

УДК 550.93(571.62)

ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ ДРЕВНЕЙШИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2012 г. Ю. Л. Ронкин*, С. Синдерн**, О. П. Лепихина*

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: y-ronkin@mail.ru*

***Институт минералогии и экономической геологии RWTH Университета,
52062, г. Аахен, Германия,*

Поступила в редакцию 14.05.2012 г.

С помощью современных методов изотопной геологии в сочетании с петрологическими и структурными исследованиями изучены древнейшие полиметаморфические комплексы Южного Урала – Тараташский и Александровский, являющиеся уникальными объектами, в летописи которых запечатлена ранняя история фундамента Урала и восточной окраины Восточно-Европейского кратона. Полученные по различным породам и выделенным из них минералам Тараташского и Александровского комплексов U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопные данные фиксируют несколько возрастных событий в диапазоне от 3504 ± 210 млн. лет до 299 ± 4 млн. лет, в зависимости от устойчивости конкретной изотопной системы от температуры, давления и флюидного режима.

Ключевые слова: Урал; Тараташский и Александровский комплексы; U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ^{40}Ar - ^{39}Ar методы изотопной геологии.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция особенностей формирования архейской континентальной коры стоит в числе приоритетных задач геологии, поскольку определяет понимание фундаментальных закономерностей развития нашей планеты и, в частности, Урала. В соответствии с имеющимися представлениями [10], в современной структуре Южного Урала архейско-протерозойский комплекс является непосредственным продолжением кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы на Южном и Среднем Урале. Согласно данным сейсмических профилей URSEIS-95 и ESRU-SB, древние комплексы непрерывно прослеживаются под Уралом вплоть до западной половины Магнитогорской мегазоны. Архейские и протерозойские образования стратиграфически и отчасти тектонически перекрываются рифейско-палеозойскими комплексами. В настоящее время существуют различные модели эволюции Восточно-Европейского континента в верхнем протерозое, согласно которым восточная окраина континента (в современных координатах) располагалась либо на краю Родинии [63] или напротив Лаврентии (Восточная Гренландия) [39]. Поэтому для более достоверного определения плейт-тектонической эволюции восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента, крайне важно определение P - T - t (давления, температуры и времени) маркеров метаморфических, магматических и деформационных событий.

В соответствии с современными взглядами, Уральский складчатый пояс, протянувшийся более чем на 2000 км от Полярного Урала до Аральского моря, представляет собой симметричный бивергентный ороген, сформировавшийся в результате финального столкновения Восточно-Европейского континента и Сибирско-Казахстанского террейна в карбоне и перми. Одной из основных составляющих Урал структур является Главный Уральский разлом (ГУР, рис. 1б, в), представляющий шовную зону между фрагментами палеозойских островных дуг и доуральского фундамента Восточно-Европейского континента, а также перекрывающих его палеозойских толщ. Западный сегмент Уральского складчатого пояса условно делится на три области: (1) Центральную-Уральскую зону вблизи ГУР, (2) Западно-Уральскую зону и (3) Предуральский краевой прогиб.

Центрально-Уральская зона сложена группой комплексов, включающих фрагменты континентальной окраины Восточно-Европейского континента среди которых выделяется Тараташский комплекс (ТК), содержащий породы архейско-протерозойского этажа. Помимо архейских событий в ТК проявлен также ранне-протерозойский амфиболитовый метаморфизм, и, в меньшей степени, – процессы более позднего ретроградного метаморфизма [5]. Целью настоящей работы является изучение геологической эволюции ТК с помощью ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr,

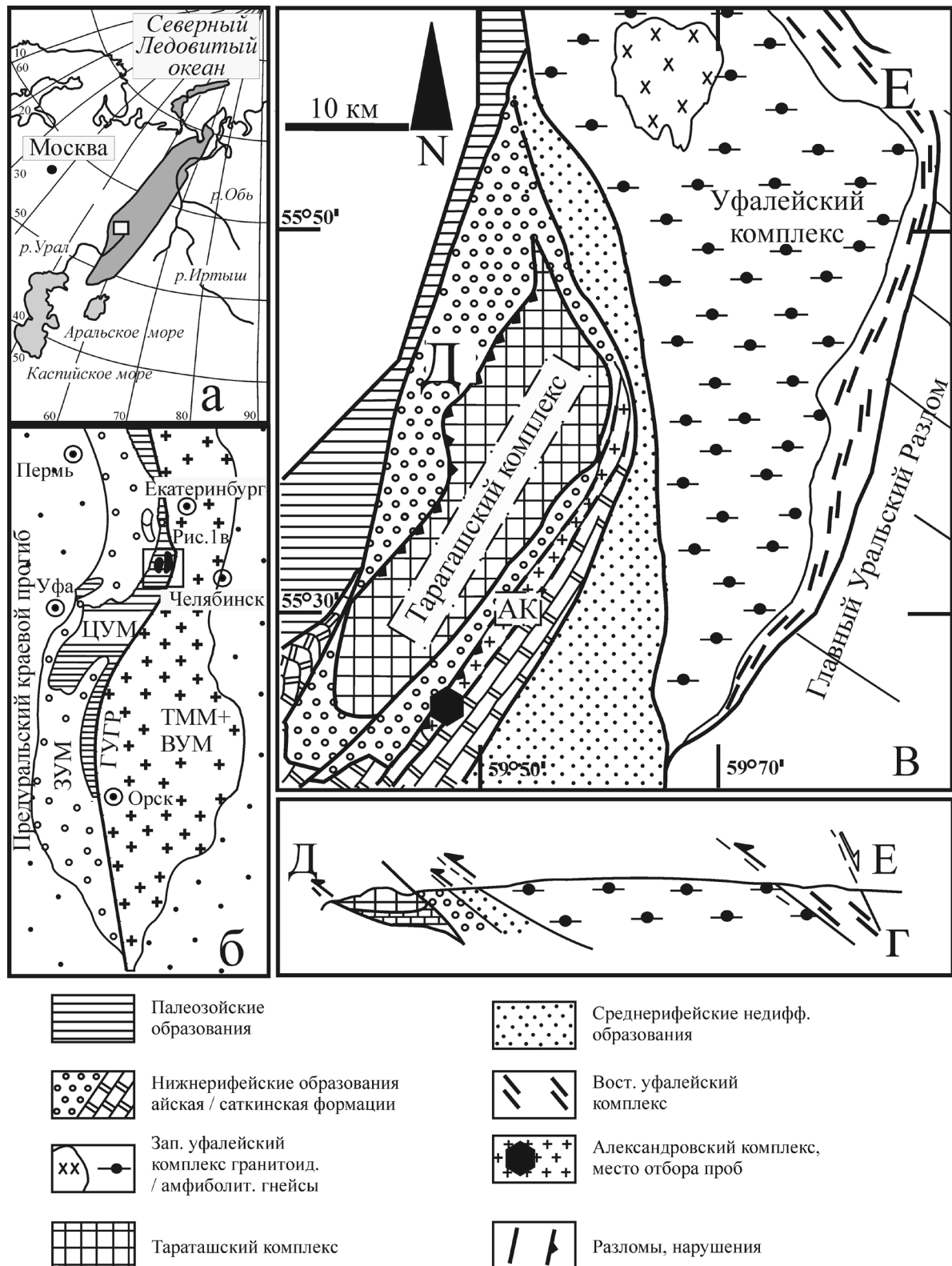


Рис. 1. Схематические геологические карты и геологический профиль.

а – географическое положение района исследований; б – положение Среднего и Южного Урала на геологической карте: ЗУМ – Западно-Уральская мегазона, ЦУМ – Центрально-Уральская мегазона, ГУГР – Главный Уральский разлом, ТММ – Тагило-Магнитогорская мегазона, ВУМ – Восточно-Уральская мегазона, квадратом выделено положение рис. 1в; в – Геологическая схема Тарашевского, Александровского (АК) и Уфалейского комплексов (УК) по данным [1, 29] с упрощениями; г – Схематический геологический профиль вдоль линии Д–Е (см. рис. 1в) (по неопубликованным данным Н. Echtle и R. Hetzel).

Sm-Nd, U-Pb методов изотопной геологии в сочетании с петрологическими и структурными исследованиями. Кроме того, предметом изучения, с применением аналогичного инструментария, являлся Александровский комплекс (АК), находящийся на расстоянии около 2 км к юго-востоку), что выявило дополнительную информацию о тектонометаморфической истории обоих объектов.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ ОБЪЕКТОВ

ТК, площадью около 400 кв. км, расположен в северной части Башкирского антиклинория (рис. 1б, в; 2) и имеет вытянутую форму, простираясь на 25 км с СВ на ЮЗ и на 8 км с СЗ на ЮВ. Вмещающими толщами для ТК являются вулканогенно-осадочные образования айской и саткинской свит нижнего рифея (рис. 1в). Бурение доказало существование девонских известняков на глубине 593 м (скважина № 281, [7]) под ТК, что подтверждает надвиг ТК на девонские известняки. ТК состоит из нескольких субкомплексов метаморфических пород от гранулитовой до амфиболитовой фации, разделенных зонами сдвиговых деформаций, сложенными зеленосланцевыми породами. Субмеридиональная зеленосланцевая зона сдвиговых деформаций разделяет ТК на два блока: юго-западный и северо-восточный (рис. 2), в пределах которых В.И. Ленных с соавторами [5] выделяют четыре свиты: куватальскую, плагиогнейсовую; шигирскую, диорито-гнейсовую; радостную, сложенную в основном двупироксеновыми кристаллосланцами и амфиболитами и тагаякскую, выполненную преимущественно разного состава гнейсами.

АК, сложенный метапелитами, метагранитами и метадiorитами, а также метабазами (амфиболитами), окружен метаосадочными толщами айской формации [11] и структурно отделен от ТК зоной сдвиговых деформаций СВ простирания.

ИЗУЧЕННОСТЬ МЕТОДАМИ ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ

История изучения ТК и АК методами изотопной геологии насчитывает уже более 40 лет (K-Ar, α -Pb, U-Th-Pb и Pb-Pb термоизохронный методы (список работ можно найти в [20]), характеризуясь тем, что основные отечественные исследования этого объекта приурочены к 1960-70 гг. с соответствующим уровнем аналитики. Первыми работами были установлены, как минимум, четыре возрастных интервала, соответствующих гранулитовому метаморфизму, высокотемпературному диафторезу в условиях амфиболитовой фации, метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации и этапу зеленосланцевого диафтореза [4]. Более современные публикации выявили новые факты [2, 3, 8, 12, 13, 16, 20, 54, 57, 58], позволяющие расширить

представления об эволюции ТК и АК, тем не менее, многие аспекты процессов формирования древнейших комплексов Южного Урала до сих пор являются предметом оживленной дискуссии, что и стимулировало настоящую работу.

Помимо датирования Sm-Nd, Rb-Sr, ^{39}Ar - ^{40}Ar валовых составов и выделенных из них породообразующих минералов, в настоящем исследовании изучалась U-Pb изотопная систематика цирконов и монацитов, причем сведения о последних представляются достаточно новыми.

ИЗУЧЕННЫЙ МАТЕРИАЛ

Основные сведения о локализации и минеральном составе представительных проб, изученных в настоящей работе, приводятся на рис. 1–2 и в табл. 1. Большинство образцов, изученных с помощью методов изотопной геологии, были подвергнуты детальному микроскопическому изучению с целью установления соответствующих параметров метаморфизма.

Гранулитовый метаморфизм в полосчатых породах основного состава (образцы 145, 179) характеризуется следующими парагенезисами (1) ортопироксен + амфибол + (андезин + кварц) и (2) ортопироксен ($X_{\text{Mg}} = 0.51\text{--}0.54$) + клинопироксен ($X_{\text{Mg}} = 0.65\text{--}0.69$) + амфибол ряда паргасит-гастингсит (Si форм. ед. = 6.1–6.4, $(\text{Na} + \text{K})_{\text{A}} = 0.63\text{--}0.82$, $\text{Na}_{\text{B}} = 0.02\text{--}0.10$, $X_{\text{Mg}} = 0.47\text{--}0.56$) + андезин + кварц. Маломощные лейкократовые прослои кислого состава характеризуются ассоциацией: гранат + калиевый полевой шпат + плагиоклаз + кварц или ортопироксен + плагиоклаз + кварц. Гранатиты в оторочках лейкосом рассматриваются как реститы и вместе с лейкосомами указывают на происхождение этих кислых пород в результате мигматизации и гранулитового метаморфизма [54]. Метапсаммитовые кварциты с ассоциацией: гранат ($X_{\text{Mg}} = 0.10\text{--}0.15$) + ортопироксен ($X_{\text{Mg}} = 0.34\text{--}0.36$) + β -кварц (образец 124) и метапелиты с ассоциацией: гранат + кордиерит + калиевый полевой шпат + кварц + плагиоклаз (образцы 104, 175) встречаются локально в виде линз или прослоев. Пиковые метаморфические условия для этих ассоциаций, согласно P - T расчетам – 850–900°C/5.3–8.0 кбар (№ 1 на рис. 3). Все породы гранулитовой фации разgneйсованы, что указывает на одновременность деформаций с метаморфизмом гранулитовой фации. Расположение субзерен кварца, напоминающее “шахматную доску” показывает, что эта гнейсовидность формировалась во время метаморфизма в переходных условиях от гранулитовой до верхов амфиболитовой фации ([46], образец 104, табл. 1). Деформация на пике метаморфизма, т. е. в условиях гранулитовой фации, сменилась последующим быстрым охлаждением, о чем свидетельствует сохранение зонального роста в гранатах из метапелитовых гнейсов [58].

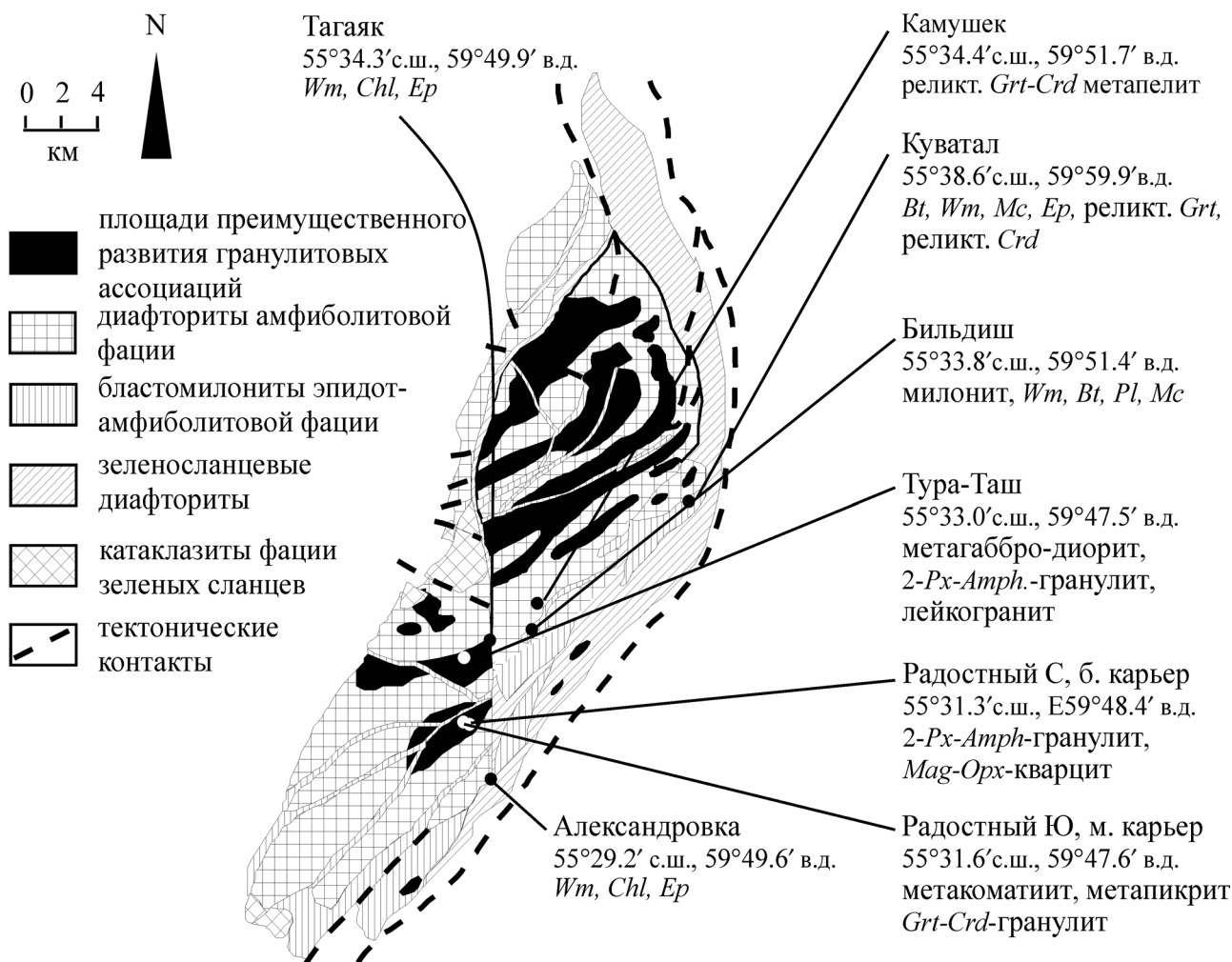


Рис. 2. Схема метаморфической зональности ТК по данным [5], демонстрирующая локализацию обнажений пород гранулитовой и амфиболовой фаций, разделенных зеленосланцевыми зонами сдвиговых деформаций.

Комментарии в тексте. Аббревиатуры названий минералов приведены в табл. 1.

