

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ И ВОЗРАСТНЫЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ
ЧЕЛЯБИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА

© 2014 г. Г. А. Каллистов

ВВЕДЕНИЕ

Челябинский батолит является одним из крупнейших гранитоидных объектов на Среднем и Южном Урале. Наряду с наиболее изученными гранитоидными массивами Урала Челябинский батолит является эталонным и важным геологическим объектом для понимания палеозойской истории становления региона.

Представления о строении массива, составе слагающих его пород, истории геологического развития формировались на протяжении почти ста лет и охарактеризованы в многочисленных работах, посвященных петрологии южноуральских гранитоидов. Несмотря на это, некоторые существенные вопросы о возрасте пород, слагающих такой сложностроенный массив, длительности магмогенерации оставались неясными. Возрастные датировки по изотопным **K–Ar-, Pb–Pb-системам, полученные** ранее предшественниками, нуждались в уточнении. Гранитоиды ранних фаз Челябинского батолита испытали интенсивные постмагматические изменения, поэтому датирование пород K–Ar-изотопным методом, так же как и **Rb–Sr, является проблематичным**. Известно, что K–Ar- и Rb–Sr-системы часто нарушаются в процессе эпигенетического изменения породы. Следовательно, единственно возможным способом изотопного датирования пород ранних фаз становления массива является метод определения U–Pb-возраста цирконов. Для неизмененных гранитов поздних фаз данные получены на основании **U–Pb локального датирования** цирконов, с помощью **Rb–Sr-изохронного метода** (по породе и отдельным минералам), а также метода $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования по минералам.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ
ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА

Челябинский гранитоидный батолит расположен в северном замыкании южного сегмента Восточно-Уральского поднятия – южного сектора палеоконтинентальной зоны [6]. В плане батолит имеет ромбовидную форму, его площадь составляет 1500 км². В строении массива принимает участие широкий спектр пород от кварцевых диоритов до гранитов и лейкогранитов [4]. На современном эрозионном срезе распределение раз-

новидностей пород ассиметрично. Большая часть массива сложена кварцевыми диоритами и гранодиоритами: южная, восточная и юго-восточная – преимущественно кварцевыми диоритами; на севере и северо-востоке преобладают гранодиориты. По геологическим пересечениям отчетливо выделяется гомодромная последовательность внедрения пород.

Центральная часть батолита сложена серыми двуполевошпатовыми биотитовыми средними и крупнозернистыми порфировидными гранитами, текстурно и структурно близкими гранодиоритам. В силу общей плохой обнаженности контакты между гранодиоритами и гранитами недоступны для наблюдения. В юго-западной части батолита располагаются небольшие тела лейкогранитов, по структурно-текстурным особенностям близких к вмещающим гранитам.

Крайняя западная часть интрузива образована существенно плагиоклазовыми интенсивно гнейсированными гранитами. В настоящее время граниты превращены в среднезернистые, в разной степени рассланцованные гнейсы. Простираение гнейсоватости субмеридиональное, согласное с простираем Полоцкой надвиговой зоны, обрамляющей Челябинский батолит с запада, падение западное 25°. В силу крайне плохой их обнаженности контакт с другими интрузивными породами батолита не наблюдается.

В геометрическом центре плутона и его юго-восточной части залегают два тела флюоритсодержащих средне- и крупнозернистых часто порфировидных лейкогранитов: в центральной части Челябинской интрузии ярко-розовые лейкограниты слагают крутопадающий шток (так называемый Кременкульский массив), состоящий из двух фаз и несущий слабую W–Mo-минерализацию; в юго-восточной части безрудные бледно-розовые лейкограниты слагают вытянутый в плане в субмеридиональном направлении Митрофановский массив размером около 2 × 3 км и несколько небольших тел (на карте показаны обобщенным контуром). Дайки (мощностью от первых сантиметров до 1.5 м) средне- и мелкозернистых розоватых биотитовых гранитов и лейкогранитов прорывают кварцевые диориты.

