4.4	13	31	18.5908(18.589*)	15.6216(15.622*)	38.6733(38.672*)
9	Ур-21/14	Основная масса трахиандезита	3.0	12	13	18.6604(18.634**)	15.6311(15.630**)	38.7635(38.739**)
10	Ур-24/14	То же	3.2	12	12	18.6539(18.632**)	15.6337(15.633**)	38.7663(38.748**)
Сульфиды Танадонского месторождения								
11	Ур-3/14	Галенит	н.о.	н.о.	н.о.	18.6211	15.6348	38.7403
12	Ур-6/14	Арсенопирит	н.о.	н.о.	н.о.	18.6191	15.6353	38.7399
13	Ур-12/14	То же	н.о.	н.о.	н.о.	18.6097	15.6380	38.7540
14	Ур-18/14	Галенит	н.о.	н.о.	н.о.	18.6204	15.6366	38.7471
15	Ур-19/14	Халькопирит	н.о.	н.о.	н.о.	18.6203	15.6365	38.7490
16	Ур-26/14	Арсенопирит	н.о.	н.о.	н.о.	18.6268	15.6369	38.7438
17	Ур-27/14	Пирит	н.о.	н.о.	н.о.	18.6204	15.6353	38.7374
Сульфидная минерализация месторождения Кароби								
18	Ри-1/15	Арсенопирит	н.о.	н.о.	н.о.	18.6203	15.6276	38.7877
19	Ри-3/15	Пирит	н.о.	н.о.	н.о.	18.5803	15.6306	38.7928

Примечание. Места отбора образцов, их геологическое положение и названия пород – см. табл. 1. Концентрации Pb, Th и U в изученных образцах определены методом ICP-MS. *значения изотопных отношений свинца, рассчитанные на возраст 1.4 млн лет, **значения изотопных отношений свинца, рассчитанные на возраст 4.7 млн лет. н.о. – не определялся. Погрешность определения изотопных отношений Pb – менее 0.04% ($\pm 2\text{SD}$).

Таблица 5. Результаты изучения Rb-Sr изотопной систематики в породах и жильных образованиях Танадонского месторождения (Большой Кавказ)

Образец	Материал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ $\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Ур-7/14	Основная масса дацита	121	359	0.979 ± 2	0.705049 ± 7	0.70503
Ур-10/14	То же	151	321	1.366 ± 3	0.705734 ± 9	0.70564
Ур-21/14	Основная масса трахиандезита	74	721	0.297 ± 1	0.705079 ± 7	0.70506
Ур-24/14	То же	80	634	0.365 ± 1	0.705401 ± 9	0.70538
Ур-18/14	Доломит из жил	–	–	–	0.71230 ± 70	0.71230
Ур-26/14	То же	–	–	–	0.71520 ± 20	0.71520

интрузивного массива мусковитовых лейкогранитов, прорывающего метаморфические сланцы кти-тебердинской свиты в верховьях р. Танадон и ранее некоторыми исследователями включаемого в состав плиоценового теплинского комплекса (Ольховский, Тибилев, 1998). Эта новая датировка показывает, что данное интрузивное тело однозначно относится к палеозойским породам фундамента, а его возраст согласуется с ранее установленным временным диапазоном развития варисийского гранитоидного магматизма на Кавказе.

Следующий этап магматической активности на территории рассматриваемого региона имел место в ранней юре и связан с существованием здесь в этот период времени активной континентальной окраины. Изверженные породы юрского возраста в районе Танадонского месторождения представлены преимущественно средними по составу лавами садонской свиты и основными интрузиями фиагдонского комплекса. Согласно данным U–Pb, Sm–Nd и Ar–Ar датирования, время их образования составляет 195–190 млн лет (Письменный и др., 2002; Газеев и др., 2014). Отметим, что для интрузивных тел диабазов и габбро-диабазов, распространенных в центральной части Большого Кавказа (Цейское и Девдоракское ущелье), нами получена представительная серия K–Ar датировок, которые лежат в узком временном диапазоне 185–190 млн лет (Лебедев и др., 2016₂) и в пределах погрешности согласуются с ранее опубликованными результатами. В свете имеющихся изотопных данных (например, Письменный и др., 2002) основные интрузии фиагдонского комплекса в горной части Северной Осетии внедрились практически синхронно не только с развитием умеренно-кислого вулканизма садонской свиты, но также и со становлением крупного Цейского массива гранодиоритов-диоритов.

Распространенные на площади Танадонского месторождения молодые магматические породы (трахиандезиты и дациты) образовались на двух различных этапах позднекайнозойской эндогенной активности Большого Кавказа. Согласно данным K–Ar датирования, возраст даек трахиандезитов составляет около 4.8–4.7 млн лет (ранний плиоцен, табл. 2). Соответственно, они должны быть отнесены не к более позднему по времени образования (позднеплиоцен-раннеплейстоценовому) теплинскому, а к цанскому интрузивному комплексу (Лебедев и др., 2016₁). К этому же комплексу, вероятно, относится и дайка сильно измененных андезитов (или дацитов?) на левобережье р. Танадон (к западу от горы Кубус), прорывающая юрские сланцы и впервые описанная как неинтрузия Д.С. Белянкиным с соавторами (Белянкин и др., 1938; обр. 1663). Породы этого тела подверглись постмагматической альби-

тизации и карбонатизации, мафический минерал полностью замещен вторичными фазами. Однако полученная для дайки датировка (обр. Ур-31/16, табл. 2) свидетельствует о ее принадлежности именно к раннеплиоценовым магматическим образованиям. Наиболее крупные по размерам и ранее изученные интрузивные тела цанского комплекса (Цурунгал, Кароби и ряд других) распространены именно в пределах центральной части Главного Кавказского хребта, но на его южных склонах на территории Грузии (фиг. 1). Важно, что неинтрузия дацитов Кароби находится всего лишь в 5 км к югу от Танадонского месторождения у южного подножья вершины Таймази. Согласно нашим данным, интрузивные массивы и дайки гранитоидов цанского комплекса образовались в течение двух импульсов магматической активности – около 4.7 и 4.15 млн лет (Лебедев и др., 2016₁). При этом особо отметим, что расположенные в непосредственной близости массив Кароби и дайки трахиандезитов Танадонского месторождения образовались синхронно в течение раннего из этих двух импульсов 4.8–4.7 млн лет назад. Таким образом, внедрение интрузий трахиандезитов в верховьях р. Урух и ее притоков может рассматриваться как отголосок более масштабной магматической активности, развивавшейся в это время на смежных территориях южного склона Главного Кавказского хребта.

