

УДК 550.93

СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКАЯ УРАНОВОРУДНАЯ ПРОВИНЦИЯ, КОКЧЕТАВСКИЙ МАССИВ: U–Pb (ID-TIMS) И Rb–Sr ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПОРОД РУДОВМЕЩАЮЩИХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ

© 2020 г. В. Н. Голубев^{а, *}, К. Н. Шатагин^а, Е. Б. Сальникова^б, И. В. Чернышев^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, Ж-17, 119017 Россия

^бИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, д. 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: golub@igem.ru

Поступила в редакцию 27.05.2019 г.

После доработки 05.07.2019 г.

Принята к публикации 30.07.2019 г.

В пределах Балкашинского рудного узла Северо-Казахстанской урановорудной провинции проведены изотопно-геохронологические исследования пород якшиянгиштауского комплекса (кварцевых порфиров, фельзитов и гранит-порфиров), являющихся рудовмещающими на ряде урановых месторождений. Традиционно, в соответствии с легендой геологических карт разного масштаба, кварцевые порфиры и фельзиты определяли как ранне-среднедевонские, а гранит-порфиры – как средне-позднедевонские образования. Результаты U–Pb, Rb–Sr и K–Ar датирования позволили установить, что в соответствии с современной версией геохронологической шкалы, возраст кварцевых порфиров отвечает границе раннего и позднего силура, а фельзитов и гранит-порфиров – позднему силуру. Особенности химического состава и различия начального изотопного состава стронция изученных пород дают основания предполагать, что кварцевые порфиры, фельзиты и гранит-порфиры якшиянгиштауского комплекса не комагматичны. Они разновозрастны и образовались из независимых магматических источников. На основе полученных данных установлен минимальный возможный возраст формирования первичных урановых руд в пределах Балкашинского рудного узла.

Ключевые слова: Северо-Казахстанская урановорудная провинция, якшиянгиштауский комплекс, U–Pb, Rb–Sr и K–Ar датирование

DOI: 10.31857/S0016777020010037

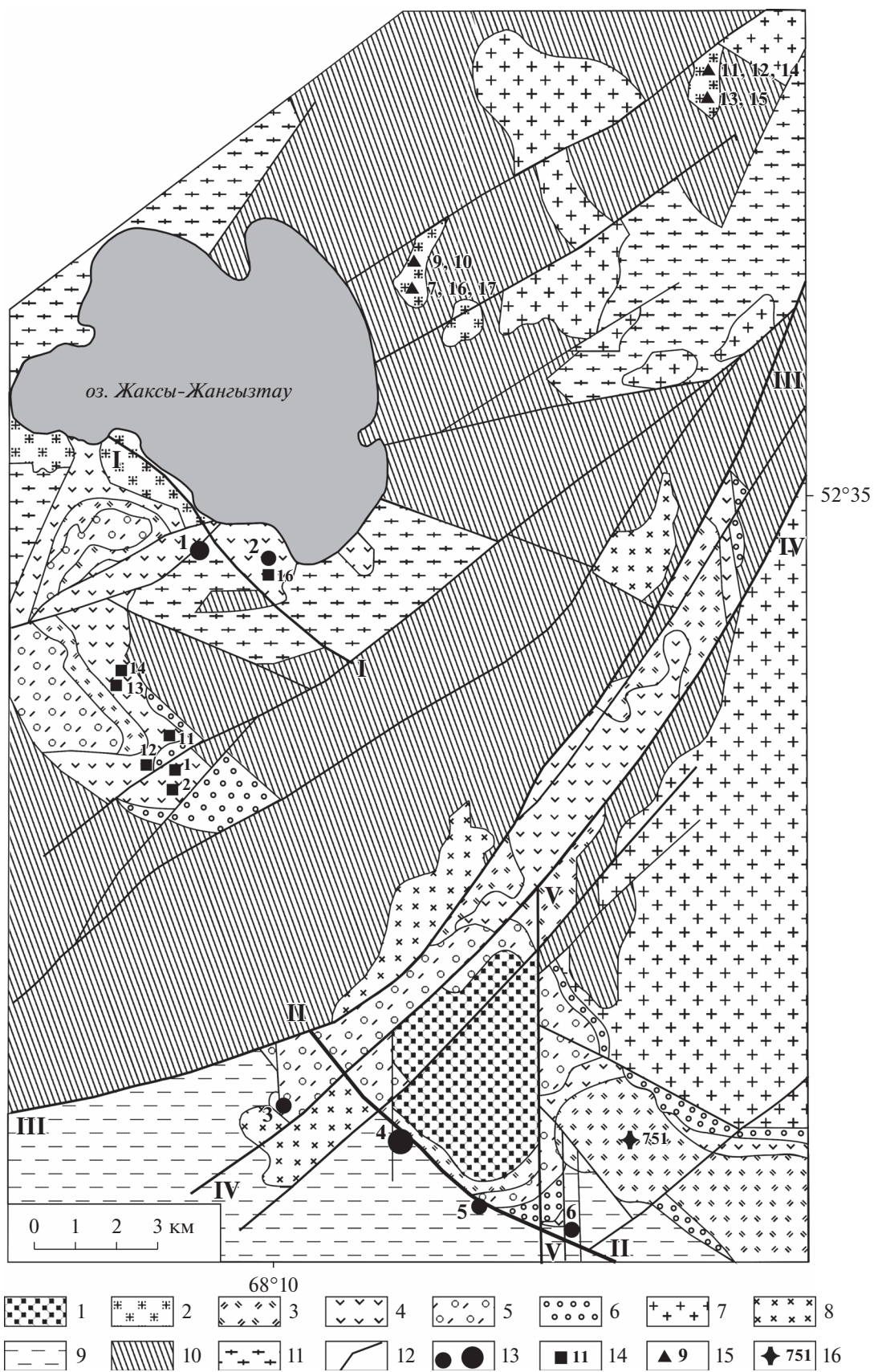
ВВЕДЕНИЕ

Близкое пространственно-временное соотношение значительной группы гидротермальных урановых и молибден-урановых месторождений с вулcano-плутоническими комплексами на территории Евразийского суперконтинента способствовало развитию представлений о связи урановорудного процесса с наиболее поздними магматическими образованиями этих комплексов (Урановые и молибден-урановые..., 2012). В Северо-Казахстанской урановорудной провинции на основании геологических исследований, проведенных во второй половине прошлого столетия (Сонюшкин, 1972ф; Хорошилов, 1984ф; Пигульский, 1987ф), была сформулирована концепция генетической связи урановых и молибден-урановых месторождений Балкашинского рудного узла (БРУ) (фиг. 1) с андезит-дацит-трахириолитовым якшиянгиштауским магматическим комплексом. Породы комплекса – кварце-

вые порфиры, фельзиты и гранит-порфиры¹ – сосредоточены преимущественно в вулcano-тектонических депрессиях, в строении которых, наряду с породами кислого состава, принадлежащими эффузивной, жерловой и субвулканической фациям, присутствуют разнообразные обломочные породы.

Согласно наиболее распространенной концепции, рудообразующие ураноносные растворы провинции имели глубинное происхождение и, по-видимому, представляли собой продукт магматической дифференциации. В работах (Сонюшкин, 1972ф; Хорошилов, 1984ф; Пигульский, 1987ф; Урановые и молибден-урановые..., 2012)

¹ Названия пород в настоящей статье даны в соответствии с теми названиями, которые использовались в ранее написанных статьях и многочисленных отчетах. Согласно принятой сейчас терминологии, фельзиты следует называть флюидальными трахириолитами, а кварцевые порфиры – риолитовыми порфирами.



отмечается, что тела магматических пород, наиболее близких по возрасту к оруденению, и само оруденение находятся в парагенетической связи. Для БРУ в подтверждение этой точки зрения приводятся данные, согласно которым в ходе эволюции гранитоидного магматизма происходило постепенное увеличение содержания урана и тория вплоть до формирования специализированных высокоактивных гранитов и вулканитов кислого состава (Геология и металлогения..., 1972ф). Иную концепцию урановорудного процесса предлагали сотрудники ВСЕГЕИ А.А. Смыслов и А.Г. Шендерова (Геология и металлогения..., 1972ф). Они развивали представления, согласно которым уран мог извлекаться растворами из пород, находящихся на пути их миграции, и перемещаться через ослабленные зоны в области рудоотложения. Становление магматических формаций способствовало извлечению из осадочных толщ воды, которая участвовала в экстракции урана при прохождение через породы с высоким содержанием этого элемента. Как в первой, так и во второй концепции важная роль в формировании рудных концентраций отводится магматизму, по времени сопряженному с рудным процессом.

Почти во всех ранее опубликованных работах возраст якшиянгиштауского комплекса определялся как девонский на основании корреляции слагающих его пород с отложениями, развитыми в других районах Северного и Центрального Казахстана (Полуаршинов, Голованов, 1969; Соколовский, 1969ф; Сонюшкин, 1972ф; Хорошилов, 1984ф; Пигульский, 1987ф, Урановые и молибден-урановые..., 2012). Так, возраст вулканогенных отложений, развитых к югу от оз. Жаксы-Жангыстау (Якши-Янгиштау в другом написании) и восточнее месторождения Восток (фиг. 1), принимался как ранне-среднедевонский на основании корреляции этих отложений с образованиями кайдаульской свиты Центрального Казахстана. Однако время формирования самой кайдаульской свиты определяется неоднозначно. По мнению одних геологов, накопление возрастного аналога кайдаульской свиты — коктаасской свиты — произошло в течение раннего и частично среднего девона (Каплун, Сенкевич, 1971), других — позднего силура—раннего девона (Токмачева и др., 1971). В

работе (Юрина и др., 1982) на основании данных изотопного датирования и палеонтологического изучения доказывалось, что возраст аналогичных вулканогенных образований в южной части Сарысу-Тенизского поднятия отвечает "...либо нижней половине раннего девона, либо частично или полностью силуру".

Геологическая датировка уранового оруденения на основных гидротермальных урановых месторождениях Северного Казахстана базировалась на определении соотношения руд и рудоспромождающих гидротермальных образований с разновозрастными породами. Гидротермальные изменения, аналогичные дорудной березитизации, на урановых месторождениях БРУ отмечаются во всех разновозрастных магматических породах, вплоть до гранит-порфиров — самых молодых образований якшиянгиштауского комплекса, и отсутствуют в нижнекаменноугольных осадочных породах. Поэтому время формирования основного промышленного уранового оруденения определялось как позднедевонское.

В результате изотопно-геохронологического изучения урановой минерализации, проведенного ИГЕМ РАН на месторождениях западной части провинции (Чернышев и др., 1980ф), были получены данные, указывавшие на раннедевонский (415 млн лет) возраст урановорудного процесса. Позднее (Голубев, 1991ф), на основании результатов Rb—Sr изотопного изучения кварцевых порфиров и гранит-порфиров якшиянгиштауского комплекса в районе БРУ, было показано, что эти породы образовались 415—421 млн лет назад, т.е. намного раньше, чем это считалось на основании имевшихся геологических данных.