Амфиболовая фация метаморфизма. Во всех обнажениях на минеральные ассоциации гранулитовой фации были наложены парагенезисы амфиболовой фации. Наложение привело к рекристаллизации плагиоклаза и кварца, растворению гранатов и калиевого полевого шпата в метagранитах, а также пироксена в метабазах. Метаморфизм амфиболовой фации привел к формированию новообразованного биотита или силлиманита в метagранитах и метapelитах и новообразованных амфиболов, гранатов или биотитов в метабазах и метаультрабазах (образец 124). Локально формировались мигматиты, на что указывает появление ассоциации мусковит-калишпат-плагиоклаз-кварц в недеформированной лейкосоме. Мигматиты секут метаморфическую полосчатость, что можно наблюдать в карьере Радостный (образец 26.6, № 3 на рис. 3, табл. 1).

Последнее наблюдение подтверждает вывод о том, что гнейсовидность и полосчатость формировались главным образом в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Образцы недеформированных лейкогранитов, вероятно образовавшихся после пика метаморфизма, (то есть, после этапа гранулитового метаморфизма) были отобраны у горы Тура-Таш (образец 34.4, № 2 на рис. 3). Порода в основном состоит из слегка серицитизированных зерен микроклина и олигоклаза, а также из зерен кварца. В меньшем количестве присутствуют эпидот и хлорит (табл. 1). Температуры образования лейкогранитов (650–750°C) ограничены эвтектической температурой плавления гранита и стабильностью мусковита при $P_{H_2O} = 1$. Интервал значений давления определяется стабильностью силлиманита, которая колеблется в пределах от 2.5 до 8 кбар при 750°C [59].

Таблица 1. Краткое описание представительных образцов из Тараташского (рис. 2) и Александровского комплексов

Образец	Место отбора	Фация метаморфизма	Порода: парагенезис
T-20, T-22 T-38	Шигир карьер Радостный, южный	ТК, метаосадочные породы гранулитовая гранулитовая	<i>Grt-Crd</i> гранулит: $Grt + Crd + Bt + Akf + Pl + Qtz$ <i>Grt-Crd</i> гранулит: $Grt + Crd + Bt + Akf + Pl + Qtz - Wm$
104, Pr 1-13	карьер Радостный, южный	гранулитовая	<i>Grt-Crd</i> гранулит: $Grt + Crd + Bt + Akf + Pl + Qtz - Wm$
124	карьер Радостный, южный	гранулитовая	кварцит магнетитовый: $Opx + Grt + \beta\text{-}Qtz + Amp + Mag$
142	карьер Радостный, южный	амфиболитовая	метакластит: $Grt + Bt_1 + Pl + Qtz - Ep + Chl + Bt_2 + Wm + Mag$
175	карьер Радостный, северный	гранулитовая	<i>Grt-Crd</i> -гранулит: $Grt + Crd + Bt + Sil + Akf + Pl + b\text{-}Qtz - Wm$
26.6	карьер Радостный, северный	амфиболитовая	мигматит, лейкоcoma: $Pl + Akf + Qtz + Wm$
961 26A	Бильдиш карьер Радостный, северный	амфиболитовая амфиболитовая- зеленосланцевая	$Akf, Pl + Qtz + Epi + Ap + Mnz$ амфиболит: $Bt + Pl + Epi + Qtz$
34.4	Тураташ	ТК, лейкограниты в метаосадочных породах амфиболитовая	$Pl + Qtz + Akf\text{-}Epi + Chl$
145	карьер Радостный, северный	ТК, metabазиты гранулитовая	метаосновные гранулиты: $Opx + Amp + Pl + Qtz - Grt + Bt$
179	Тураташ	гранулитовая	метагаббро: $Cpx + Opx + Amp_1 + Pl + Qtz - Amp_2 + Bt + Pl_2 + Qtz_2$
127	карьер Радостный, северный	ТК, метаультрабазиты амфиболитовая	$Tlc + Carb + Grt + Ath$
132, 133, 134	Бильдиш	ТК, милонитизированные метагранитоиды амфиболитовая	$[Grt + Akf] + Bt + Pl + Wm + Qtz + Mnz$
78, 92, 136 191	Бильдиш Куватал	эпидот-амфиболитовая эпидот-амфиболитовая	$[Grt + пертит] - Mc + Pl + Wm + Bt + Qtz + Mnz$ $[Grt + Akf] + Bt + Pl + Mc + Wm + Qtz$
R85, R86	АК	АК, милонитизированные метагранитоиды зеленосланцевая	$[Bt] - Ab + Wm + Chl + Qtz$
83	АК	АК, милонитизированные метаосадочные породы зеленосланцевая	$[Bt] - Ab + Wm + Chl + Qtz$

Примечание. *Akf* – щелочн. пол. шпат, *Ab* – альбит, *Amp* – амфибол, *Adr* – андрадит, *Ath* – антофиллит, *Bt* – биотит, *Carb* – карбонат, *Chl* – хлорит, – *Cpx* клинопироксен, *Crd* – кордиерит, *Di* – диопсид, *Ep* – эпидот, *Grt* – гранат, *Mag* – магнетит, *Mc* – микроклин, *Mnz* – монацит, *Opx* – ортопироксен, *Phl* – флогопит, *Pl* – плагиоклаз, *Qtz* – кварц, *Sil* – силлиманит, *Tlc* – тальк, *Wm* – белая слюда, [] – резорбированный.

Зоны сдвиговых деформаций (“shear zone”) в ТК характеризуются тем, что сланцеватость падает на юго-восток (рис. 2, № 6 на рис. 3), линейность растяжения ориентирована на юго-восток. Кинематические индикаторы (S-C структуры и порфиорокlastы σ -типа) указывают на направление скалывания “верх к СЗ”. Метapelитовые и метагранитные породы в зонах сдвиговых деформаций интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы, а в мило- нитах, мусковит (<400 мкм) и биотит (<800 мкм) подчеркивают сланцеватость; гранат (800 мкм) растворен; калиевый полевой шпат и плагиоклаз рекристаллизованы по краям и окружены каймой новообразованных минералов, образуя типичные порфиорокlastы (образцы 78, 136, 137, 191), что, наряду с признаками рекристаллизации биотита, указыва-

ет на температуру 450–550°C [50] для этой фазы деформации. Зоны сдвиговых деформаций в АК представлены милонитизированными гранитоидами (образцы 83, 85 и 86) и полосами сдвига, фиксиру- емые в редких прослоях метapelитов. Так же, как и в “shear zone” ТК, сланцеватость падает на ЮВ и индикаторы сдвига указывают на направление ска- лывания “верх к СЗ”. Преобладающие минералы – альбит, интенсивно рекристаллизованный кварц и мусковит. Биотит синкинематически замеща- ется хлоритом вдоль сланцеватости. Эта реак- ция и интенсивная рекристаллизация кварца ука- зывают на формирование сдвиговых зон в усло- виях низов фации зеленых сланцев (300–400°C). Зерна мусковита размером < 200 мкм (образцы 83 и 86) и в виде более крупных кристаллов (200–

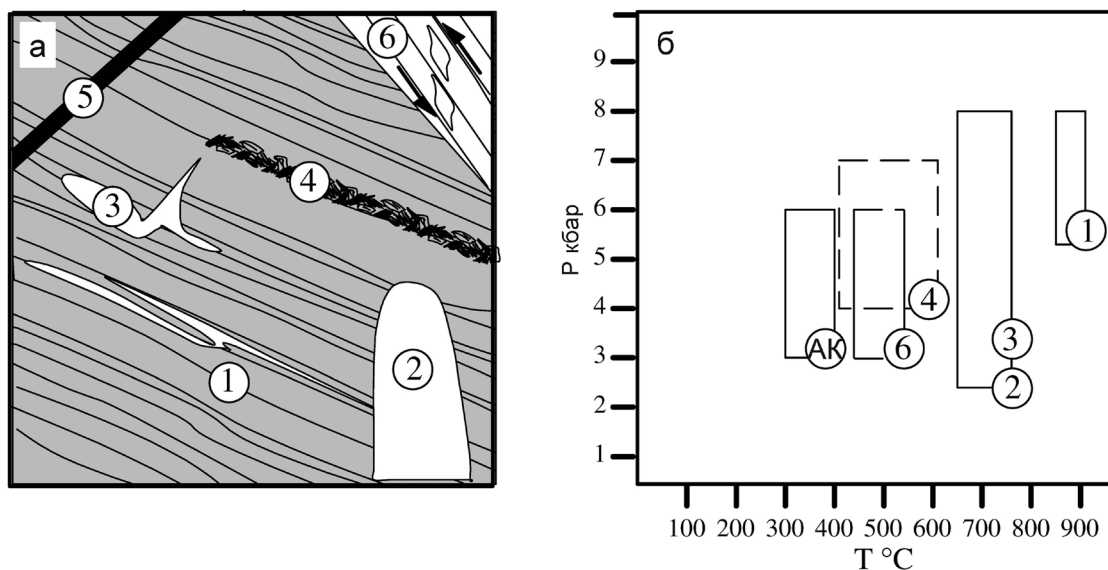


Рис. 3. Основные типы пород ТК, их структурные взаимоотношения (а) и P - T условия формирования различных комплексов (б).

1 – рассланцованные гранулиты (метабазиты, метаграниты, редкие прослои метапелитов, мигматиты); 2 – лейкограниты на г. Тураташ; 3 – мигматиты, секущие метаморфическую полосчатость; 4 – регрессивные амфиболиты с крупными зернами биотита и плагиоклаза; 5 – диабазовые дайки; 6 – эпидот-амфиболитовые зоны сдвиговых деформаций в ТК. АК – зоны сдвиговых деформаций, изученные в пределах Александровского комплекса.

500 мкм) встречается вдоль плоскостей сдвига. Несмотря на различные текстурные позиции, мусковиты достаточно однородны по химическому составу. Содержание Si варьирует от 3.24 до 3.33 (форм. ед.), что указывает на минимальное давление 3–6 кбар для температуры 300–400°C.

Локальные проявления регрессивного метаморфизма. Наряду с ранее описанными проявлениями метаморфизма амфиболитовой фации и милонитизации, была отмечена серицитизация полевых шпатов, а также формирование магнетит-содержащих скарнов (табл. 1), которые рассматриваются как пост-гранулитовые события.

В карьере Радостный (рис. 2), отмечают крупнозернистые биотит-плагиоклазовые минеральные ассоциации, которые возникли в метабазитах в условиях амфиболитовой фации (образец 26А, № 4 на рис. 3). Для того, чтобы как-то объяснить привнос К и H_2O , эти минеральные ассоциации интерпретируются как сформировавшиеся в результате регрессивной перекристаллизации за счет притока флюидов в условиях перехода от метаморфизма низов амфиболитовой фации к метаморфизму фации зеленых сланцев.

Цирконы изученные в настоящей работе имеют размеры варьирующие от 60 до 320 мкм. По общему облику среди исследованных нами цирконов можно выделить изометричные, су-

бидиоморфные и идиоморфные разности. Окраска их меняется от серо-коричневой до ярко-красной. Присутствуют как прозрачные, так и, напротив, обладающие высокой отражающей способностью индивиды. В целом, детали минералогического строения кристаллов позволяют выделить несколько генераций цирконов. Наиболее ранняя генерация встречается в виде изометричных ядер размером до 50 мкм, локализованных преимущественно в центре кристаллов. Оптические наблюдения помогают выявить их по серо-коричневой непрозрачной окраске, однако наиболее четкое обособление цирконов этой генерации осуществляется с помощью сканирующего электронного микроскопа, причем в общем случае контуры оптических и катодолюминесцентных границ не совпадают. **ВСЕ свечения** таких ядер отображают сложное (“глыбовое” по [26]) строение последних, в сравнении с более однородными окружающими оболочками, количество которых, в свою очередь, может достигать двух и более. Различия особенностей отображения центральных частей и оболочек наблюдаются и для других кристаллов, для которых ядра в катодных лучах имеют субидиоморфный облик, характеризующийся относительно однородным свечением, тогда как оптические изображения демонстрируют значительно более сложные суперпозиции. Для большинства цирконов характерны четкие следы дробления, наличие вторичных включений и рекристаллизации. Некоторые разности демонстрируют растворение призм внутренних кристаллов и наличие зональности, претерпевшей своеобразное размытие замысловатой формы, проявившееся в результате метаморфи-

ческих преобразований. Присутствуют индивиды, внешние контуры которых имеют искривленный вид, что свидетельствует о весьма специфических условиях их образования.

Монациты, преимущественно приуроченные к зернам биотита (рис. 4д, е) как в метагранитоидных, так и в метаосадочных породах, встречаются в виде изометричных, вытянутых, неидиоморфных кристаллов, размером 100–300 микрон (рис. 5). Зерна имеют извилистые контуры, что свидетельствует об их коррозии (рис. 5б–з). Анализ BSE изображений (рис. 5) позволяет выделить два типа монацита. Первый представлен редкими идиоморфными ядрами в зернах монацита из метагранитоидных пород. Этот тип монацита местами имеет ритмический тип зональности (рис. 5а, б), что является типичной особенностью минералов магматических пород [56]. Второй тип, являющийся доминирующим, представлен как оболочками вокруг идиоморфных ядер (рис. 5а, б), так и отдельными зернами в метагранитоидных и метаосадочных породах (рис. 5в–з). Этот монацит характеризуется “пятнистой” зональностью; границы между “пятнами” резкие, местами сглаженные (рис. 5в–з). В монаците P4 из метагранитоидов (образец 133), пятнисто-зональные домены срастаются с ядрами зерен первого типа (рис. 5б). Фторапатит, ортит, и эпидот, обогащенный PЗЭ, часто образуют реакционные каймы или короны вокруг зерен. Независимо от положения в образце или окружающих минералах, короны или реакционные каймы неправильной формы замещают зерна монацита в различной степени – от локального замещения в оторочках вокруг зерен до формирования полных апомонацитов псевдоморфоз (рис. 5е–к). Короны обычно состоят из внутреннего слоя, представленного фторапатитом и внешней каймы, выполненной ортитом и эпидотом (рис. 5е, з). Ортит (алланит) внешней зоны часто местами срастается с близлежащими зернами биотита и кварца. Подобные коронарные образования вокруг зерен монацита, образующиеся в различных *P-T* условиях вследствие разложения монацита, описаны в работах [25, 33, 44, 49, 52]. В реакционных зонах неправильной формы (рис. 5л, м) фторапатит и ортит сосуществуют с монацитом без формирования корон. Здесь ортит развивается вдоль трещин спайности биотита или эпидота (рис. 5м). Фторапатит и апатит местами также встречаются в виде включений в монаците (рис. 5ж), или образуют единичные ксеноморфные зерна в парагенезисе с эпидотом и биотитом. На BSE изображениях в зернах фторапатита и ортита наблюдаются яркие включения и/или сеть заполненных трещин (рис. 5з–к), содержащие, главным образом, Th и Si (с небольшим количеством кальция и фосфора, что может быть связано с контаминацией фторапатитом), представленных, вероятно, тетрагональным торитом или моноклинным хатто-

нитом. К сожалению, малый геометрический размер (<3 микрон) объектов изучения не позволяет применить количественный микрозондовый анализ для диагностики данного предположения.

По результатам микрозондового анализа, кристаллы монацита характеризуются обратной корреляцией между варьирующей суммой $Th + U + Si$ и суммой $Y + PЗЭ + P$. Эта зависимость связана с изоморфизмом монацита ($Y + PЗЭPO_4$) и хаттонита ($ThSiO_4$) или коффинита ($USiO_4$), что наиболее ярко проявлено в идиоморфных ядрах монацита из метагранитоидов и объясняется наличием примеси чералитового компонента ($CaTh(PO_4)_2$, [47]. Внедрение чералитового компонента, очевидно, связано с формированием неоднородных пятнистых доменов в зернах монацита. Согласно проведенным анализам, ритмически зональные монациты первого типа имеют самое низкое содержание Ca, тогда как неоднородные внешние области (монациты второго типа) следуют чералитовому тренду на графике в координатах $(Y + PЗЭ + P)$ vs. $(Th + U + Si)$ [47]. Эта тенденция также имеет место во многих пятнисто-зональных кристаллах.

Топография площадного распределения содержаний PbO , TiO_2 и Y_2O_3 в исследованных монацитах показаны на рис. 6–8. В зерне 961 P1 (метаосадочные породы), концентрации Th и Pb растут в направлении от центра зерна к периферии, причем иттрий распределен неравномерно: самое высокое содержание отмечается в неоднородной центральной части, а более низкие значения – во внешних областях (рис. 6 а–в).

Монациты первого типа из метагранитоидных пород имеют более высокое содержание Th и Pb по сравнению с пятнисто-зональными зернами второго типа (рис. 7а, б). Монациты второго типа характеризуются низкими градиентами концентрации по Th и Pb и положительной корреляцией между локальным минимальным содержанием PbO и минимальным содержанием ThO_2 (стрелки на рис. 7а, б). Концентрация иттрия сильно варьирует (рис. 7), однако, как правило, она выше в идиоморфных ядрах, чем в доменах монацитов 2 типа.