K–Ar датирование дацитов из некков (Елдырдон и Таймази) на правобережье р. Танадон свидетельствует об их раннеплейстоценовом возрасте (калорий, 1.45–1.35 млн лет назад, табл. 2). Отметим, что еще в середине прошлого столетия в ИГЕМ РАН для пород из некка Елдырдон была получена оценочная K–Ar датировка – 0.7 млн лет (Борсук, 1979). Таким образом, формирование этих тел происходило на том же раннечетвертичном этапе магматизма, во временные рамки которого образовался субвулканический массив риодацитов Калква к востоку от вулкана Казбек, а также серия дацитовых штоков и даек на территории Верхней Рачи (Грузия) (Лебедев и др., 2017). Новые изотопные данные подтверждают наличие раннеплейстоценового импульса молодого магматизма в центральной части Большого Кавказа и свидетельствуют о достаточно обширном ареале, где в этот период времени протекала вулканическая деятельность. Как ранее предполагалось М.М. Константиновым с соавторами (2005), раннеплейстоценовые дациты относятся к наиболее позднему образованию теплинского комплекса (возрастной диапазон для образования пород комплекса – 3.5–1.3 млн лет).

Для датирования околорудных образований Танадонского месторождения нами были использованы максимально обогащенные фракции серицита, полученные с помощью физических методов минеральной сепарации и последующей

доочистки под оптическим микроскопом. Отметим, что методически получение серицита было крайне сложной задачей, т.к. в составе жильных пород нередко наблюдаются чешуйки ксеногенного мусковита из вмещающих палеозойских гранитов. Для датирования были использованы наименьшие по размеру частиц (менее 0.1 мм) фракции проб из основных рудных жил (Колта, Суарта, Кубус и др., табл. 1 и 2), характеризующихся преобладанием разных типов сульфидной минерализации. В тех случаях, когда чистый концентрат серицита получить не удалось (табл. 2, образцы Ур-3/14 и Ур-6/14, содержание калия — 2–2.5%), для жильных образований были получены древние датировки в диапазоне 140–50 млн лет. Напротив, для чистых фракций серицита с содержанием калия выше 7% получены согласующиеся значения возраста в интервале 5–4.5 млн лет. Причиной наблюдаемой разницы, скорее всего, является присутствие ксеногенного материала из вмещающих пород во фракциях серицита с низким содержанием калия. Отметим, что аналогичная картина была обнаружена в 70-х годах прошлого века при датировании в ИГЕМ РАН серицитолитов Цанского арсенопиритового месторождения в Грузии (табл. 2, материалы О.З. Дудаури), пространственно ассоциирующего с интрузивным массивом Цурунгал раннеплиоценового цанского комплекса (Лебедев и др., 2016). Месторождение локализовано в контактовом ореоле этой интрузии в юрских глинистых сланцах. Для фракций с пониженным содержанием калия были получены К–Аг датировки около 14 млн лет, в то время как для более чистых (K > 5%) — около 7 млн лет. Последние, с учетом аналитической погрешности (± 2.5 млн лет), оказались близки возрасту ранней фазы внедрения массива Цурунгал (около 5 млн лет).

Из двух рудных жил (Кубус и Колта) кроме серицита нами одновременно были отобраны фракции ксеногенного мусковита из гранитов (образцы Ур-18/14 и Ур-26/14), чешуйки которого сохранились в процессе гидротермальной переработки в значительных количествах, в том числе, и в центральных частях жил. В обоих случаях по ним получены палеозойские К–Аг датировки (около 265–260 млн лет), которые, хотя и омоложены по сравнению с геологическим возрастом гранитов, но всего лишь на 10–20 отн. %. Эти данные показывают, что К–Аг изотопная система мусковита может оказаться достаточно устойчивой во время протекания наложенных гидротермальных процессов, даже высокотемпературных (по данным М.М. Константинова с соавторами (2005) температура образования кварц-арсенопиритовых жил на Танадонском месторождении варьировала в диапазоне 300–500°C). В подобных ситуациях, в отсутствие “перезапуска” изотопных часов, датировки по ксеногенным мусковитам, очевидно, будут в разной степени удревнены по сравнению с

геологическим возрастом рудогенеза. Особо контрастная разница может быть, когда возраст вмещающих пород значительно древнее возраста гидротермального процесса (как в нашем случае), и, таким образом, существует очень большой риск при использовании ксеногенной слюды (или ее смеси с новообразованным серицитом) получить искаженные, не соответствующие реальному возрасту рудных жил датировки. Несомненно, подобное обстоятельство необходимо учитывать при подготовке образцов гидротермального серицита для изотопного датирования.

Полученные результаты изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о том, что возраст серицита из изученных рудных жил на Танадонском месторождении составляет 5–4.5 млн лет. При этом К–Аг датировки для слюды из жил с преобладанием различных типов сульфидной минерализации одинаковы в пределах аналитической погрешности, что не исключает достаточно короткого времени протекания гидротермальных процессов и формирования месторождения (сотни тысяч лет). Кроме того, полученные для серицита значения возраста фактически совпадают со временем внедрения раннеплиоценовых даек трахиандезитов цанского комплекса. Этот факт вполне допускает возможность генетической связи сульфидной минерализации с проявлениями эндогенной активности в этой части Большого Кавказа в начале плиоцена. Важно, что какого-либо воздействия более поздних проявлений вулканизма теплинского комплекса (внедрение неков дацитов в раннем плейстоцене), по крайней мере, на К–Аг изотопную систему серицита из рудных тел Танадонского месторождения на основании полученных данных нами не зафиксировано.