В северо-западном эндоконтакте Челябинского батолита располагается небольшое (около 2 км в по-

перечнике) тело гранат-мусковитовых лейкогранитов. Эти лейкограниты вскрыты небольшим карьером (диаметром около 100 м) у дер. Левашово. В западном борту карьера вскрыт контакт лейкогранитов с вмещающими зелеными сланцами по вулканитам саргазинской толщи (O_{1-2}). В зоне контакта метавулканиты превращены в биотитовые сланцы. Контакт лейкократовых гранат-мусковитовых гранитов с челябинскими гранитоидами недоступен для наблюдения из-за плохой обнаженности.

ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ПРЕДШЕСТВЕННИКОВ

Для пород Челябинского батолита в работах предшественников имеются возрастные датировки, которые хорошо согласуются с авторскими данными. Так, для кварцевых диоритов Pb–Pb-методом Кобера по отдельным зернам циркона получен возраст 355 ± 7 млн лет [8]. Возрастные данные для средне- и крупнозернистых порфировидных лейкогранитов Кременкульского массива, полученные K–Ar-методом по биотитам и мусковитам, фиксируют значение 269 ± 5 млн лет [2]. В то же время полученные методом Кобера значения возраста для гранодиоритов варьируют в интервале от 330 до 360 млн лет, для серых двуполевошпатовых биотитовых гранитов составляют 360 ± 9 млн лет [8]. Существующие K–Ar-датировки [2] по амфиболу и биотиту для кварцевых диоритов (340 ± 5 и 250 ± 4 млн лет соответственно) и по биотиту для гранодиоритов (276 ± 5 млн лет), вероятно, связаны с нарушением изотопной системы. Как отмечалось выше, кварцевые диориты и гранодиориты Челябинского батолита в значительной степени подвержены постмагматическим изменениям, в том числе метасоматическим процессам.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Локальные U–Pb-изотопные исследования цирконов выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в центре изотопных исследований в ФГУП ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике. Исследования U–Pb-изотопной системы единичных зерен цирконов проводились в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГИ КНЦ РАН на масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 в статическом режиме на коллекторах с использованием смешанного трассера $^{205}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ по методике, изложенной в работе [1]. Изотопные исследования Rb–Sr-системы выполнены на масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ГЕОХИ РАН по стандартным методикам. Исследования возраста методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ступенчатого датирования проведены в лаборатории изотопно-аналитических методов в ИГМ СО РАН (аналитик А.В. Травин).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Цирконы были выделены из всех главных разновидностей пород Челябинского батолита. Все зерна имеют отчетливую магматическую ритмичную зональность.

По содержанию U и Th цирконы имеют определенные различия. В группе близких по возрасту (позднедевонско-раннекаменноугольное время) пород цирконы кварцевых диоритов обеднены U и Th по сравнению с гранодиоритами и средне-, крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. Цирконы гранодиорита, в свою очередь, отличаются от цирконов гранита значительными вариациями в содержании Th. Пермские породы по содержанию U и Th в цирконах похожи: для них характерны умеренные концентрации U (~ 500 – 800 г/т) и Th (350 – 500 г/т), тогда как в цирконах пород каменноугольного возраста их концентрации заметно выше: U (~ 1100 – 1300 г/т) и Th (до 800 г/т).

Кварцевый диорит. В породе циркон представлен слегка желтоватыми прозрачными кристаллами преимущественно призматического габитуса. Размер зерен составляет от 200 до 400 мкм (рис. 1а).

Анализ U–Pb-изотопной системы цирконов показал конкордантные значения возраста, соответствующие раннекаменноугольному времени, – 358 ± 5 млн лет (рис. 2а). Эти значения хорошо согласуются с данными, полученными ранее для кварцевых диоритов Pb–Pb-методом Кобера (355 ± 7 млн лет [8]).