Монациты второго типа, находясь на конечной стадии “разложения”, демонстрируют сильные градиенты концентрации. В кристалле 132 P1 (рис. 8), Th концентрация варьирует в пределах 2–26 вес. %, а содержание PbO изменяется сильнее, чем в других зернах монацита (<0.3–1.3 вес. %, рис 8а, б). Тем не менее, при неуклонном снижении содержания PbO от центра к периферии такого же снижения содержания ThO_2 не наблюдается. Вместо этого, максимальное содержание ThO_2 (26 вес. %) (стрелка на рис 8б) соответствует самой низкой концентрации PbO (<0.3 вес. %). Это противоречит топографии в центре зерна, где наблюдается корреляция между локальным максимальным содержанием PbO с максимальным содержанием ThO_2 (рис. 8б). Это озна-

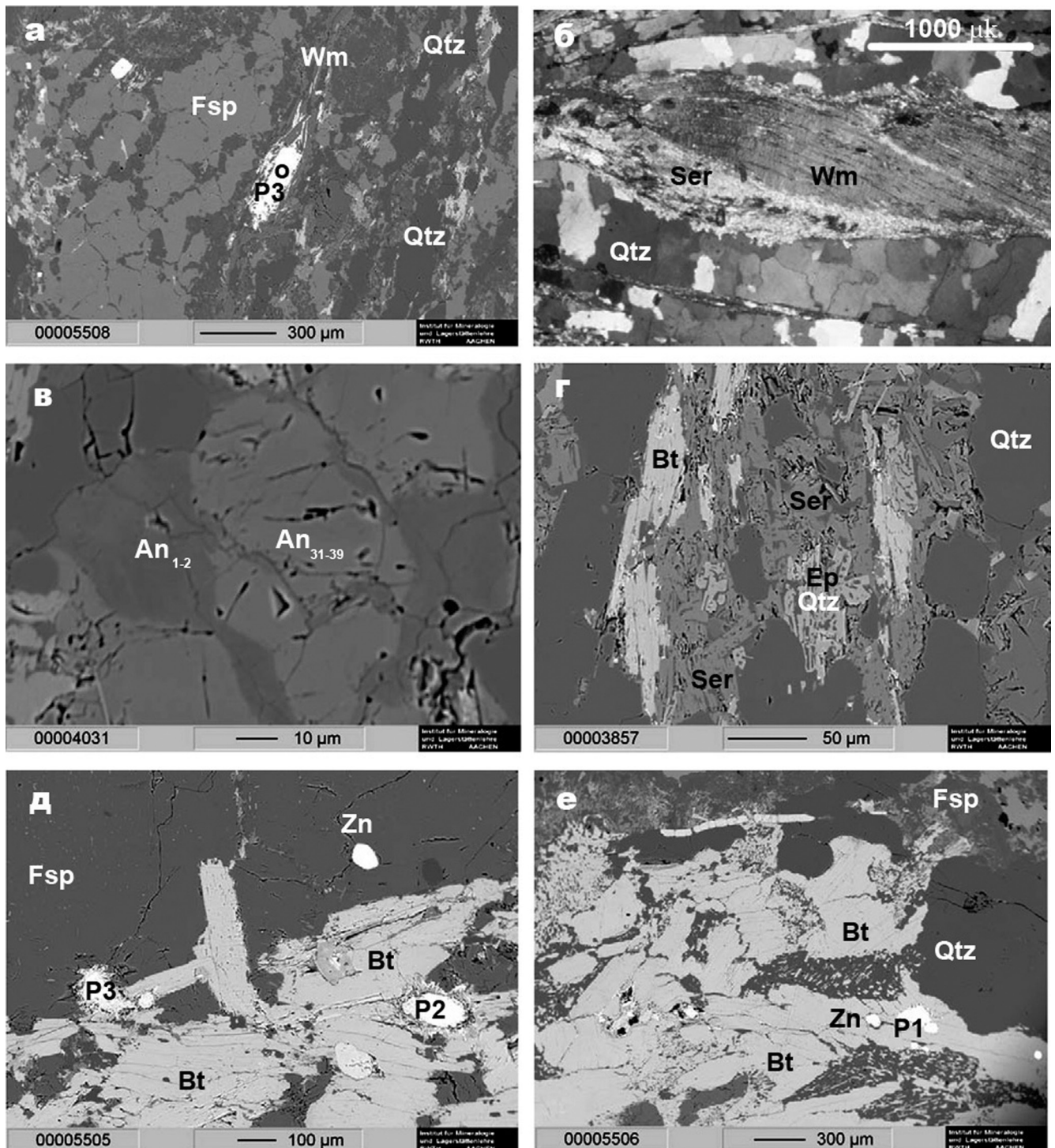


Рис. 4. Изображения в катодных лучах (BSE) и микрофотографии образцов из зон сдвиговых деформаций ТК.

а – BSE, монацит P3 из метагранитоида (образец 113), по сланцеватости развиваются муковит и кварц; б – фотография, демонстрирующая кварцевые прожилки и порфиробласты мусковита с постдеформационным серицитом (XPL); в – BSE метагранитоида (образец 116, Бильдиш), ретроградное замещение альбита плагиоклазом (An_{31-39}) в результате динамической рекристаллизации; г – BSE метагранитоида (образец 118), демонстрирующее постдеформационное замещение полевого шпата серицитом, эпидотом и кварцем; д, е – метаосадочная порода (образец 961, Куватал). Кристаллы монацита P1–P3 в ассоциации с биотитом. Bt – биотит, Ep – эпидот, Fsp – полевой шпат, Wm – мусковит, Qtz – кварц, Ser – серицит, Zn – циркон.

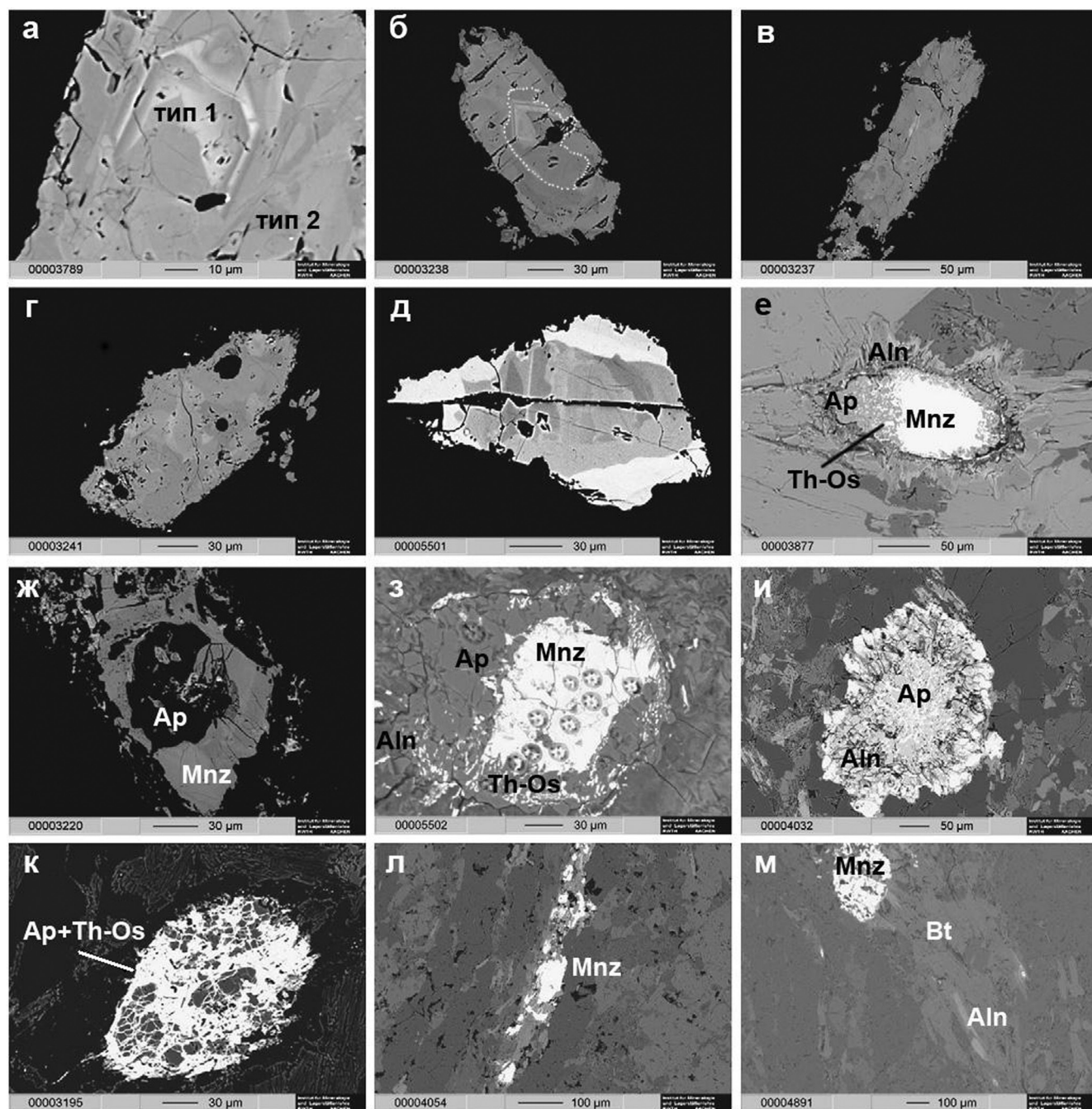


Рис. 5. Изображения в катодных лучах (BSE) изученных монацитов и продуктов их деструкции.

а, б – идиоморфная осцилляционная зональность, тип 1, образцы 134Р2 и 133Р4 (метаосадки); точечным пунктиром (б) выделена ядерная часть (тип 1); в, г – ангедральные монациты из метагранитоидов 133Р3 и 133Р5 (тип 2) с неоднородными областями; д – пятнисто-зональный монацит из метаосадка, образец 961, кристалл 961Р1; е – монацит 961Р2 с обрастанием фторапатитом, обогащенным РЗЭ эпидотом, алланитом и Тл-ортосиликата (Th-Os); ж – монацит с фторапатитом в центре, кристалл 132Р5, (метагранитоид); з – монацит 132Р1 из метаосадка с коронарным обрастанием; и, к – деструкция монацитов метагранитоидов, зерна 116А11 и 132Р3; л – монацит R78M3 (метагранитоид) с “рассеянной” зоной реакции; м – алланит образца R78, локализованный вдоль биотитовых зон кливажа.

чает, что линии распределения этих двух компонентов разделяются по направлению к краю зерна. Подобно ThO_2 , Y_2O_3 имеет градиент концентрации направленный к периферии зерна (рис. 8в).

В результате химического анализа фторапатита, ортита, и РЗЭ-обогащенного эпидота из реакционных зон вокруг монацита и метаморфического фторапатита, который не связан структурно с монацитом,

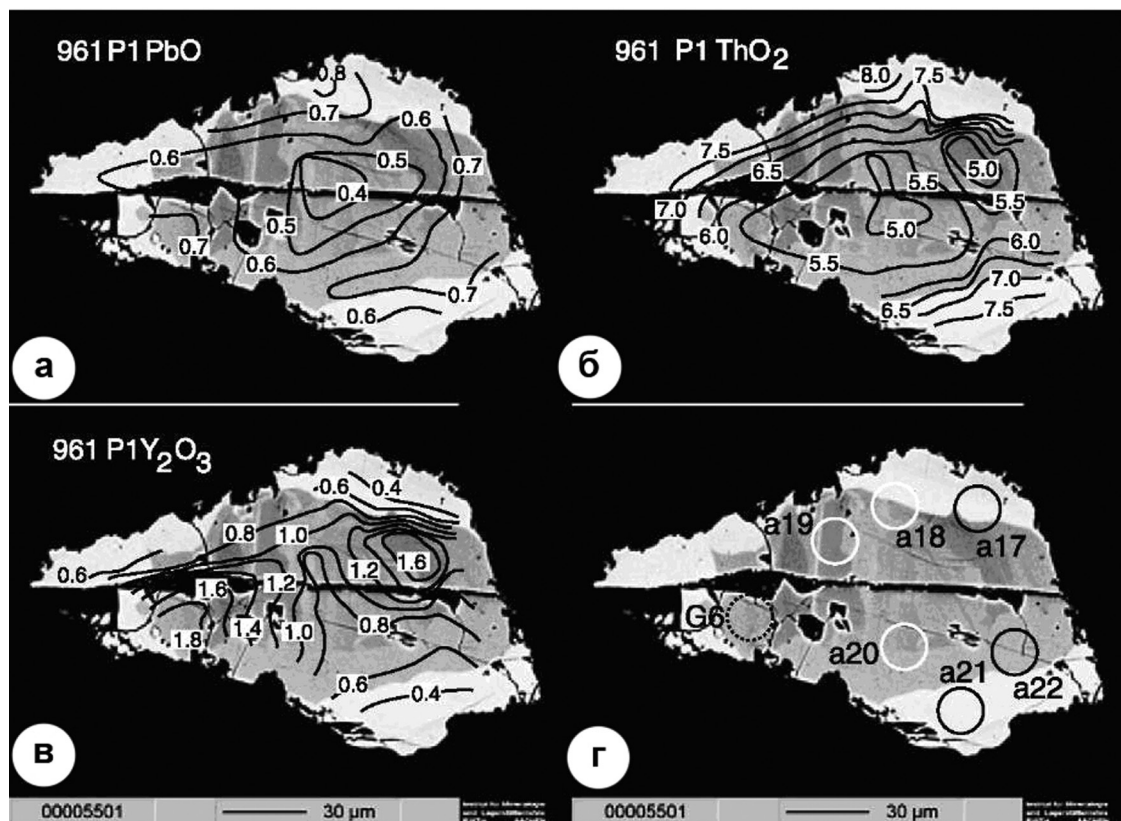


Рис. 6. Изолинии концентраций PbO (а), ThO₂ (б), Y₂O₃ (в) в монаците 961P1 из метаосадка ТК и локализация мест локального U-Pb LA ICP-MS датирования (г).

Содержания (мас. %) вычислены на основании LA ICP-MS данных ($n = 22$). Кружки со сплошным контуром демонстрируют области с конкордантными U-Pb возрастами, штриховые – отражают домены, характеризующиеся дискордантными U-Pb возрастами. Белый цвет кружков соответствует > 2200 млн. лет, черный – < 2100 млн. лет (табл. 7, рис. 12е).

было выявлено, что фторапатит, формирующийся за счет разложения монацита, показывает варьирующие, но в целом более высокие концентрации Th, Si и Ce, по сравнению с фторапатитами метаморфического происхождения. Последние два компонента указывают на значительное содержание бритолитового компонента ((Ca, PЗЭ)₂(SiO₄)₃(F, OH)), который также отмечается во всех зернах фторапатита, возникших за счет разложения монацита [25, 33].

Ортит из корон, а также из ламелей в эпидоте химически гетерогенен, что отражается в соответствующих вариациях содержаний редкоземельных элементов (до нескольких весовых процентов), а концентрация Th может дать содержание ThO₂ в 2.3 вес. %. Поскольку сумма катионов Y + PЗЭ + Th (рассчитанная на 12.5 атомов кислорода на формульную единицу) в одних доменах >0.5, а в других – <0.5, их состав колеблется от ортита в буквальном смысле до PЗЭ-обогащенного эпидота [36].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ

Образцы горных пород, отобранные из соответствующих обнажений (табл. 1, рис. 1, 2) были под-

вергнуты предварительному дроблению с целью дальнейшего извлечения пороодообразующих и акцессорных минералов. Селекция цирконов и монацитов из пород производилась по традиционной схеме: тяжелые минералы были извлечены после дробления исходных проб путем расситовки, использования концентрационного стола, магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей. Окончательная отборка осуществлялась вручную, под биноклем. Для изучения петрографических особенностей пород были изготовлены шлифы, а для исследований с помощью электронного микроскопа соответствующие искусственные аншлифы.

Микрозондовый анализ. Состав пороодообразующих минералов из образцов ТК (табл. 1) был проанализирован с помощью микроанализаторов Cameca SX50 (Darmstadt Technical University) и Cameca SX100 (GFZ Potsdam). Микрозондовый анализ мусковита из милонитов АК (табл. 1) проводился на микроанализаторе Cameca SX100 (GFZ Potsdam). Аналитические данные, приведенные в табл. 2–4 были получены на микроанализаторе JEOL JXA 8900R (RWTH University, Aachen), оснащенном 5 волновыми спектрометрами.

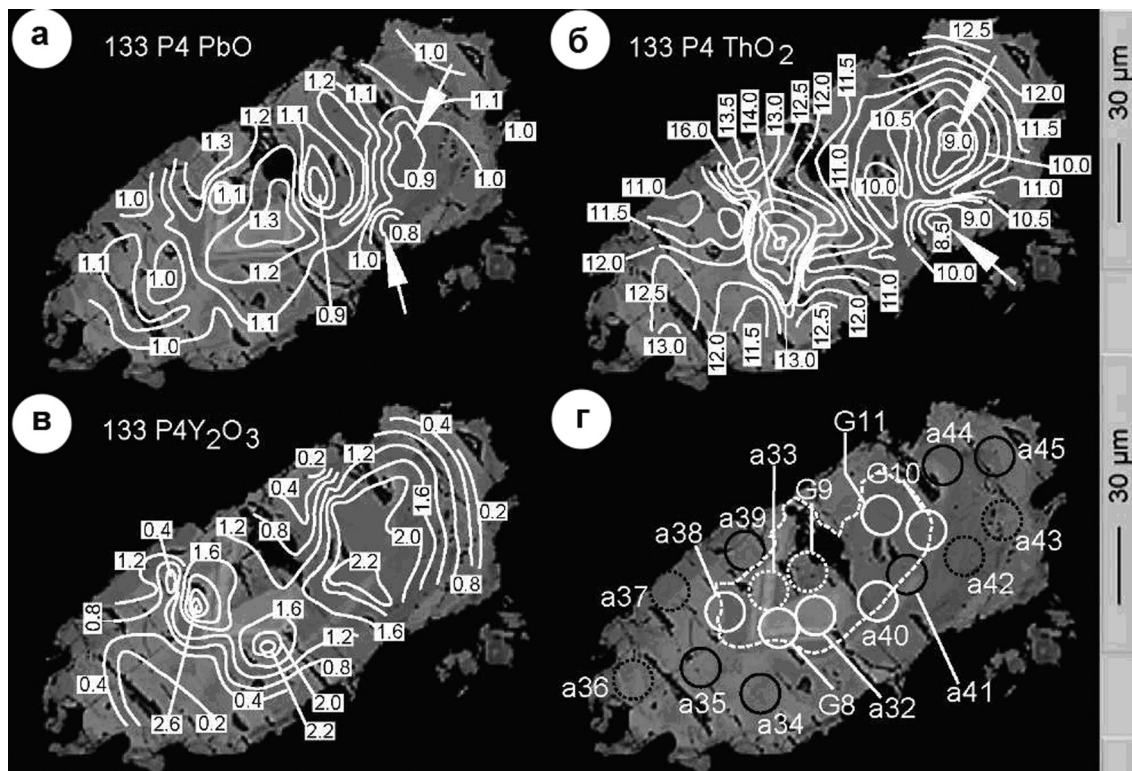


Рис. 7. Изолинии концентраций PbO (а), ThO₂ (б), Y₂O₃ (в) в монаците 133P4 из метагранитоида ТК и локализация мест локального U-Pb LA ICP-MS датирования (г).