Как видно из приведенного обзора, первые изотопные данные, указывающие на силурийский возраст так называемого "девонского" вулканизма и связанных с ним урановых месторождений в Северо-Казахстанской урановорудной провинции, были получены в 70—80-х годах прошлого столетия. В тот период, совпавший с пиком интенсивности работ по разведке и добыче урана в этом районе, изотопные датировки большинством геологов восприняты не были. Более того, и спустя почти 30 лет в монографии (Урано-

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта района отборки проб кварцевых порфиров, фельзитов и гранит-порфиров. Составлена по материалам РУ-1 ЦГХК и Б.А. Масыгутова (1966ф). 1 — красноцветные конгломераты с прослоями песчаников, D₂₋₃; 2 — гранит-порфиры; 3 — фельзиты; 4 — кварцевые порфиры; 5 — туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники верхнего горизонта; 6 — красноцветные конгломераты и песчаники нижнего горизонта; 7 — гранитоиды главной фазы зерендинского магматического комплекса, O₃; 8 — диориты, габбро и габбродиориты ранней фазы зерендинского магматического комплекса, O₃; 9 — аргиллиты, алевриты и песчаники лландейло-карадока, O₂₋₃; 10 — верхнекембрийско-среднеордовикские кремнисто-терригенные и вулканогенно-осадочные толщи; 11 — слюдяные сланцы, гнейсы, амфиболиты и кварциты, PR₁₋₂; 12 — разрывные нарушения: I—I — Якшинский разлом, II—II — Балапанский (Главный северо-западный) разлом, III—III — Порфириновый разлом, IV—IV — Флюоритовый разлом, V—V — Кутунгузский разлом; 13 — урановые месторождения: 1 — Дергачевское, 2 — Ольгинское, 3 — Балкашинское, 4 — Восток, 5 — Звездное, 6 — Тушинское; 14 — точки отбора и номера проб кварцевых порфиров; 15 — точки отбора и номера проб гранит-порфиров; 16 — точка отбора пробы фельзитов В-751.

вые и молибден-урановые..., 2012) представления о возрасте магматизма и рудообразования в Северо-Казахстанской урановорудной провинции изложены в своем ранее существовавшем виде.

Обращение к этой важной региональной проблеме в настоящей работе связано с получением авторами статьи новых высокоточных изотопно-геохронологических U–Pb данных (ID TIMS) по сохранившемуся каменному материалу. В свою очередь эта работа стимулировалась постоянным интересом к урановым месторождениям Казахстана, в разработке которых Россия по-прежнему принимает участие.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БАЛКАШИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА И ЕГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Балкашинский рудный узел (БРУ) локализован между двумя крупными геологическими блоками – Кокчетавским кристаллическим массивом и Калмыккульским синклиниорием. Эти два блока имеют разную историю геологического развития. Площадь рудного узла отличается гетерогенным геологическим строением: выделяются породы трех геолого-структурных этажей (фиг. 1).

Нижний этаж представлен сильно метаморфизованными нижнепротерозойскими породами – слюдястыми сланцами, кварцитами, гнейсами, амфиболитами. Они характерны для северной части рудного узла и слагают окраины Кокчетавского массива. Породы нижнего этажа формируют сложные линейные складки в основном северо-западного простирания.

Средний этаж образован кембрийско-ордовикскими и средне-верхнеордовикскими (лландейло-карадок) отложениями и прорывающими их гранитоидами зерендинского комплекса. Кембро-ордовикские отложения обрамляют породы фундамента и в основном имеют с ними тектонические контакты. Это – слабометаморфизованные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, яшмы, кремнистые сланцы, диабазовые порфириды, спилиты, альбитофиры и их туфы. Они смяты в линейные складки (северо-восточные, субмеридиональные) с крутыми крыльями. Оси складок почти параллельны крупным швам главных разломов рудного узла. Лландейло-карадокские образования установлены в Калмыккульском синклиниории. К ним относятся терригенно-осадочные флишеподобные отложения. Среди них выделяются (Сонюшкин и др., 1972ф) нижнюю (аргиллитовую) и верхнюю (песчаниковую) толщи.

Верхний структурный этаж сложен породами орогенного комплекса. При этом выделяют две разновозрастные толщи – нижнюю и верхнюю. Нижняя толща сложена красноцветными конгломератами, песчаниками, туфопесчаниками и ту-

фами, содержащими горизонты лав кислого и основного состава. К образованиям верхней толщи относятся красноцветные конгломераты, которые слагают брахисинклинали. Породы верхнего этажа локализируются главным образом в двух наложенных мульдах – Новокронштадтской и Якшиянгиштауской, с которыми пространственно связаны два рудных поля – Балкашинское и Якшинское.

Новокронштадтская мульда приурочена к узлу пересечения Балапанского (или Главного северо-западного) и Порфиритового разломов с Кутунгузской зоной меридиональных разломов. Часть мульды, ограниченная этими разломами, образует кальдеру проседания. В краевой юго-западной части Новокронштадтской мульды находятся основные месторождения Балкашинского рудного поля (БРП) и БРУ в целом (фиг. 1).

Якшиянгиштауская мульда приурочена к узлу пересечения Якшинского северо-западного разлома с малоамплитудными, но протяженными швами Карасуйской зоны разломов северо-восточного простирания. С этой мульдой пространственно связано второе из двух известных рудных полей Балкашинского рудного узла – Якшинское, месторождения которого (Дергачевское и Ольгинское) расположены вблизи северо-восточной краевой части мульды (фиг. 1).

По данным Б.И. Омеляненко (Омеляненко, 1975ф) и Л.Н. Колчина (Колчин, 1977ф), гидротермальный процесс уранового минералообразования в БРП начался с метасоматического изменения пород – березитизации (табл. 1). Эти изменения на самом крупном молибден-урановом месторождении Средней Азии и Казахстана – Восток – широко захватили флишеидные породы лландейло-карадока, вызвав наиболее интенсивные преобразования в зонах рассланцевания вблизи Балапанского разлома. В породах верхнего структурного этажа изменения заметно проявлены лишь непосредственно у контакта с разломом, затухая на расстоянии 20–40 м от него. Послеберезитовая гидротермальная минерализация на месторождениях БРП наиболее детально рассмотрена в работах (Тимофеев, 1971ф; Волков, 1977). Составленные ими схемы обнаруживают сходство в определении относительной последовательности формирования наиболее широко и отчетливо проявленных гидротермальных минералов. Приведенная в табл. 1 схема составлена на основании обобщения данных из упомянутых работ.

ЯКШИЯНГИШТАУСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Якшиянгиштауский андезит-дацит-трахириолитовый комплекс приурочен к зоне сочленения Кокчетавского кристаллического массива и Кал-

Таблица 1. Гидротермальная минерализация на урановых месторождениях Балкашинского рудного поля

Месторождение	Вмещающие породы	Стадии гидротермального процесса		
		предрудная	рудная	пострудная
		характер процесса		
Восток	Аргиллиты, песчаники	Березитизация и пиритизация (во внутренних зонах березитов)	Формирование настуран-иордизитовых и настурановых прожилков	Образование анкеритовых прожилков и брекчий, кварц-карбонатных жил и прожилков с переотложенным настураном
Балкашинское	Кварцевые порфиры, туфоконгломераты		Формирование настурановых прожилков и тонковкрапленной настурановой минерализации	
Тушинское	Песчаники, фельзиты			

мыккульского синклиория. Породы комплекса, представленные вулканическими породами среднего и кислого состава эффузивной, жерловой и субвулканической фаций, вместе с разнообразными красноцветными осадочными породами выполняют (с запада на восток) Чистопольскую, Кокубайскую, Якшиянгизтаускую, Новокронштадскую и Арчалинскую (Отраденскую) вулканотектонические депрессии (Магматизм..., 1988). Формирование этих депрессий, протянувшихся с запада на восток почти на 250 км, связывают с начавшимся в силуре образованием в Казахстане системы краевых вулканических поясов (Шатагин и др., 2001), ознаменовавшим переход от надсубдукционного режима тектонического развития к коллизионному и окраинно-континентальному.

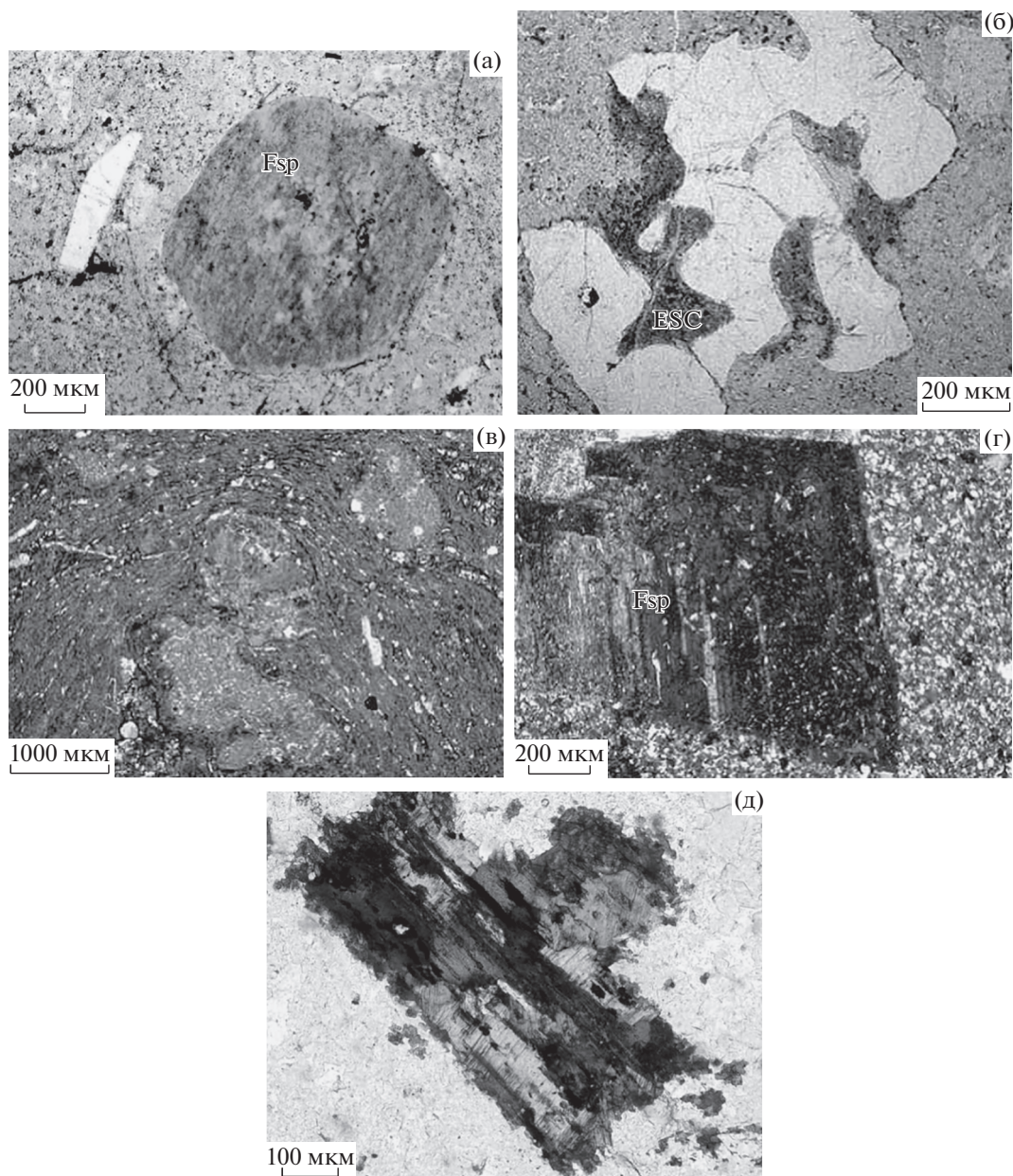
Самые молодые рудовмещающие породы, по соотношению с которыми определяется нижняя возрастная граница процесса уранового минералообразования в БРУ, — кварцевые порфиры и фельзиты. Эти породы почти во всех работах, рассматривающих геологическое строение района, относят к образованиям ранне-среднедевонского возраста (Геология и металлогения..., 1972ф; Хорошилов, 1984ф; Пигульский, 1987ф; Урановые и молибден-урановые..., 2012). Судя по имеющимся геологическим данным (Соколовский, 1969ф; Полуаршинов, Голованов, 1969), к более позднему магматическим образованиям в районе БРУ относятся гранит-порфиры, которые секут как кварцевые порфиры, так и фельзиты. В этих породах отмечаются гидротермальные изменения, аналогичные изменениям типа березитизации, предшествующей урановорудному процессу.