Гранодиорит. Кристаллы циркона из гранодиорита слегка розоватые размером от 190 до 400 мкм; имеют призматический габитус и варьируют от коротко- до длиннопризматических (рис. 1б).

По результатам анализа U–Pb-изотопной системы цирконов из гранодиорита все данные дают конкордантный возраст 361 ± 5 млн лет (рис. 2б). Ранее [8] для гранодиоритов методом Кобера были полученные датировки в интервале от 330 до 360 млн лет.

Средне- и крупнозернистый порфировидный биотитовый гранит. Кристаллы циркона бесцветные, иногда буроватые, от прозрачных до полупрозрачных, имеют призматический габитус и варьируют от коротко- до длиннопризматических. Размер кристаллов от 190 до 600 мкм. В породе выделяются цирконы с тонкой равномерной ритмической зональностью (собственные по отношению к рассматриваемым гранитам) и реликтовые ядра “древних” цирконов (рис. 1в). Реликтовые цирконы обрастают поздней генерацией циркона с тонкой ритмической зональностью.

По результатам U–Pb-датирования цирконов из гранита выделяются два возрастных уровня: конкордантный возраст 344 ± 5 и 665 ± 23 млн лет (рис. 2в). Раннекаменноугольные датировки имеют цирконы с тонкой ритмической зональностью. Возраст 665 ± 23 млн лет получен для ядер цирконов –