Содержания (вес. %) вычислены на основании LA ICP-MS данных ($n = 45$). Стрелками на “а” и “б” указаны коррелируемые области с минимальными концентрациями PbO и ThO₂. Кружки со сплошным контуром демонстрируют области с конкордантными U-Pb возрастными, штриховые – отражают домены, характеризующиеся дискордантными U-Pb возрастными. Точечным пунктиром выделена ядерная часть (тип 1, как на рис. 6б). Белый цвет кружков показывает области с U-Pb возрастными 2231 ± 23 млн. лет, СКВО = 0.76, черный – 2063 ± 15 млн. лет, СКВО = 1.6 (табл. 7, рис. 12а, б).

U-Pb SHRIMP-II датирование цирконов было осуществлено в ЦИИ ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург по методике, описанной в [62].

U-Pb датирование цирконов образцов, для которых аналитические данные приведены в табл. 3, было выполнено масс-спектрометрическим методом (TIMS) изотопного разбавления (ID) с применением смешанного трассера ²⁰⁵Pb и ²³³U, путем одновременного разложения нескольких кристаллов в автоклаве и дальнейшего масс-спектрометрического анализа без хроматографического разделения Pb и U [19]. Предварительно отобранные индивиды были подвергнуты процедуре аэробразии [45] в среде пиритового концентрата.

U-Pb LA ICP-MS датирование монацитов и определение концентраций РЗЭ в них проводилось в Johann Wolfgang Goethe University (Frankfurt a. M.) с использованием секторного высокоразрешающего масс-спектрометра SF HR ICP-MS Element2, интегрированного с лазером New Wave UP213 UV [34, 35].

Rb-Sr и Sm-Nd датирование было выполнено методом изотопного разбавления (ID) с использованием твердофазных масс-спектрометров (TIMS) Finnigan MAT-262 и VG Sector 54.

⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование, осуществлялось после облучения образцов в реакторе Университета г. Мичиган. В качестве мониторов использовались навески стандартного образца MMhb-1 [53]. Эксперименты по ступенчатому нагреву исследуемых образцов проводились в цельнометаллическом реакторе с печью внешнего прогрева в диапазоне температур 600–1400°C. Измерения изотопного состава аргона проводились на модифицированном газовом масс-спектрометре MAP 215–50В в статическом режиме [61].

РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ МЕТОДАМИ ИЗОТОПНОЙ ГЕОЛОГИИ

Полученные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и ⁴⁰Ar-³⁹Ar изотопные данные фиксируют несколько возрастных событий в диапазоне от 3504 ± 210 до 299 ± 4 млн. лет, в зависимости от устойчивости каждой изотопной системы от температуры и давления.

U-Pb систематика

Результаты “in situ” U-Pb SHRIMP-II датирования цирконов выделенных из четырех образцов ТК

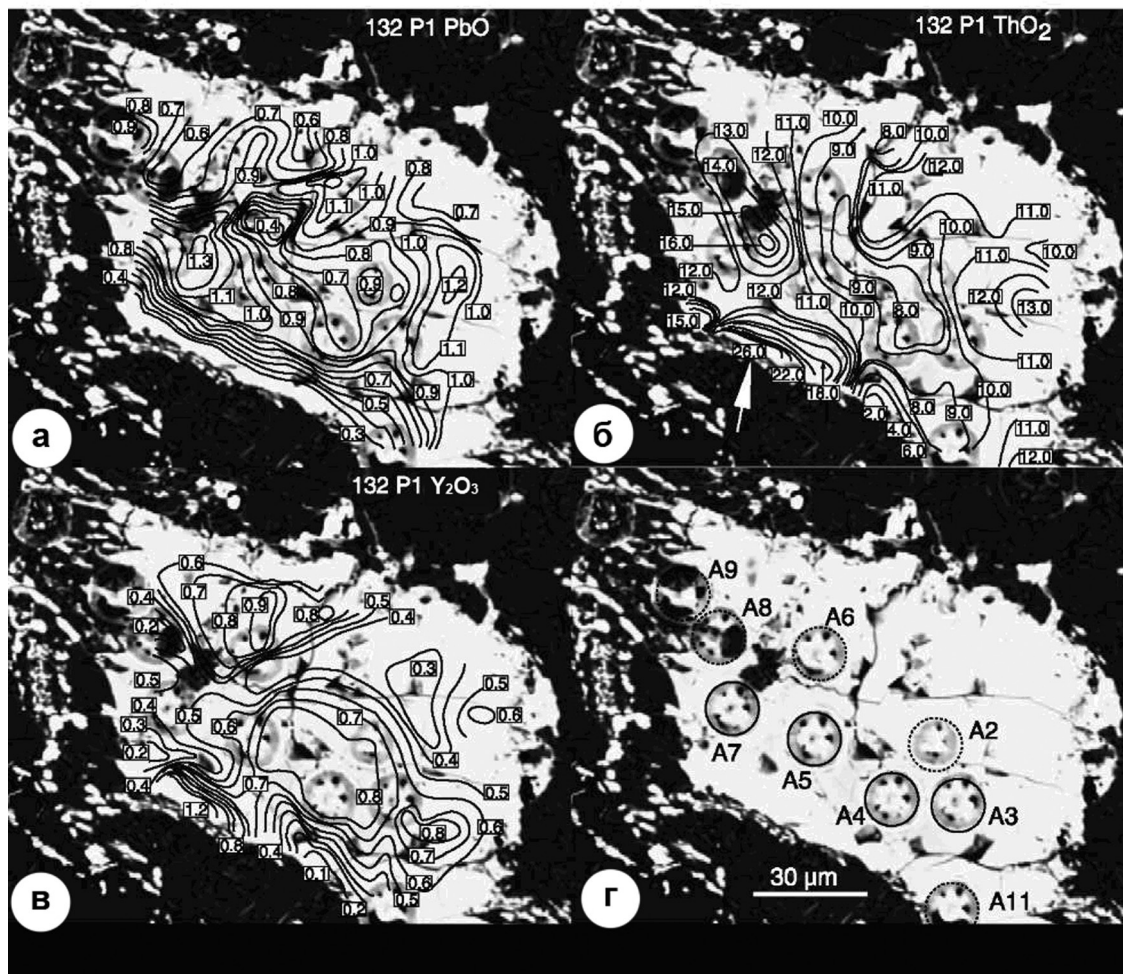


Рис. 8. Изолинии концентраций PbO (а), ThO₂ (б), Y₂O₃ (в) в монаците с “пятнисто”-неоднородными областями образец 132 P1 из метагранитоида и локализация мест локального U-Pb датирования (г).

Содержания (вес. %) вычислены на основании LA ICP-MS данных ($n = 54$). Кружки со сплошным контуром демонстрируют области с конкордантными U-Pb возрастами, штриховые – домены с дискордантными U-Pb возрастами (табл. 7, рис. 12г).

приведены в табл. 2 и на рис. 9. Концентрации U и Th для изученных разностей из образца T-20 описываются интервалами 270–1461 и 101–270 г/т, соответственно, причем наблюдается отрицательная корреляция дискордантности (колонка D%, табл. 2) от содержания урана, определяемая величиной $r = -0.7$. Аппроксимация приведенных в табл. 2 U-Pb данных выявляет изохронную зависимость (СКВО = 1.02), характеризующуюся вероятностью соответствия 0.4. Положение фигуративных точек на графике в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (рис. 9а), санкционирует вычисление двух возрастов. Нижнее пересечение дискордии с конкордией соответствует значению 2461 ± 36 млн. лет, тогда как координаты верхнего пересечения кривой согласованных значений с линией регрессии определяют возраст 3504 млн. лет. Локализация фигуративных точек (4.1, 3.1, 5.1, 2.1, 7.1, 6.1) в непосредственной близости от нижнего пересечения, обуславли-

вает значительную величину погрешности верхнего пересечения дискордии с конкордией, равную ± 210 млн. лет (рис. 9а).

U-Pb данные цирконов из остальных трех образцов 6, 9 и 22 на графике Аренса и Везерилла удовлетворяют линиям регрессии, верхние пересечения которых с конкордией определяют возрасты 2055 ± 45 млн. лет (СКВО = 0.75), 2052 ± 41 млн. лет (СКВО = 0.39), 2020 ± 17 млн. лет (СКВО = 1.16), совпадающие между собой в пределах погрешностей анализа (рис. 9б, в, г), соответственно.

U-Pb ID-TIMS данные (табл. 3) трех цирконо-вых фракций (содержащих каждая по 2–3 короткопризматических, прозрачных кристалла, длиной менее 250 мкм), выделенных из недеформированного Тура-Ташского гранита 34.4 на графике с конкордией аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с кривой согласованных значений определяет возраст 2345 ± 5 млн. лет (рис. 10а),

Таблица 2. U-SHRIMP-II данные для цирконов выделенных из различных пород ТК

Крис- талл, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U г/г	Th г/г	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$ г/г	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ млн. лет	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ млн. лет	D %	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ $\pm\%$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ $\pm\%$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ $\pm\%$	Rho
22.6.2	0.90	3305	76	0.02	441	923 ± 6.4	1613 ± 36	42.8	0.0994 2.0	2.111 2.1	0.1540 0.7	0.33
22.5.1	0.01	7591	545	0.07	1474	1314 ± 8.2	1832 ± 6.1	28.3	0.11198 0.3	3.491 0.8	0.2261 0.7	0.88
22.2.1	0.97	521	114	0.23	163	1989 ± 19	2014 ± 36	1.3	0.1240 2.0	6.180 2.3	0.3615 1.1	0.48
22.1.1	0.03	1620	69	0.04	508	2004 ± 14	2006 ± 9.5	0.1	0.12338 0.5	6.204 1.0	0.3647 0.8	0.80
22.3.2	0.09	953	8	0.01	317	2030 ± 16	2037 ± 13	0.4	0.12561 0.7	6.410 1.1	0.3701 0.9	0.82
22.2.2	0.14	89	58	0.67	29.9	2037 ± 29	2042 ± 34	0.3	0.1259 1.9	6.450 2.5	0.3715 1.6	0.64
9-2.2.1	0.63	392	410	1.08	131	2106 ± 19	2045 ± 29	-3.0	0.1261 1.6	6.72 1.9	0.3864 1.0	0.53
9-2.4.1	0.09	278	270	1.00	91.1	2080 ± 20	2041 ± 23	-1.9	0.1259 1.3	6.61 1.7	0.3807 1.1	0.65
9-2.3.1	0.70	387	371	0.99	127	2077 ± 19	2061 ± 27	-0.8	0.1273 1.6	6.67 1.9	0.3801 1.0	0.53
9-2.1.1	0.10	247	198	0.83	84.2	2151 ± 21	2027 ± 24	-6.1	0.1249 1.4	6.82 1.8	0.3961 1.1	0.61
9-2.2.2	0.01	242	209	0.89	81.4	2131 ± 21	2069 ± 21	-3.0	0.1279 1.2	6.91 1.6	0.3917 1.2	0.75
6.1.1	0.43	69	26	0.39	22.7	2090 ± 33	2012 ± 63	-3.9	0.1238 3.5	6.54 4.0	0.3830 1.9	0.48
6.4.1	0.75	158	74	0.49	50.9	2037 ± 28	2071 ± 61	1.6	0.1280 3.4	6.56 3.8	0.3717 1.6	0.42
6.2.1	3.91	273	178	0.67	94.7	2113 ± 23	1997 ± 68	-5.8	0.1228 3.8	6.57 4.0	0.3879 1.3	0.33
6.3.1	0.16	1359	859	0.65	449	2094 ± 15	2058 ± 11	-1.7	0.12708 0.6	6.725 1.0	0.3838 0.8	0.80
6.5.1	1.67	205	130	0.66	70.0	2128 ± 23	2047 ± 58	-4.0	0.1263 3.3	6.81 3.5	0.3912 1.3	0.37
6.3.2	0.45	190	52	0.28	67.4	2220 ± 28	2075 ± 40	-7.0	0.1283 2.3	7.27 2.7	0.4111 1.5	0.56
20.4.1	0.01	457	46	0.10	176	2384 ± 18	2341 ± 12	-1.8	0.1496 0.7	9.23 1.1	0.4474 0.9	0.82
20.3.1	0.11	1461	111	0.08	584	2463 ± 15	2422 ± 10	-1.7	0.15681 0.6	10.06 1.0	0.4653 0.7	0.70
20.5.1	0.94	456	259	0.59	188	2502 ± 21	2565 ± 19	2.5	0.1707 1.1	11.16 1.5	0.4741 1.0	0.67
20.2.1	0.00	280	172	0.63	119	2589 ± 23	2677 ± 14	3.3	0.1826 0.9	12.44 1.4	0.4942 1.1	0.79
20.7.1	0.35	412	165	0.41	181	2657 ± 20	2806 ± 12	5.3	0.1975 0.7	13.89 1.2	0.5102 0.9	0.75
20.6.1	3.36	270	101	0.39	130	2794 ± 27	2991 ± 42	6.6	0.2214 2.6	16.56 2.9	0.5425 1.2	0.41

Примечание. Погрешности изотопных отношений $\pm 1\sigma$, Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец, соответственно. (1) – коррекция с использованием ^{204}Pb . D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

интерпретируемый соответствующим временем кристаллизации гранита. Недеформированная текстура гранита позволяет подразумевать, что полученный возраст должен быть моложе времени, соответствующего пику гранулитовой фазии метаморфизма. Строго говоря, этот возраст отражает минимальное время высокотемпературного метаморфического события. Поскольку события, соответствующие кристаллизации гранита и проявлениям гранулитового метаморфизма, очевидно, взаимосвязаны, можно предположить, что время проявления гранулитовой фазии метаморфизма, вероятно, не намного древнее.

Образец 26.6 (карьер Радостный), представляющий лейконому амфиболитовой фазии метаморфизма, характеризуется идиоморфными цирконами молочного цвета, имеющими хорошо разви-

тые призмы и пирамидальный габитус. Рассмотрение U-Pb изотопных данных для четырех единичных кристаллов образца 26.6 в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ позволяет вычислить возраст 2044 ± 4 млн. лет (рис. 10б), соответствующий верхнему пересечению дискордии с конкордией. Поскольку исследованные цирконы имеют “магматический” облик (совершенная огранка и наличие тонкой осцилляции) можно предположить, что это они кристаллизовались из лейкократового расплава, образовавшегося при мигматизации, в этой связи полученная дата интерпретируется как возраст мигматитообразования.

U-Pb LA ICP-MS изотопная систематика монацитов ТК приведена в табл. 4 и рис. 11. Датирование кристаллов образца 133 P4 дает два возрастных события. U-Pb LA ICP-MS данные (8 анализов), полу-

Таблица 3. U-Pb ID-TIMS данные для цирконов из различных пород ТК и АК

Образец	Pb ^a [ng]	U ^b [ng]	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^d	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^d	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^d	±2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb млн. лет	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U млн. лет	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U млн. лет	D, [%]
ТК, Радостный, мигматит														
26/6-B2	8.16	21.77	1877.0 ± 6.8	0.12507	0.00061	5.737	0.250	0.3330	0.0140	0.96	2028	1937	1853	8.6
26/6-5	0.02	2.43	1876.3 ± 0.53	0.12550	0.00030	5.872	0.031	0.3393	0.0016	0.89	2036	1957	1883	7.5
26/6-B3	5.62	14.21	1261.9 ± 0.6	0.12477	0.00041	6.015	0.133	0.3496	0.0071	0.92	2026	1978	1933	4.6
26/6-4	4.8	12.29	10206.6 ± 0.6	0.12591	0.00020	6.289	0.026	0.3623	0.0014	0.93	2041	2017	1993	2.4
ТК, Тура-Таш, гранит														
34/4-1/3 ^e	1.93	5.7	489.3 ± 0.2	0.14039	0.00030	5.982	0.094	0.3091	0.0048	0.99	2232	1973	1736	22.2
34/4-1/4	0.8	2.58	1492.9 ± 0.3	0.14892	0.00026	5.883	0.041	0.2865	0.0019	0.95	2334	1959	1624	30.4
34/4-1	1.67	4.1	1640.9 ± 0.6	0.14965	0.00029	7.425	0.069	0.3598	0.0033	0.99	2342	2164	1981	15.4
34/4-2	1.64	3.51	2464.5 ± 0.9	0.14962	0.00026	8.550	0.038	0.4144	0.0017	0.92	2342	2291	2235	4.6
АК, миллионит														
R85-3	1.8	6.62	4147.8 ± 0.4	0.10785	0.00018	3.781	0.020	0.2542	0.0013	0.97	1764	1589	1460	17.2
R85-4	3.82	10.61	3814.7 ± 0.3	0.11307	0.00017	5.210	0.044	0.3342	0.0028	0.99	1849	1854	1859	-0.5

Примечание: ^a – количество ²⁰⁷Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁴Pb и U; ^c – скорректировано на трассер и фракционирование; ^d – атомные отношения, скорректированные на холостой трассер, фракционирование и нерадийный свинец; ^e – не использовано в расчетах.