*Некоторые особенности химического состава
магматических пород
Танадонского месторождения*

Для палеозойских-мезозойских магматических и метаморфических пород, вмещающих оруденение на Танадонском месторождении, а также молодых магматических образований методами РФА и ICP-MS получены данные об их химическом составе (табл. 3). Рассмотрим наиболее важные в контексте задач настоящей работы геохимические характеристики этих пород.

Палеозойские биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые граниты Танадонского месторождения относятся к известково-щелочной серии. Это высококальциевые, весьма высокоглиноземистые ($al^{\#}$ 2.7–5.9) породы с пониженной магнезиальностью ($mg^{\#}$ 0.15–0.30), по своим петролого-геохимическим характеристикам являющиеся типичными синметаморфическими гранитоидами S-типа. Содержания большинства редких и рассеянных элементов в них близки к кларковым значе-

ниям для аналогичных образований. При этом каких-либо существенных различий в геохимических характеристиках улу-камских и белореченских гранитоидов не наблюдается.

Молодые магматические породы Танадонского месторождения, относящиеся к раннеплиоценовому цанскому (трахиандезиты) и позднеплиоцен-раннеплейстоценовому теплинскому (дациты) комплексам, контрастно отличаются друг от друга не только по своему химическому составу, но и по многим геохимическим параметрам (табл. 3). Так, поздние дациты (SiO_2 – 66.4–68.6 мас. %, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 6.7–7.3 мас. %, K_2O – 2.1–3.0 мас. %, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – 0.45–0.70) относятся к известково-щелочной петрохимической серии, являются умеренно- или высоко-калиевыми образованиями, характеризуются пониженной магниезальностью ($mg\#$ 0.21–0.44), концентрациями Ni (<10 г/т) и Cr (25–30 г/т). Таким образом, это высокодифференцированные породы, существенно обедненные в отношении большинства совместимых элементов. Отметим, что наблюдаются небольшие различия в составе дацитов из некков Елдырдон и Таймази.

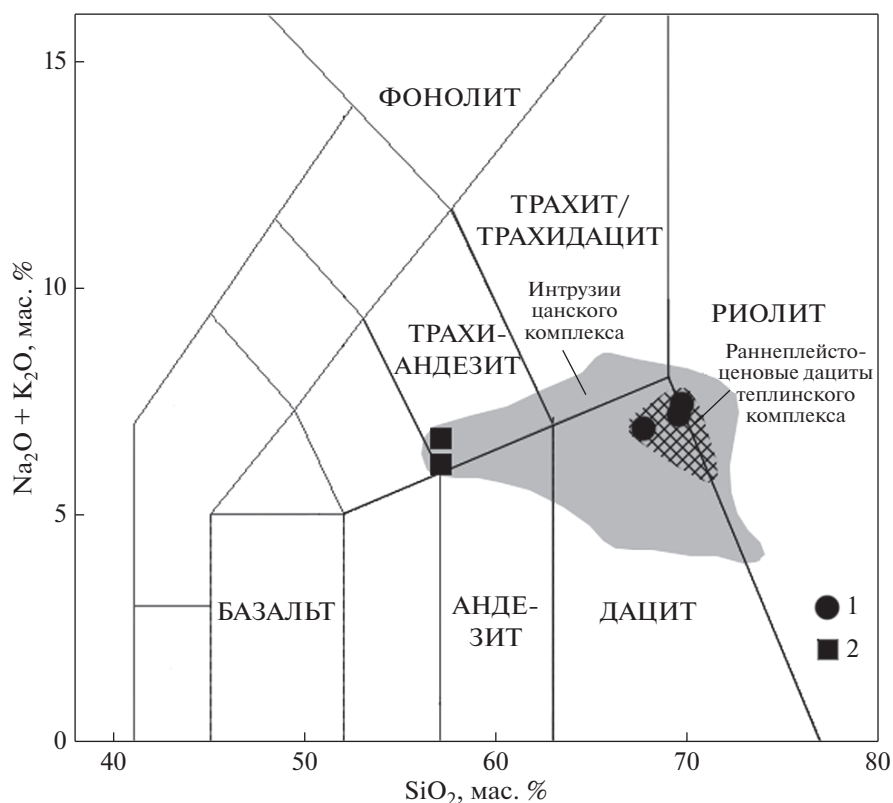
Трахиандезиты цанского комплекса содержат 57.2–57.0 мас. % SiO_2 , 6.7–6.1 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ при 2.3–2.2 мас. % K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ – 0.6–0.5), принадлежат К–Na умеренно-щелочной петрохимической серии, являются высококалиевыми образованиями, отличаются повышенной магниезальностью ($mg\#$ 0.66–0.65), а также достаточно высокими концентрациями Ni (около 70 г/т) и Cr (185–200 г/т). Отметим, что они представляют собой наиболее основные из всех ранее изученных нами пород цанского комплекса (фиг. 6) (Лебедев и др., 2016₁), а петрографические характеристики могут свидетельствовать о гибридном происхождении их материнских магм. Важно отметить, что трахиандезиты, в отличие от дацитов, содержат несколько повышенные концентрации некоторых рудных микроэлементов (Cu и Zn – до 100 г/т, Co – до 22 г/т, Cd – до 0.3 г/т, Ag – до 0.3 г/т, Mo – до 1.5 г/т, Bi – до 0.2 г/т; табл. 3). Последнее обстоятельство позволяет предположить, что флюидная фаза, ассоциирующая с проявлениями магматизма цанского комплекса, могла быть заметно обогащена элементами, входящими в состав рудной минерализации Танадонского месторождения. Это, в определенной степени, может свидетельствовать в пользу наличия генетических связей между гидротермальным минералообразованием и раннеплиоценовой магматической активностью на данном объекте.