Характеристика исследованных пород

Кварцевые порфиры, относящиеся к субфации текучих лав, наиболее широко развиты к югу от оз. Жаксы-Жангызтау и восточнее месторожде-

ния Восток (см. фиг. 1). Эти породы, как правило, образуют покровы фиолетово-бурой или бурой окраски. Структура пород — порфировая. Вкрапленники представлены кварцем, кислым плагиоклазом и К—Na-полевым шпатом. Размеры вкрапленников в основном находятся в диапазоне 1—4 мм. Самые крупные выделения образует кварц. В небольшом количестве (<0.2%) в основной массе породы отмечаются изометричные зерна флюорита, размеры которых обычно не превышают 0.1 мм. Еще меньше (не более 0.01%) в кварцевых порфирах циркона. Размеры его кристаллов колеблются от 0.02 до 0.15 мм. Повсеместно кварцевые порфиры несут следы изменений. В ореоле измененных пород Л.Н. Колчиным (Колчин, 1977ф) выделяются три зоны: внешняя, промежуточная и внутренняя, которым соответствует слабое, умеренное и интенсивное изменение. Основным критерий при определении степени изменения — сохранность первичного минерального состава пород. При слабом изменении в породах отмечаются все первично образованные минералы. Более высокая степень изменения предполагает практически полное замещение того или иного порообразующего минерала новой фазой. Изменение по своему характеру аналогично березитизации. Оно наиболее интенсивно проявлено на урановых месторождениях и рассматривается как одна из стадий гидротермального процесса, предшествующая рудоотложению (Омельяненко, 1975ф; Колчин, 1977ф).

Для геохронологического исследования отборка проб кварцевых порфиров проводилась на участках наименьшего изменения. Минералогически оно выражается развитием тонкой сыпи серицита по вкрапленникам полевых шпатов (фиг. 2а) и основной слабо раскристаллизованной массе (фиг. 2б), а также наличием мелких (обычно не более 0.1—0.05 мм) неправильных образований кальцита и эпидота в основной массе породы и реже в плагиоклазе. Встречаются более крупные



Фиг. 2. Микроскопические изображения особенностей проявления постмагматических изменений в магматических породах района БРУ. а – Замещение вкрапленника К–Na полевого шпата (Fsp) серицитом (более темные образования в площади зерна) в кварцевых порфирах; без анализатора; б – развитие эпидот-серицит-карбонатного агрегата (ESC) по основной слабокристаллизованной массе кварцевых порфиров; без анализатора; в – фельзиты субфации текучих лав с микропорфировой структурой; без анализатора; г – замещение плагиоклаза (Fsp) вкрапленников серицитом (мелкие светлые образования) в гранит-порфирах; николи скрещены; д – замещение вкрапленника первично магматического биотита агрегатом зерен светло-зеленого рекристаллизованного биотита в гранит-порфирах; без анализатора.

(размером от первых миллиметров до нескольких сантиметров) выделения эпидота линзовидной или неправильной формы. Реже их центральные зоны выполнены черным флюоритом. Частота встречаемости наиболее крупных (в несколько сантиметров) выделений эпидота составляет в среднем 1–2 на 1 м². Л.Н. Колчин отмечает (Кол-

чин, 1977ф), что в том случае, когда изменения пород проявлены слабо, а их развитие носит площадной характер, они имеют сходство с автосоматическими преобразованиями. Пробы отбирались на естественных обнажениях (пробы 1, 2, 13, 14 и 16) и в небольших карьерах (пробы 11, 12/1 и 12/3) в самом обширном поле развития этих пород – к югу от оз. Жаксы Жангызтау (см. фиг. 1).

Таблица 2. Химический состав проб кварцевых порфиров, фельзитов и гранит-порфиров в районе Балкашинского рудного узла

Компоненты	Кварцевые порфиры				Фельзиты			Гранит-порфиры			
	КП-11	КП-13	КП-14	КП-16	В-751	946/157	946/193	ГП-10	ГП-12	ГП-14	ГП-17
<i>Содержание петрогенных оксидов, % масс.</i>											
SiO ₂	77.09	75.65	77.92	77.86	75.68	75.73	76.7	74.28	75.09	76.06	74.98
TiO ₂	0.21	0.29	0.14	0.15	0.13	0.10	0.10	0.20	0.14	0.20	0.22
Al ₂ O ₃	12.24	13.04	12.14	12.3	12.57	12.65	12.51	13.06	13.39	12.45	13.31
Fe ₂ O ₃	2.12	2.38	1.82	2.11	2.37	2.93	2.54	2.81	1.81	1.47	1.75
MgO	0.07	0.15	0.06	0.08	0.24	0.18	0.14	0.27	0.15	0.13	0.39
MnO	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04
CaO	0.62	0.55	0.55	0.68	1.1	0.39	0.24	1.4	0.98	0.67	0.99
Na ₂ O	2.58	2.73	2.37	2.20	2.61	3.35	2.93	3.78	4.02	4.10	3.77
K ₂ O	5.04	5.20	4.99	4.59	5.27	4.64	4.82	4.16	4.39	4.88	4.55
П.п.п.	0.24	0.68	0.63	0.15	0.69	0.2	0.39	0.42	0.35	0.47	0.66
K ₂ O + Na ₂ O	7.62	7.93	7.36	6.79	7.88	7.99	7.74	7.94	8.41	8.98	8.32
ASI	1.13	1.17	1.18	1.25	1.05	1.12	1.20	0.98	1.02	0.94	1.03
<i>Содержание элементов-примесей, мкг/г</i>											
Li	—	10.7	—	8.08	16.1	17.5	10.3	30.6	13.0	5.56	12.2
Rb	273	203	248	217	301	223	235	176	193	200	180
Sr	36	29.8	36	23.1	114	130	53.1	74.3	54.4	38.4	66.9
Y	37	34.3	36	34.8	51.0	42.8	52.3	29.3	31.8	33.7	28.9
Mo	—	<ПО	—	<ПО	0.156	0.321	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
Cd	—	0.102	—	0.110	0.169	0.111	0.061	0.003	0.103	0.032	0.020
Sn	—	1.51	—	2.18	6.85	7.13	5.53	2.69	4.00	2.87	2.08
Cs	—	3.85	—	3.14	3.94	4.35	7.33	5.1	4.88	4.4	5.34
Ba	40	96.0	70	34.5	98.4	119	71.9	346	315	208	320
La	—	108	—	103	63.4	67.6	65.7	37.1	32.9	38.4	37.3
Ce	—	192	—	196	132	135	134	73.3	65.6	72.0	76.0
Pr	—	21.8	—	20.9	14.5	15.0	15.3	7.86	7.00	8.38	7.97
Nd	—	76.3	—	70.8	51.4	53.6	55.0	28.4	25.2	29.6	27.6
Sm	—	11.1	—	10.9	10.3	10.3	10.7	5.56	5.30	6.09	5.43
Eu	—	0.396	—	0.141	0.137	0.129	0.120	0.525	0.453	0.308	0.490
Gd	—	10.9	—	11.0	10.5	9.79	10.6	5.65	5.50	6.27	5.73
Tb	—	1.45	—	1.48	1.77	1.54	1.73	0.923	0.926	1.10	0.967
Dy	—	6.98	—	7.05	10.0	8.62	9.99	5.29	5.42	6.29	5.45
Ho	—	1.36	—	1.43	2.11	1.78	2.15	1.15	1.22	1.32	1.14
Er	—	3.80	—	4.07	5.97	5.24	6.08	3.20	3.45	3.67	3.29
Tm	—	0.527	—	0.577	0.904	0.747	0.895	0.477	0.530	0.580	0.514
Yb	—	3.49	—	4.17	6.25	5.11	5.99	3.25	3.76	4.07	3.50
Lu	—	0.503	—	0.546	0.849	0.728	0.798	0.450	0.507	0.548	0.483
W	—	4.19	—	5.06	8.06	7.14	7.64	3.62	0.795	3.37	9.28
Pb	32	18.6	10	22.0	37.6	27.1	22.9	26.2	31.6	27.0	26.2
Bi	—	<ПО	—	<ПО	0.567	0.107	0.049	0.186	0.314	0.330	0.394
Th	41	36.8	37	43.1	44.4	43.4	42.8	23.1	26.6	30.1	26.5
U	<5	2.90	< 10	3.72	17.7	9.46	8.92	3.69	4.00	3.79	3.80

Таблица 2. Окончание

Компоненты	Кварцевые порфиры				Фельзиты			Гранит-порфиры			
	КП-11	КП-13	КП-14	КП-16	В-751	946/157	946/193	ГП-10	ГП-12	ГП-14	ГП-17
Sc	—	3.56	—	2.90	2.39	1.60	0.997	3.98	3.37	3.44	3.65
Ti	—	1110	—	807	581	540	539	1160	948	744	1110
V	<5	1.33	<10	0.964	3.34	4.10	2.61	10.1	4.69	3.44	8.59
Cr	<10	2.31	<10	4.58	21.3	6.93	4.41	3.57	4.71	79.0	56.7
Mn	—	139	—	303	204	216	120	364	307	316	335
Co	7	0.281	<10	0.585	0.418	1.82	1.62	2.22	0.795	0.752	1.46
Ni	6	0.348	<10	1.57	2.44	8.23	5.14	3.83	4.84	61.5	42.9
Cu	<10	<ПО	<10	<ПО	<ПО	7.27	4.76	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
Zn	83	13.9	22	42.2	53.9	242	24.2	23.1	25.7	22.9	34.1
Zr	266	196	299	182	185	172	175	86	144	98	95.4
Nb	36	24.5	39	27.6	38.0	33.3	32.4	16.3	16.9	25.8	18.9
Hf	—	6.42	—	6.67	8.02	7.55	7.78	3.82	5.46	4.14	3.96
Ta	—	3.47	—	4.85	8.73	3.87	5.08	3.14	4.78	6.89	3.77

Примечание. Содержание петрогенных оксидов определено методом РФА на спектрометре Axios (PANalytical, Нидерланды) в ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев). Содержание элементов-примесей в пробах КП-11 и КП-14 определено методом РФА в ИГЕМ РАН, а в остальных пробах методом ИСП-МС на масс-спектрометре ELEMENT 2 (ThermoFinnigan, Германия) в МГУ им. М.В. Ломоносова (аналитик Я.В. Бычкова). Пробел — элемент не определялся. Знак < — концентрация меньше предела обнаружения (ПО) или приведенного значения.