Таблица 4. U-Pb LA ICP-MS данные для монацитов из метагранитоидов и метасадков ТК

Образец	Крис- талл	²⁰⁷ Pb ^a [cps]	U ^b [г/г]	Pb ^b [г/г]	Th/U ^b	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^c	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^d	±2σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^d	±2σ [%]	Rho ^e	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^d	±2σ [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U [млн лет]	±2σ [%]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U [млн лет]	±2σ [%]	D [%]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
133 P4	G9	21572	1553	6146	39.7	5972	5.874	3.8	0.3337	2.9	0.76	0.1277	2.5	1856	47	1957	34	10.2
133 P4	a33	34399	2631	8240	29.2	20545	7.177	3.6	0.3798	3.2	0.89	0.1371	1.6	2075	58	2134	33	5.3
133 P4	G10	26504	2061	8267	32.9	14159	7.574	3.5	0.3937	2.7	0.77	0.1395	2.3	2140	49	2182	32	3.6
133 P4	a40	24758	1759	8410	40.6	1481	7.876	3.8	0.4129	3.4	0.89	0.1383	1.6	2228	65	2217	35	-1.0
133 P4	G11	30546	2417	8984	29.0	11500	7.924	3.7	0.4091	3.4	0.92	0.1405	1.6	2211	63	2222	34	1.0
133 P4	a38	27579	1995	9318	40.3	10437	7.997	4.2	0.417	3.5	0.83	0.1391	2.2	2247	67	2231	38	-1.4
133 P4	a32	37363	2302	10227	36.4	6188	8.173	4.4	0.4197	3.8	0.86	0.1412	2.2	2259	73	2250	41	-0.8
133 P4	G8	32725	2170	9269	34.7	12461	8.409	3.6	0.4296	2.9	0.81	0.1420	2.1	2304	57	2276	33	-2.3
133 P4	a37	60155	2297	7757	30.7	174	5.241	5.0	0.3097	3.0	0.60	0.1227	4.0	1739	45	1859	43	12.9
133 P4	a43	26941	2709	8397	30.0	4033	5.460	5.0	0.3147	4.3	0.86	0.1258	2.5	1764	67	1894	44	13.5
133 P4	a36	21089	1767	7370	43.0	1224	5.996	3.2	0.3469	2.7	0.84	0.1254	1.8	1920	45	1975	29	5.6
133 P4	a42	28781	2755	7991	28.9	115899	6.042	4.1	0.3518	3.6	0.88	0.1246	1.9	1943	61	1982	36	4.0
133 P4	a41	41908	3593	7259	16.7	4980	6.508	3.8	0.3763	3.5	0.92	0.1254	1.6	2059	61	2047	34	-1.2
133 P4	a44	27286	2330	9543	35.4	14285	6.587	3.7	0.3776	3.1	0.84	0.1265	2.1	2065	55	2058	33	-0.7
133 P4	a34	16785	1425	7901	51.8	7302	6.700	3.9	0.3818	3.2	0.82	0.1273	2.1	2085	58	2073	35	-1.1
133 P4	a35	22741	1522	8341	55.3	1363	6.759	5.3	0.3846	3.5	0.66	0.1275	4.0	2098	64	2080	48	-1.6
133 P4	a39	20599	1507	8668	55.0	817	7.172	3.4	0.3963	2.7	0.79	0.1313	2.1	2152	50	2133	31	-1.7
133 P4	a45	29709	2638	9102	29.4	32148	7.189	3.0	0.4012	2.5	0.83	0.1300	1.7	2175	47	2135	27	-3.7
133 P3	a1	19172	4198	6672	24.5	1608	2.921	4.7	0.2024	3.5	0.74	0.1047	3.0	1188	39	1387	36	30.5
133 P3	a55	61210	3126	10075	35.5	1733	3.544	7.9	0.2345	6.0	0.76	0.1096	5.0	1358	74	1537	64	24.2

Таблица 4. Окончание

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
133 P3	a3	47601	4920	10904	20.1	1437	6.286	4.0	0.3673	3.7	0.93	0.1241	1.7	2017	64	2017	36	0.0
133 P3	a5	62547	7028	10870	14.3	5191	6.428	4.0	0.3678	3.4	0.85	0.1268	2.1	2019	59	2036	36	1.7
133 P3	G12	22523	2275	10093	44.4	8278	6.556	5.0	0.3757	3.9	0.78	0.1266	3.0	2056	69	2053	45	-0.2
133 P3	a52	39121	3884	11158	26.2	16252	6.727	3.8	0.3871	3.4	0.89	0.1260	1.6	2109	62	2076	34	-3.3
133 P3	a51	26272	2419	11730	44.8	11681	6.905	4.3	0.3882	3.7	0.86	0.1290	2.2	2114	66	2099	39	-1.4
133 P3	a53	36817	3835	11692	27.6	11029	6.968	5.0	0.3783	4.4	0.88	0.1336	2.4	2068	78	2107	45	3.6
133 P3	a50	32711	3117	10931	31.7	127101	6.985	4.2	0.3898	3.7	0.88	0.1300	2.0	2122	68	2110	38	-1.1
133 P3	a4	41706	4525	11130	21.6	6211	7.237	4.7	0.4006	4.3	0.91	0.1310	1.7	2172	81	2141	43	-2.9
132 P1	A11	47501	2793	9050	51.0	860	3.616	4.4	0.2296	3.7	0.84	0.1142	2.3	1332	45	1553	36	28.6
132 P1	A9	37374	1475	6941	74.7	209	4.361	3.7	0.2572	2.5	0.68	0.123	2.8	1476	33	1705	31	26.2
132 P1	A2	28742	1651	6653	44.9	18013	5.177	6.0	0.3036	5.8	0.97	0.1237	1.5	1709	87	1849	52	15.0
132 P1	A6	47321	2483	7562	39.6	3577	5.492	3.0	0.32	2.4	0.80	0.1245	1.8	1790	37	1899	26	11.5
132 P1	A8	34105	1792	6411	53.3	869	6.025	3.9	0.3404	2.9	0.74	0.1284	2.5	1889	48	1979	34	9.0
132 P1	A5	53822	2802	10133	39.8	4449	6.428	2.8	0.3721	2.7	0.96	0.1253	0.8	2039	47	2036	25	-0.3
132 P1	A7	48789	2559	12170	52.7	4413	6.489	2.4	0.3704	2.2	0.92	0.1271	1.0	2031	38	2044	21	1.3
132 P1	A3	46475	2722	9043	37.6	6618	6.588	2.7	0.3759	2.4	0.89	0.1271	1.3	2057	42	2058	24	0.1
132 P1	A4	51887	2771	10408	39.3	4526	6.610	2.9	0.3753	2.7	0.93	0.1277	1.2	2054	47	2061	26	0.6
132 P5	A24	57778	4698	15684	66.9	354	2.889	4.3	0.1956	3.1	0.72	0.1071	3.0	1152	33	1379	33	34.2
132 P5	A23	43845	3664	16149	79.1	505	3.396	4.4	0.2221	3.9	0.89	0.1109	2.0	1293	46	1503	35	28.7
132 P5	A21	101157	2798	13809	82.9	166	4.374	6.6	0.2651	2.6	0.39	0.1197	6.1	1516	35	1707	56	22.3
132 P5	A27	223694	3456	18616	95.4	69	4.544	4.9	0.2761	3.6	0.73	0.1194	3.3	1572	51	1739	42	19.3
132 P5	A26	285969	3239	18417	101.9	110	4.953	8.9	0.2894	5.9	0.66	0.1241	6.6	1639	87	1811	78	18.7
132 P5	A25	133537	4518	20912	66.4	319	4.974	5.5	0.305	3.6	0.65	0.1183	4.2	1716	55	1815	48	11.1
132 P5	A19	63074	1657	7453	84.9	182	5.699	5.2	0.3283	3.3	0.63	0.1259	4.0	1830	52	1931	46	10.4
132 P5	A22	25263	173	1147	187.1	176	5.866	6.6	0.3337	4.9	0.74	0.1275	4.4	1856	80	1956	59	10.1
132 P5	A20	40969	1636	7494	76.1	792	6.057	4.5	0.3492	2.5	0.56	0.1258	3.7	1931	41	1984	40	5.4
961 P1	G6	48452	6777	8472	10.8	30199	5.937	3.1	0.3473	3.0	0.97	0.1240	0.8	1922	50	1967	27	4.6
961 P1	a21	10051	1297	7336	62.4	40208	6.469	2.6	0.3747	2.2	0.85	0.1252	1.4	2051	39	2042	23	-1.0
961 P3	a16	13912	1592	9656	58.9	56137	6.533	4.1	0.3809	2.9	0.71	0.1244	2.9	2080	52	2050	37	-3.0
961 P3	a15	8790	1049	7860	73.3	34817	6.593	3.4	0.3767	2.7	0.79	0.1269	2.0	2061	48	2058	30	-0.3
961 P1	a17	36143	4026	7361	16.3	22717	6.832	2.9	0.3862	2.7	0.93	0.1283	1.0	2105	49	2090	26	-1.5
961 P1	a22	51328	6145	8240	10.7	19234	6.887	2.6	0.3883	2.3	0.88	0.1286	1.2	2115	41	2097	23	-1.7
961 P2	a13	45909	4539	7707	14.6	6630	7.840	3.6	0.4114	2.8	0.78	0.1382	2.3	2221	53	2213	33	-0.8
961 P1	a19	57555	6057	8170	10.1	211893	7.882	2.8	0.4195	2.5	0.89	0.1363	1.1	2258	48	2218	25	-3.6
961 P1	a20	16661	1841	6093	29.4	60859	7.929	2.9	0.4189	2.7	0.93	0.1373	1.2	2255	51	2223	27	-2.8
961 P3	a14	19504	1766	8120	38.4	71257	8.091	3.9	0.4247	3.0	0.77	0.1382	2.4	2282	59	2241	36	-3.5
961 P2	a11	60304	5185	11064	10.4	28662	8.155	4.3	0.4262	4.0	0.93	0.1388	1.6	2289	78	2248	40	-3.4
961 P2	G4	84783	7534	10516	8.8	52647	8.226	3.3	0.4249	2.8	0.85	0.1404	1.8	2283	54	2256	30	-2.3
961 P1	a18	8004	766	5992	75.4	28472	8.297	2.9	0.4278	2.6	0.90	0.1407	1.3	2296	50	2264	27	-2.7
961 P2	a12	46120	4289	8223	15.2	9493	8.331	3.4	0.4288	2.9	0.85	0.1409	1.8	2300	56	2268	32	-2.8
961 P2	G5	19760	1788	8915	39.8	68163	8.478	3.5	0.4296	2.9	0.83	0.1431	2.0	2304	56	2284	32	-1.7
Moasir ^f	n=9	16380	10066	13594	62	3325	0.6482	4.4	0.08246	2.7	0.61	0.0570	3.9	511	13	507	18	-3.9

Примечание: ^a – коррекция по ²⁰⁷Pb; ^b – U и Pb содержания и Pb/U отношение вычислены относительно стандарта GJ-1; ^c – скорректировано на холостой и вклад ²⁰⁴Hg;

^d – скорректировано на холостой и фракционирование по GJ-1 (ID-TIMS значение); ²⁰⁷Pb/²³⁵U рассчитано, исходя из ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb-1/137.88); ^e – Rho коэффициент корреляции погрешностей ²⁰⁶Pb/²³⁸U / ²⁰⁷Pb/²³⁵U; ^f – точность и воспроизводимость оценивалась по измерениям (n = 9) сверочного моншта Moasir.

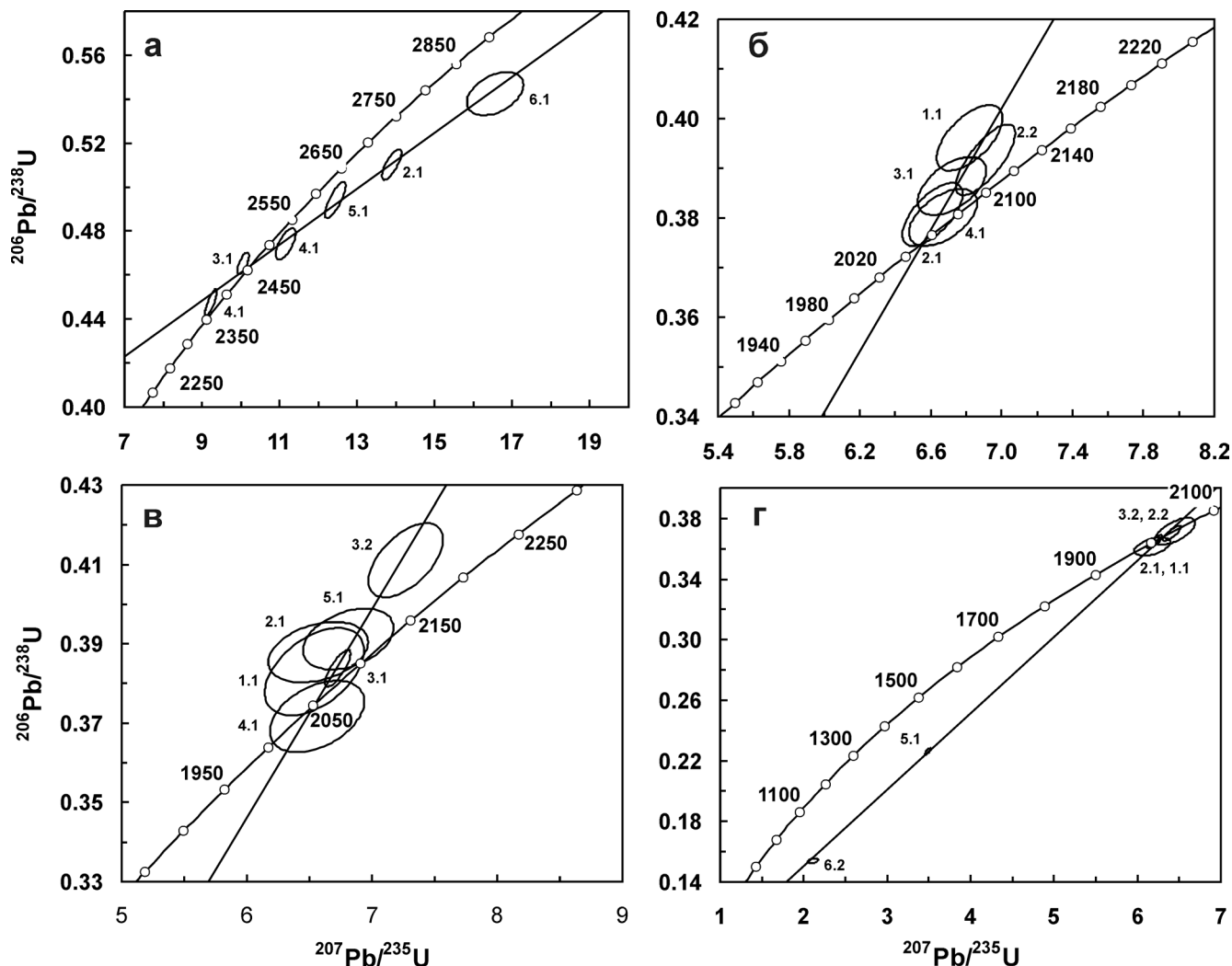


Рис. 9. U-Pb SHRIMP-II результаты по цирконам.

а – образец 20, верхнее пересечение – 3504 ± 210 млн. лет, нижнее пересечение – 2461 ± 36 млн. лет, СКВО = 1.02; б – образец 9, верхнее пересечение – 2055 ± 45 млн. лет, СКВО = 0.75; в – образец 6, верхнее пересечение – 2052 ± 41 млн. лет, СКВО = 0.39; г – образец 22/1, верхнее пересечение – 2020 ± 17 млн. лет, СКВО = 1.16.

ченные для идиоморфных ядер (тип 1) характеризующихся, в основном, низкой дискордантностью ($-1 \div -2.3$), на графике с координатами $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ аппроксимируются изохроной (СКВО = 0.76), с возрастом 2231 ± 23 млн. лет, вероятность соответствия 0.6 (рис. 11а). Вторая, доминирующая, группа монацитов (тип 2, $n = 10$), представленная как оболочками вокруг идиоморфных ядер (рис. 5а, б), так и отдельными зернами (рис. 5в–з), имеющим гетерогенное строение, также удовлетворяет изохронной зависимости (СКВО = 1.6), которая соответствует значимо меньшему возрасту 2063 ± 15 млн. лет (рис. 11б). U-Pb данные для зонально-неоднородных монацитов образцов 133 P3 и 132 P1 (2 тип) из метагранитоидов на графиках Аренса-Везерилла принадлежат дискордиям, верхние пересечения которых с конкордиями определяют “перекрывающиеся” в пределах погрешностей U-Pb возрасты 2057 ± 18 млн. лет (СКВО =

1.8), 2064 ± 27 (СКВО = 2.8), 2073 ± 47 (СКВО = 0.73), соответственно (рис. 11в, г, д), характеризуюсь значительно большей дискордантностью, достигающий 34.2% (анализ 132 P1), коррелируемой с областями со значительными химическими градиентами Th, Pb и Y. Для монацитов второго типа, выделенных из метаосадка (образец 961 P1, P2, P3) наблюдаются два возрастных кластера (рис. 11е). Области, обогащенные иттрием (961 P1 a18 ÷ a20; 961 P2 a11 ÷ a13, G4, G5; 961 P3 a14), дают U-Pb возраст 2210 ± 22 млн. лет (СКВО = 3.1), тогда как остальные фигуративные точки, удовлетворяют дискордии, определяющей возраст 2052 ± 16 млн. лет, СКВО = 1.4.

