

УДК 550.42

ВОЗРАСТ ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВ И БЕРЕЗИТОВ ДАРАСУНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ, РОССИЯ)

© 2014 г. И. В. Чернышев*, В. Ю. Прокофьев*, Н. С. Бортников*, А. В. Чугаев*, Ю. В. Гольцман*, В. А. Лебедев*, Ю. О. Ларионова*, Л. Д. Зорина**

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35

**Институт геохимии СО РАН
664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Поступила в редакцию 10.09.2013 г.

Дарасунское золоторудное поле, расположенное в южной части Западно-Станового террейна вблизи Монголо-Охотского сутурного шва, включает месторождения коренного золота Дарасун (более 100 т Au), а также Талатуй (около 38.2 т Au) и Теремкинское (3 т Au). Rb-Sr и K-Ar методами датированы гранодиорит-порфиры амуджиканского комплекса, с которыми, согласно данным многих исследователей, пространственно и парагенетически связано месторождение Дарасун и метасоматиты (“березиты”). Rb-Sr методом анализировались валовые пробы гранодиорит-порфинов, мономинеральные фракции плагиоклаза, калишпата и биотита, а также серицит из березитов (всего 26 проб). K-Ar методом датированы 8 проб биотита и серицита. Минеральные Rb-Sr изохроны, полученные по индивидуальным пробам гранодиорит-порфинов, выявляют неоднородность начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое варьирует в пределах 0.70560–0.70591. Хорошо согласующиеся данные обоих методов позволяют принять значения возраста гранодиорит-порфинов и березитов соответственно 160.5 ± 0.4 и 159.6 ± 1.5 млн лет. Датировка гранодиорит-порфинов амуджиканского комплекса 160.5 ± 0.4 млн лет отвечает границе нижней и поздней юры. Эта дата маркирует время завершения коллизии Восточно-Сибирского и Монголо-Китайского континентов и связанной с ней орогении и отмечает вступление территории Восточного Забайкалья в посторогенный (внутриплитный) этап развития, с которым связано образование значительных по масштабу месторождений золота, урана и других металлов.

DOI: 10.7868/S0016777014010031

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом изучении Восточного Забайкалья, одной из крупнейших рудоносных провинций России, важной задачей, имеющей определенное прогностическое значение, является установление хронологии магматических событий и сопряженных с ними рудообразующих процессов. Регион расположен на стыке Восточно-Сибирского и Монголо-Китайского континентов, коллизия которых в мезозое во многом определила процессы образования в Восточном Забайкалье значительных по масштабу месторождений Au, U, W, Mo, Sn и других металлов. По времени формирования они являются постколлизийными и связаны с позднемезозойскими (J_{2-3} – K_1) проявлениями посторогенной, в том числе рифтогенной, активности в регионе (Томсон и др., 1977; Рыбалов, 2002; Спиридонов, Зорина, 2006).

Во второй половине прошлого столетия широкие геологические исследования и поисковые работы в Забайкалье, в том числе в Восточном За-

байкалье, сопровождались определением возраста магматических пород и рудной минерализации, что в итоге позволило ограничить время позднемезозойских магматических и рудообразующих процессов интервалом 170–120 млн лет назад. Для некоторых объектов региона были получены вполне надежные датировки, как, например, для крупных урановых месторождений Стрельцовского рудного поля (Чернышев, Голубев, 1996) и ряда W-Mo и Sn-месторождений (Томсон и др., 1977; Чернышев и др., 1998). В то же время большая часть изотопно-геохронологических данных, полученных по региону в ряде производственных и научных организаций и вовлеченных в металлогенические построения, представляла собой лишь грубые, приблизительные оценки возраста геологических событий, что связано как с недостаточной точностью проводившихся изотопных измерений, так и с использованием каменного материала, не подходящего для надежных датировок. Это хорошо видно на примере ранее опубликованных данных для магматических пород Дарасунского рудного поля, которые цитируются ниже в настоящей статье. Для построения детальной временной

Адрес для переписки: А. В. Чугаев. E-mail: chug@igem.ru

шкалы магматических и рудообразующих процессов в Восточном Забайкалье требуется с помощью комплекса современных вариантов методов изотопной геологии провести изучение целого ряда опорных объектов, одним из которых непременно должно быть Дарасунское рудное поле. Оно имеет важное промышленное значение, так как в нем известны три месторождения золота разного масштаба: месторождение мирового класса Дарасун (за время эксплуатации до 2007 года добыто 118 т коренного Au и 40 т россыпного Au), среднее по запасам месторождение Талатуй (38.2 т Au) и мелкое – Теремкинское (3 т Au). По данным Highland Gold Mining Limited, Levitan на 2007 г., подтвержденные запасы золота оцениваются в 56.4 т, а прогнозные – в 145 т.

Рудное поле расположено в южной части Западно-Станового террейна вблизи Монголо-Охотской сутуры, вдоль которой обнаружены офиолиты. Месторождения локализованы в магматических породах основного и кислого состава, палеозойского и мезозойского возраста. Наиболее крупное месторождение золота Дарасун пространственно и парагенетически связано с малыми интрузиями амуджиканского комплекса (Тимофеевский, 1972; Прокофьев и др., 2000; Спиридонов и др., 2006; и другие работы).

За последние 15 лет были получены новые данные о химическом и изотопном составе минералообразующего флюида, распределении РЗЭ и элементов-примесей в минералах магматических и метасоматических пород и рудных жил, которые позволили выдвинуть гипотезу о существовании генетической связи этого месторождения с амуджиканским вулcano-плутоническим комплексом и участии в рудообразовании магматогенного флюида и метеорных вод (Прокофьев и др., 2000; 2010; Prokofiev *et al.*, 2010). При этом было поставлено под сомнение отнесение месторождения Дарасун к мезотермальным (по классификации В. Линдгрена) или среднеглубинным (по классификации Н.В. Петровской) золоторудным месторождениям и предложено рассматривать его как продукт сильноэродированной эпitherмально-порфировой флюидно-магматической системы (Прокофьев и др., 2008).

Существующие на сегодняшний день данные о возрасте как интрузивных пород, так и руд Дарасунского рудного поля весьма противоречивы. Д.А. Тимофеевский (Тимофеевский, 1972) для гранодиорит-порфиров (называет их плагиогранит-порфирами) и кварцевых диоритовых порфиров Дарасунского рудного поля приводит К-Аг-датировки, равные соответственно 170 ± 10 и 174 ± 10 млн лет. В работе (Пахольченко и др., 1987) в качестве возраста предрудных пропилитов и синрудных лиственитов и березитов указываются Rb-Sr-датировки 150 ± 8 и 144 ± 10 млн лет

соответственно. Г.С. Плюснин с соавторами (Плуснин и др., 1988) на основании Rb-Sr геохронологического изучения магматических пород и метасоматитов сделал вывод о том, что рудоотложение, сопровождавшееся образованием зон березитизации и лиственитизации, произошло около 145 млн лет назад. В.Ю. Прокофьев и соавторы (Прокофьев и др., 2006) предприняли попытку определить возраст руд с помощью Sm-Nd-метода, используя в качестве геохронометров турмалин, кальцит и арсенопирит. Полученная изохронная датировка (100 ± 18 млн лет) имеет большую погрешность, не согласуется с геологическими данными и сильно выпадает из имеющегося ряда изотопных датировок эндогенных процессов, проявленных в регионе. Этот результат нуждается в проверке, в первую очередь, путем получения датировок Re-Os-методом по сульфидам. Обсуждавшиеся выше известные ранее датировки магматических пород, метасоматитов и гидротермальной минерализации также характеризуются большой погрешностью (± 10 млн лет и более), что сильно ограничивает возможности дальнейшего развития представлений о происхождении месторождения Дарасун.

Имеющиеся геологические и минералого-геохимические свидетельства пространственной и парагенетической связи золоторудной минерализации месторождения Дарасун с субвулканическими телами гранодиорит-порфиров и метасоматитов дают основание использовать результаты изотопного датирования этих пород для оценки возраста рудообразующего процесса или, по крайней мере, его нижнего предела. Очевидно, что датировки гранодиорит-порфиров представляют и самостоятельный интерес для Восточного Забайкалья, поскольку обсуждаемые породы Дарасунского рудного поля являются типичными представителями образований распространенного в регионе амуджиканского вулcano-плутонического комплекса. Целью настоящей работы было изучение пород Дарасунского рудного поля с помощью методов и подходов Rb-Sr и К-Аг изотопного датирования, апробированных авторами данной статьи при изучении геохронологии процессов магматизма и рудообразования в рудных районах, различных по металлогенической специализации и времени проявления этих процессов.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАРАСУНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Дарасунское рудное поле расположено в пределах субширотного Шилка-Олекминского Au-Мо металлогенического пояса, выделяемого в составе Забайкальской рудной провинции. В геологическом строении рудного поля принимают участие кристаллические сланцы (PR₂-PZ₁), а также раз-

личного состава магматические породы палеозойского и мезозойского возраста, наиболее широко распространенные в нем. Оно приурочено к позднемезозойской вулканоплутонической очагово-купольной структуре (Спиридонов, Зорина, 2006), формирование которой связывают с постколлизийным этапом развития региона (Zorin *et al.*, 2001; Парфенов и др., 2003).