Новые данные о минеральном составе руд Танадонского месторождения

С помощью микронзондового анализатора изучен минеральный и химический состав сульфидной минерализации в основных рудных жилах Танадонского месторождения. Как отмечено выше, по данным М.М. Константинова с соавторами (2005), главными рудными компонентами жил здесь являются *Apy*, *Pu*, *Po*, *Sp*, *Csp*, *Gn*, висмутин и тетрадимит.

Согласно результатам наших наблюдений, в составе сульфидной минерализации жилы Кубус отмечается присутствие следующей ассоциации (в порядке возрастания количества минерала) – *Stn* + *Sp* + *Gn* + *Pu* + *Apy*, жилы Колта – *Gn* + *Sp* + *Apy* + *Pu*, жилы Суарта – *Csp* + *Apy* + *Pu*, жилы № 19 – *кобальтин* + *Csp* + *Apy* + *Pu*, жилы № 20 – *Sp* + *Gn* + *Apy* + *Pu*, жилы № 21 – *Apy* + *Pu*, безымянной жилы в штольне на левом берегу р.Урух у водопада Шумный – *кобальтин* + *тетрадимит* + *висмутин* + *Sp* + *Apy* + *Csp* + *Po* + *Pu*. Таким образом, практически во всех рудных жилах устойчиво присутствует парагенезис двух основных сульфидов пирит+арсенопирит в ассоциации с кварцем, карбонатами (доломит, анкерит) и серицитом (фиг. 7). Однако в составе сульфидной минерализации изученных жил в абсолютном большинстве случаев одновременно наблюдается и полиметаллическая ассоциация, набор компонентов которой может существенно различаться. Отметим, что ранее присутствие ассоциации *Gn* + *Sp* + *Csp* отмечалось только для жилы Кубус (Константинов, 2005), для других рудных зон предполагался более простой минеральный состав. На микрофотографиях (фиг. 7) видно, что полиметаллическая минерализация во всех случаях является более поздней по сравнению с парагенезисом *Apy* + *Pu* и встречается либо в виде прожилков и включений в ранних сульфидах, либо цементирует более крупные выделения последних. Данное наблюдение полностью согласуется с предположением В.Д. Боговина с соавторами (1973), выделившим образование полиметаллической ассоциации в отдельную более позднюю стадию рудогенеза.

Наши новые данные о минеральном составе руд Танадонского месторождения показывают, что немаловажную роль среди рудных компонентов также играют и сульфиды Sn и Co – станнин и кобальтин, присутствие которых не было отмечено ранее. Так, для жилы Кубус, для которой М.М. Константиновым с соавторами (2005) предполагалось присутствие минеральной ассоциации *Sp* + *Gn* + *Csp* + *Pu* + *Apy*, установлено, что халькопирит в составе руд здесь практически отсутствует, но в существенных количествах вместо него присутствует станнин.



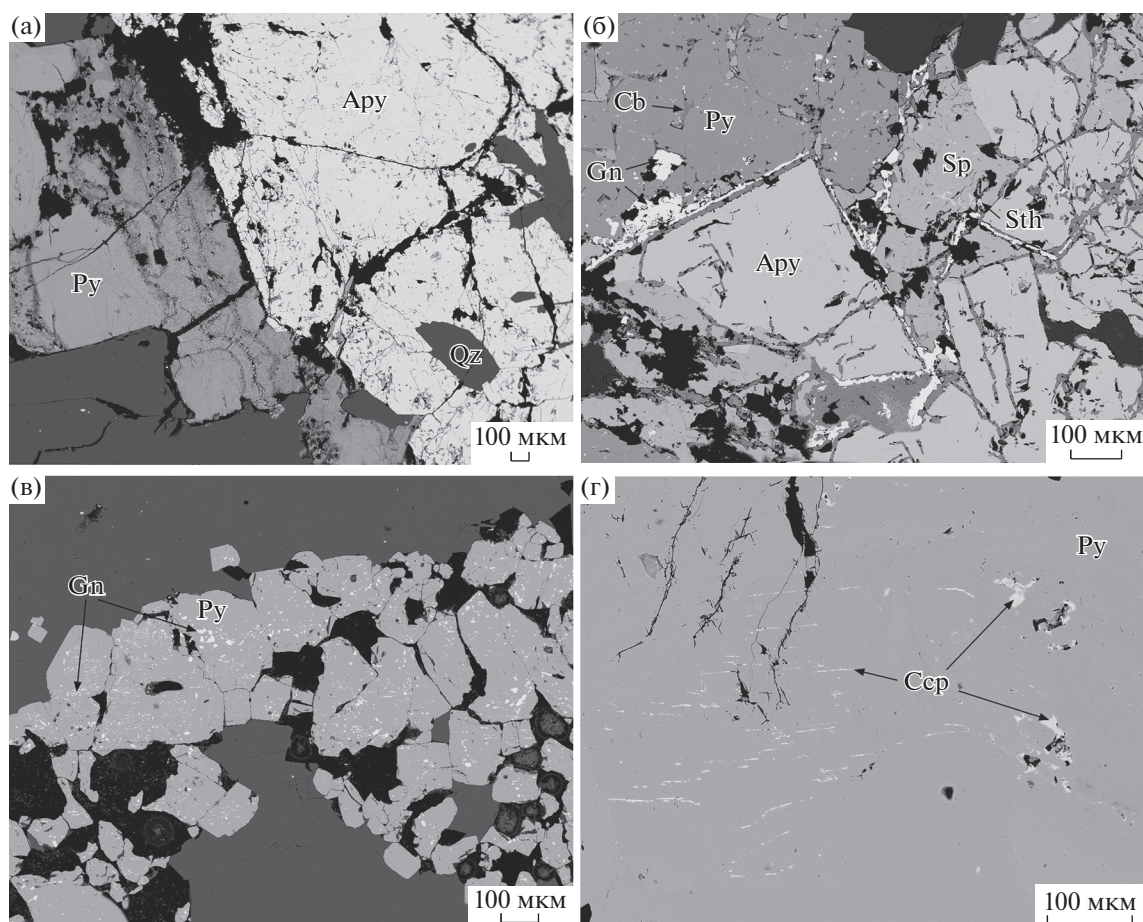
Фиг. 6. Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Le Bas *et al.*, 1986) для изученных магматических пород Танадонского месторождения. Использованы данные из статей (Тогонидзе и др., 2008; Лебедев и др., 2016₁). 1 – раннеплейстоценовые дациты теплинского комплекса, 2 – плиоценовые трахиандезиты цанского комплекса.