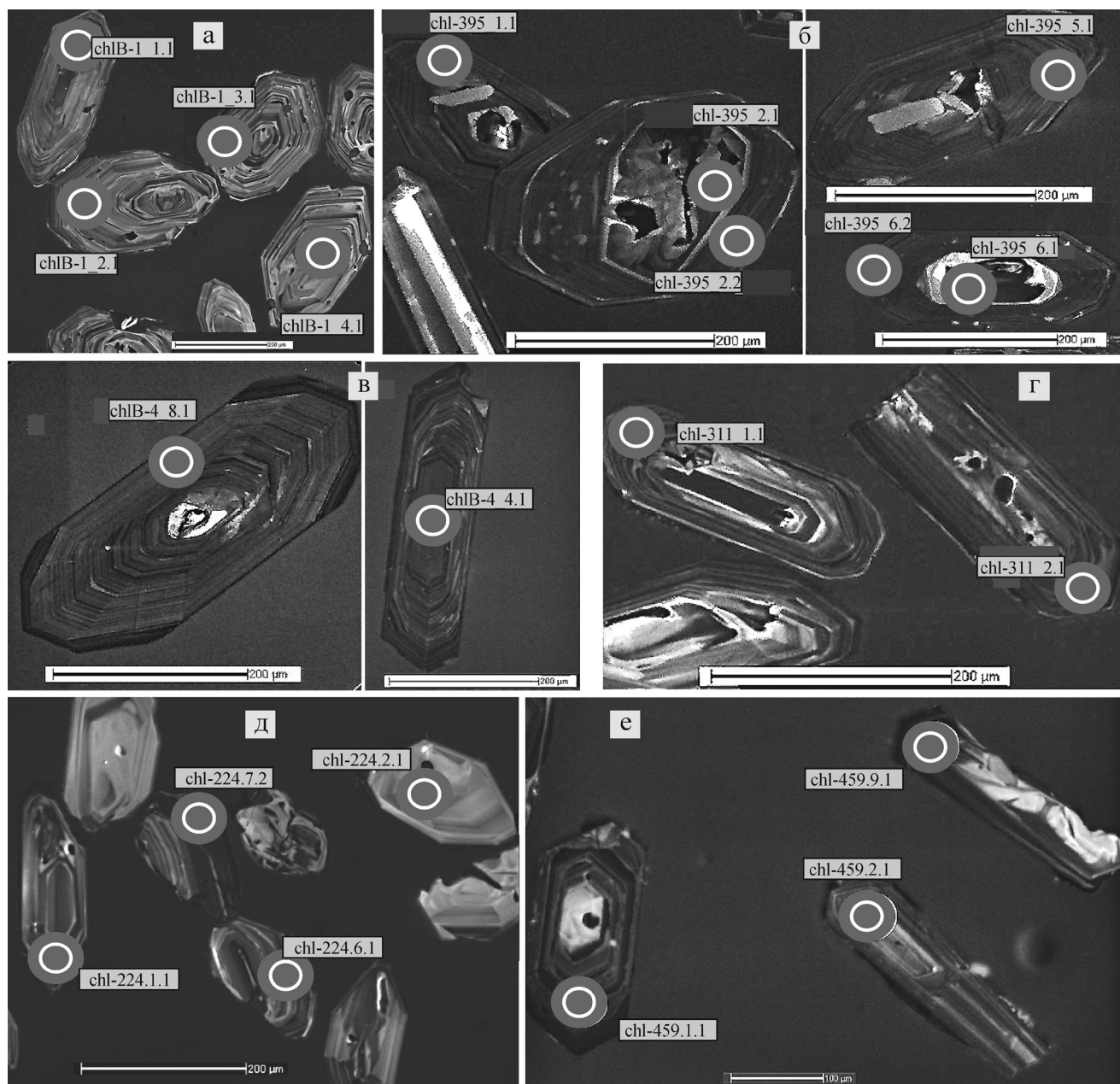


Рис. 1. Католюминесцентные изображения зерен циркона из пород Челябинского батолита.

а – кварцевый диорит, б – гранодиорит, в – средне- и крупнозернистый порфировидный биотитовый гранит, г – мелко- и среднезернистый гранит из дайки в кварцевом диорите, д – лейкогранит Кременкульского массива, е – лейкогранит Митрофановского массива.

реликтов более древних пород. Возраст кристаллизации гранитов соответствует значению 344 ± 5 млн лет. Ранее [8] для гранитов методом Кобера по отдельным зернам циркона были получены значения 360 ± 9 млн лет.

Гнейсированные граниты западной краевой части батолита. Кристаллы циркона размером около 150 мкм преимущественно бесцветные, прозрачные и полупрозрачные. Результаты U–Pb-датирования представлены на рис. 3. Нижнее пересечение

дискордии с конкордией соответствует возрасту 317 ± 12 млн лет, что определяет, по крайней мере, верхнюю возрастную границу становления породы. Верхнее пересечение дискордии с конкордией фиксирует возраст циркона 1905 млн лет. Раннепротерозойское значение возраста свидетельствует, по-видимому, о более древнем субстрате, принимающем участие в формировании рассматриваемых гранитов. Косвенным аргументом в пользу предположения о верхнекаменноугольном возрасте гней-