Изученные магматические и метасоматические породы были нами опробованы в районе месторождения Дарасун, которое локализовано в блоке магматических пород палеозойского возраста и расположено на пересечении разломов северо-восточного и северо-западного простирания (Фогельман, 1968; и др.). Этот блок имеет сложное строение (фиг. 1а, б). Самые древние вмещающие породы месторождения Дарасун — ультраосновные и основные породы кручининского комплекса (Pz_1): пироксен-роговообманковые, роговообманковые и оливинные габбро, а также небольшие тела серпентинизированных пироксенитов, плагиоклазовых дунитов и перидотитов, троктолитов и анортозитов. Считается, что эти породы возникли в процессе фракционной кристаллизации единого базит-гипербазитового расплава мантийного происхождения, состав которого близок к субщелочному пикриту (Казимировский и др., 1992, 1993).

Габброиды с юго-востока прорваны интрузивными телами крестовского комплекса (Pz_2), в составе которых присутствуют диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, биотит-роговообманковые граниты, аплитовидные граниты и жильные аплиты. Интрузия лейкократовых гранитов и сиенитов олекминского магматического комплекса (Pz_3 - MZ_1) внедрилась в гранодиориты крестовского комплекса в северо-восточной и юго-восточной частях района месторождения (фиг. 1а, б).

Наиболее молодым магматическим комплексом в районе является амуджиканский вулканоплутонический комплекс (J_2 - K_1) (Тимофеевский, 1972; Плюснин и др., 1988).

Необходимо отметить, что датировки пород, более древних, чем породы амуджиканского комплекса, основаны на геологических соотношениях, и их следует считать условными, отражающими лишь предполагаемую последовательность формирования указанных пород.

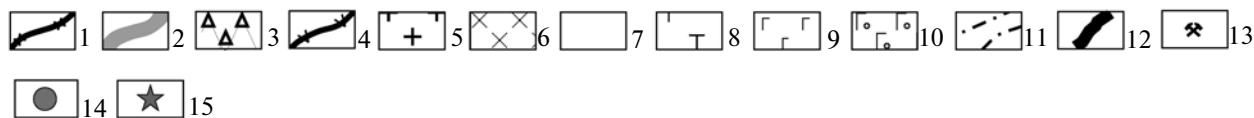
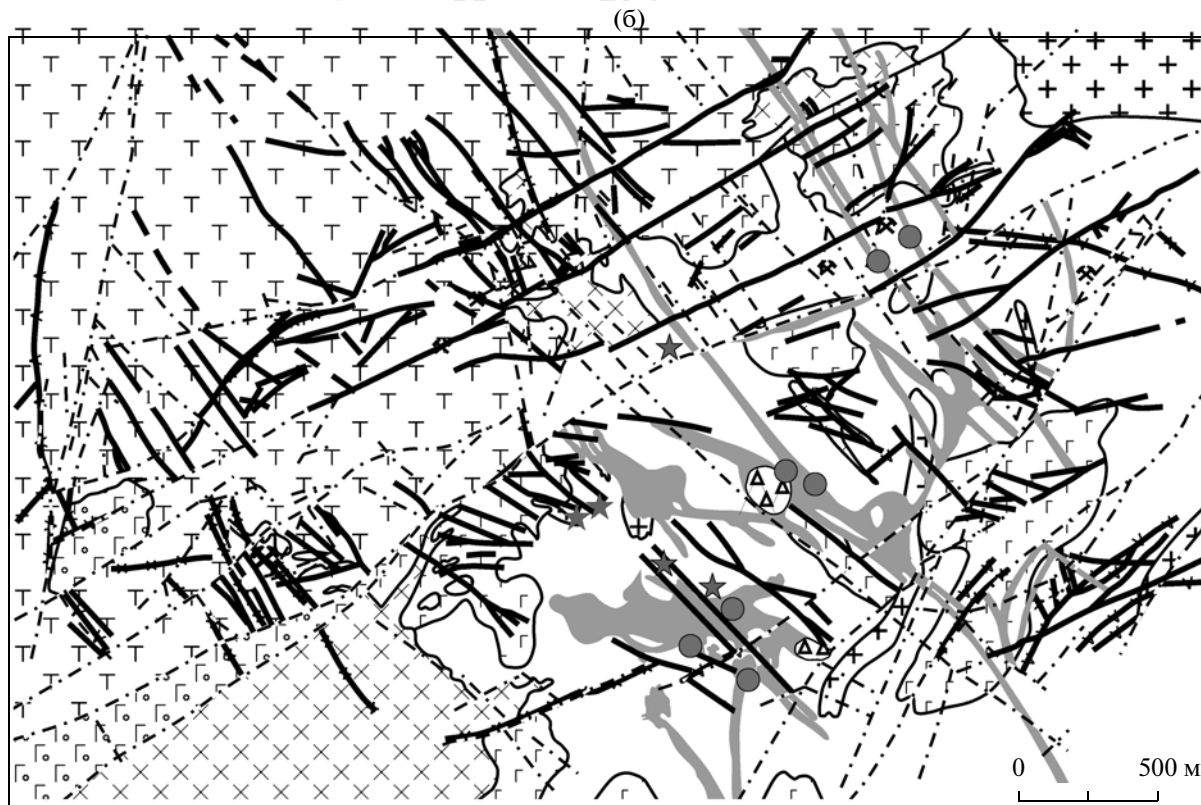
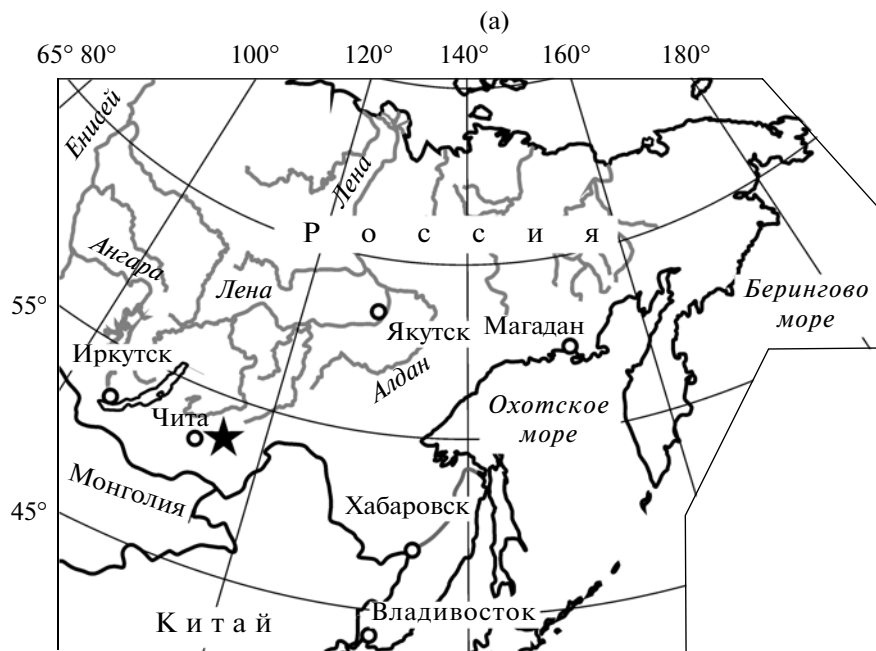
Месторождение Дарасун состоит из серии (более 200) протяженных крутопадающих золоторудных кварцевых жил и минерализованных зон, расположенных вокруг субвулканического штока, сложенного в основном высококалийевыми гранодиорит-порфирами амуджиканского комплекса (J_2 - K_1) (фиг. 1б). Длина жил достигает по простиранию 2 км, по падению — 1.0–1.2 км, при мощности 5–20 см. В краевых частях интрузива локализованы трубообразные тела взрывчатых

брекчий, в которых обломки пород сцементированы кварцем, турмалином и сульфидами (Прокофьев и др., 2008). Эти структуры, по мнению некоторых исследователей (Тимофеевский, 1972), являлись подводящими каналами для магматогенных рудообразующих флюидов. На месторождении описана концентрическая минералогическая и геохимическая зональность вокруг центрального штока гранодиорит-порфиоров (Тимофеевский, 1972), выраженная в расположении кварц-турмалиновой минеральной ассоциации в центральной части месторождения, а галенит-сфалеритовой ассоциации — на периферии. С минералогической зональностью согласуется изотопная зональность (Прокофьев и др., 2010), обнаруженная при изучении изотопного состава кислорода и углерода карбонатов в рудных жилах месторождения.