Изучение химического состава сульфидов с помощью микрозондового анализатора показало, что важнейшей изоморфной примесью в арсенипирите является селен (до 0.2%). При этом включений самородного золота в этом минерале нами обнаружено не было. Основные элементные примеси в сфалерите – Fe (до 11%), Cu (до 0.5%), Sn и Cd (до 0.3%), Pb (до 0.1%). В галените в заметных количествах присутствуют Fe (до 0.3%), Ag и Sb (до 0.2%), Zn и Cd (до 0.1%); в пирите и пирротине – Co (до 0.3%), Bi и Pb (до 0.1%); в халькопирите – Ag (до 0.1%); в кобальтине – Fe (до 3%), Se (до 0.3%) и Sb (до 0.2%); в станнине – Zn (до 6%), Ag (до 0.5%), Bi (до 0.2%) и Pb (до 0.1%).

Таким образом, совокупность полученных ранее и представленных нами новых результатов минералогического изучения руд позволяет заключить, что гидротермальные процессы протекали на Танадонском месторождении как минимум в течение двух стадий, на первой из которых образовалась ассоциация *Apy + Py + Qz*, а на второй – комплексная полиметаллическая минерализация, содержащая сульфиды Cu, Zn, Pb, Sn, Co и Bi.

Источники вещества сульфидной минерализации Танадонского месторождения по изотопно-геохимическим данным

Изучен изотопный состав Pb в сульфидных минералах из разных рудных жил Танадонского месторождения, в том числе, в образовавшихся на ранней стадии гидротермального процесса арсенипиритах и пиритах, а также в поздней полиметаллической минерализации (галенит и халькопирит). Низкие концентрации U и Th позволяют рассматривать измеренные изотопные отношения Pb в сульфидах как соответствующие их значениям в предполагаемый период образования месторождения около 4.7 млн лет назад (табл. 4). Кроме того, анализы изотопного состава Pb выполнены для вмещающих оруденение палеозойских и раннеюрских образований, а также молодых магматических пород, распространенных на площади месторождения. Для последних рассчитаны первичные значения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (табл. 4) с учетом возраста пород (трахиандезиты – 4.7 млн лет, дациты – 1.4 млн лет) с целью более точной оценки вклада свинца (и других сопутствующих компонентов) магматического происхождения в генезис рудной минерализации.