Sm-Nd систематика

Sm-Nd изотопная систематика для 16 образцов ТК приведена в табл. 5. Вычисленные Nd модель-

ные возрасты T_{DM} (3455 ± 39 , 3490 ± 37 и 3645 ± 34 млн. лет, соответственно) для изученных проб гнейсов Т-22, Т-38, Т-20 совпадают, в пределах погрешностей, с U-Pb цирконовой датировкой 3504 ± 210 млн. лет, определенной по верхнему пересечению дискордии с конкордией. Величины ϵ_{Nd} для этих же образцов, рассчитанные на возраст 3.5 млрд. лет, демонстрируют положительные значения. Для образца Т-22 величина $\epsilon_{Nd} = +2.6$ практически совпадает с таковой для деплетированной мантии ($\epsilon_{Nd} = +2.4$), тогда как фигуративные точки образцов Т-20 и Т-38 на графике в координатах “Т- ϵ_{Nd} ” лежат, соответственно, как незначительно выше (+3.0), так и ощутимо ниже (+0.5), свидетельствуя о существенной роли мантийной компоненты.

Sm-Nd модельные возрасты, вычисленные относительно деплетированного резервуара DM метапелитов Pr1-Pr13, варьируют в диапазоне $2159 \div 2562$ млн. лет, совпадая в пределах погрешностей с U-Pb датировками (полученными по верхним пересечениям соответствующих конкордий с дискордиями) цирконов и монацитов.

Rb-Sr систематика

Проявление ретроградного метаморфизма, нашедшего свое отражение в формировании крупнозернистых биотит-плагноклазовых агрегатов амфиболита 26А (карьер Радостный) было датировано Rb-Sr методом по плагноклазу, валовому составу и биотиту. Аппроксимация положения фигуративных точек плагноклаза, вала и биотита на графике в координатах $^{87}Rb/^{86}Sr$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ определила возраст 1800.8 ± 2.6 млн. лет (рис. 12а), соответствующий изохронной зависимости (СКВО = 0.2).

Rb-Sr данные для валового состава и двух разноразмерных фракций белых слюд образца 83 удовлетворяют линии регрессии, наклон которой в обозначенных координатах (рис. 12б) соответствует возрасту 300.7 ± 0.8 млн. лет, который в пределах погрешностей соответствует ^{40}Ar – ^{39}Ar интегральным данным.

Для метапелита Pr1–13 и милонита 26А было исследовано поведение изотопов Rb, Sr, в пределах тонких пластин (толщиной от 10 до 25 мм), вырезанных вдоль границ визуально наблюдаемого чередования темных и светлых полос с различным содержанием граната, микроклина, биотита, белой слюды и кварца (табл. 1). Минеральный состав каждой из пластин определялся по соответствующему шлифу. Этот метод, именуемый в зарубежной литературе “thin slabs method”, “kleinbereichs-methode”, “slabbed transect approach” [18], был реализован для оценки степени гомогенизации изотопного состава Sr в пределах изученных объемов. Экспериментально полученные Rb-Sr изотопные данные были нанесены на график (рис. 13), ось абсцисс которого представляла последовательный номер пластины по профилю,

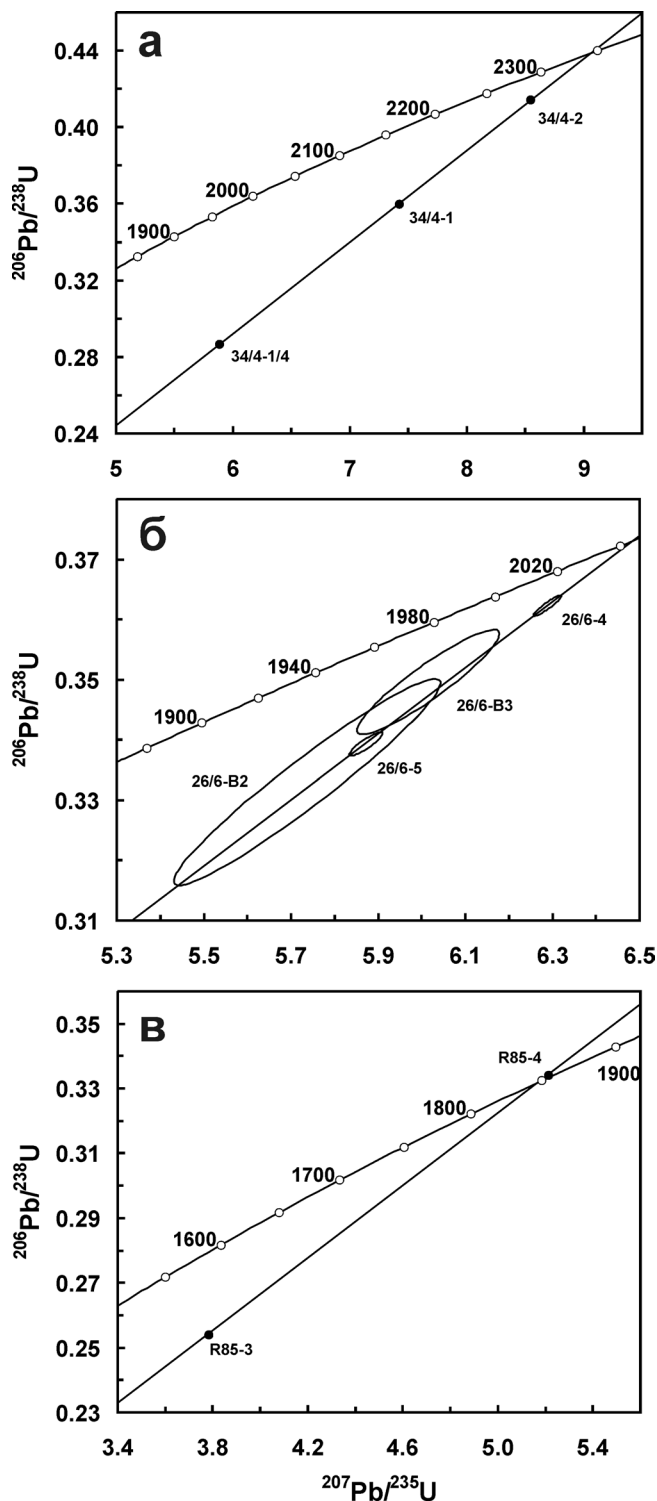


Рис. 10. U-Pb ID-TIMS результаты по цирконам из различных пород.

а – лейкократовый гранит 34.4 (Тура-Таш, ТК), 2345 ± 3 млн. лет; б – лейкосомы мигматита 26.6 (карьер Радостный, ТК), 2044 ± 4 млн. лет; в – милонит 85 (АК), 1847 ± 4 млн. лет.

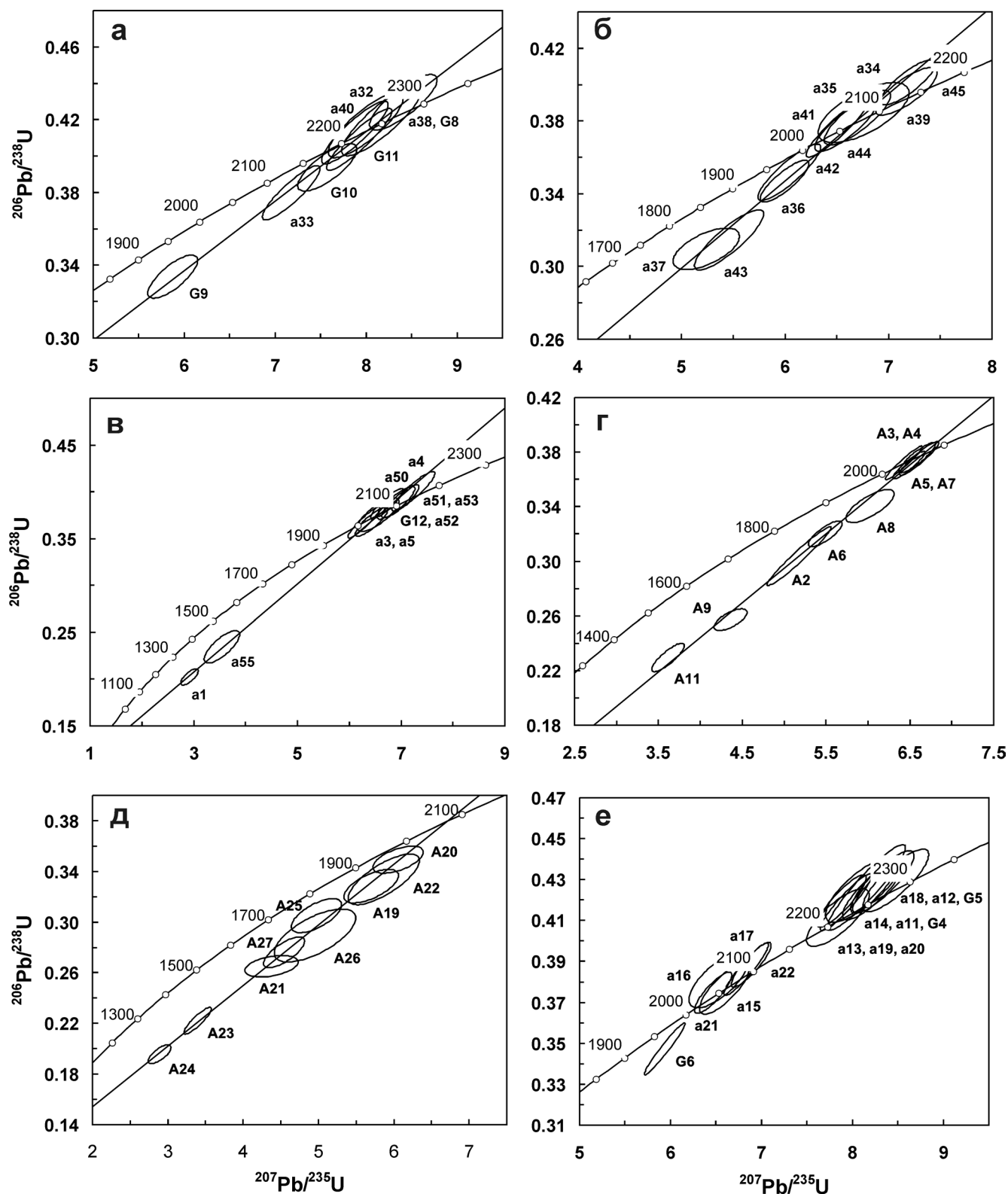


Рис. 11. Графики с конкордией для монацитов из различных пород ТК.

а – тип 1 из метакриноидита 133, 2231 ± 23 млн. лет, СКВО = 0.76; б – тип 2 из метакриноидита 133, 2063 ± 15 млн. лет, СКВО = 1.6; в – тип 2 из метакриноидита 133, 2057 ± 18 млн. лет, СКВО = 1.8; г – тип 2 из метакриноидита 132, 2064 ± 27 млн. лет, СКВО = 2.8; д – тип 2 из метакриноидита 132, 2073 ± 47 млн. лет, СКВО = 0.73; е – тип 2 из метакриноидита 961, нижняя группа точек ($n = 6$), 2052 ± 16 млн. лет, СКВО = 1.4, верхняя группа ($n = 8$), 2210 ± 22 млн. лет, СКВО = 3.1. Все указанные возрасты соответствуют верхним пересечениям дискордий с соответствующими конкордиями.

Таблица 5. Sm-Nd данные для пород ТК

Образец	Sm, [г/г]	Nd, [г/г]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM} , млн. лет
T-22	2.19	12.0	0.1101	0.0009	-0.44	0.510761	0.000016	-36.6	2.6	3490
T-38	1.43	7.82	0.1109	0.0008	-0.44	0.510673	0.000013	-38.3	0.5	3645
T-20	1.96	10.0	0.1182	0.0009	-0.40	0.510971	0.000015	-32.5	3.0	3455
Pr-1	10.1	70.1	0.0875	0.0004	-0.56	0.511242	0.000019	-27.2	0.9/5.1	2301
Pr-2	10.4	70.7	0.0889	0.0004	-0.55	0.511135	0.000011	-29.3	-1.6/2.6	2455
Pr-3	6.90	55.3	0.0755	0.0003	-0.62	0.511093	0.000017	-30.1	1.0/5.8	2265
Pr-4	9.73	68.3	0.0862	0.0003	-0.56	0.511167	0.000009	-28.7	-0.3/4.0	2366
Pr-5	7.88	53.0	0.0899	0.0004	-0.54	0.511306	0.000043	-25.9	1.5/5.7	2267
Pr-6	6.78	44.7	0.0918	0.0004	-0.53	0.511322	0.000044	-25.6	1.3/5.4	2283
Pr-7	7.45	54.7	0.0824	0.0003	-0.58	0.511289	0.000037	-26.3	3.1/7.6	2159
Pr-8	4.63	29.0	0.0966	0.0004	-0.51	0.511236	0.000039	-27.3	-1.6/2.3	2486
Pr-9	5.96	40.2	0.0897	0.0004	-0.54	0.511281	0.000016	-26.4	1.1/5.2	2294
Pr-10	5.16	30.4	0.1026	0.0004	-0.48	0.511278	0.000026	-26.5	-2.3/1.3	2562
Pr-11	10.7	86.0	0.0749	0.0003	-0.62	0.511164	0.000013	-28.7	2.6/7.3	2179
Pr-12	4.98	30.5	0.0989	0.0004	-0.50	0.511358	0.000043	-24.9	0.2/4.0	2375
Pr-13	6.72	43.2	0.0942	0.0004	-0.52	0.511156	0.000022	-28.9	-2.6/1.4	2537

Примечание. для образцов T-22, 38, 20 $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ пересчитано на возраст 3.5 млрд. лет; для остальных проб: Pr-1–Pr-13 – в числителе дроби – на 2 млрд. лет, а в знаменателе – на 2.3 млрд. лет; атомные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ однородного хондритового (CHUR) и деплетированного резервуаров (DM): 0.1967–0.512636 и 0.2140–0.513160, соответственно.

а ось ординат – отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ соответственно. Далее, задаваясь значением возраста, производился расчет $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ как функции аргумента t :

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \cdot (\exp^{\lambda t} - 1)$$

где: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – измеренные атомные отношения, λ – константа распада $1.42 \cdot 10^{-11}$ 1/год

с целью установления времени гомогенизации (которое отражалась в “выполживании” и превращении соответствующей линии соединяющей $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ в ось симметрии относительно спектров $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{t-\Delta t}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{t+\Delta t}$ в этих координатах) вдоль выбранного профиля. Причем характер симметричной линии отражает степень гомогенизации изотопного состава Sr [18].

Для милонита 26А характер поведения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ как функции аргумента t , позволяет сделать заключение о частичном перераспределении изотопов Rb-Sr, соответствующем диапазону возрастов 1200–1400 млн. лет.

Rb-Sr данные для метапелита обнаруживают относительно гомогенность, соответствующую возрасту 1.54 ± 0.05 млрд. лет (рис. 13а, линия 1.54 млрд. лет), трактуемую как результат частичного перераспределения Rb-Sr изотопной системы вдоль профиля.

^{40}Ar - ^{39}Ar систематика

^{40}Ar - ^{39}Ar данные, полученные методом ступенчатого нагрева для белых слюд (образцы 78, 83А, 83В, 86) и биотита (проба 92), выделенных из милонитизированных метагранитоидов (табл. 1) Тараташского и Александровского комплексов приведены на рис. 14, 15. Регистрация ^{37}Ar , ^{38}Ar и ^{39}Ar , продуцированных облучением Ca, Cl и K, соответственно, позволяет определить относительное содержание этих элементов на каждой стадии нагрева.