Масса каждой пробы, за исключением АВ-1 и АВ-2, составляла не менее 25–30 кг. Данные химического анализа отобранных проб (табл. 2) и петрографического изучения шлифов свидетельствуют о довольно высокой степени однородности минерального и химического состава пород в пределах исследуемой площади.

Хотя во всех пробах кварцевые порфиры относятся к категории слабоизмененных пород, между собой они заметно различаются по степени преобразования. Показателем здесь может служить содержание новообразованных фаз, которое варьирует от 5 до 20%.

Фельзиты, залегающие в разрезе вулканотектонических депрессий выше кварцевых порфиров и часто содержащие ксенолиты последних, также относятся к субфации текучих лав. Для них характерна микропорфировая структура с фельзитовой, сферолитовой либо микропоякилитовой основной массой (фиг. 2в). Часто в фельзитах встречаются так называемые камерные сферолиты, сложенные зонально построенными агрегатами из халцедона, кварца и полевого шпата. В центральных зонах этих сферолитов сохраняются пустоты, которые в ряде случаев частично заполнены гидрослюдой. Такие сферолиты характерны для лав, излившихся в поверхностных условиях (Яковлева, 1967). Проба фельзитов V-751 отобрана из верхней части покрова этих пород в Новокронштадтской мульде, примерно в 2.5 км на СВ от месторождения Тушинское (фиг. 1).

Гранит-порфиры относят к числу наиболее поздних магматических образований в районе БРУ. Они встречаются в виде небольших (не более 0.3–0.4 км²) рвущих тел изометричной или неправильной формы. Структура пород — порфировая. Во вкрапленниках отмечаются кварц, плагиоклаз, К–Na-полевой шпат и биотит. Первые три минерала присутствуют примерно в равных количествах и составляют не менее 95% вкрапленников. Доля биотита во вкрапленниках не превышает 5%. Наиболее четкие кристаллические формы имеют вкрапленники кварца. Лишь в единичных случаях они выглядят оплавленными и содержат включения основной микрозернистой массы. Плагиоклаз образует призматические удлиненные кристаллы, границы которых не очень отчетливы из-за многочисленных включений основной массы в периферийных зонах. Размеры вкрапленников кварца и плагиоклаза колеблются от 2 до 6 мм. К–Na-полевой шпат представлен довольно крупными (до 12 мм) таблитчатыми или удлиненными кристаллами, границы которых, как и у плагиоклаза, часто размыты. Для биотита характерны пластинчатые выделения буроватого цвета размером до 2–3 мм. Все отмеченные выше минералы слагают и основную массу породы, имеющую микрогранитовую структуру. Размер отдельных индивидов не превышает 0.2–0.3 мм. Из аксессуарных минералов в заметных количествах присутствуют магнетит, циркон и ортит.

Отборка проб гранит-порфиров проводилась на двух участках (см. фиг. 1). На участке 1, примерно в 1 км на северо-восток от оз. Жаксы-Жангызтау, взяты пробы 7, 9, 10, 16 и 17. Участок 2 находится в 7.5 км к северо-востоку от первого. Здесь были отобраны пробы 11–15. Степень изменения пород оценивается как слабая. Для них характерны развитие серицита по полевым шпатам (фиг. 2г), незначительная хлоритизация биотита и образование редких выделений эпидота в основной массе и во вкрапленниках полевых шпатов. Содержание серицита в отобранных пробах колеблется от 5 до 8%, эпидота обычно не более 0.3–0.5%. Количество хлорита не превышает примерно 15% от содержания биотита. Иногда отмечается замещение вкрапленников биотита агрегатом мелких более светлых зерен этого минерала (фиг. 2д) – рекристаллизация биотита. Отдельные небольшие (менее 0.2 мм) зерна и гнездообразные скопления светло-бурого биотита встречаются также в основной микрозернистой массе.

На первом участке гранит-порфиры содержат включения темно-серого цвета (до 5% по объему), которые, скорее всего, представляют собой ксенолиты контактирующих с гранит-порфирами нижнепалеозойских пород. Под микроскопом наблюдается почти полное замещение исходного материала ксенолитов агрегатом, состоящим преимущественно из мелких зерен эпидота. В небольшом количестве (не более 5%) в агрегате присутствуют зерна мусковита и хлорита.

На втором участке макроскопически различимые ксенолиты встречаются довольно редко (менее 1% объема). Однако наличие в шлифах относительно крупных (до 1 мм) стяжений эпидота с включениями хлорита дает основание считать, что и здесь при внедрении гранит-порфиров ими было захвачено некоторое количество постороннего материала.

При отборке проб с первого участка из предварительно раздробленных до размера 3–6 см пород выбраковывались кусочки, содержащие макроскопически различимые ксенолиты. Масса отобранных проб гранит-порфиров составляла не менее 40 кг.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ИЗОТОПНО- ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ

Первые изотопно-геохронологические данные, противоречащие геологическим представлениям о ранне-среднедевонском возрасте пород якшиянгизтауского андезит-дацит-трахириолитового магматического комплекса, были получены при изучении мусковита М1 из грейзеноподобного образования в кварцевых порфирах в районе места взятия пробы КП-16 (Голубев,

1991ф). По данным К–Аг датирования мусковита, его возраст составляет 417 ± 12 млн лет. Для мусковита М1 было выполнено Rb–Sr датирование по фракциям М1а и М1б, которые отличались степенью чистоты мусковита в отношении ассоциирующего с ним кварца: в пробу М1а вошли наиболее чистые прозрачные чешуйки мусковита, а для пробы М1б выбраковка зерен мусковита, находящихся в сростках с мельчайшими включениями кварца, не проводилась. Значение Rb–Sr возраста, рассчитанное по двум точкам – 427 ± 10 млн лет – согласуется с К–Аг возрастом мусковита в пределах погрешностей обоих методов. Учитывая, что мусковит – один из наиболее устойчивых к метаморфизующим воздействиям геохронометров (Йегер, 1984), полученное значение следует рассматривать как оценку времени грейзенообразования. Таким образом, датирование мусковита М1 дало додевонский возраст грейзеноподобных образований в кварцевых порфирах. Следовательно, возраст собственно кварцевых порфиров должен быть, по крайней мере, не моложе.

При Rb–Sr датировании кварцевых порфиров по пробам пород в целом, результаты которого воспроизведены в табл. 3 по данным из работы (Шатагин и др., 2001), была получена линейная зависимость (фиг. 3а), которая не противоречит изохронной модели (Brooks et al., 1972; Harmer and Englington, 1990), а определяемый по изохроне возраст равен 415.4 ± 5.2 млн лет.

Изохронное Rb–Sr датирование было предпринято и для гранит-порфиров. Пробы отбирались из пространственно разобщенных тел на двух участках – 1 и 2. Обработка полученных Rb–Sr данных (табл. 3) проводилась для каждого участка отдельно (Голубев, 1991ф). Значения СКВО аппроксимирующих прямых на Rb–Sr изотопных диаграммах (фиг. 3б, в) для проб с участков 1 и 2, равные соответственно 1.7 и 1.4, незначимо отличаются от 1 (с доверительной вероятностью 95%), что позволяет говорить о соответствии данных изохронной модели. Изохронный Rb–Sr возраст проб с участков 1 и 2 – 421.0 ± 8.7 и 420.2 ± 3.6 млн лет – практически не отличается, как и значения первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.7040 ± 9 и 0.7046 ± 4 . Rb–Sr датирование минералов из гранит-порфиров дало существенно иные результаты. По парам порода в целом – биотит и порода в целом – К–Na-полевой шпат получены значения Rb–Sr возраста 275 и 283 млн лет.

Таким образом, результаты К–Аг и Rb–Sr изотопно-геохронологического изучения кварцевых порфиров и гранит-порфиров указывают на додевонский возраст якшиянгизтауского магматического комплекса (Голубев, 1991ф; Шатагин и др., 2001). Вместе с тем, петрографические изменения пород и существенные отличия изотопных возрастов, полученных по минералам, от возраст-

Таблица 3. Результаты изотопных Rb–Sr исследований проб пород в целом кварцевых порфиров и гранит-порфиров в районе Балкашинского рудного узла

Проба	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Кварцевые порфиры						
КП-1	254	34.6	21.52	0.23	0.83929	0.00021
КП-2	259	58.9	12.80	0.14	0.78641	0.00009
КП-11	278	22.7	36.18	0.37	0.92378	0.00008
КП-12/1	266	27.2	28.72	0.30	0.88094	0.00019
КП-12/3	250	29.1	25.23	0.26	0.86090	0.00009
КП-13	211	33.8	18.20	0.19	0.81960	0.00008
КП-16	232	28.3	24.03	0.25	0.85300	0.00010
Гранит-порфиры, участок 1						
ГП-7	186	82.1	6.570	0.066	0.74342	0.00017
ГП-8	200	80.0	7.320	0.020	0.74797	0.00003
ГП-9	172	80.4	6.215	0.031	0.74143	0.00010
ГП-10	181	81.2	6.515	0.033	0.74302	0.00017
ГП-17	184	78.7	7.031	0.022	0.74603	0.00009
ГП-16	183	96.6	5.543	0.028	0.73723	0.00014
Гранит-порфиры, участок 2						
ГП-11	199	61.0	9.510	0.033	0.76147	0.00007
ГП-12	196	63.2	9.034	0.046	0.75859	0.00007
ГП-13	198	79.4	7.250	0.030	0.74786	0.00005
ГП-14	207	46.2	13.014	0.069	0.78269	0.00009
ГП-15	188	91.2	6.023	0.025	0.74073	0.00006

Примечание. Воспроизведено по данным, опубликованным в (Шатагин и др., 2001).