Месторождение образовалось в три этапа (Тимофеевский, 1972; Прокофьев и др., 2000). На раннем этапе отложились кварц-турмалиновые агрегаты с сульфидами и колчеданные минеральные агрегаты, состоящие из пирита, арсенопирита, кварца, карбоната, иногда пирротина и халькопирита. В течение следующего (продуктивного) этапа кристаллизовались полиметаллические агрегаты (ассоциации пирита, галенита, сфалерита, кварца, карбоната, иногда халькопирита), сульфидно-сульфосольные агрегаты (ассоциации пирита, халькопирита, пирротина, сульфосолей Cu, Pb, Sb, Bi, Ag, As, теллуридов, галенита, кварца, карбоната, самородного золота) и сульфоантимонитовые минеральные агрегаты (ассоциации сульфоантимонитов свинца, антимонита, аурипигмента, реалгара, клейофана, пирита, кварца, карбоната). В заключительный (пострудный) этап образовались кварц-карбонатные минеральные агрегаты.

Образованию руд предшествовала пропилитизация вмещающих пород (Куликова, Зорина, 1989). Перед отложением продуктивных минеральных агрегатов около рудных тел, независимо от их состава, образовались оторочки синрудных листовитов и березитов. На контакте жил с метасоматитами выявлены пониженные по сравнению с неизменными породами содержания металлов (Напартэ, 1979; Прокофьев, Зорина, 1996). Следовательно, из вмещающих пород при взаимодействии их с флюидом происходил вынос металлов в зону рудоотложения, что позволяет предполагать сопряженность процессов образования метасоматитов и жил.

Ниже дается краткая петрографическая характеристика пород амуджиканского комплекса, в который входят изучавшиеся в настоящей работе гранодиорит-порфиры.



ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АМУДЖИКАНСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И МЕТАСОМАТИТОВ

На месторождении Дарасун породы амуджиканского вулcano-плутонического комплекса слагают шток (Дарасунский шток), в который входят субвулканические породы повышенной щелочности разного состава: диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты, граносиенит-, сиенит- и гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, плагиопорфиры, трахибазальты, трахиандезиты, латиты, трахидаци-ты, риодациты и кварцевые порфиры. Детальное описание петрохимических особенностей пород Дарасунского рудного поля было сделано в работе (Прокофьев и др., 2000).

К наиболее ранним породам штока, слагающим его периферийные участки, относятся, главным образом, диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты. Они внедрились в предварительно раздробленные вмещающие породы (палеозойские габброиды и гранитоиды) и сцементировали их. Позднее в центральную часть этой штокверкоподобной массы пород внедрились гранодиорит- и гранит-порфиры, образовавшие монолитный шток размером $200 \times 300 \text{ м}^2$ и захватившие обломки раздробленных диоритовых порфиритов. На самых высоких гипсометрических отметках (950–1000 м) обнажаются штоко- и дайкообразные тела сиенит- и граносиенит-порфиров, прорывающие гранодиориты Дарасунского штока. Наиболее поздними являются пологие ($10\text{--}15^\circ$) маломощные (до 20 см) жилы аплитов, которые локализуются в штоке и за его пределами выклиниваются уже на расстояния 1–5 м от контакта. В этих жилах нередко встречаются угловатые обломки гранодиорит-порфиров.

Наиболее распространенные породы Дарасунского штока – гранодиорит- и гранит-порфиры. Эти породы состоят из порфиробластов плагио-клаза (15–30%), калиевого полевого шпата (5–10%), кварца (5–15%), роговой обманки (3–5%) и биотита (3–4%) (фиг. 2). Среди пород по составу преобладают гранодиорит-порфиры, местами переходящие в гранит-порфиры за счет увеличения содержания кварца и калиевого полевого шпата. Состав плагиоклаза соответствует олигоклазу

№ 15–28. Вкрапленники часто обнаруживают зональность их состава: центральные зоны более основные, периферийные – более кислые. Идиоморфные таблитчатые зерна плагиоклаза корродированы основной массой. В некоторых зернах отмечаются включения магнетита, апатита, циркона, роговой обманки, калиевого полевого шпата. Вкрапленники калиевого полевого шпата содержат микропертитовые вроски плагиоклаза. Роговая обманка встречается в виде удлиненных хорошо образованных кристаллов или в виде скоплений мелких зерен. Биотит представлен двумя генерациями, выделения которых тесно ассоциируют друг с другом.

Краткая характеристика изученных образцов и их пространственная привязка даны в табл. 1.

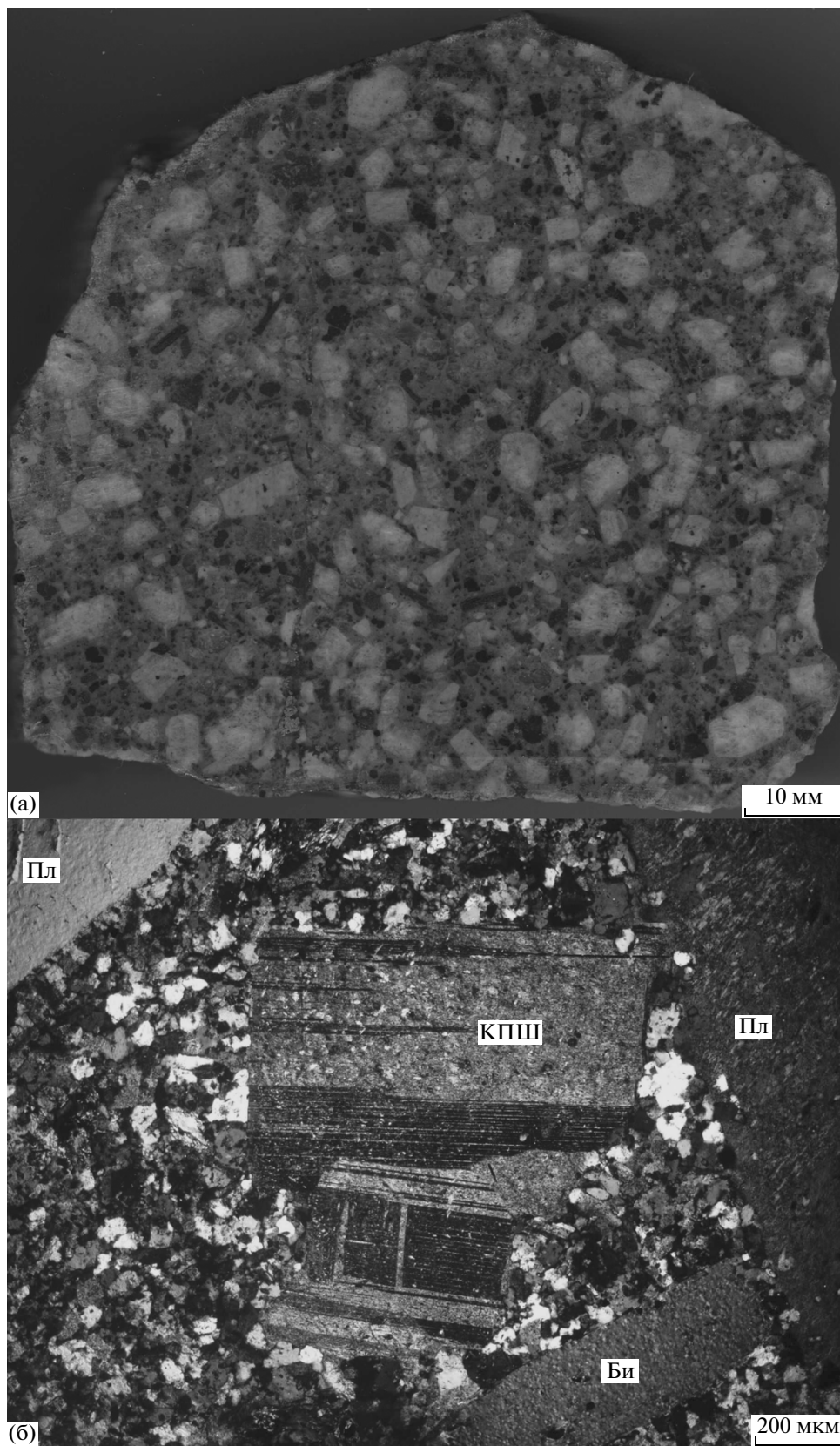
Состав гранодиорит-порфиров существенно варьирует (табл. 2). Содержание SiO_2 в них изменяется от 62.25 до 67.48 мас. %. Отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ и $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ соответствуют величинам, типичным для высококалиевых пород субщелочной серии. Гранодиорит-порфиры (табл. 2) обогащены (г/т) Ba (667–946), Sr (353–857), Rb (107–132) и Cr (76–188). Концентрации ряда элементов составляют (г/т): Co 4–15, Ni 26–85, V 61–107, Zr 165–233, Pb 20–71, Zn 54–230, Cu 22–158, As 7–27, Nb 7–8, Y 10–15. В них также установлено (мас. %): 0.059–0.18 F и 0.03–1.66 S. Отношение K/Rb изменяется от 181 до 608.