Соотношение этих элементов в сочетании с возрастными данными (рассчитанными, исходя из значения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) и величины $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (как индикатора доли атмосферного Ar) характеризуют каждую стадию нагревания [61], что в конечном итоге позволяет оценить однородность пробы и специфику дегазации из кристаллических доменов или включений с различным содержанием аргона [27, 61]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры мусковита и биотита из проб 78 и 92 имеют сложные возрастные спектры. Ступенчатый нагрев мусковита из образца 78 показывает гетерогенное распределение Cl/K отношений, которые не коррелируются с возрастными данными (рис. 15). Это указывает на наличие различных генераторов Ar с возрастными интервалами 1126 и 1301 млн. лет, что находится в соответствии с Rb-Sr данными (табл. 6, рис. 15б), полученными для этого же образца. Процедура ступенчатого нагрева биотита из образца милонита № 92 также выявляет сложные возрастные и Cl/K соотношения. Тем не менее, ступени нагрева 2, 3, 4, 7 и 8 для данной пробы фиксируют определенный кластер на графике корреляции “возраст–Cl/K” ($\text{Cl/K} < 0.015$), характеризуясь низкой величиной $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Хотя эти данные и не определяют инверсной изохроны, что свидетельствует о неоднородности исходных концентраторов аргона, умеренные вариации $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ и $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ позволяют выделить возраст 1336 ± 25 млн. лет, представленный 73.3% выделившегося ^{39}Ar . Две разноразмерные фракции белой слюды из одного образца 83 (83А 80–125 мкм, и 83В 250–500 мкм) также имеют сложные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные соотношения и не соответствуют изохронным зависимостям (рис. 14в). Обе пробы имеют различные значения Cl/K, что позво-

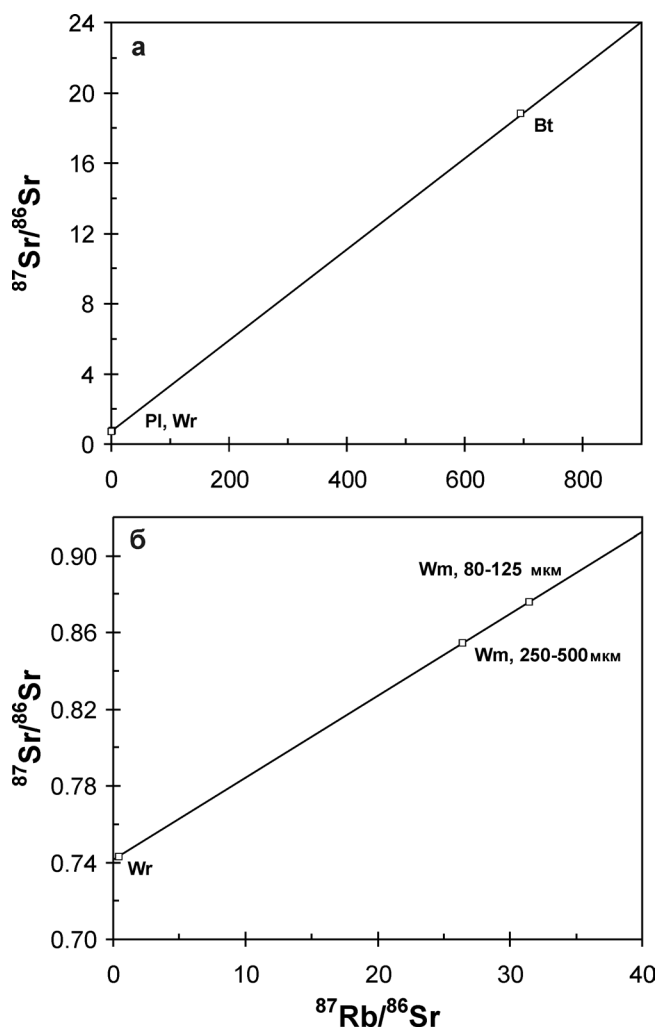


Рис. 12. Rb-Sr эволюционные диаграммы для валовых составов (Wr) и минеральных составляющих (Pl – плагиоклаз, Bt – биотит, Wm – белая слюда).

а – метабазит 26А (карьер Радостный, ТК), 1800.8 ± 2.6 млн. лет, СКВО = 0.2; б – милонитизированный метаосадок 83 (АК), 300.7 ± 0.8 млн. лет, СКВО = 0.14.

ляет вычислить два возраста, тем не менее, совпадающих в пределах погрешностей: 304 ± 7 млн. лет ($\text{Cl}/\text{K} < 0.0005$, стадии 2 ÷ 8, определяющие 84% от всего выделившегося ^{39}Ar) для образца 83А и 306 ± 5 млн. лет ($\text{Cl}/\text{K} > 0.0008$, стадии 3 ÷ 6, 8, 77% ^{39}Ar) для образца 83В.

Возрастной спектр мусковита из образца 86 (фракция 125–250 мкм) на соответствующем графике (рис. 14д) демонстрирует незначительные вариации около значения 299 млн. лет, что находит свое отражение и в координатах “ Cl/K — возраст” (рис. 15). В целом, стадии отжига 1, 2, 4–6 для данного образца дают возраст 299 ± 4 млн. лет (67% от выделенного ^{39}Ar), определяя изохронную зависимость в координатах $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

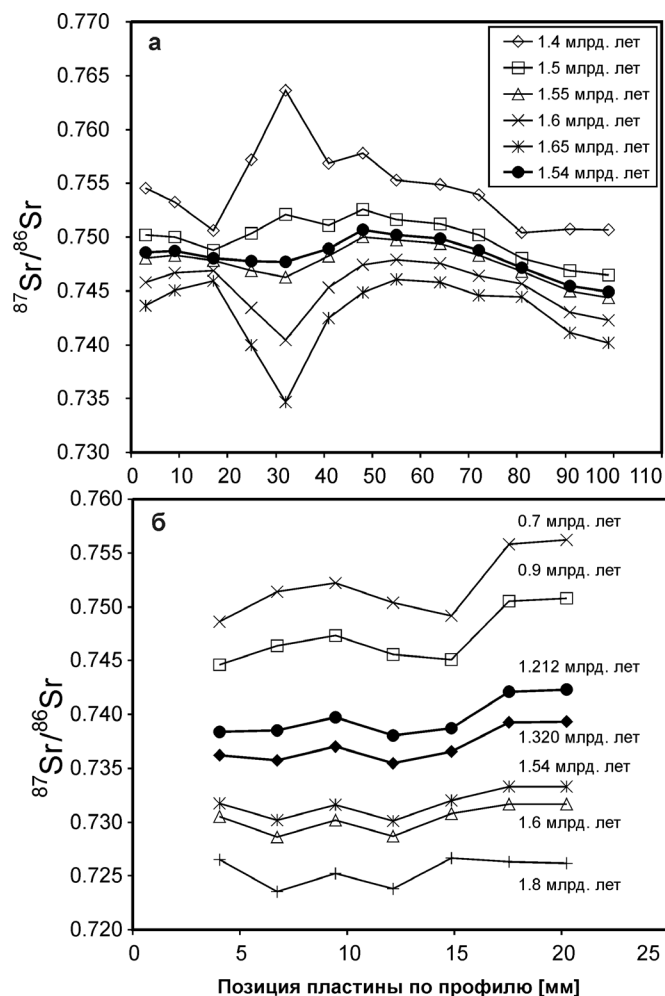


Рис. 13. Rb-Sr эволюционные диаграммы для образцов ТК, полученных методом тонких пластин.

а – метабазит Pr-1-13, б – милонит 78. Объяснения в тексте.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Палеоархей. На основании U-Pb SHRIMP-II датирования цирконов, выделенных из гнейсов ТК, установлен древнейший на Урале палеоархейский возраст 3504 ± 210 млн. лет, совпадающий, в пределах наблюдаемых погрешностей, с Sm-Nd модельными датировками $T_{\text{DM}} 3455 \pm 39$ и 3490 ± 37 млн. лет валовых составов тех же самых образцов. Аналогичные U-Pb SHRIMP-II результаты, к сожалению, только по двум фигуративным точкам цирконов из железистых кварцитов ТК получены авторами [2]. Мезоархейские цифры – 2915 ± 155 млн. лет были опубликованы ранее, в результате U-Pb ID-TIMS датирования цирконов из мезократового сла-

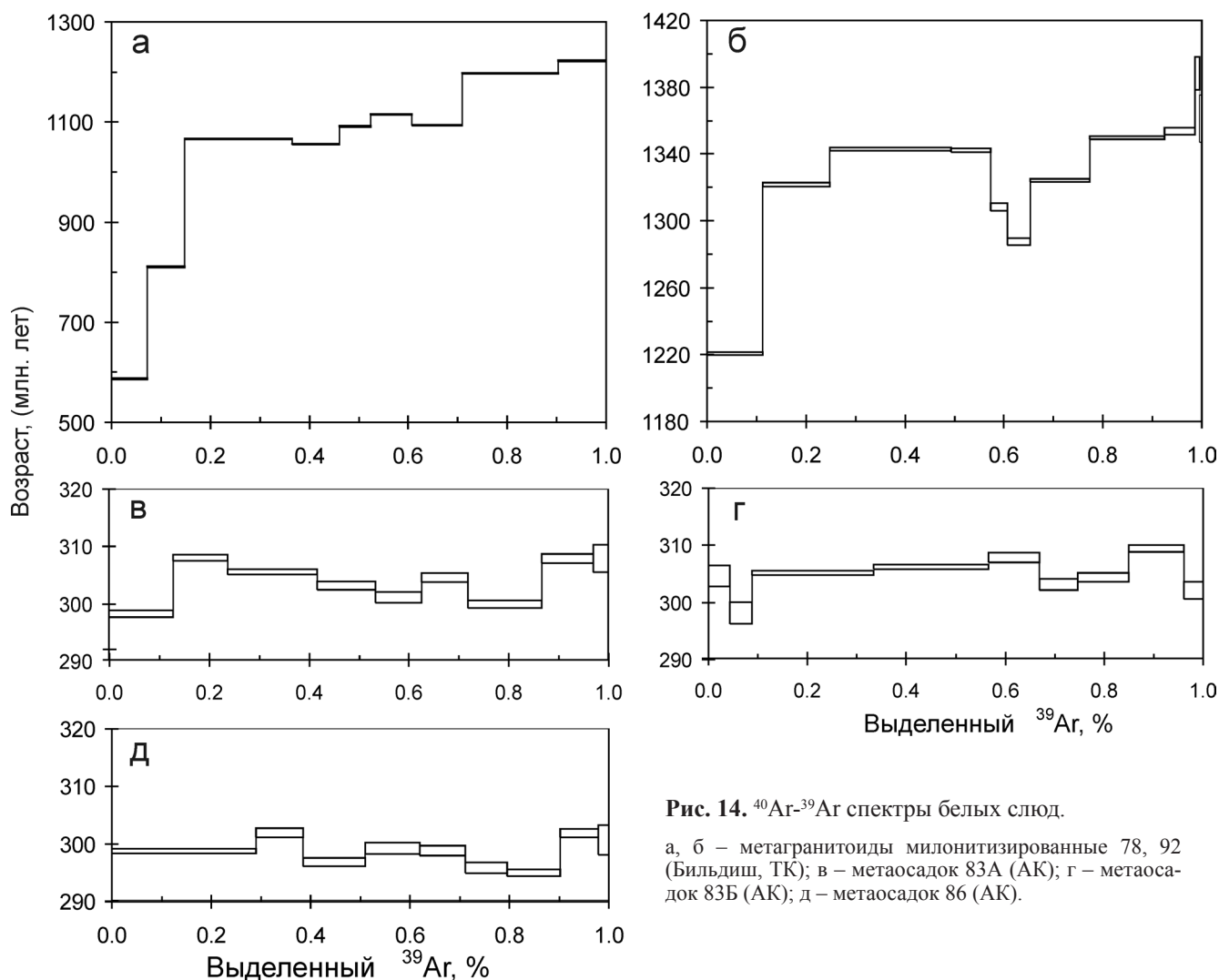


Рис. 14. ^{40}Ar - ^{39}Ar спектры белых слюд.

а, б – метагранитоиды милонитизированные 78, 92 (Бильдиш, ТК); в – метаосадок 83А (АК); г – метаосадок 83Б (АК); д – метаосадок 86 (АК).

бо гранитизированного двупироксенового кристаллического сланца ТК (г. Лысая), который по химическому составу и по петрологическим параметрам авторы [3] относят к наиболее ранним образованиям гранулитового метаморфизма, испытавшим слабое влияние высокотемпературного диафтореза. Совпадение результатов выполненного в настоящей работе датирования двумя методами и опубликованных к настоящему времени сведений [2, 3] подтверждает обоснованность выводов о наличии архейского вещества в ТК.

Палеопротерозойские высокотемпературные события. U-Pb ID-TIMS датирование цирконов из двух типов магматических пород, образование которых связано с высокотемпературным метаморфизмом, скорее всего, амфиболитовой фации, за которым последовал метаморфизм гранулитовой фации в ТК дает возрасты кристаллизации 2344 ± 7 и 2044 ± 8 млн. лет, соответственно (рис. 10а, б). Выявленное, между этими датировками, различие в 300 млн. лет при указанных погрешностях до-

казывает, что мы имеем дело с разными событиями. Поскольку два исследованных образца взяты из различных блоков ТК (рис. 2), разделенных низкотемпературными зонами сдвиговых деформаций, представляется возможным, что оба блока имели различную эволюцию, в зависимости от конкретных P - T условий. К аналогичному выводу приводят и полученные Nd-модельные датировки: 2159–2562 млн. лет по полосчатым метапелитам карьера Радостный (табл. 5), указывающие на палеопротерозойский возраст протолита метапелитов, при том, что цирконы из лейкосомы мигматитов (образец 26.6) дают возраст 2044 ± 8 млн. лет. Следовательно, метаморфизм гранулитовой фации должен быть проявлен до 2044 ± 8 млн. лет, по крайней мере, в пределах этого блока. С другой стороны, авторами работы [13] отчетливо выявлен гранулитовый метаморфизм в интервале 2120–1880 млн. лет. При этом, наиболее близки к реальным, по мнению этих исследователей, определения возраста, полученные U-Pb SIMS методом по цирконам “гранулитового”

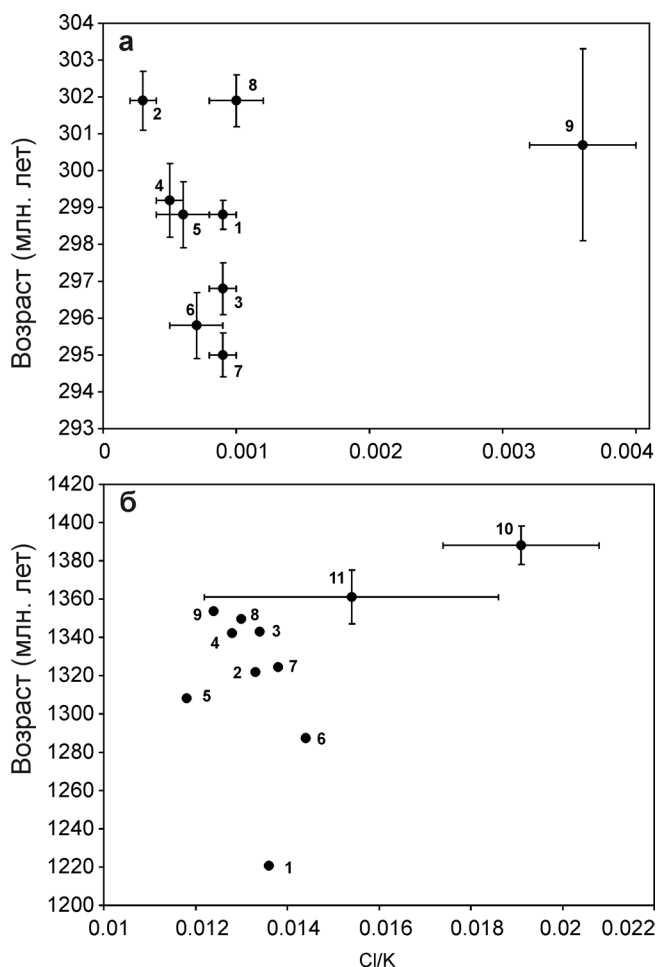


Рис. 15. Корреляционная диаграмма “ $\text{Cl}/\text{K}-^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ возраст” для белой слюды (а) из АК и биотита (б), из ТК.

Номера указывают соответствующие ступени нагрева в процессе анализа.

типа” из плагииогнейсов АК: 2080, 2069, 2068, 2068, 2027 млн. лет.

U-Pb ID-TIMS возрастные рубежи 2344 ± 29 и 2044 ± 8 млн. лет, подтверждаются U-Pb SHRIMP-II данными, полученными по цирконам из образцов 6, 9, 22/1 (2055 ± 45 млн. лет, 2052 ± 41 млн. лет, 2020 ± 17 млн. лет, рис. 9б, в, г, соответственно), отобранных из различных блоков ТК (табл. 1, рис. 2).

U-Pb LA ICP-MS данные полученные для монацитов, выделенных из метаосадочных и метагранитоидных пород Восточно-Тараташской зоны сдвиговых деформаций также фиксируют два возрастных этапа. На основании наличия идиоморфной формы кристаллов и ритмической зональности в монацитах первого типа можно рассматривать датировку 2231 ± 23 млн. лет как возраст магматической кристаллизации исходного субстрата для метагранитоидов. Самая древняя генерация монацитов с возрастом 2210 ± 22 млн. лет, сохранившаяся

в монацитах второго типа из метаосадочных пород, удовлетворительно согласуется с возрастом гранитов. Подобно поздним по возрасту доменам монацитов второго типа, эта ранняя генерация монацитов характеризуется наличием пятнисто-зональных областей, с резкими границами и варьирующими размером, формой, и ориентацией, свидетельствующими об образовании монацита в процессе растворения и переотложения вещества [38, 40, 51]. В связи с этим, мы интерпретируем эту датировку как возраст главного этапа до-деформационного высокотемпературного метаморфизма, связанного с гранитоидным магматизмом.