тов, полученных по пробам пород в целом, оставляли сомнение, что Rb–Sr система магматических пород Балкашинского рудного поля сохранила неискаженную информацию о возрасте их образования. Для получения более определенной датировки пород, объединенных в этот комплекс, проведено U–Pb изотопно-геохронологическое изучение цирконов из кварцевых порфиров, фельзитов и гранит-порфиров, результаты которого представлены далее.

РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb ИССЛЕДОВАНИЯ ЦИРКОНА

U–Pb-изотопные исследования цирконов выполнены в Лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Предварительное выделение акцессорного циркона из раздробленных проб кварцевых порфиров и гранит-порфиров велось с использованием тяжелых жидкостей в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Циркон из фельзитов выделяли в Лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН. Выбранные для U–Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. После каждой ступени обработки кристаллы циркона (или их фрагменты) промывали особо чистой водой. Разложение циркона и химическое выделение Pb и U ве-

ли по модифицированной методике Т. Кроу (Krogh, 1973). Перед разложением кристаллы изучали на сканирующем электронном микроскопе “АВТ 55” в режиме вторичных электронов и в режиме катодолюминесценции. Уровень холостого опыта за период исследований не превышал 15 пг Pb. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Поправки на обыкновенный Pb введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975).

Обработку экспериментальных данных выполняли по программам “PbDAT” и “ISOPLOT” (Ludwig, 1991, 2003). При расчете значений возраста использованы общепринятые значения констант распада (Steiger, Jager, 1976) и погрешности отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, равные 0.5%.

Кварцевые порфиры

U–Pb изотопное изучение циркона кварцевых порфиров проводили по монофракции этого минерала, отобранной из пробы КП-13. Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными зональными кристаллами светло-желтого цвета призматического и короткопризматического облика размером 30–200 мкм, $K_{\text{удл}} = 2.0–3.0$ (фиг. 4а). Изотопные U–Pb геохронологические исследования выполнены как для необработанного (4 мик-

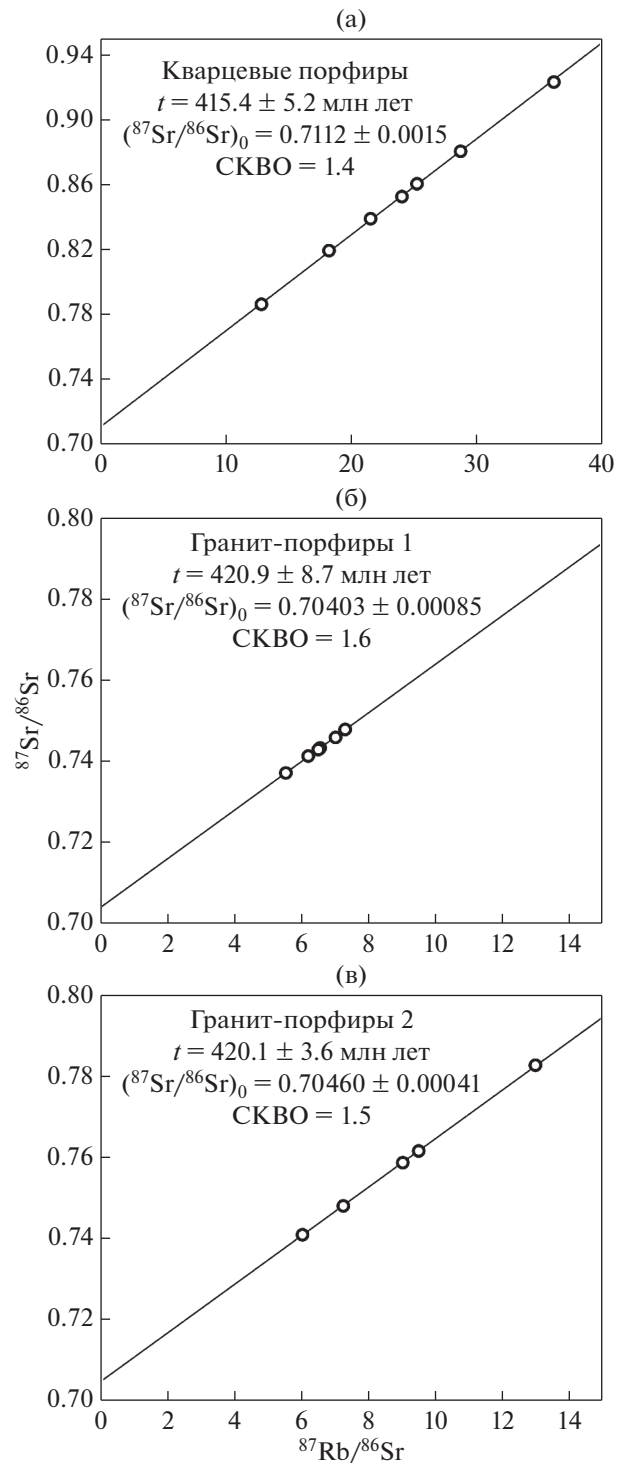
ронавски наиболее прозрачных и идиоморфных кристаллов) циркона (№ 1–4, табл. 4), так и для циркона, подвергнутого предварительной кислотной обработке (№ 5, табл. 4). Точки изотопного состава циркона располагаются на дискордии (фиг. 5а), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 434.6 ± 5.4 млн лет, а нижнее — 44 ± 200 млн лет (СКВО = 1.5).

Фельзиты

Исследование циркона фельзитов проведено по материалу из пробы В-751. Циркон образует идиоморфные и субидиоморфные призматические и короткопризматические прозрачные и полупрозрачные кристаллы светло-желтого и светло-коричневого цвета. Основные элементы огранки этих кристаллов — грани призмы {100} и дипирамиды {101}, {111} (фиг. 4б; I–III). Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм, а отношение длины к ширине — от 2 : 1 до 3 : 1. Для внутреннего строения циркона характерны четко проявленная магматическая зональность (фиг. 4б; IV–VI), наличие флюидных, расплавных и твердофазных минеральных включений. В некоторых зернах присутствуют унаследованные ядра (фиг. 4б; VI). Проанализированы как единичные кристаллы из фракции <85 мкм (№ 1, 2, табл. 4), так и микронавески (18–30 кристаллов) наиболее прозрачного и идиоморфного циркона из фракций <85 и <50 мкм (№ 3 и 4, табл. 4). Значения U–Pb изотопного возраста циркона характеризуется незначительной возрастной дискордантностью, а для пробы № 3 (табл. 4) конкордантны. Конкордантный возраст составляет 424 ± 2 млн лет (СКВО = 0.25, вероятность конкордантности 0.62) и совпадает с величиной возраста 425 ± 11 млн лет (фиг. 5б), определяемого нижним пересечением дискордии, которая рассчитана для точек изотопного состава № 1–3 (СКВО = 0.83, верхнее пересечение соответствует 754 ± 390 млн лет).

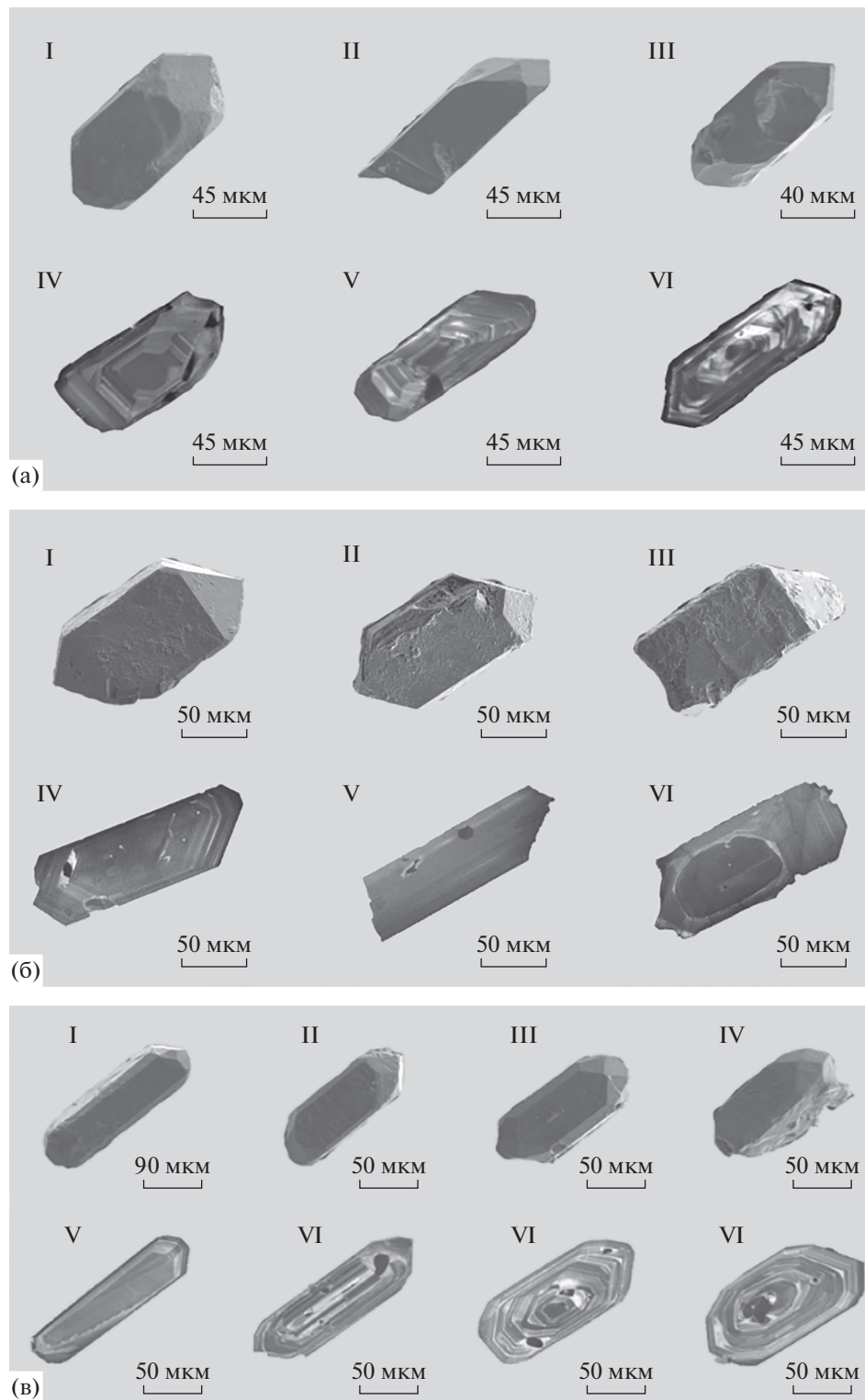
Гранит-порфиры

U–Pb изотопное датирование гранит-порфиров проводилось по циркону из пробы ГП-12. Этот циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными полупрозрачными и прозрачными зональными кристаллами желтого цвета, габитус которых изменяется от коротко- до длиннопризматического (фиг. 4в). Кристаллы огранены комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211}, а их размер составляет 50–300 мкм; $K_{удл} = 1.5–4.0$. Для U–Pb геохронологических исследований использованы три микронавески циркона из размерных фракций 50–75, >100 и >150 мкм как необработанного, так и подвергнутого аэробразивной и кислотной обработке (табл. 4). Точки изотопного состава этого циркона образуют дис-



Фиг. 3. Изохронные Rb–Sr диаграммы для магматических пород Балкашинского рудного поля: а — кварцевые порфиры, б — гранит-порфиры, участок 1, в — гранит-порфиры, участок 2.