Состав пород Дарасунского штока по содержанию многих элементов обнаруживает несомненное сходство со средним составом гранодиоритов высококалиевой известково-щелочной серии магматических пород. По минеральному составу, текстурным особенностям, соотношению кремнезема и щелочей, распределению редких земель и элементов-примесей они во многом близки к магматическим породам, с которыми ассоциируются порфировые месторождения северо-западной части США и Канадских Кордильер (Titley, Beane, 1981; Lang, Titley, 1998).

Березиты (кварц-серицит-карбонат-пиритовые породы) слагают узкие осветленные зоны мощностью до 50 см, наблюдающиеся вокруг жил в палеозойских и амуджиканских гранитоидах. Минералы березитизированных пород представлены кварцем,

Фиг. 1. Географическое положение (а) и геологическая схема (б) месторождения Дарасун (по материалам Дарасунской ГРЭ, с дополнениями). Звездочкой отмечено положение Дарасунского рудного поля.

1–3 – амуджиканский комплекс ($J_2\text{--}K_1$): 1 – дайки фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, 2 – дарасунская каркрасная интрузия (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, диоритовые порфириты), 3 – взрывные брекчии; 4 – дайки меланократовых пород (Pz_3): лампрофиры, диабазы, микрогаббро, габбро-порфириты; 5 – олекминский комплекс ($Pz_3\text{--}MZ_1$): биотитовые и лейкократовые граниты, сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты; 6, 7 – крестовский комплекс (Pz_2): 6 – диориты, кварцевые диориты, 7 – биотит-рогово-обманковые гранодиориты; 8–10 – кручининский комплекс (Pz_1): 8 – гранитизированное и амфиболитизированное габбро, 9 – габбро, габбро-диориты, 10 – оливковое габбро, пироксениты, троктолиты; 11 – тектонические нарушения и зоны повышенной трещиноватости; 12 – рудные жилы; 13 – шахты, 14 – места отбора проб гранодиорит-порфиров, 15 – места отбора проб березитов.



Фиг. 2. Гранодиорит-порфиры амуджиканского комплекса: полированный штупф (а) и прозрачный шлиф (б). КПШ – калиевый полевой шпат, Пл – плагиоклаз, Би – биотит.

Таблица 1. Характеристика изученных образцов магматических и метасоматических пород Дарасунского рудного поля и их пространственная привязка

№ пробы	Привязка	Описание
1028/др86	Шахта 14, горизонт 260 м. Штрек по жиле 156. Юго-Восточный забой. В контакте с жилой 156 в интервале 0–10 см	Гранодиорит-порфиры Дарасунской каркасной интрузии. Вкрапленники величиной до 8 мм (30%): плагиоклаз (10%), КПШ (8%), кварц (3%), биотит (5%), амфибол (3%). Основная масса гиалопелитовой структуры (70%): микролиты плагиоклаза, КПШ, кварца. Встречаются акцессорные амфибол, биотит, пироксен, магнетит, апатит, циркон
183/др84	Шахта 14, горизонт 360 м, штрек по жиле Лебедевской	Гранодиорит-порфиры Дарасунской каркасной интрузии. Вкрапленники величиной до 8 мм (40%): плагиоклаз (20%), КПШ (10%), кварц (3%), биотит (4%), амфибол (3%). Основная масса интерсертальной структуры (60%): микролиты плагиоклаза, КПШ, кварца. Встречаются акцессорные амфибол, биотит, пироксен, магнетит, апатит
75/07-2	Над поселком, около трубки брекчий	Гранодиорит-порфиры Дарасунской каркасной интрузии. Вкрапленники величиной до 8 мм (40%): плагиоклаз (20%), КПШ (10%), кварц (3%), биотит (4%), амфибол (3%). Основная масса интерсертальной структуры (60%): микролиты плагиоклаза, КПШ, кварца. Встречаются акцессорные амфибол, биотит, пироксен, магнетит, апатит
1/01	Центральная часть месторождения	Гранодиорит-порфиры Дарасунской каркасной интрузии. Вкрапленники величиной до 14 мм (40%): плагиоклаз (20%), КПШ (10%), биотит (4%), кварц (3%), амфибол (3%). Основная масса интерсертальной структуры (60%): микролиты плагиоклаза, КПШ, биотита, кварца. Встречаются акцессорные амфибол, биотит, циркон, магнетит, апатит
3/01	Центральная часть месторождения	Гранодиорит-порфиры Дарасунской каркасной интрузии. Вкрапленники величиной до 6 мм (35%): плагиоклаз (18%), КПШ (10%), биотит (4%), кварц (2%), амфибол (1%). Основная масса интерсертальной структуры (60%): микролиты плагиоклаза, КПШ, биотита, кварца. Встречаются акцессорные амфибол, биотит, пироксен, магнетит, апатит
69/07	Дайка диоритовых порфиритов из карьера месторождения Талатуй	Диоритовые порфириты. Вкрапленники величиной до 5 мм (30%): плагиоклаз (17%), КПШ (5%), биотит (3%), амфибол (3%), пироксен (2%). Основная масса интерсертальной структуры (60%): микролиты плагиоклаза, КПШ, пироксена. Встречаются акцессорные амфибол, биотит, пироксен, магнетит, апатит
1050др/86	Шахта 14, горизонт 260 м. Штрек по жиле 156. Северо-Западный забой.	Гранодиорит-порфир Дарасунской каркасной интрузии – зеленовато-розовый за счет полного замещения плагиоклаза в основной массе и во вкрапленниках смесью эпидота и хлорита. Калишпат и биотит остаются неизменными. Редкие крупные вкрапления пирита. Вкрапленники величиной до 8 мм (30%): плагиоклаз (12%), КПШ (7%), кварц (5%), биотит (5%), амфибол (3%). Биотит местами корродированный, содержит вставки магнетита, кварца, циркона. Основная масса интерсертальной структуры (70%), хлоритизированная: микролиты плагиоклаза, КПШ, кварца. Встречаются акцессорные амфибол, биотит, пироксен, магнетит, апатит, циркон
Березиты		
21м/86	Проба взята на Майском перевале из дайки плагиогранит-порфиром на контакте с рудной жилой. Дайка вытянута через все месторождение на 3 км до участка Соколан, где известны покровы вулканических пород. Местами брекчирована	Гранодиорит-порфир интенсивно изменен (визуально – хлорит, эпидот, пирит). Порода приобрела светло-зеленую окраску. В шлифах мелкокристаллический серицит-кварц-карбонат-хлоритовый агрегат с вкрапленниками пирита до 6 мм. Серицит (20%), кварц (20%), карбонат (35%), хлорит (20%), пирит (5%)

Таблица 1. Окончание

№ пробы	Привязка	Описание
173др84	Шахта 14, горизонт 360 м, забой жилы Лебедевской	Пересечение рудной жилы, крупнозернистого аляскитового гранита и дайки диоритовых порфириров. Жила сложена сфалеритом, галенитом, халцедоновидным кварцем, небольшим количеством пирита и халькопирита. Гранит раздроблен и березитизирован, содержит пирит. В шлифах мелкокристаллический серицит-карбонат-кварц-пиритовый агрегат: серицит (35%), карбонат (30%), кварц (20%), пирит (15%). Встречаются реликты плагиоклаза, апатит, сфен
634др85	Шахта 14, горизонт 109 м, штрек по жиле Нагорная-IV	Березит с хорошим серицитом и вкрапленностью пирита. В шлифах серицит-карбонат-кварц-пиритовый агрегат: серицит (60%), карбонат (25%), кварц (10%), пирит (5%)
249др85	Шахта 14, горизонт 109 м, штрек по жиле Нагорная-IV	Висячем боку жилы березит дробленый, каолинитизированный с хорошим серицитом, насыщенный вкрапленностью пирита. В шлифах серицит-карбонат-кварц-пиритовый агрегат: серицит (50%), карбонат (30%), кварц (10%), пирит (10%). Аксессуарный сфен
1169др86	Шахта 14, горизонт 210 м. Квершлаг Южный на жилу Лебедевскую. В 125 м от устья штрека по жиле Лебедевской-II	Серицит-кварцевый метасоматит с пиритом. В шлифах серицит 40%, кварц 30%, карбонат 25%, пирит 5%. Аксессуары сфен, циркон

доломитом, серицитом, пиритом, иногда хлоритом, турмалином и сульфидами. Содержания металлов в березитах (табл. 2) значительно варьируют (г/т): Ва 484–895, Sr 12–56, Rb 89–173, Cr 7–76, Co 2–16, Ni 1–28, V 5–100, Pb 41–460, Zn 43–8463, Cu 109–4341. Сопоставление данных о составах магматических и метасоматических пород показывает, что при березитизации гранодиорит-порфириров происходил привнос калия и алюминия, вынос натрия, кальция, магния, а также стронция.

Rb-Sr И K-Ar ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Rb-Sr- и K-Ar-датировки были выполнены авторами настоящей статьи в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН с помощью аналитических и измерительных масс-спектрометрических методов, применяемых в лаборатории для геохронологического изучения широкого круга геологических объектов (например, Чернышев и др., 2006; 2011; 2012).