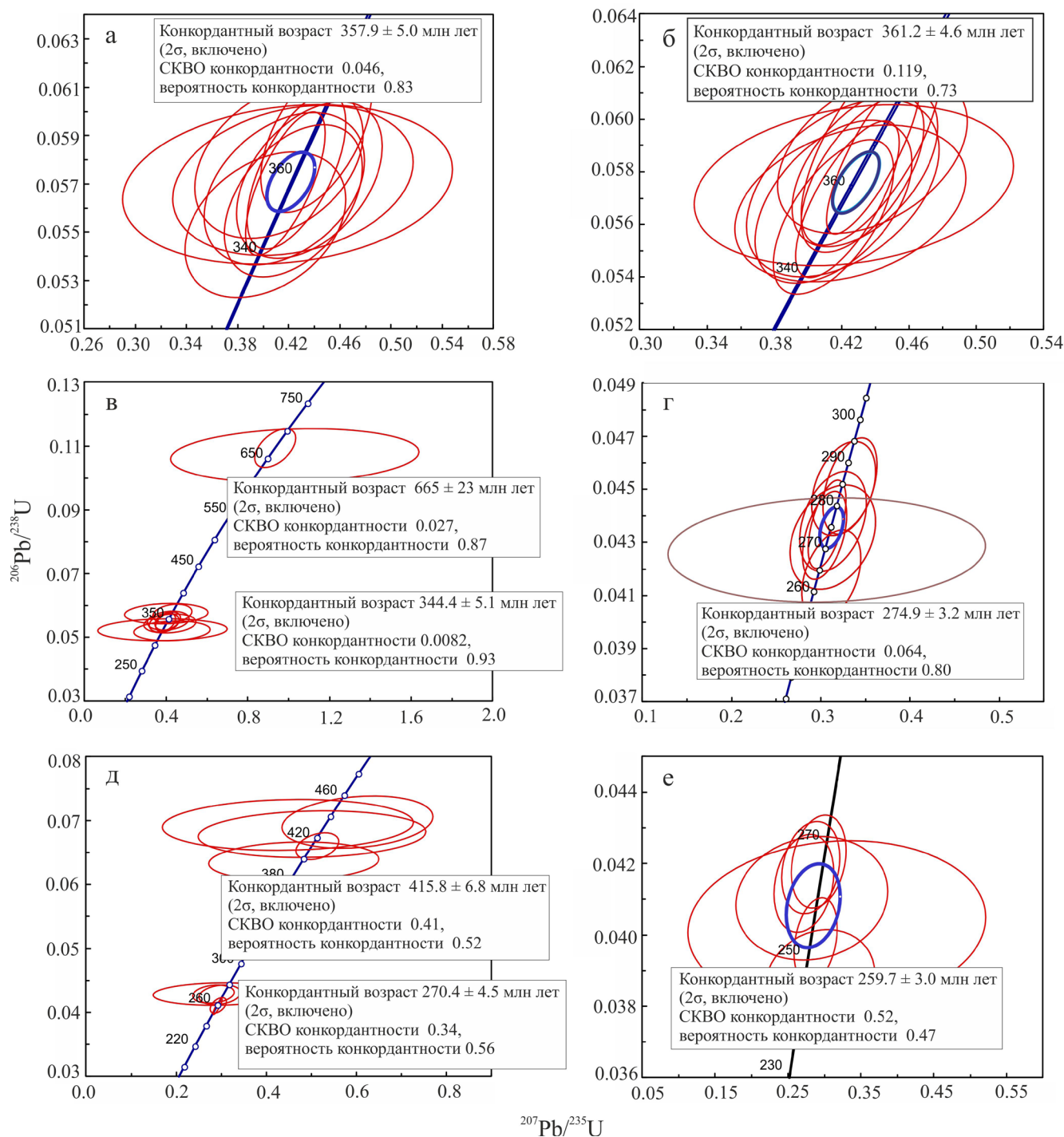


Рис. 2. U–Pb-возраст циркона из пород Челябинского батолита.

Условные обозначения – см. рис. 1.

сированных гранитов является сходство их химического состава с позднекарбовыми шабровскими и шарташскими гранитами [6].

Средне- и мелкозернистые розоватые биотитовые граниты из даек в кварцевых диоритах. Кристаллы циркона преимущественно бесцветные. Размер зерен варьирует от 180 до 350 мкм. Габри-

тус кристаллов от коротко- до длиннопризматических (см. рис. 1г). По результатам изучения U–Pb-изотопной системы цирконов конкордантный возраст соответствует 275 ± 3 млн лет (см. рис. 2г), что отвечает концу ранней перми.