кордию (фиг. 5в), верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 424.3 ± 5.3 млн лет, а нижнее — 192 ± 99 млн лет (СКВО = 0.16).

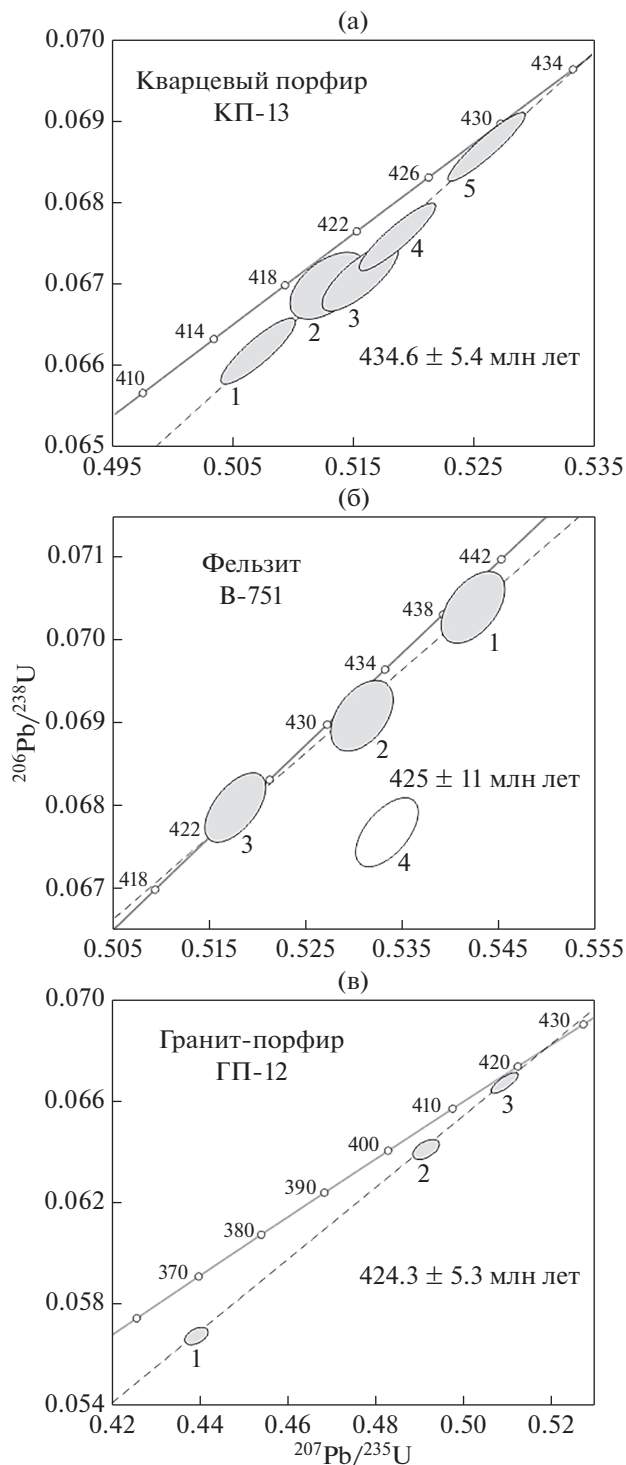


Фиг. 4. Кристаллы циркона: а – из пробы КП-13 кварцевых порфиров: I–III – режим вторичных электронов; IV–VI – режим катодолуминесценции; б – из пробы В-751 фельзитов: I–III – режим вторичных электронов; IV–VI – режим катодолуминесценции; в – из пробы ГП-12 гранит-порфиров: I–IV – режим вторичных электронов; V–VIII – режим катодолуминесценции.

Таблица 4. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона из проб кислых магматических пород в районе Балкашинского рудного узла

Номер	Размерная фракция (мкм) и число зерен (кристаллов)	U/Pb	Изотопные отношения				Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
<i>Кварцевый порфир КП-13</i>										
1	85–100, 20 зерен	13.9	1207	0.0556	0.1496	0.5070	0.0662	417 ± 1	413 ± 1	435 ± 1
2	85–100, 30 зерен	13.6	925	0.0555	0.1546	0.5128	0.0670	420 ± 1	418 ± 1	433 ± 5
3	>100, 35 зерен	14.0	2556	0.0557	0.1603	0.5155	0.0671	422 ± 1	419 ± 1	442 ± 2
4	85–100, 30 зерен	13.9	2378	0.0557	0.1535	0.5186	0.0676	424 ± 1	422 ± 1	439 ± 1
5	85–100, кисл. обр. = 2.0	14.1	29234	0.0555	0.1460	0.5260	0.0687	429 ± 1	428 ± 1	434 ± 1
<i>Фельзит В-751</i>										
1	<85, 2 зерна	10.0	259	0.0559	0.1789	0.5425	0.0704	440 ± 4	439 ± 2	448 ± 18
2	<85, 3 зерна	10.0	566	0.0557	0.1567	0.5309	0.0691	432 ± 1	431 ± 1	440 ± 6
3	<50, 18 зерен	12.5	461	0.0552	0.1346	0.5177	0.0680	424 ± 2	424 ± 1	421 ± 8
4	<85, 30 зерен	12.15	249	0.0571	0.1739	0.5335	0.0677	434 ± 3	423 ± 2	497 ± 12
<i>Гранит-порфир ГП-12</i>										
1	50–75, 20 зерен	8.78	87	0.0560	0.2352	0.4389	0.0568	370 ± 2	356 ± 1	454 ± 10
2	>100, 20 зерен, A = 20%	11.01	199	0.0556	0.2214	0.4912	0.0641	406 ± 1	400 ± 1	437 ± 6
3	>150, кисл. обр. = 2.0	13.85	9276	0.0554	0.1944	0.5091	0.0667	418 ± 1	416 ± 1	427 ± 2

Примечание. Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. U/Pb – навеска циркона не определялась. Кисл. обр. – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). A = 20% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.



Фиг. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевых порфиров (а); фельзитов (б); гранит-порфиров (в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Датирование вмещающих пород в районах рудных полей гидротермальных месторождений сопряжено с высокой вероятностью получения искаженных значений изотопного возраста. Под

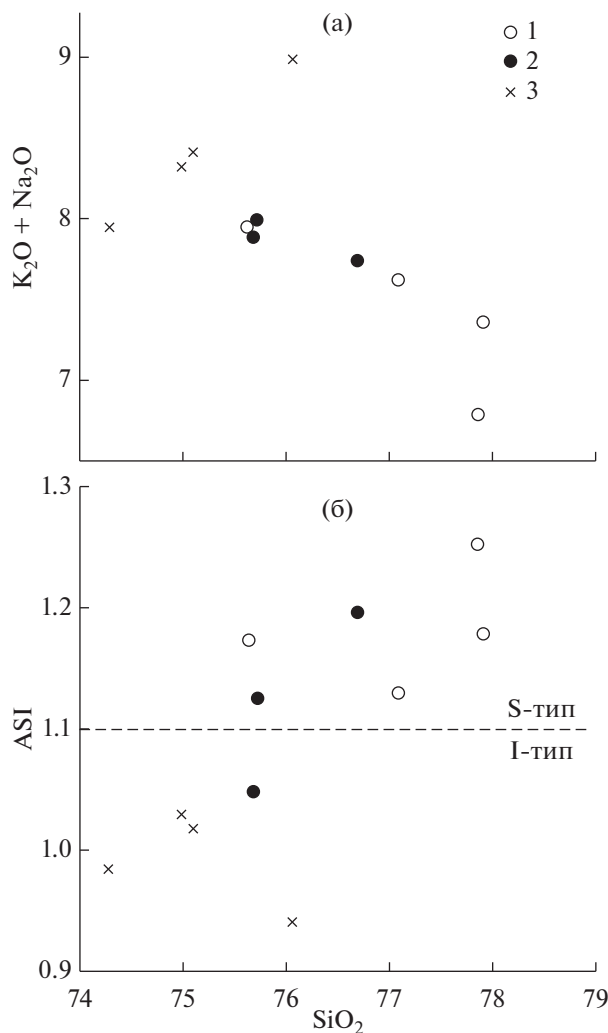
воздействием наложенных процессов изотопные системы пород претерпевают нарушение замкнутости. В результате получаемые значения изотопного возраста пород будут отличаться от их реального возраста. На удалении от месторождений вероятность нарушения замкнутости изотопных систем пород уменьшается, но неминуемо возникает проблема корреляции опробованных пород с теми, которые являются вмещающими непосредственно на месторождении. Выбор изотопных методов и схемы опробования индивидуальны для каждого рудного поля, и оптимальное решение для конкретных случаев определяется зачастую только в результате проведенной работы.

Геохронологические исследования в районе БРУ, проводившиеся ранее авторами настоящей работы с использованием К–Аг, Rb–Sr и Sm–Nd методов, дали широкий спектр изотопных возрастов – от 275 до 427 млн лет (Голубев, 1991ф; Шатагин и др, 2001). Полученные нами в последнее время U–Pb изотопные данные по пробам пород якшиянгизтауского комплекса позволили, в сочетании с результатами ранее выполненных изотопных исследований, уточнить возрастные рамки формирования пород этого комплекса.

Черты сходства и различия изученных пород

Кварцевые порфиры и фельзиты локализируются в Новокронштадтской и Якшиянгизтауской вулcano-тектонических депрессиях, гранит-порфиры развиты за их пределами. Перечисленные породы рассматриваются как образования якшиянгизтауского магматического комплекса (Магматизм..., 1988). В этом аспекте следует априори ожидать, что породы комплекса имеют одинаковый или очень близкий возраст. Датирование кислых вулканических пород из аналогичных по размеру или более крупных вулcano-тектонических структур показало, что в одних случаях продолжительность магматической активности составляет первые сотни тысяч лет и не превышает 1 млн лет (Kaiser et al., 2017), а в других – несколько миллионов лет (Бочаров и др., 1978). Результаты теплофизического моделирования развития внутрикорового кислого магматического очага (Karakas et al., 2017) указывают на кратковременность формирования таких структур.