Rb-Sr-метод

Содержания Rb и Sr определялись методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$. Навески проб минералов и валовых проб пород разлагались в смеси кислот $\text{HF} + \text{HNO}_3$ (5 : 1) при атмосферном давлении в сосудах из тефлона PFA. Для последующего изотопного анализа Rb и Sr выделялись из растворов на хроматографических колонках с катионитом DOWEX 50x8, 200–400 меш. Масс-спектрометрические измерения выполнялись на

7-коллекторном термоионизационном масс-спектрометре Micromass Sector-54. Правильность результатов анализа образцов контролировалась систематическими измерениями стандартного образца Sr SRM-987. В расчетах параметров Rb-Sr изохрон для координат $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ принимались значения погрешностей соответственно 0.5% и 0.003% для валовых проб гранодиорит-порфириров и породообразующих минералов. При расчете Rb-Sr изохронного возраста по пробам серицита принимались значения погрешностей соответственно 1% и 0.003%.

K-Ar-метод

Содержание радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления с моноизотопом ^{38}Ar в качестве трасера. Для измерений использовался высокочувствительный низкофоновый масс-спектрометрический комплекс, созданный на базе модернизированного прибора МИ-1201 ИГ. Изотопный анализ аргона осуществлялся в статическом режиме работы масс-спектрометра при разрешающей способности 1200, позволявшей отделять пик $^{36}\text{Ar}^+$ от пика изобарных ионов на массе 36 ($^{12}\text{C}_3^+$). Определение содержания калия выполнялось методом пламенной спектрофотометрии на приборе ФПА-01 (“ЭЛАМ-Центр”, Россия). Суммарная погрешность определения K-Ar-возраста проб слюд, которые изучались в настоящей работе, составляла около $\pm 2\%$.

В геохронологических расчетах использовались общепринятые значения констант (Steiger, Jäger,

Таблица 2. Содержание главных породообразующих оксидов (мас. %) и редких элементов (г/т) в изученных породах Дарасунского рудного поля

Обра- зец	1028/др86	183/др84	75/07-2	1/01	3/01	69/07	1050др/86	634др85	249др85	173др84	21м/86	1169др86
	Гранодиорит-порфиры							Кварц-серицит-карбонатные метасоматиты				
мас. %												
SiO ₂	65.36	63.74	64.18	67.33	67.48	62.25	66.21	57.52	62.65	73.28	67.84	73.18
TiO ₂	0.76	0.56	0.64	0.57	0.46	0.82	0.54	0.50	0.75	0.11	0.71	0.4
Al ₂ O ₃	15.58	15.20	15.38	14.04	14.27	15.62	14.84	16.32	20.25	15.77	17.55	13.79
ΣFe	4.46	5.64	4.39	3.51	3.16	5.77	3.81	12.01	5.85	3.12	4.29	3.07
MnO	0.06	0.028	0.078	0.039	0.046	0.084	0.056	0.022	0.019	0.013	0.023	0.04
MgO	1.84	1.96	2.60	2.76	2.30	3.91	1.98	0.95	0.88	0.64	0.82	1.00
CaO	3.74	3.11	3.85	2.43	3.13	3.72	3.58	0.74	0.34	0.31	0.11	2.20
K ₂ O	3.50	3.47	3.68	3.89	3.78	3.09	3.84	4.27	6.17	4.57	5.28	4.92
Na ₂ O	3.61	4.13	4.4	4.45	4.44	3.82	3.95	0.07	0.09	0.08	0.20	0.12
P ₂ O ₅	0.23	0.19	0.32	0.22	0.19	0.30	0.19	0.17	0.17	0.01	0.03	0.10
S	0.49	1.66	0.03	0.40	0.37	0.16	0.58	6.91	2.14	1.33	1.61	0.64
Сумма	99.6	99.7	99.5	99.6	99.6	99.5	99.6	99.5	99.3	99.2	98.5	99.5
Ba	667	768	946	756	815	903	808	484	683	858	895	616
Sr	606	353	857	542	698	805	541	12	14	18	56	26
Rb	109	111	114	132	121	107	116	89	173	140	100	170
Co	10	14	15	14	4	9	13	16	11	3	3	2
Cr	115	82	130	91	76	188	70	76	22	7	64	9
Ni	33	33	43	32	26	85	29	28	1	3	8	3
V	84	71	81	75	61	107	55	71	100	5	70	33
Pb	20	26	32	30	43	71	281	421	41	454	460	145
Zn	76	230	71	54	54	89	216	91	43	629	8463	106
Cu	133	22	158	90	46	72	154	240	4341	1076	723	109
As	27	19	8	18	10	7	17	256	268	287	6369	71
Zr	165	183	216	176	174	233	170	102	254	136	158	163
Nb	8	8	7	8	8	7	7	11	13	10	10	7
Y	12	10	11	15	13	15	14	н/об	н/об	н/об	н/об	н/об
U	н/об	н/об	н/об	н/об	н/об	н/об	н/об	7	6	5	2	2

Примечание. Анализы выполнены в ИГЕМ РАН А.И. Якушевым методом РФА на спектрометре Philips PW 2400, н/об – содержание элементов ниже порога чувствительности метода.

1977): $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} = 2.59265$, $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 0.01167\%$, $\lambda_{\text{к}}^{40}\text{K} = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{\beta}^{40}\text{K} = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты изотопно-геохронологических измерений Rb-Sr- и K-Ar-методами приведены соответственно в таблицах 3 и 4. Для каждого из семи образцов гранодиорит-порфиоров амуджиканского комплекса Rb-Sr-методом проанализированы: проба породы в целом (валовая проба), а также

мономинеральные пробы плагиоклаза, калиевого полевого шпата и биотита. По трем пробам биотита дополнительно получены K-Ar-датировки. Метасоматические породы (5 образцов) датированы по мономинеральным пробам серицита параллельно Rb-Sr- и K-Ar-методами.

Гранодиорит-порфиры

Изучавшиеся гранодиорит-порфиры амуджиканского комплекса имеют содержания Rb и Sr, которые в среднем характерны для гранитоидов известково-щелочной серии (Кузьмин, 1985; Бер-

Таблица 3. Результаты Rb-Sr-изучения гранодиорит-порфиров и околорудных метасоматитов Дарасунского рудного поля

№ п.п.	Номер образца	Характеристика	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$
Позднеюрские гранитоиды амуджиканского комплекса						
1	1028/др86	Гранодиорит-порфиры, валовая проба	100	602	0.480 ± 2	0.706902 ± 10
2	То же	КПШ	118	661	0.5152 ± 13	0.706981 ± 10
3	»	Плагиоклаз	115	590	0.5627 ± 15	0.707084 ± 10
4	»	Биотит	516	39	38.24 ± 11	0.792842 ± 10
5	183/др84	Гранодиорит-порфиры, валовая проба	119	432	0.798 ± 3	0.707670 ± 11
6	То же	Плагиоклаз	111	374	0.857 ± 2	0.707804 ± 10
7	»	КПШ	150	437	0.990 ± 3	0.708091 ± 11
8	»	Биотит	437	36	34.85 ± 10	0.783795 ± 11
9	75/07-2	Гранодиорит-порфиры, валовая проба	123	934	0.3798 ± 12	0.706819 ± 10
10	То же	Плагиоклаз	17	1578	0.0306 ± 2	0.705938 ± 10
11	»	КПШ	198	479	1.195 ± 3	0.708443 ± 10
12	»	Биотит	674	13.7	142.4 ± 3	1.030684 ± 13
13	1/01	Гранодиорит-порфиры, валовая проба	125	521	0.692 ± 2	0.707353 ± 10
14	То же	КПШ	138	963	0.4137 ± 10	0.706720 ± 10
15	»	Плагиоклаз	53	1180	0.1303 ± 4	0.706063 ± 10
16	»	Биотит	504	17.6	82.73 ± 8	0.894574 ± 10
17	3/01	Гранодиорит-порфиры, валовая проба	117	637	0.530 ± 2	0.706982 ± 15
18	То же	КПШ	286	808	1.0247 ± 24	0.708080 ± 10
19	»	Плагиоклаз	49	1435	0.0988 ± 3	0.705982 ± 10
20	»	Биотит	547	24.9	63.56 ± 6	0.850698 ± 15
21	69/07	Гранодиорит-порфиры, валовая проба	122	769	0.4582 ± 15	0.706623 ± 10
22	То же	КПШ	47	1447	0.0939 ± 3	0.705807 ± 10
23	»	Плагиоклаз	34	1245	0.0793 ± 3	0.705811 ± 10
24	»	Биотит	420	34.3	35.39 ± 2	0.785980 ± 15
25	1050/др86	Гранодиорит-порфиры, валовая проба	122	590	0.599 ± 2	0.707145 ± 10
26	То же	КПШ	197	470	1.208 ± 3	0.708497 ± 10
27	»	Плагиоклаз	15	758	0.0570 ± 3	0.705871 ± 10
28	»	Биотит	613	34.2	51.8 ± 3	0.824969 ± 10
Околорудные метасоматиты						
29	21 м/86	Серицит	216	51.5	12.13 ± 1	0.733468 ± 10
30	173др84	То же	408	16.9	69.81 ± 7	0.863137 ± 17
31	634др85	»	347	12.1	82.93 ± 11	0.895732 ± 24
32	249др85	»	411	7.63	156.0 ± 18	1.058449 ± 24
33	1169др86	»	372	22.6	47.60 ± 4	0.813900 ± 17

Примечание. Приведенные величины аналитических погрешностей ($\pm 2\sigma$) изотопных отношений соответствуют последним значащим цифрам измеренных величин.