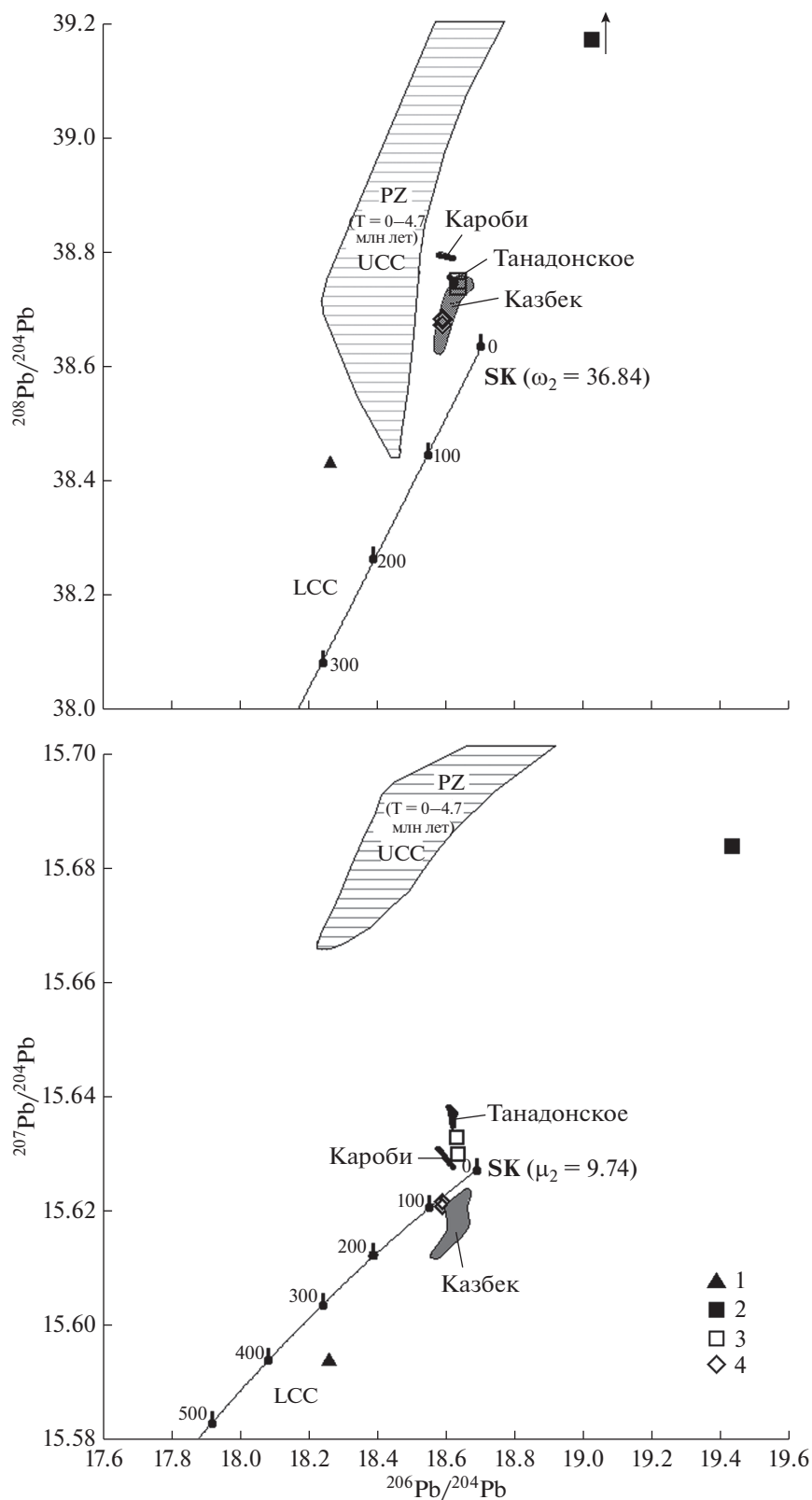


Фиг. 7. Микрофотографии в отраженных электронах рудной минерализации Танадонского месторождения, сделанные на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL-8200. Масштаб указан на снимках. а – пирит-арсенопирит-кварцевая жила (обр. Ур-26/14, жила Колта), б – сульфидная минерализация рудной жилы Кубус (цементация и прорастание поздними сфалеритом, галенитом и станнином ранних пирита и арсенопирита, обр. Ур-18/14), в – прорастание галенита в пирите (обр. Ур-27/14, рудная жила Колта), г – прорастания позднего халькопирита в пирите (обр. Ур-6/14, рудная жила № 19). Апу – арсенопирит, Сб – карбонат, Сср – халькопирит, Гп – галенит, Ру – пирит, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Stn – станнин.

Полученные данные свидетельствуют о том, что образовавшиеся на разных стадиях гидротермальных процессов сульфиды из крупных жил Танадонского месторождения имеют одинаковый (в пределах погрешности измерений) изотопный состав Pb (табл. 4). На Pb-изотопных диаграммах (фиг. 8) точки сульфидов образуют компактные поля, что, безусловно, говорит о высокой степени гомогенности источника рудной компоненты гидротермальных растворов и неизменности его характеристик в течение всего рудного процесса – от ранней стадии (Apy + Py) до поздней (полиметаллическая минерализация). При этом изотопный состав Pb руд очень близок такому в раннеплиоценовых трахиандезитах цанского комплекса: на изотопно-корреляционных диаграммах точки сульфидов и упомянутых пород фактически формируют единое поле.

Точки дацитов теплинского комплекса на Pb-изотопных диаграммах попадают в поле позднечетвертичных вулканитов Казбекского центра (Лебедев и др., 2016₂) и отстоят на удалении от точек сульфидов Танадонского месторождения, что, определенно, ограничивает участие гидротермальных растворов, связанных с раннеплейстоценовым магматизмом, в генезисе руд на изученном объекте (фиг. 8). Как было показано ранее, дацитовый вулканизм теплинского комплекса не оказал влияние и на замкнутость K–Ag изотопной системы серицитов рудных жил на месторождении.

Современный изотопный состав Pb в изученных древних (палеозойских и раннеюрских) образованиях отличается от такового в сульфидах еще более контрастно: точки гранитоидов, метаморфических и глинистых сланцев, диабазов отстоят на диаграммах на значительном расстоянии (фиг. 8). Очевидно, что эти породы не могли яв-



Фиг. 8. Pb-изотопные диаграммы для вмещающих руденение древних магматических и метаморфических образований, молодых вулканических пород и сульфидной минерализации Танадонского Au-арсенипиритового месторождения. Используются данные из настоящей работы, а также из статей (Лебедев и др., 2010, 2016₂). UCC – верхняя континентальная кора, LCC – нижняя континентальная кора. Черные поля отвечают составу свинца в сульфидах месторождений Танадонское и Кароби. 1 – юрские габброиды фиадгонского комплекса, 2 – черные сланцы садонской свиты (юра), 3 – триантезиты плиоценовых даек (цанский комплекс), 4 – дациты раннеплейстоценовых некков (теплинский комплекс).

ляться основным источником рудного вещества для сульфидной минерализации на Танадонском месторождении.

Таким образом, рассматривая всю совокупность полученных петролого-минералогических, геохронологических и изотопно-геохимических данных, можно сделать вывод о том, что рудная минерализация на Танадонском месторождении пространственно и генетически связана именно с раннеплиоценовым магматизмом цанского комплекса, проявления которого на объекте представлены субмеридиональными дайками трахиандезитов. Рудные жилы и дайки имеют близкий возраст — около 4.7 млн лет, сульфидная минерализация часто встречается в виде прожилков и гнезд в трахиандезитах, изотопный состав Pb в рудах и магматических породах цанского комплекса практически одинаков. Следовательно, можно утверждать, что Танадонское месторождение образовалось именно в связи с проявлениями молодого магматизма, а источником рудного вещества служили гидротермальные растворы, продуцированные раннеплиоценовым вулканическим очагом, располагавшимся около 4.7 млн лет назад под этой частью Большого Кавказа. Отметим, что на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки сульфидов по сравнению с точками трахиандезитов немного сдвинуты в сторону области палеозойских гранитоидов, что может говорить об ограниченном присутствии добавки верхнекорового Pb в гидротермальных растворах.