Средне- и крупнозернистые порфировидные лейкограниты Кременкульского массива. В ре-

зультате морфологического и геохимического исследования кристаллов были выделены две разновидности цирконов. Цирконы I типа имеют розоватую, слегка буроватую окраску. Размер кристаллов варьирует от 100 до 400 мкм. Облик кристаллов короткопризматический (рис. 1д), типичный для цирконов малоглубинных гранитоидов [3]. Цирконы II типа часто длиннопризматические (рис. 1д), для них характерна форма (311), придающая кристаллам копьевидные окончания; по морфологии отвечают более глубинным мезоабиссальным гранитоидам [3].

Изучение U–Pb-изотопии в цирконах на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ показывает наличие двух возрастных кластеров (рис. 2д). Первый имеет конкордантное значение 271 ± 5 млн лет, а второй – 416 ± 7 млн лет.

Пермский возраст (271 ± 5 млн лет), фиксируемый цирконами I типа, соответствует времени становления лейкогранитов. Важно отметить, что вмещающими породами для рассматриваемых лейкогранитов являются раннекаменноугольные гранитоиды Челябинского батолита. Следовательно, цирконы II типа представляют собой не ксенокриты контаминированных боковых пород на уровне становления штока, но могут рассматриваться как реликты субстрата – кислых ортопород интрузивной фации среднепалеозойского возраста.

U–Pb-изотопные данные хорошо согласуются с данными, полученными Rb–Sr-изохронным методом по валам (три точки) и минералам (микроклин и биотит) (275 млн лет), подтверждающими ран-

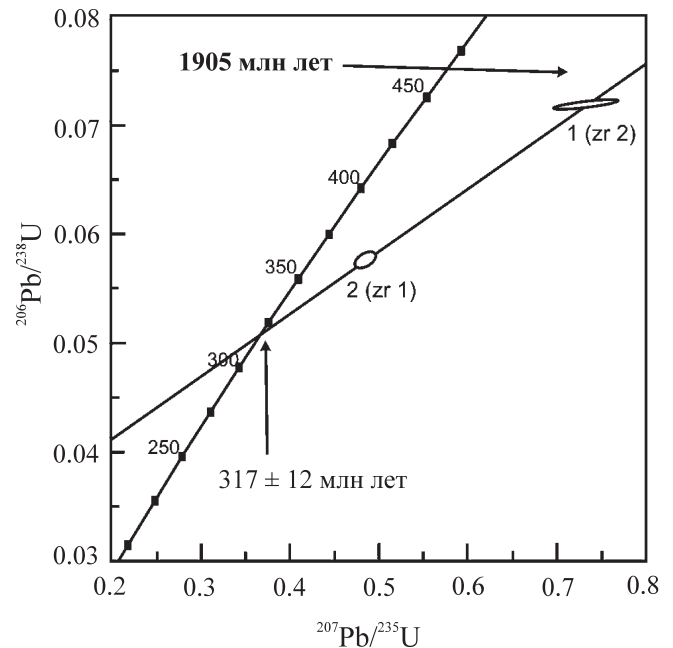


Рис. 3. U–Pb-диаграмма с конкордией для циркона из гнейсированного гранита.

непермский возраст этих лейкогранитов (рис. 4), а также K–Ar-определениями возраста по биотитам и мусковитам – 269 ± 5 млн лет [2].

Средне- и крупнозернистые лейкограниты Митрофановского массива. Цирконы имеют розоватую окраску. Облик кристаллов от коротко- до длиннопризматических, с преобладанием послед-