Таблица 4. Результаты К-Аг датирования биотита гранодиорит-порфиров и серицита околорудных метасоматитов Дарасунского рудного поля

№ п.п.	Номер образца	Минерал	К, % ±σ	⁴⁰ Ar _{рад} , нг/г	Возраст, млн лет ±2σ
1	1/01	Биотит гранодиорит-порфиров	7.24 ± 0.08	84.7 ± 0.3	161 ± 4
2	3/01	То же	6.63 ± 0.07	78.6 ± 0.3	163 ± 4
3	1050др/86	»	6.30 ± 0.07	74.7 ± 0.3	163 ± 4
4	21м/86	Серицит околорудных метасоматитов	6.08 ± 0.07	70.9 ± 0.2	161 ± 3
5	173др84	То же	7.02 ± 0.08	80.3 ± 0.3	158 ± 3
6	634др85	»	7.23 ± 0.08	83.9 ± 0.3	160 ± 3
7	249др85	»	8.14 ± 0.09	93.1 ± 0.3	158 ± 3
8	1169др86	»	6.39 ± 0.07	74.8 ± 0.2	161 ± 3

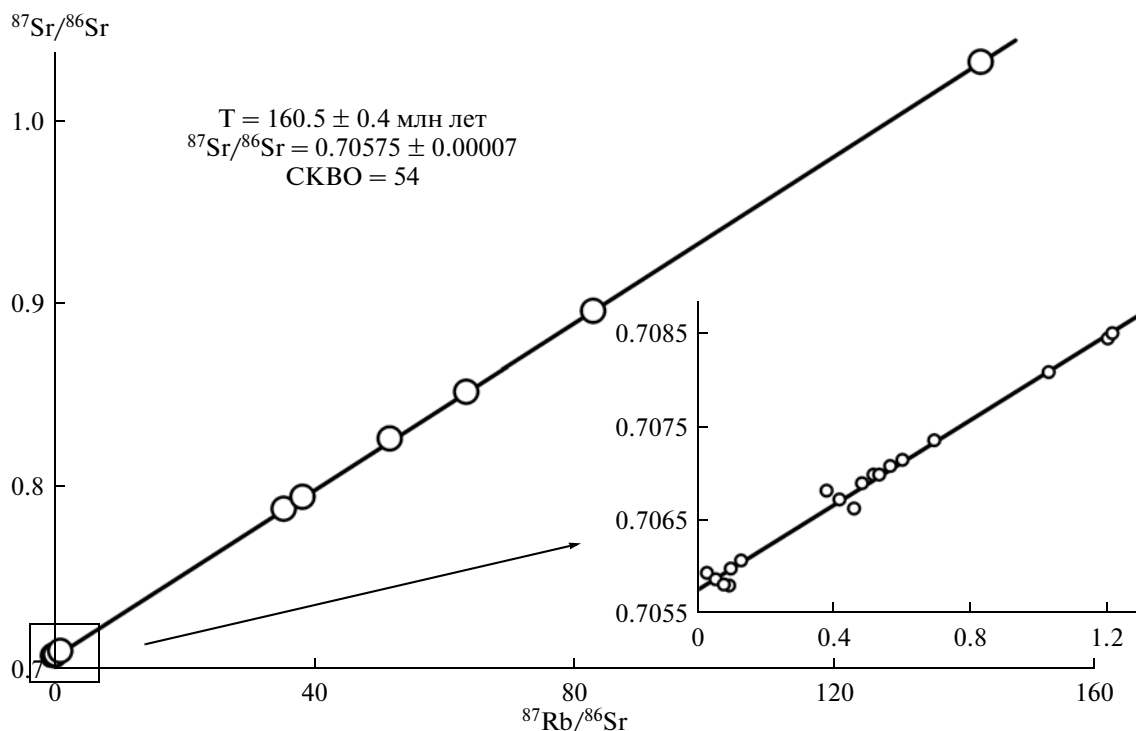
Таблица 5. Параметры Rb-Sr-изохрон для гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса Дарасунского рудного поля*

Номер изохроны или образца	№ п.п. по табл. 3	Количество проб	Порода, минералы**	Возраст, млн лет ±2σ	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) ₀ ±2σ	СКВО
Объединенные минеральные изохроны						
Изохрона-1	1–3, 5–7, 9–11, 13–15, 17–19, 21–23, 25–27	21	WR, Pl, KF	163 ± 8	0.70575 ± 7	67
Изохрона-2	1–28	28	WR, Pl, KF, Bi	160.3 ± 0.5	0.70574 ± 13	54
Изохрона-3	1–4, 9–28	24	WR, Pl, KF, Bi	160.5 ± 0.4	0.70575 ± 7	54
Изохроны для индивидуальных образцов						
1028/др86	1, 2, 3, 4	4	WR, Pl, KF, Bi	160.1 ± 0.8	0.70581 ± 1	0.1
183/др84	5, 6, 7, 8	То же	То же	157.3 ± 0.8	0.70588 ± 2	0.1
75/07-2	9, 10, 11, 12	»	»	160.4 ± 1.7	0.70591 ± 14	16
1/01	13, 14, 15, 16	»	»	160.6 ± 0.8	0.70577 ± 1	0.25
3/01	17, 18, 19, 20	»	»	160.3 ± 0.8	0.70576 ± 1	1.9
69/07	21, 22, 23, 24	»	»	159.8 ± 0.3	0.70560 ± 6	5.7
1050др/86	25, 26, 27, 28	»	»	161.8 ± 1.7	0.70575 ± 5	2.0

Примечания. * При расчете параметров Rb-Sr-изохрон для проб гранитоидов были приняты ±2σ погрешности отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, равные соответственно 0.5% и 0.003%. ** WR – валовая проба, Pl – плагиоклаз, KF – калиевый полевой шпат, Bi – биотит.

зина и др., 1999). Гранодиорит-порфиры, отобранные на различных участках Дарасунского рудного поля, имеют достаточно выдержанные содержания Rb (100–125 мкг/г), но заметно варьирующие содержания Sr (432–1450 мкг/г), вследствие чего величина изотопного отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr в валовых пробах различается почти на порядок – от примерно 0.09 до 0.8. В то же время, в силу относительно молодого возраста пород, из-

меренные величины изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в валовых пробах лежат в узком интервале значений 0.7058–0.7077. По аналогичным причинам столь же узким является диапазон значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в мономинеральных пробах плагиоклаза (0.7058–0.7078) и несколько более широким для проб калишпата (0.7058–0.7085). Тем не менее, даже такой размах значений изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr при высокой точно-



Фиг. 3. Rb-Sr-диаграмма для валовой пробы и породообразующих минералов гранодиорит-порфиров Дарасунского рудного поля (изохрона 3).