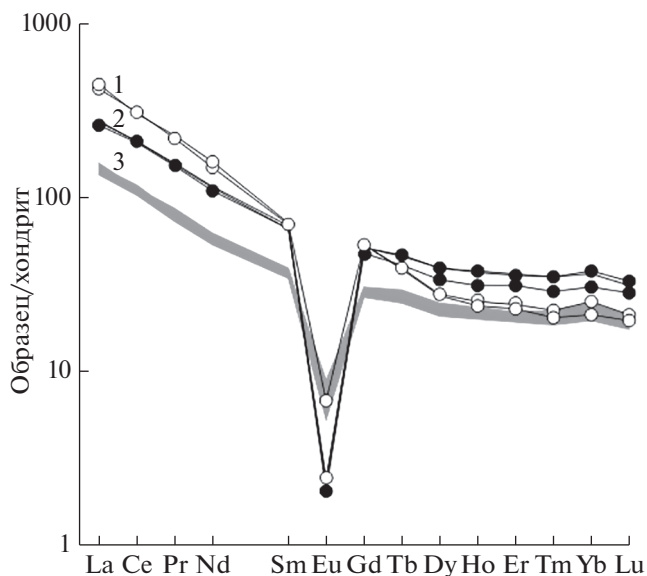
Результаты геологического картирования БРУ и детальных работ на самих месторождениях свидетельствуют об определенной последовательности формирования кислых магматических пород: по выявленным соотношениям фельзиты и гранит-порфиры сформировались позже кварцевых порфиров. Отметим наличие различий в составе разрезов Новокронштадтской депрессии, в которой отбиралась проба фельзитов, и Якшиянгизтауской депрессии, в пределах которой было отобрано несколько проб кварцевых порфиров. В



Фиг. 6. Особенности химического состава магматических пород района БРУ: 1 – кварцевые порфиры; 2 – фельзиты; 3 – гранит-порфиры.

частности, отсутствие во второй вулканитов среднего состава может указывать на образование этих структур в несколько иных условиях и, возможно, в разное время.

Химический состав датированных магматических пород позволяет считать, что они происходят из разных коровых источников. Вулканиты и гранит-порфиры заметно различаются по общей щелочности (в гранит-порфирах она выше, фиг. 6), то есть породившие эти породы магмы не могли эволюционировать из одного источника (Roberts, Clemens, 1993). Вулканиты и гранит-порфиры отчетливо различаются по индексу насыщения алюминия ASI (фиг. 6), что, по аналогии с гранитами, может свидетельствовать о принадлежности к породам I-типа (гранит-порфиры) и S-типа (кварцевые порфиры и фельзиты). Спектры распределения РЗЭ изученных разновидностей пород за-



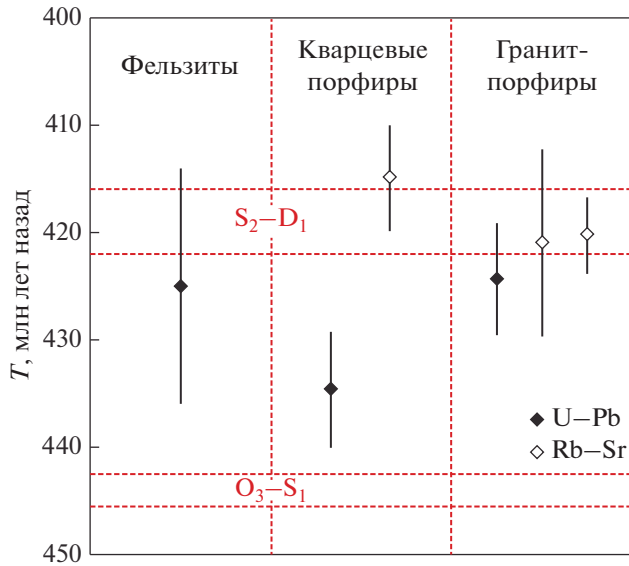
Фиг. 7. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах района БРУ. Усл. обозначения см. на фиг. 6.

метно отличаются (фиг. 7). С учетом того, что распределение РЗЭ каждой из разновидностей остается неизменным при существенных вариациях химического состава, можно предположить, что лантаноиды не фракционировали в процессе эволюции расплавов и их соотношения в неизменном виде унаследованы из разных источников.

Начальный изотопный состав стронция кварцевых порфиров ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.711$ позволяет предполагать, что они происходят из общего источника с лейкократовыми гранитами балкашинского и орлиногорского комплексов (Шатагин и др., 2001). Источник гранит-порфиров с ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.704$ близок к таковому гранитоидов зерендинского и боровского комплексов (Шатагин и др., 2001). Данные о начальном изотопном составе стронция фельзитов в настоящее время нет. Таким образом, имеющиеся материалы указывают на происхождение кварцевых порфиров, фельзитов и гранит-порфиров из разных магматических источников, что вместе с различиями состава разрезов Новокронштадтской и Якшиянгиштауской вулканотектонических депрессий дает основание считать изученные вулканические породы разновозрастными.

U–Pb геохронология пород рудного узла

Все исследованные цирконы по морфологии и внутренней структуре имеют магматическое происхождение. Это предполагает, что полученные значения конкордантного U–Pb изотопного возраста и возраста, определенного по результатам построения с конкордией, должны соответство-



Фиг. 8. Сравнение изотопных U–Pb (по цирконам) и Rb–Sr (изохронных по породам в целом) возрастов, полученных для магматических пород района БРУ. Горизонтальными пунктирными линиями околтурены (с учетом погрешностей) диапазоны стратиграфических границ силур–девон (S_2-D_1) и ордовик–силур (O_3-S_1).

вать моменту магматической кристаллизации минерала.

Возраст кварцевых порфиров получен по дискордии, построенной по результатам анализа пяти проб (фиг. 5а). Все фракции циркона характеризуются сравнительно небольшой дискордантностью, а нижнее пересечение дискордии в пределах погрешности соответствует современной потере радиогенного свинца. Таким образом, возраст кварцевых порфиров получен по классической дискордии, верхнее пересечение которой с конкордией определяет возраст этих пород 434.6 ± 5.4 млн лет.

Дискордия по цирконам из гранит-порфиров построена по результатам изучения трех проб (см. фиг. 5в). Самая нижняя точка на дискордии, соответствующая необработанной фракции циркона (проба № 1), характеризуется существенной дискордантностью (около 4%). Согласно модели эпизодического нарушения U–Pb изотопной системы, та проба, которой отвечает нижняя точка на дискордии, испытала наибольшую потерю общего свинца. Высокая степень дискордантности циркона этой пробы и отрицательное значение нижнего пересечения дискордии с конкордией (-192 ± 99 млн лет) дают основание предполагать, что существенная потеря общего свинца цирконом пробы № 1 была осложнена дополнительной потерей промежуточных продуктов распада в ряду $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$. В этом случае значение U–Pb воз-

раста, определяемое по верхней точке пересечения конкордии с дискордией, может быть занижено примерно на 2 млн лет при условии, что циркон, находящийся вблизи верхнего пересечения с конкордией, такой дополнительной потери не испытывал либо она была незначительной. Вместе с тем, погрешность оценки возраста, полученной по верхнему пересечению, сопоставима с приведенной оценкой эффекта занижения. Таким образом, возраст гранит-порфиров можно считать равным значению 424.3 ± 5.3 млн лет.

Возраст фельзитов 425 ± 11 млн лет определен по нижнему пересечению дискордии с конкордией (см. фиг. 5б). Такое расположение экспериментальных точек на диаграмме свидетельствует о присутствии в цирконах унаследованной древней компоненты и указывает на существенно иной, чем у кварцевых порфиров, петрогенезис фельзитов. Фракция № 3 циркона (табл. 4) имеет конкордантный возраст, а фракция № 4 – резко дискордантный. Наличие фракции с конкордантным возрастом дает основание для оценки полученного значения возраста как достаточно надежного. Положение точки изотопного состава № 4 на диаграмме с конкордией можно связывать с интегральным эффектом потерь свинца в результате посткристаллизационных процессов и вклада унаследованной компоненты радиогенного свинца.

Сравнение результатов U–Pb датирования магматических пород рудного поля (фиг. 8) показывает, что за счет высокой погрешности возраст фельзитов неотличим от возраста кварцевых порфиров и гранит-порфиров. Вместе с тем, две последние породы, различия значений изотопных возрастов которых не перекрываются погрешностями их определений, с высокой долей вероятности разновозрастны. Полученные данные хорошо согласуются с известными геологическими соотношениями между кварцевыми порфирами и гранит-порфирами.

Сопоставление результатов датирования исследовавшихся пород разными методами

На раннем этапе наших работ по геохронологическому изучению пород якушиянгизтауского комплекса были получены K–Ar и многочисленные Rb–Sr изотопные данные как для проб пород в целом, так и для фракций породообразующих минералов кварцевых порфиров и гранит-порфиров. K–Ar возраст мусковита из грейзеноподобных образований в кварцевых порфирах (427 ± 10 млн лет) в пределах погрешности согласуется с определенным авторами настоящей работы U–Pb возрастом цирконов этих пород (434.6 ± 5.4 млн лет) (табл. 5). Вместе с тем, изотопный возраст, полученный для кварцевых порфиров Rb–Sr изохронным методом по пробам пород в целом (415.4 ± 5.2 млн лет), существенно отличается от U–Pb

Таблица 5. Сводка результатов изотопного датирования пород Балкашинского рудного узла

Метод	Материал исследованных проб	Результаты датирования, возраст $\pm 2\sigma$		
		кварцевые порфиры	фельзиты	гранит-порфиры
U–Pb	Циркон	434.6 \pm 5.4	425 \pm 11	424.3 \pm 5.3
Rb–Sr	Порода в целом	415.4 \pm 5.2		420.9 \pm 8.7
				420.1 \pm 3.6
	Мусковит М-1	427 \pm 10		
	Биотит ГП-7			275 \pm 2
	К–Na пол. шпат ГП-7			283 \pm 6
K–Ar	Мусковит М-1	417 \pm 12		

датировки циркона. С учетом высокой надежности оценки возраста, полученной U–Pb методом по циркону, очевидно, что Rb–Sr изохронный возраст либо не имеет геологического смысла, либо отвечает времени проявления наложенного процесса. Во втором случае изотопная система кварцевых порфиров должна была бы претерпеть нарушение замкнутости в весьма объемных (массой 20–40 кг) пробах пород, а наложенный процесс – обеспечить гомогенизацию изотопного состава стронция в пределах объемов опробованных геологических тел.

Изохронный Rb–Sr возраст кварцевых порфиров совпадает с выполненной на основании модельных допущений оценкой возраста первичных урановых руд на месторождении Восток (Голубев, 1991ф) и с результатом прямого датирования урановорудного процесса на месторождении Шокпак (Чернышев и др., 1983), располагающегося за пределами Балкашинского рудного узла. Такое совпадение указывает на причинно-следственную связь между гидротермальным процессом (точнее – процессом, вызвавшим преобразование первично магматических минералов) и нарушением замкнутости Rb–Sr изотопной системы кварцевых порфиров. Однако отметим, что рассматриваемая Rb–Sr изохрона объединяет пробы пород, наложенные петрографические изменения которых различаются по интенсивности проявления. Возможно, что в рассматриваемом случае степень минеральных преобразований не имеет значения, а важен сам факт их проявления.