Образование месторождения, несмотря на наличие как минимум двух стадий рудного процесса, скорее всего, протекало в течение короткого периода времени, не превышавшего сотни тысяч лет, на что может указывать: (1) совпадение в пределах погрешности серии K—Ag датировок магматических пород и серицита из разных рудных жил и (2) идентичность изотопного состава Pb в гидротермальных растворах (постоянство источника) на протяжении всего периода формирования объекта. Вероятно, образование Танадонского месторождения можно рассматривать как одно-векторный во времени процесс, а его конкретные стадии связаны, в первую очередь, с последовательным изменением *PT*-условий минералообразования, путей миграции и эволюцией геохимической специализации магматогенных растворов, в том числе, активности серы.

Интересно, что изотопный состав Pb рудной минерализации Танадонского месторождения, согласно нашим данным, аналогичен таковому в сульфиде из жил на месторождении Кароби, расположенном в 5 км к югу на территории Грузии (табл. 4). Этот объект пространственно, а также, скорее всего, и парагенетически связан с расположенной на его площади одноименной интрузией дацитов цанского комплекса. На

Pb-изотопных диаграммах видно, что оба месторождения имеют общий источник рудного вещества, но для Кароби заметна большая контаминация свинцом из древних верхнекоровых образований (фиг. 8). Отметим, что на смежной территории Грузии (Верхняя Рача—Нижняя Сванетия) с раннеплиоценовыми гранитоидами цанского комплекса предположительно связана целая серия небольших арсенопиритовых рудопоявлений и месторождений, наиболее крупным из которых является Цана, разрабатывавшееся в середине XX века (Ершов, 1940; и др.). Большинство этих объектов характеризуется близкой с Танадонским месторождением ассоциацией главных сульфидных минералов (важнейшими среди которых являются арсенопирит и пирит), тяготеет к контактовым ореолам (зонам ороговикования) вокруг интрузий цанского комплекса и, судя по датировкам, в свое время полученным по серицитолитам месторождения Цана (табл. 2), имеет близкий с раннеплиоценовыми магматическими телами возраст. Таким образом, интрузивный магматизм цанского комплекса в центральной части Большого Кавказа, очевидно, является рудоносным, а районы развития плутонических тел этого комплекса относятся к перспективным на поиски золотосодержащей арсенопиритовой минерализации. При этом месторождения Кароби и Танадонское, локализованные в непосредственной близости друг от друга, вероятно, могут рассматриваться как объекты одного рудного узла. Необходимо отметить, что месторождение Цана (среднее содержание Au в рудах — 2 г/т; Kekelia *et al.*, 2008) в связи с появившимися перспективными разработками методик извлечения золота из арсенопирита готовится к повторному освоению, и в настоящее время на нем уже проводятся геолого-настольные работы.

Изучение изотопного состава Sr в молодых магматических породах, распространенных в пределах Танадонского месторождения, показало, что дациты теплинского и трахиандезиты цанского комплексов в целом характеризуются близкими величинами первичных значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в диапазоне 0.7050—0.7056. Отметим, что этот интервал перекрывает и значение первичного изотопного состава Sr в дацитах расположенной поблизости интрузии Кароби ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — 0.7053; Лебедев и др., 2016₁). В то же время, значения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонате (доломит) из рудных жил Танадонского месторождения существенно выше — 0.712—0.715. Очевидно, они “сдвинуты” к области современных значений изотопного состава Sr в палеозойских гранитоидах, вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в которых, по нашим данным, составляют 0.720—0.750 (Лебедев и др., 2010). Следовательно, в отличие от рудных компонентов сульфидной мине-

рализации, источником вещества карбонатов в жильных образованиях выступили, в первую очередь, вмещающие гранитоиды при подчиненном участии молодых магматогенных растворов. Очевидно, что возможность подобных различий в источниках вещества для непосредственно рудной минерализации и околорудных метасоматитов должна учитываться при проведении генетических исследований на месторождениях близкого происхождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных комплексных геохронологических, петролого-минералогических и изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о том, что Танадонское золоторудное месторождение имеет магматогенную природу и образовалось в раннем плиоцене (около 4.7 млн лет назад) одновременно с проявлениями умереннокислого магматизма повышенной щелочности цанского комплекса. Рудная минерализация (*Apy, Py, Po, Sp, Ccp, Gn, Stn, Mrc*, кобальтин, висмутин, тетрадимит), наблюдаемая преимущественно в кварц-сульфидных жилах различной мощности, часто также наложена непосредственно на дайковые тела раннеплиоценовых трахиандезитов в виде прожилков и гнезд. Рb-изотопные данные свидетельствуют о наличии генетических связей между развитием гидротермальных процессов и молодым магматизмом цанского комплекса; роль других источников вещества для руд является несущественной. Скорее всего, Танадонское месторождение не является полихронным (поскольку влияние раннечетвертичного магматизма теплинского комплекса на изотопные системы рудных тел на этом объекте не зафиксировано), а образовалось в течение краткого (сотни тысяч лет) периода времени, синхронно или сразу после окончания раннеплиоценовой магматической деятельности. Фиксируемые на объекте стадии минералообразования (ранняя — пирит-арсенопиритовая, поздняя — полиметаллическая), по-видимому, обусловлены изменением *PT*-условий протекания рудогенеза, активностью серы и эволюцией геохимической специализации растворов в течение времени. Магматизм цанского комплекса, с интрузиями которого генетически связано образование Танадонского месторождения, а также, вероятно, целого ряда подобных объектов на смежной территории Грузии, является рудоносным. Районы распространения плутонических тел и даек этого комплекса на Большом Кавказе могут рассматриваться как перспективные на поиск промышленной Au-содержащей арсенопиритовой минерализации.

БЛАГОДАРНОСТИ

Петролого-геохимическое и минералогическое изучение вулканических пород и рудных жил Танадонского месторождения выполнено в рамках Государственного задания (тема НИР № 0136-2018-0027). Изотопно-геохронологические и изотопно-геохимические исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 14-05-00071а).