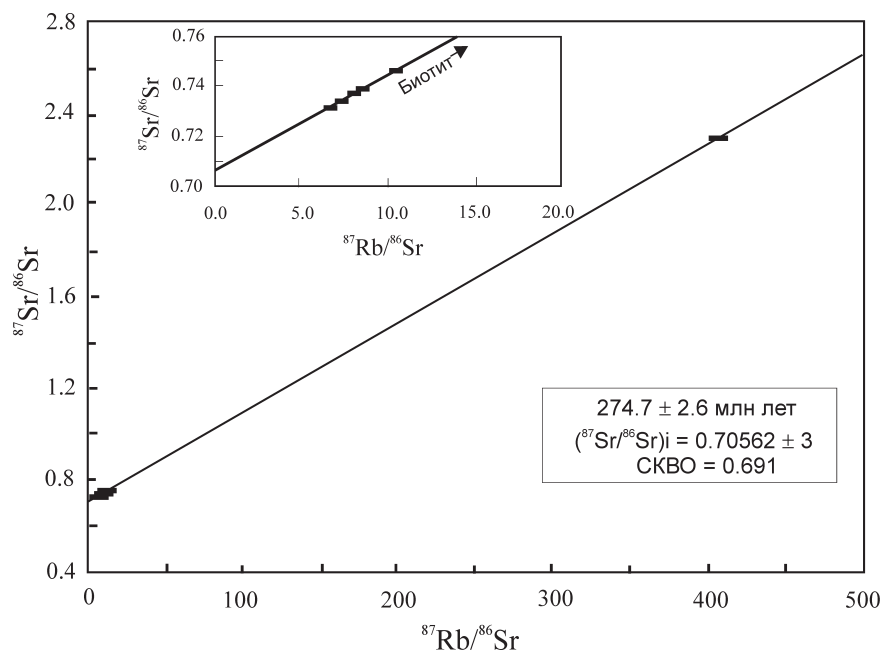


Рис. 4. Rb–Sr-изохрона для лейкогранита Кременкульского массива.

Пояснения см. в тексте.