Изохронное Rb–Sr датирование по пробам гранит-порфиров в целом дало результаты (420.1 \pm 3.6 и 420.9 \pm 8.7 млн лет для двух разобщенных участков), которые хорошо согласуются с результатом U–Pb датирования этих пород по циркону (424.3 \pm 5.3 млн лет) (табл. 5). Согласованность полученных двумя методами изотопных возрастов гранит-порфиров подтверждает оба результата. Таким образом, несмотря на проявление

постмагматического изменения, Rb–Sr изотопная система проб гранит-порфиров не претерпела существенного нарушения замкнутости. Вместе с тем, изотопные Rb–Sr возрасты минералов, выделенных из гранит-порфиров, оказались значительно моложе (табл. 5). Все исследованные минералы имеют магматическое происхождение, но несут отчетливые следы постмагматического изменения, вызванного наложенным процессом. Существенное отличие изотопного возраста минералов от возраста породы в целом, из которой они были выделены, указывает на факт нарушения замкнутости Rb–Sr изотопной системы гранит-порфиров на минеральном уровне, связанного с проявлением позднепалеозойского геологического события в истории развития Балкашинского рудного узла.

Изотопная Rb–Sr система пород в целом в случае кварцевых порфиров претерпела нарушение замкнутости, в то время как в случае гранит-порфиров осталась замкнутой. Наиболее вероятно, что это различие обусловлено разной удаленностью мест опробования обсуждаемых пород от гидротермальных месторождений. Места отбора проб кварцевых порфиров расположены на сравнительно небольшом расстоянии (около 2.5 км) от гидротермальных месторождений и рудопроявлений Якшинского рудного поля (Дергачевское и Ольгинское), тогда как места отбора проб гранит-порфиров удалены от них на расстояние более 8 км (фиг. 1).

Нижний предел возраста урановых руд

Возраст вулканических пород и гранит-порфиров БРУ важен для определения нижнего возрастного предела урановых руд молибден-урановых гидротермальных месторождений. Возраст этих пород традиционно, в соответствии с легендой геологических карт разного масштаба, определялся как ранне-среднедевонский (D₁₋₂).

Приведенные выше данные о возрасте пород меняют эту оценку.

В соответствии с современной версией геохронологической шкалы (Cohen et al., 2013), возраст кварцевых порфиров отвечает границе раннего и позднего силура, а погрешность возраста — промежуток между ранним лландовери и средним венлоком (фиг. 8). Возраст гранит-порфиров соответствует середине лудлова, а погрешность — промежуток между серединой венлока и границей силура и девона. Возраст фельзитов такой же, как у гранит-порфиров — середина лудлова (при большей неопределенности — от позднего лландовери до середины лохковия раннего девона). Учитывая все вышесказанное, а также тенденцию постепенного удревнения границы силура и девона, прослеживающуюся в последние десятилетия, нижнюю возрастную границу уранового минералообразования в пределах Кокчетавской урановорудной провинции следует определять как позднесилурийскую—раннедевонскую S_2-D_1 .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Особенности химического состава и различия начального изотопного состава стронция изученных пород позволяют предполагать, что кварцевые порфиры, фельзиты и гранит-порфиры якшиянгизтауского комплекса не являются комагматичными, а образовались из независимых магматических источников, и их следует считать разновозрастными.

2. По результатам U—Pb изотопного датирования цирконов возраст кварцевых порфиров в районе рудного поля составляет 434.6 ± 5.4 млн лет, фельзитов — 425 ± 11 млн лет, гранит-порфиров — 424.3 ± 5.3 млн лет.

3. Сравнение результатов U—Pb и Rb—Sr датирования позволило оценить смысл данных, полученных вторым методом. Замкнутость Rb—Sr изотопной системы в пробах пород была нарушена в кварцевых порфирах, но сохранилась в гранит-порфирах. Наиболее вероятная причина нарушения замкнутости Rb—Sr изотопной системы в кварцевых порфирах — гидротермальное изменение пород в период образования первичных урановых руд на месторождениях рудного поля 410—425 млн лет назад (Голубев, 1991ф). Сохранение замкнутости Rb—Sr изотопной системы гранит-порфиров обусловлено удаленным относительно месторождений положением мест опробования.

4. Полученные геохронологические данные по магматическим породам БРУ позволили скорректировать нижнюю возрастную границу урановых руд месторождений рудного узла. Она соответствует границе силура и девона (S_2-D_1), а не среднему-позднему девону (D_{2-3}), как это считалось ранее.

БЛАГОДАРНОСТИ

Представляя настоящую статью в номере журнала ГРМ, посвященном памяти академика Николая Павловича Лаверова, мы хотим отметить роль этого выдающегося ученого в постановке систематического исследования геохронологии урановорудных районов Евразии, которое проводилось авторами статьи в рамках научной тематики ИГЕМ РАН. Обладая поразительной эрудицией, Н.П. Лаверов глубоко понимал возможности изотопных методов и подходов в познании времени и условий рудообразования. Он всесторонне поддерживал изотопно-геохронологическое изучение урановых месторождений и использование результатов этих работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН, тема 0136-2018-0027 “Изучение изотопного состава химических элементов для реконструкции хронологии, источников вещества и условий протекания процессов породо- и рудообразования, совершенствование методов изотопно-геологических исследований”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочаров А.П., Вольфсон Ф.И., Вишняков В.Е., Игошин Ю.А., Чернышев И.В. Вопросы стратиграфии и абсолютный возраст вулканогенных пород некоторых мезозойских прогибов Забайкалья // Особенности геологии некоторых гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1978. С. 243—256.
- Волков Н.И. Текстуры и структуры руд молибденово-уранового месторождения в рассланцованных терригенно-осадочных породах // Текстуры и структуры урановых руд эндогенных месторождений. М.: Атомиздат, 1977. С. 111—128.
- Йегер Э. Rb—Sr метод // Изотопная геология. М.: Мир, 1984. С. 21—36.
- Каплун Л.И., Сенкевич М.А. Стратиграфическая схема девона Центрального и Южного Казахстана // Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана: Тезисы докладов. Алма-Ата, 1971. С. 136—138.
- Магматизм Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 168 с.
- Полуаршинов Г.П., Голованов А.С. Некоторые новые данные о геологическом строении района Жаксы-Жангызтау (Северный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 6. С. 53—61.
- Токмачева С.Г., Парецкий Н.И., Малицкий О.В. и др. Верхний силур и девон Западного и Юго-Западного Прибалхашья и Юго-Восточной Бетпакдалы // Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана: Тезисы докладов. Алма-Ата, 1971. С. 149—150.
- Урановые и молибден-урановые месторождения в областях развития континентального внутрикорового магматизма: геология, геодинамические и физико-химические условия формирования. М.: ИФЗ РАН, ИГЕМ РАН, 2012. С. 19—57.

- Чернышев И.В., Голубев В.Н., Троицкий В.А., Агапова А.А., Цветкова М.В., Щербинина Н.К.* Изохронные построения и локализация отбора проб // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 90–108.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б.* Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26–44.
- Юрина А.Л., Завражнов В.Н., Чечик Н.Л.* Новые данные о возрасте девонских вулканических образований южной части Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан) // Вестник МГУ. Сер. геол. 1982. № 1. С. 33–37.
- Яковлева Е.Б.* Структуры палеотипных эффузивов кислого состава // Вулканогенные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1967. С. 193–212.
- Brooks C., Hart S.R., Wendt I.* Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Rev. Geophys. Space Phys.* 1972. V. 10. P. 551–577.
- Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X.* The ICS International Chronostratigraphic Chart // *Episodes*. 2013. V. 36. № 3. P. 199–204. (текущая версия URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2019-05.pdf>)
- Harmer R.E., Englington B.M.* A review of the statistical principles of geochronometry: towards a more consistent approach for reporting geochronological data. *S. Afr. J. Geol.* 1990. V. 93. P. 845–856.
- Kaiser J.F., Silvab S., Schmitt A.K., Economos R., Sunagua M.* Million-year melt-presence in monotonous intermediate magma for avolcanic-plutonic assemblage in the Central Andes: Contrasting histories of crystal-rich and crystal-poor super-sized silicic magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 457. P. 73–86.
- Karakas O., Degruyter W., Bachmann O., Dufek J.* Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism // *Nature Geoscience*. 2017. V. 10. P. 446–450.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 486–494.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec., 2003. V. 4.
- Roberts M.P., Clemens J.D.* Origin of high-potassium calc-alkaline I-type granitoids // *Geology*. 1993. V. 21. № 9. P. 825–828.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E.* Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

СПИСОК ФОНДОВОЙ НЕОПУБЛИКОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Геология и металлогения урана Северного Казахстана: Ч. 1. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1972ф. С. 202–205.

Голубев В.Н. Геохронология уранового оруденения и предрудных магматических пород Балкашинского рудного поля: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1991ф. 193 с.

Колчин Л.Н. Ураноносные околорудные метасоматиты Балкашинского рудного поля: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1977ф. 222 с.

Масягутов Б.А. Структура Балкашинского рудного поля и месторождения и условия локализации оруденения. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1966ф. 398 с.

Омельяненко Б.И. Околорудные изменения пород на гидротермальных месторождениях: Т. II: Отчет. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1975ф. 441 с.

Пигульский В.И. Закономерности локализации урановых месторождений Северного Казахстана как научная основа прогноза новых промышленных эйситов: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1987ф. 58 с.

Соколовский А.К. Условия локализации урановых руд в пределах Якшинского рудного поля: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Фонды ВНИИХТ, 1969ф. 213 с.

Сонюшкин Е.П. Геологические данные о возрасте уранового оруденения // Геология и металлогения урана Северного Казахстана: Ч. 1. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1972ф.

Сонюшкин Е.П., Масягутов Б.А., Тимофеев А.В., Колчин Л.Н., Пашковская М.Д. Геология Балкашинского урановорудного поля и его месторождений: Отчет. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1972ф.

Тимофеев А.В. Минеральный состав, стадийность и условия локализации руд уран-молибденовых месторождений западной части Северного Казахстана Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1971ф. 242 с.

Хорошилов Л.В. Геология и условия образования крупных гидротермальных месторождений урана в Северо-Казахстанской провинции: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1984ф. 324 с.

Чернышев И.В., Голубев В.Н., Троицкий В.А., Агапова А.А. История формирования некоторых эндогенных урановых месторождений в основных урановорудных провинциях СССР и ГДР по данным изотопно-геохронологических исследований // Отчет. М.: Фонды ИГЕМ РАН, 1980ф. С. 109–135.