Авторы статьи выражают глубокую признательность сотрудникам ИГЕМ РАН Я.В. Бычковой, Ю.В. Гольцману, Е.В. Ковальчук, Т.И. Олейниковой, А.И. Якушеву, которыми проведены химические, изотопные и микроскопические анализы наших образцов, рецензентам статьи — Ю.Г. Сафонову, А.Б. Кузнецову и В.В. Аристову, а также академику И.В. Чернышеву за внимательное ознакомление с работой и высказанные замечания, которые помогли улучшить ее качество.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белянкин Д.С., Еремеев В.П., Петров В.П.* Новые данные по неинтрузиям в бассейне р. Уруха (Центральный Кавказ) // Тр. ин-та геологических наук АН СССР. Петрографическая серия. 1938. Вып. 4. № 3. С. 1–21.
- Боговин В.Д., Хетагуров Г.В., Долгов Г.А. и др.* Обобщение геологических материалов по Дигорскому рудному району за 1971–1972 годы. Геологический отчет Северо-Осетинской КГРЭ. Орджоникидзе, 1973. 489 с.
- Борсук А.М.* Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 300 с.
- Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Гольцман Ю.В. и др.* Фиагонский эффузивно-силловый комплекс (Республика Северная Осетия – Алания, Россия): геохимия, геодинамическая обстановка формирования, проблемы рудоносности // Вестник Владикавказского научного центра. 2014. Т. 14. № 2. С. 21–34.
- Греков И.И., Лаврищев В.А., Энна Н.Л.* Этапы орогенеза и синорогенной минерализации Северного Кавказа // Региональная геология и металлогения. 2008. № 35. С. 105–112.
- Еришов А.Д.* Рудоносность Верхней Рачи и Сванетии // Советская геология. 1940. № 8. С. 24–37.
- Константинов М.М., Лайпанов Х.Х., Данильченко В.А. и др.* Геологическое строение и перспективы Танадонского золото-арсенопиритового месторождения // Геология и разведка недр. 2005. № 2–3. С. 2–10.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Бубнов С.Н., Медведева Е.С.* Хронология магматической активности вулкана Эльбрус (Большой Кавказ) по данным К–Аг изотопного датирования лав // ДАН. 2005. Т. 405. № 3. С. 389–394.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): Результаты К–Аг и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.

- Лебедев В.А., Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г., Гольцман Ю.В.* Возраст молодых интрузий Цанского комплекса (Большой Кавказ) и изотопно-геохимические свидетельства гибридного происхождения их магм // *Петрология*. 2016₁. Т. 24. № 4. С. 339–362.
- Лебедев В.А., Чугаев А.В., Вашикидзе Г.Т., Парфенов А.В.* Этапы формирования и источники рудного вещества Девдоракского медного месторождения (Казбекский вулканический центр, Большой Кавказ) // *Геология рудных месторождений*. 2016₂. Т. 58. № 6. С. 522–543.
- Лебедев В.А., Дудаури О.З., Гольцман Ю.В.* Раннеплейстоценовый магматизм центральной части Большого Кавказа // *ДАН*. 2017. Т. 477. № 2. С. 199–203.
- Лебедев В.А., Парфенов А.В., Вашикидзе Г.Т. и др.* Хронология магматической активности и петролого-минералогические характеристики лав четвертичного вулкана Казбек, Большой Кавказ // *Петрология*. 2018. Т. 26. № 1. С. 3–33.
- Ольховский Т.П., Тиболов С.М.* Составление специализированной геологической основы масштаба 1 : 50000 для прогнозно-металлогенической карты Горной Осетии. Отчет СОГГП “Севостеологоразведка”, Владикавказ, 1998. 578 с.
- Письменный А.Н., Терещенко В.В., Перфильев В.А. и др.* Государственная геологическая карта РФ, масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-38-VIII, XIV (Советское). Объяснительная записка. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 190 с.
- Сомин М.Л.* Главные черты строения доальпийского основания Большого Кавказа // *Большой Кавказ в Альпийскую эпоху*. Отв. ред. Леонов Ю.Г. М.: ГЕОС, 2007. С.15–38.
- Тогонидзе М.Г., Дудаури О.З.* Плиоценовый вулканический центр на южном склоне Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи // *Труды ИГ Республики Грузия*. Нов. сер. 2008. Вып. 124. С. 232–237.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н.* Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ИСР-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // *Геохимия*. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Goff F., Janik C.J.* Gas geochemistry of the Valles caldera region, New Mexico and comparisons with gases at Yellowstone, Long Valley and other geothermal systems // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2002. V. 116. P. 299–323.
- Kekelia S.A., Kekelia M.A., Kuloshvili S.I. et al.* Gold deposits and occurrences of the Greater Caucasus, Georgia Republic: their genesis and prospecting criteria // *Ore Geol. Rev.* 2008. Vol. 34. P. 369–386.
- Kilias S.P., Naden J., Cheliotis I. et al.* Epithermal gold mineralisation in the active Aegean Volcanic Arc: the Profitis Ilias deposit, Milos island, Greece. *Mineralium Deposita*. 2001. Vol. 36. P. 32–44.
- 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. Vol. 27. P. 745–750.
- Rae A.J., Cooke D.R., Phillips D. et al.* Spatial and temporal relationships between hydrothermal alteration assemblages at the Palimpinon geothermal field, Philippines – implications for porphyry and epithermal ore deposits. In: Simmons S.F., Graham I.J., (Eds.), *Volcanic, Geothermal and Ore-forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth: Society of Economic Geologists, Special Publication*. 2003. Vol. 10. 223 p.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. № 36. P. 359–362.
- Stimac J.A., Goff F., Wohletz K.* Thermal modeling of the Clear Lake magmatic-hydrothermal system, California, USA. *Geothermics*. 2001. Vol. 30. P. 349–390.
- Watanabe Y., Takagi T., Kaneko N., Suzuki Y.* The Geology of Japan. Part 10 (Mineral and hydrocarbon resources) // Eds.: Moreno T., Wallis S., Kojima T., Gibbons W. *Geological Society of London*. 2016. P. 431–455.