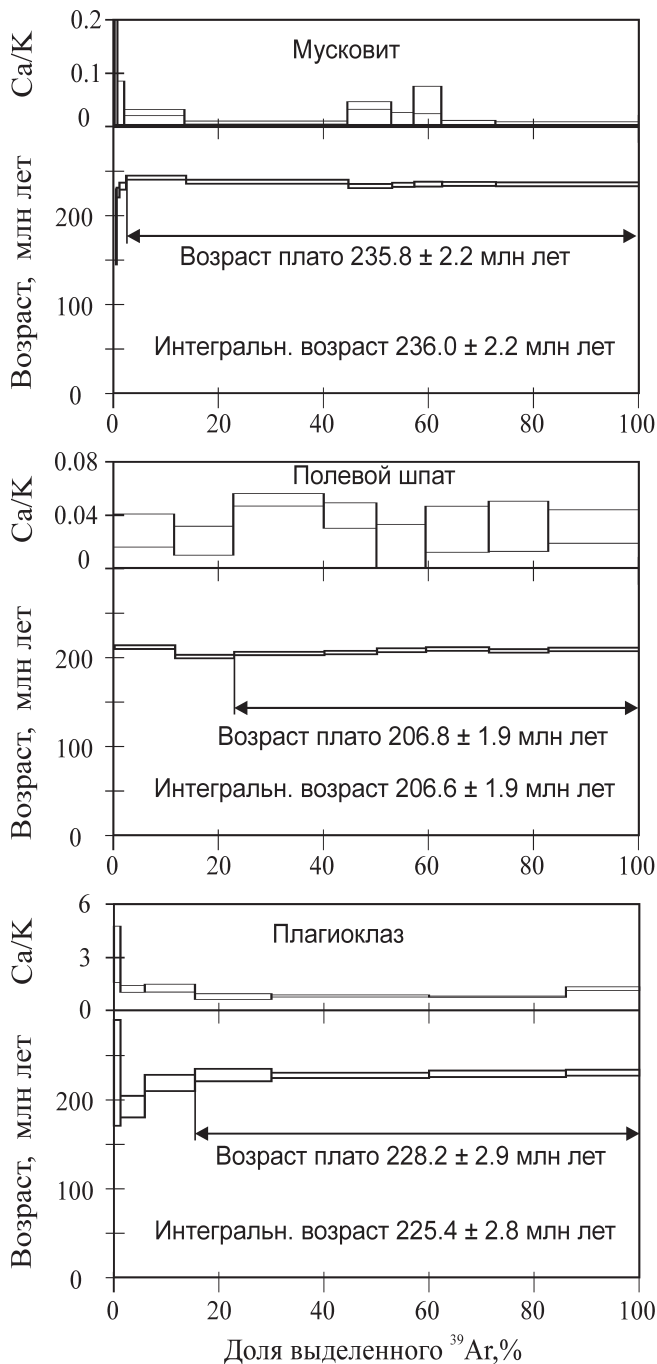


Рис. 5. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрастные спектры мусковита и полевых шпатов и Ca/K-спектры полевых шпатов из гранат-мусковитового лейкогранита.

них (рис. 1е). Размеры кристаллов варьируют от 200 до 450 мкм. Цирконы по структуре похожи на цирконы лейкогранитов Кременкульского массива. По результатам U–Pb-изотопного анализа цирконов из этих лейкогранитов получен конкордантный возраст 260 ± 3 млн лет (рис. 2е).

Гранат-мусковитовые лейкограниты. Датирование гранат-мусковитовых лейкогранитов прове-

дено методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ступенчатого прогрева трех минеральных фракций: плагиоклаза, щелочного полевого шпата и мусковита (рис. 5). Датировки, полученные по мусковиту (236 ± 2 млн лет) и плагиоклазу (228 ± 3 млн лет), интерпретируются как близкие к возрасту формирования гранат-мусковитовых лейкогранитов. По микроклину фиксируется, скорее всего, проявление поздних низкотемпературных событий или время окончательной транспортировки лейкогранитного массива к земной поверхности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Использование современных изотопных методов датирования (U–Pb, Rb–Sr, Ar–Ar), а также сопоставление с работами предшественников позволило уточнить возрастные рубежи и проследить длительную историю формирования Челябинского гранитоидного батолита, охватывающую период от позднедевонско-раннекаменноугольного до среднетриасового времени. К настоящему времени можно выделить несколько дискретных этапов становления Челябинской интрузии: I) позднедевонско-раннекаменноугольный этап (кварцевые диориты, гранодиориты, средне- и крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты и ассоциирующие с ними лейкограниты); II) каменноугольный этап (гнейсированные граниты западной краевой части батолита); III) пермский этап (мелко- и среднезернистые граниты, флюоритсодержащие лейкограниты Кременкульского и Митрофановского массивов); IV) триасовый этап (гранат-мусковитовые лейкограниты).

Таким образом, установленная временная последовательность гранитообразования в составе Челябинского батолита отчетливо совпадает с основными этапами палеозойского гранитообразования в Уральском орогене [7]. Наличие небольших по объему тел гранат-мусковитовых лейкогранитов триасового времени в составе батолита может обуславливаться дополнительным привнесом тепла в условиях постколлизийного растяжения [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН в рамках Программы фундаментальных исследований УрО РАН (проект № 12-С-5-1036).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б., Корфу Ф., Тодт В., Поллер У., Левкович Н.В., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Гетерогенность стандартов 91500 и TEMORA-1 для U–Pb датирования единичных цирконов // XVIII симпозиум по геохимии изотопов им. акад. А.П. Виноградова: Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 42–43.
2. Грабежжев А.И., Кузнецов Н.С., Пушкаев Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГА, 1998. 172 с.

3. *Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 146 с.
4. *Осипова Т.А., Каллистов Г.А., Травин А.В., Дриль С.И.* Первые данные о мезозойских гранитоидах в составе Челябинского интрузива (Южный Урал) // Литосфера. 2010. № 4. С. 163–169.
5. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. *Ферштатер Г.Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.
7. *Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
8. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P.* Granitoids of the Uralides Implication for the Evolution of the Orogen // Mountain building in the uralides: pangea to the present geophysical monograph. 132. Copyright by the American Geophysical Union. 2002. P. 211–232.