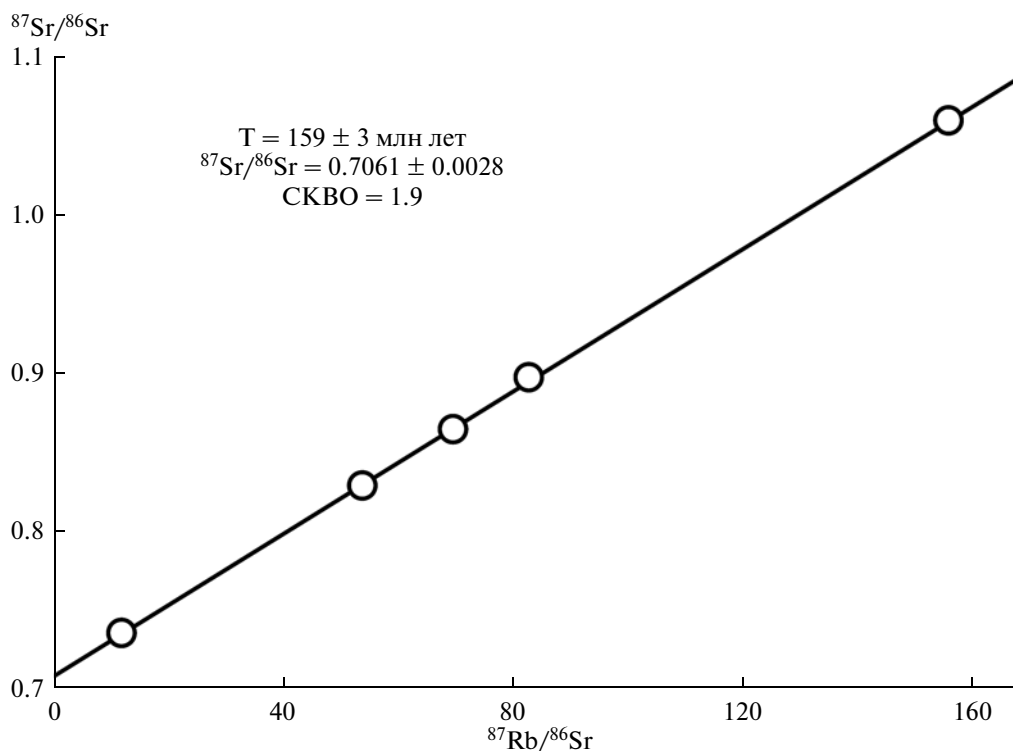
сти его измерения (двухсигмовая погрешность составляет ± 0.00001 , или 0.0015%) оказывается достаточным для первой оценки возраста гранодиорит-порфиров: объединенная минеральная Rb-Sr изохрона (изохрона-1) по всем образцам, включающая валовые пробы, плагиоклаз и калишпат (всего 21 точка), дает возраст 163 ± 8 млн лет при значениях параметров $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70575 \pm 7$ и СКВО = 67 (табл. 5).

Содержания радиогенного изотопа ^{87}Sr в минеральных пробах биотита, как это показывают величины изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл. 3), на 1–3 порядка выше, чем в соответствующих полевошпатовых фракциях и валовых пробах. Поэтому использование данных по биотиту при расчете объединенной минеральной изохроны, удлиняя ее, существенно уточняет возраст гранодиорит-порфиров. Этой изохроне (изохрона-2) соответствует возраст 160.3 ± 0.5 млн лет, и она дает весьма близкое к изохроне-1 значение начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70574 \pm 13$, при несколько более низком значении параметра СКВО = 54 (табл. 5).

Высокие значения СКВО $\gg 1$ говорят о том, что разброс точек относительно изохроны определяется помимо аналитических погрешностей и геохимическими причинами, а именно различием начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в индивидуальных образцах и (или) миграцией Rb и Sr. Поэтому для получения достоверной оценки

возраста изучаемых пород представляют интерес параметры минеральных изохрон, рассчитанные для индивидуальных образцов и представленные в табл. 5.

Сначала обратим внимание на численные различия в данной серии образцов значений начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которые на порядок превышают расчетные интервалы неопределенности. Вполне вероятно, что эти различия отражают реальную начальную изотопно-геохимическую неоднородность стронция в гранодиорит-порфирах. Rb-Sr изохронный возраст, рассчитанный с учетом этой неоднородности, для шести из семи изученных образцов укладывается в узкий интервал 159.8–161.8 млн лет (табл. 5), и при этом различия между индивидуальными значениями возраста не выходят за рамки расчетных погрешностей. Исключение составляет значение 157.3 ± 0.8 млн лет, полученное для образца 183/др84, которое выпадает из этого интервала. Следовательно, есть основание исключить этот образец из объединенной изохроны-2. Откорректированный таким образом ее вариант (изохрона-3, табл. 5, фиг. 3) показывает значение возраста ($T = 160.5 \pm 0.4$ млн лет), совпадающее в пределах погрешности с величиной, рассчитанной как среднее по шести минеральным изохронам для индивидуальных образцов ($160.5 \pm \pm 0.6$ млн лет).



Фиг. 4. Rb-Sr-диаграмма для серицита из околорудных метасоматитов месторождения Дарасун.

Аналогичная согласованность величин наблюдается и для начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.70575 ± 7 – по объединенной изохроне-3 и 0.70577 ± 8 – среднее по шести изохронам для индивидуальных образцов. Установленная неоднородность этого отношения в гранодиорит-порфирах Дарасунского рудного поля как фактор разброса точек относительно изохроны-3, несмотря на исключение образца 183/др84 из расчетов параметров этой изохроны, очевидно, сохраняется. Вероятно, этот геохимический фактор и обуславливает для изохроны-3 повышенное значение СКВО. Его величина для изохроны-3 по сравнению с изохронной-2 осталась практически неизменной. Это связано с тем, что неоднородность начального изотопного состава стронция присуща всем пробам, по которым построены как изохрона-2, так и изохрона-3. Идентичность для всех трех изохрон начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70574 – 0.70575) связана с тем, что эта величина определяется точками в нижней части изохрон, отвечающими пробам с низкими значениями отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, т.е. валовыми пробам пород, пробам плагиоклаза и калиевого полевого шпата.

Вопрос о причине более молодого Rb-Sr-возраста, полученного по образцу 183/др84 (по сравнению с остальными образцами), специально нами не изучался. Можно отметить повышенные содержания в нем суммы оксидов железа (5.64 мас. %),

необычно высокие для пород содержания серы (1.66 мас. %) и цинка (230 мкг/г), а также самое низкое среди других изученных образцов гранодиорит-порфиров содержание стронция (432 мкг/г). Эти данные в совокупности, вероятно, свидетельствуют о гидротермальной проработке породы, которая послужила причиной последующей частичной потери биотитом радиогенного ^{87}Sr .

Rb-Sr-система биотита наряду с таковой в апатите, как известно, является наиболее чувствительным индикатором миграции и перераспределения радиогенного Sr в магматических породах (Farver, Giletti, 1989). Исходя из изложенного, **в качестве возраста гранодиорит-порфиров Дарасунского рудного поля следует принять дату 160.5 ± 0.4 млн лет**, полученную по объединенной изохроне-3. Отметим, что эта Rb-Sr-датировка в пределах погрешностей поддерживается результатами определений K-Ar-возраста, выполненных параллельно с Rb-Sr-методом по трем пробам биотита (табл. 4).

Метасоматические породы

Присутствие в метасоматических породах Дарасунского рудного поля крупночешуйчатого серицита позволило выделить его в достаточном количестве для параллельного датирования Rb-Sr (табл. 3) и K-Ar (табл. 4) методами. Метасоматические минералы характеризуются неопределенно-

стью начального изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, поскольку наследуют стронций из минералов породы-субстрата, обладающих различной величиной Rb/Sr отношения и содержания радиогенного ^{87}Sr . Кроме того, серицит метасоматитов Дарасунского поля в целом обладает невысокими для калиевых слюд значениями отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (в интервале 12–156) и соответственно недостаточно высокими для расчета Rb-Sr-возраста по индивидуальным пробам серицита значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в интервале 0.73–1.06) (табл. 3). По этим причинам наиболее корректным подходом при определении Rb-Sr-возраста серицита Дарасунского рудного поля является расчет минеральной Rb-Sr изохроны (фиг. 4), который дает значение возраста 159 ± 3 млн лет при значениях параметров $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7061 \pm 0.0028$ и СКВО = 1.9.

Датированные K-Ar-методом пробы серицита имеют максимальные для мономинерального серицита (6–8 мас. %) содержания калия. Полученные K-Ar-датировки лежат в диапазоне значений 158–161 млн лет **при среднем значении 159.6 ± 1.5 млн лет ($\pm 2\sigma_{\text{ед}}$), которое принимается нами в качестве возраста метасоматитов.** Это значение согласуется с вышеприведенным для серицита Rb-Sr изохронным возрастом (159 ± 3 млн лет), характеризуемым несколько большей, чем K-Ar-возраст, погрешностью.

Другие интрузивные породы Дарасунского рудного поля

Данные о возрасте других интрузивных пород Дарасунского рудного поля, более древних, чем гранитоиды амуджиканского комплекса, безусловно, представляют интерес для реконструкции хронологии магматизма. Приводимые в работе (Казимировский и др., 1992) K-Ar-датировки базитовых пород кручининского комплекса в Дарасунском районе, которые были получены по валовым пробам пород и дали большой разброс значений в диапазоне 320–202 млн лет, не решили вопрос ни о возрасте пород кручининского комплекса (Pz₁), ни об их соотношении с более молодыми гранитоидными породами крестовского комплекса (Pz₂). Для последних Rb-Sr-методом (правда, с исключением из расчета точек трех образцов из семи проанализированных (!)) получена изохронная датировка 318 ± 2 млн лет (Казимировский и др., 1992). Это пока единственное значение, которое можно принять как ориентировочную оценку возраста гранитоидного магматизма, предшествовавшего формированию пород амуджиканского комплекса. Однако не исключено, что изотопные системы этих более древних (домезозойских) пород различного состава, датированных сейчас как Pz₁, Pz₂ и Pz₃, могли быть термально нарушены в период позднемезозой-

ской тектонической и магматической активности и в том числе в результате внедрения гранитоидов амуджиканского комплекса. Уточнение возраста обсуждаемых пород потребует проведения их детального и в методическом отношении комплексного изотопно-геохронологического исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Совокупность полученных изотопно-геохронологических данных позволяет сделать вывод о близости, а в геологическом масштабе времени – о синхронности процессов формирования гранодиорит-порфиров (**160.5 ± 0.4 млн лет**), с которыми в Дарасунском рудном поле пространственно и парагенетически связана золоторудная минерализация (месторождения Дарасун, Теремкинское и Талатуй), и околорудных метасоматитов (**159.6 ± 1.5 млн лет**).

Породы этого возрастного уровня достаточно широко распространены в пределах Восточного Забайкалья. Так, близкие оценки возраста (161 млн лет) установлены для пород шахтаминского комплекса, которые участвуют в строении Шахтаминского Мо-порфирового месторождения (Берзина и др., 2013) и ряда других массивов, образующих магматический пояс северо-восточного простирания вдоль Монголо-Охотского шва. Такой же возраст имеют субщелочные вулканические породы шадоронского комплекса, которые связаны с Больше-Хинганским вулканоплутоническим поясом. В его пределах они контролируются разломами северо-западного простирания, сыгравшими важную рудоконтролирующую роль в структурах Восточного Забайкалья. Дарасунский рудный узел расположен в области сочленения зон развития пород обоих этих комплексов, что, возможно, определило особые условия, способствующие проявлению здесь рудных процессов.

Разнообразная магматическая активность в пределах Забайкальской металлогенической провинции в конце средней юры определялась сложившейся в регионе геодинамической обстановкой (Ярмолюк и др., 1995; Zogin *et al.*, 2001; Парфенов и др., 2003). В это время активно проявлялись орогенические процессы, связанные, с одной стороны, с закрытием Монголо-Охотского бассейна и образованием вдоль его границ зон магматизма коллизионного типа, а с другой – с конвергенцией Азиатского континента с литосферой Тихого океана (Zhang *et al.*, 2011). Наряду с процессами конвергенции на литосферу региона в это время оказывало воздействие Центрально-Азиатское горячее поле мантии, определившее развитие рифтогенных процессов и специфику магматизма, прежде всего, его повышенную щелочность (Ярмолюк, Кузьмин, 2012). Под влиянием теплового потока из астеносферной мантии в пределах Западно-Станового

террейна произошло образование очагово-купольных структур, с которыми пространственно и связаны проявления высококалийного известково-щелочного магматизма, а также месторождений золота и других металлов (Рыбалов, 2002; Спиридонов, Зорина, 2006). Поскольку типичным представителем таких образований является месторождение Дарасун вместе с вмещающими его породами амуджиканского комплекса, представленную в настоящей статье датировку 160.5 ± 0.4 млн лет можно рассматривать как репер в геологической истории Восточного Забайкалья. Этот репер, согласно геохронологической шкале (Gradstein, Ogg, 2009), весьма точно соответствует границе средней и поздней юры и маркирует время завершения коллизии Восточно-Сибирского и Монголо-Китайского континентов, а также рубеж, с которого начинается посторогенное (внутриплитное) развитие Монголо-Охотского пояса и прилегающих к нему территорий Центральной Азии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность В.В. Ярмолку за обсуждение статьи и ценные замечания и Э.Д. Баировой за участие в выполнении аналитической части работы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министрства образования и науки Российской Федерации (Госконтракт № 14.515.11.0072) и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 13-05-12043-Офи-м и 12-05-01083-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзина А.П., Сотников В.И., Берзина А.Н., Гимон В.О.* Геохимическая специфика Cu-Mo-порфировых магматических центров разных циклов развития Центрально-Азиатского подвижного пояса (на примере Сибири и Монголии) // *Геохимия*. 1999. № 11. С. 1151–1164.
- Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др.* Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // *Геология и геофизика*. 2013. № 6. С. 764–786.
- Казимировский М.Э., Плюснин Г.С., Смирнов В.Н., Фелов Н.Н.* Геохимические особенности и абсолютный возраст пород ядра Дарасунской тектоно-магматической структуры // *Геология и геофизика*. 1992. № 1. С. 65–70.
- Казимировский М.Э., Зорина Л.Д., Куликова З.И.* Эволюция палеозойского ультраосновного и основного магматизма Дарасунского рудного района // *Отечественная геология*. 1993. № 9. С. 54–60.
- Кузьмин М.И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985.
- Куликова З.И., Зорина Л.Д.* Метасоматические изменения вмещающих пород месторождения золото-кварц-сульфидной формации // *Геология и геофизика*. 1989. № 3. С. 64–71.
- Напартэ В.А.* Зональность первичных ореолов Дарасунского золоторудного района и ее применение для прогнозных оценок. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1979.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–42.
- Пахольченко Ю.А., Зорина Л.Д., Плюснин Г.С.* Первые Rb-Sr-даты для метасоматитов Дарасунского рудного узла в Забайкалье // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 295. № 5. С. 1219–1223.
- Плюснин Г.С., Зорина Л.Д., Пахольченко Ю.А. и др.* Изотопы стронция, свинца и серы в процессах рудообразования в связи с латитовым магматизмом (на примере Дарасунской рудно-магматической системы в Забайкалье) // *Изотопная геохимия процесса рудообразования*. М.: Наука, 1988. С. 193–211.
- Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д.* Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // *Геология и геофизика*. 1996. Т. 37. № 5. С. 50–61.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д. и др.* Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) // *Геология руд. месторождений*. 2000. Т. 42. № 6. С. 526–548.
- Прокофьев В.Ю., Бакшеев И.А., Зорина Л.Д. и др.* Первая оценка возраста золотых руд месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье) Sm-Nd-методом // *Докл. РАН*. 2006. Т. 409. № 5. С. 673–676.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Волков А.В. и др.* Вкрапленные руды месторождения золота Дарасун (Восточное Забайкалье) и их генезис // *Докл. РАН*. 2008. Т. 422. № 2. С. 214–217.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Коваленкер В.А. и др.* Золоторудное месторождение Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия): химический состав, распределение редких земель, изучение стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах рудных жил // *Геология руд. месторождений*. 2010. № 2. С. 91–125.
- Рыбалов Б.Л.* Пространственное размещение поздне-мезозойских рудных месторождений в Восточном Забайкалье (Россия) // *Геология руд. месторождений*. 2002. Т. 44. № 4. С. 354–368.
- Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А.* Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: Гео, 2006.
- Тимофеевский Д.А.* Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972.
- Томсон И.Н., Кравцов В.С., Полякова О.П. и др.* Металлогенетический анализ в областях активизации. М.: Наука, 1977.

- Фогельман Н.А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений // Труды ЦНИГРИ, 1968. Вып. 84.
- Чернышев И.В., Голубев В.Н. Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье – крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. № 10. С. 924–937.
- Чернышев И.В., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Иванова Г.Ф. Rb-Sr-геохронология процессов последовательного формирования гранитов, грейзенизации и гидротермальной минерализации: Джидинское W-Mo месторождение, Западное Забайкалье // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 4. С. 537–540.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Аг-датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.
- Чернышев И.В., Коваленкер В.А., Гольцман Ю.В. и др. Изохронное Rb-Sr-датирование процессов позднепалеозойского эпитептермального рудогенеза на примере месторождения золота Кайрагач (Кураминский рудный район, Срединный Тянь-Шань) // Геохимия. 2011. № 2. С. 115–128.
- Чернышев И.В., Бахарев А.Г., Бортников Н.С. и др. Геохронология магматических пород района золоторудного месторождения Нежданинское (Якутия, Россия): U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd изотопные данные // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 6. С. 487–512.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центральной Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41–67.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометальный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 375–399.
- Gradstein F.M., Ogg G. The geologic time scale // The Timetree of Life, S.B. Hedges and S. Kumar, Eds. Oxford University Press, 2009. P. 26–34.
- Farver J.R., Giletti B.J. Oxygen and strontium diffusion kinetics in apatite and potential applications to thermal history determinations // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 1621–1631.
- Lang J.R., Titley S.R. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and Implications for the genesis of porphyry copper deposits // Econ. Geol. 1998. V. 93. P. 138–170.
- Prokofiev V. Yu., Garofalo P.S., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A. et al. Fluid inclusion constraints on the genesis of gold in the Darasun district (Eastern Transbaikalia), Russia // Economic Geology. 2010. V. 105. № 2. P. 395–416.
- Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Titley S.P., Beane R.E. Porphyry Copper Deposits (Part I, II) // Economic Geology 75th Anniversary volume. 1981. P. 214–269.
- Zhang F.Q., Chen H.L., Yu X. et al. Early Cretaceous volcanism in the northern Songliao Basin, NE China, and its geodynamic implication // Gondwana Research. 2011. V. 19. P. 163–176.
- Zorin Yu.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. Geodynamic setting of gold deposits in Eastern and Central Transbaikal (Chita Region, Russia) // Ore Geology Reviews. 2001. V. 17. P. 215–232.