Вторая стадия роста монацита происходила в период между 2057 ± 18 млн. лет и 2073 ± 47 млн. лет и была связана с ростом монацита вследствие процессов растворения и переотложения. Монацит второго типа, таким образом, развивался по магматическому монациту в метагранитоидных породах и метаморфическому монациту в метаосадочных породах. Монацит второго типа из метагранитоидных пород характеризуется ростом содержания чералитового компонента, что является общей чертой для метаморфических монацитов [43, 60]. Хотя мы не можем исключать, что этот второй метаморфический этап предшествует формированию Восточно-Тараташской зоны сдвиговых деформаций, ряд данных говорит о том, что рост монацита мог быть приурочен к этапу пластической деформации. Во-первых, в обоих типах пород милонитовая структура подчеркивается минеральными парагенезисами амфиболитовой фации и зерна монацита ориентированы параллельно сланцеватости (рис. 4а). Это означает также, что монацит второго типа образовался в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и пластической деформации. Во-вторых, процесс растворения и переотложения требует присутствия флюидной фазы в качестве катализатора для увеличения скорости растворения и повторного осаждения вещества, а также для обеспечения обмена элементов между твердой фазой и флюидом [51]. Тем не менее, высокотемпературные метаморфические породы (особенно гранитоиды) относительно “сухие” и их проницаемость, как правило, слишком мала, чтобы позволить водному флюиду активно воздействовать на них [24]. Зоны сдвиговых деформаций часто являются основными путями для продвижения флюидов в земной коре, поскольку комбинирование пластической деформации и взаимодействия между породами и флюидом может привести к значительному повышению проницаемости [28]. Это позволяет сделать вывод, что метаосадочные и метагранитоидные породы изменялись вследствие притока флюидов при формировании зоны сдвиговых деформаций в период между 2057 ± 18 и 2073 ± 47 млн. лет, и этот интервал, вероятно, соответствует возрасту формирования Восточно-Тараташской зоны сдвиговых деформаций.

Таблица 6. Rb-Sr данные для различных пород и минералов ТК и АК

Образец	Описание	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
Метапелит, Pr 1-13, ТК, карьер Радостный							
P1	80–90% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 10–20% <i>Fsp</i>	85.5	82.0	2.999	0.024	0.81476	0.00005
P2	10% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 90% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i>	65.1	82.6	2.265	0.018	0.79873	0.00006
P3	20% <i>Grt</i> , <i>Bi</i> & <i>Chl</i> , 80% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i>	60.4	134	1.296	0.010	0.77667	0.00007
P4	80% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 20% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i>	67.0	40.5	4.750	0.038	0.85259	0.00011
P5	90% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 10% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i>	92.5	33.3	7.995	0.064	0.92419	0.00009
P6	80% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 20% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i>	105	76.0	3.966	0.032	0.83649	0.00017
P7	80% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 20% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i> , <i>Chl</i>	83.2	66.9	3.574	0.029	0.82955	0.00010
P8	5% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 95% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i>	169	191	2.541	0.020	0.80629	0.00011
P9	10% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 90% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i>	89.3	103	2.504	0.020	0.80513	0.00008
P10	10% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 90% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i> , <i>Chl</i>	56.3	62.4	2.594	0.021	0.80604	0.00011
P11	5% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 95% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i> , <i>Chl</i>	103	168	1.657	0.013	0.78370	0.00013
P12	50% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 50% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i> , <i>Chl</i>	46.4	50.2	2.658	0.021	0.80412	0.00011
P13	50% <i>Grt</i> + <i>Bi</i> , 50% <i>Fsp</i> + <i>Qtz</i> , <i>Chl</i>	81.7	80.7	2.911	0.023	0.80916	0.00007
Диафорит, ТК, 26А, карьер Радостный							
26А-Wr	Wr	112	271	1.2051	0.0014	0.76881	0.00002
26А-Pl	Pl	3.00	405	0.0233	0.00001	0.73820	0.00002
26А-Bi	Bi	565	7.00	695.2	16.2	18.8379	0.00027
Милонит, ТК, 78, [<i>Grt</i> + <i>Prt</i>] - <i>Mc</i> + <i>Pl</i> + <i>Wm</i> + <i>Bt</i> + <i>Qtz</i> , Бильдиш							
P2	10/75/15	114	239	1.392	0.0020	0.76253	0.000014
P3	0/95/5	128	213	1.7539	0.0015	0.76894	0.000013
P4	5/95/0	128	219	1.6999	0.0050	0.76921	0.000013
P5	5/95/0	118	205	1.6687	0.0104	0.76701	0.000011
P6	30/70/0	134	275	1.4148	0.0024	0.76328	0.000015
P7	100/0/0	258	405	1.8575	0.0048	0.77437	0.000010
P8	100/0/0	265	409	1.8897	0.0121	0.77508	0.000023
Милонит, АК, 83							
83Wr	Wr	35.0	236	0.4358	0.0014	0.74331	0.00002
83Hg1	<i>Wm</i> , 250–500 мкм	369	41.0	26.42	0.37	0.85480	0.00008
83Hg2	<i>Wm</i> , 80–125 мкм	338	32.0	31.419	0.083	0.87589	0.00002

Примечание. Wr – порода в целом, Pl – плагиоклаз, Bi – биотит, Grt – гранат, Fsp – полевой шпат, Qtz – кварц, Chl – хлорит, Wm – белая слюда, Prt – пертит. Для милонита 78 в колонке “Описание” приведены приблизительные соотношения вида: порфиорокlastический полевой шпат/рекристаллизованный полевой шпат/биотит.

Приток флюидов в условиях переходного метаморфизма от низов амфиболитовой фации до зеленосланцевой фации привел к низкотемпературным изменениям с возрастом 1810 ± 41 млн. лет, что фиксируется Rb-Sr системой в образце 26А из карьера Радостный (рис. 12а). Аналогичные возрастные датировки были также выявлены для нескольких объектов, локализованных в пределах Центрально-Уральской мегазоны (рис. 1). Гранитный протолит милонитов Александровского комплекса, который кристаллизовался 1848 ± 8 млн. лет назад (образец 85, рис. 10в), вероятно, унаследовал цирконы из гранит-гранодиоритовой Верхнеуфалейской интрузии, расположенной в пределах Восточно-Уфалейского комплекса, в 40 км к северо-востоку от ТК (рис. 1), в частности, минимальный U-Pb возраст цирконов из гранит-гранодиоритовой Верхнеуфалейской интрузии (в 40 км к северо-востоку от ТК) около 1780 млн лет [41]. Эти объекты расположены к западу от ГУР и поэтому, возможно, были затронуты этапом гранитизации с возрастом ~ 1800 млн. лет, широко проявленным на Восточно-Европейском континенте [21, 23].

Для ТК этот возраст соответствует метаморфизму от низов амфиболитовой фации до фации зеленых сланцев, сопровождающийся притоком флюидов из нижней коры, что в итоге привело к перекристаллизации пород амфиболитовой фации (результат для образца 26А изображен на рис. 3, № 4).

Мезопротерозойские низкотемпературные стадии. В зонах сдвиговых деформаций ТК кинематические индикаторы имеют северо-западное простирание. Rb-Sr изотопная систематика милонитов, исследованная методом “тонких пластин”, характеризуется частичной гомогенизацией, датируемой интервалом 1400–1200 млн. лет. Было ли это началом формирования “shear zone” или поздним установлением повторного равновесия, например, из-за притока флюидов вдоль зон сдвиговых деформаций, сложно определить на основе имеющихся данных. Однако, известно [14, 48, 58], что анорогенный внутримитный магматизм, связанный с растяжением и рифтогенезом в мезопротерозое в юго-восточной части Балтики и на Урале, в Башкирском антиклинории, маркируется интервалом 1350–1380 млн. лет.

Частичная изотопная гомогенизация после формирования зон сдвиговых деформаций из-за притока флюидов, возможно, происходила одновременно с анорогенным внутриплитным магматизмом в Башкирском антиклинории (масштабы которого позволяют некоторым авторам относить его к крупным провинциям изверженных пород “Large Igneous Provinces – LIPs” [32]), что представляется наиболее вероятным объяснением обсуждаемых возрастных датировок для зон сдвиговых деформаций ТК амфиболитовой фации метаморфизма в рифейское время.

Метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций в ТК секутся базитовыми дайками, которые местами имеют порфировую текстуру. Некоторые генераций подобных даек в среднепротерозойских метаосадках Башкирского антиклинория должны быть моложе 1650 млн. лет [6], что согласуется с **К-Ar датировками, полученными** для даек базальтового состава из ТК. Поскольку, самый “молодой” возраст, приведенный в работе [6] имеет значение 1161 млн. лет, можно предположить, что ТК уже в неопротерозое должен был быть эксгумирован в верхние горизонты земной коры.

Следы влияния Тиманской орогении, которые подтверждаются геохронологическими данными в ряде других метаморфических комплексов в подобной геотектонической позиции (например, Белорецкий комплекс, [37]; Кваркушский комплекс, [22]) также отмечаются в Тараташском и Александровском комплексах.

Палеозой: карбон–триас. К востоку от ТК, зоны сдвиговых деформаций в АК, были активны в условиях фации зеленых сланцев (3–6 кбар, 350–400°C) около 300 млн. лет назад (образцы 83, 86). Несмотря на их сходную геометрию и аналогичные перемещения на северо-запад, выявленные индикаторами сдвиговых деформаций, “shear zone” в обоих комплексах заметно отличаются по их син-деформационным *P-T* условиям формирования и возрасту. Сдвигообразование в АК с возрастом ~ 300 млн. лет совпадает с основным этапом сжатия земной коры на Среднем Урале [9, 29]. Аналогичные возрастные датировки были получены по породам Восточно-Уфалейского комплекса (305 ± 6 и 296 ± 6 млн. лет, мусковит, [31], 317 млн. лет, Sm-Nd данные, [17]). Эти возрастные данные были интерпретированы как возраст охлаждения, отражающий прохождение Уфалейского комплекса через изотермы 450–500°C [17, 31, 42] во время эксгумации. Следовательно, эксгумация Уфалейского комплекса была компенсирована надвигообразованием и эрозией АК, который расположен между Уфалейским комплексом и ТК.

Относительно быстрый подъем и эрозия Сысертского комплекса, лежащего к востоку от ГУР, в период между 280 и 240 млн. лет был обоснован в работах [15, 41] на основе Rb-Sr и Sm-Nd изотоп-

ных данных. В этот период Сысертский комплекс уже находился в тектоническом контакте с Уфалейским вдоль Главного Уральского разлома. Быстрое охлаждение ТК до температуры ниже 110°C при скорости охлаждения $>20^\circ\text{C}/\text{млн. лет}$ вследствие быстрой эксгумации в период 300–250 млн. лет подтверждается датированием цирконов и апатитов по трекам [55]. Вполне возможно, что в течение этой стадии ТК был надвинут на нижележащие известняки девонского возраста и, соответственно, надвигообразование в позднем карбоне–ранней перми было главной фазой деформаций, затронувшей породы Тараташского и Александровского комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

U-Pb ID-TIMS, SHRIMP-II (цирконы), LA ICP-MS (монациты), Rb-Sr ID-TIMS (образцы пород в целом и минералы), Sm-Nd ID-TIMS (образцы пород в целом), а также и ^{40}Ar - ^{39}Ar данные по слюдам в сочетании с полученными ранее наблюдениями дают основание представить, с известными ограничениями, эволюцию древнейших Тараташского и Александровского полиметаморфических комплексов следующим образом. Гранулитовая фация метаморфизма, соответствующая интервалу температур 850–900°C и давлению 10 кбар, последовательно сменялась последующими регрессивными стадиями амфиболитового и зеленосланцевого метаморфизма. Возраст протолита на основании полученных нами новых **U-Pb и Sm-Nd изотопных данных**, может быть оценен как раннеархейский (~3.5 млрд. лет). Магматическая постгранулитовая активность в рамках изученных разностей цирконов датируется **U-Pb ID-TIMS** возрастaми 2461 ± 36 млн. лет, 2344 ± 29 млн. лет и 2044.4 ± 7.8 млн. лет. Метаморфические и магматические ядра монацитов из метаосадочных и метагранитоидных пород характеризуются U-Pb LA ICP-MS возрастaми 2210 ± 23 млн. лет и 2231 ± 23 млн. лет. Последующее преобразование монацитов, вследствие сдвиговых деформаций в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, привело к “пятнистой” неоднородности и химическому изменению рекристаллизованных доменов монацитов с образованием чералита и хаттонита. Этот процесс, инициированный вероятным воздействием щелочного метаморфического флюида, вызвал соответствующую гомогенизацию U-Pb-радиогенной системы, фиксируя практически согласующиеся U-Pb возрастa 2057 $\pm$ 18 и 2063 $\pm$ 15 млн. лет, интерпретируемые как время основных сдвиговых деформаций в ТК. Постдеформационный флюидный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации вызвал частичное преобразование монацита до фторапатита, обогащенного PЗЭ + Y эпидота, алланита и Th

ортосиликата. Эти ретроградные изменения, коронарно локализованные вокруг монацита, дают прямое указание на то, что REE, Y, и Th были мобильны, по крайней мере в масштабе изученных шлифов.

Амфиболитовая (низкой ступени) и зеленосланцевая фации регрессивного метаморфизма соответствуют этапу 1810 ± 8 млн. лет, проявления которого фиксируются в Александровском и Уфалейском комплексах, расположенных к востоку от Тараташского. Вероятно, эти события связаны с деформационными процессами и гранитообразованием в пределах восточной границы Восточно-Европейского кратона. На этой же стадии были, возможно, сформированы и зоны сдвиговых деформаций ("shear zones") ТК. Частичная гомогенизация Rb-Sr изотопной системы, определяемая интервалом 1400–1200 млн. лет, коррелируется, в пределах погрешностей, с проявлением анорогенного внутримитического магматизма в Башкирском мегантиклинории и предшествует гренвилевским событиям, которые в ТК пока не находят убедительного подтверждения, по крайней мере, в рамках изученных разностей. Эксгумация же Тараташского и Александровского комплексов, оцениваемая ^{40}Ar - ^{39}Ar и Rb-Sr методами по белым слюдам, имела место около 300 млн. лет назад.

Авторы искренне признательны R. Klinghardt, A. Dziggel, T. Derichs (RWTH, Aachen), R. Hetzel, R. Mezger, B. Grauert (University of Munster), A. Gerdes (Johann Wolfgang Goethe University, Frankfurt a.M.), B.A. Schulte (University of Darmstadt), I. Villa (University of Bern), Г.А. Петрову (УГСЭ г. Екатеринбург) за помощь в аналитических исследованиях, полезные рекомендации и замечания при написании рукописи.

Исследования были выполнены при частичной финансовой поддержке грантами KR 1195-4, EC 138/3-1/2 Deutsche Forschungsgemeinschaft to UK, RH и BAS, а также грантом 12-И-5-2022 интеграционного проекта фундаментальных исследований, выполняемых в УрО РАН, по теме "Нижний докембрий Урала: геохимия микроэлементов, изотопная геохимия, возраст, генезис, тектоническая позиция в структуре Урала, палеогеодинамическая эволюция".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов В.И. Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
2. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н. и др. Цирконология железистых кварцитов Тараташского комплекса на Южном Урале // Докл. АН. 2011. Т. 437, № 6. С. 803–807.
3. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовый Архей Урала. Докл. АН. 2005. Т. 400, № 4. С. 510–514.
4. Ленных В.И., Краснобаев А.А. Абсолютный возраст метаморфических пород // Петрология и железорудные месторождения Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 69–76.
5. Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения мигматитового комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–45.
6. Ленных В.И., Петров В.И. О калиевых щелочных базальтоидах в обрамлении тараташского комплекса // Вулканизм Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 146–164.
7. Малахова Н.П., Панков Ю.Д., Чебыкин Н.Я., Петров В.И. Новые данные о возрасте надвига вдоль западной границы Тараташского комплекса // Ежегодник-1977. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР. 1978. С. 25–26.
8. Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З. Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Петрология. 2002. Т. 10, № 4. С. 389–410.
9. Пучков В.Н. Структурные соотношения докембрия и палеозоя на периферии Башкирского антиклинория // Докл. АН. 1997. Т. 352, № 5. С. 667–671.
10. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
11. Пыстин А.М. Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–32.
12. Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб: Наука, 1994. 207 с.
13. Пыстина Ю.И., Пыстин А.М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург. 2002. 166 с.
14. Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Попова О.Ю. Основные геохимические характеристики гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Бердяшского плутона. Тектономагматическая позиция и типология. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 211–220.
15. Ронкин Ю.Л., Носков А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопная система Сысертского гнейсово-мигматитового комплекса. Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 135–139.
16. Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Маслов А. В. и др. "Древнейшие (3.5 млрд. лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II) и T_{DM} ограничения // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 5. С. 651–657.
17. Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Маслов А.В. и др. Гранитоиды Уфалейского блока (Южный Урал): Sr-Nd систематика, геодинамическая позиция, генетические реконструкции // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17, № 2, С. 29–38.
18. Ронкин Ю.Л., Sindern S., Kramm U. и др. Оценка степени гомогенизации изотопного состава Sr-Nd высокометаморфизованных пород методом "тонких пластин" на примере Тараташского комплекса, южный Урал // Мат-лы II Российской конф. по геохронологии. С-Пб.: ИГГД РАН, 2003. С. 420–424.
19. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Крамм У. и др. U-Pb датирование единичных кристаллов циркона с применением трассера $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$: на примере нефелиновых сиенитов Бердяшского массива, Южный Урал //

- Мат-лы II Российской конф. по геохронологии. С-Пб: ИГД РАН. 2003. С. 461–465.
20. Синдерн С., Ронкин Ю.Л., Хетцель Р. и др. Тараташский и Александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): *T-t* ограничения // Информационный сборник научных трудов ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 2006. С. 322–330.
 21. Artemieva I.M. Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European Craton: implications for the subsidence of the Russian Platform // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 213. P. 431–446.
 22. Beckholmen M., Glodny J. Early Cambrian blueschist facies metamorphism in the Kvarqush metamorphic basement, Northern Urals, Russia // *The Neoproterozoic Timanide orogen of Eastern Baltica*. D. Gee, V. Pease (eds). Geological Society, London. Spec. Publ. 2004. V. 30. P. 125–134.
 23. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetzky R.G. The East European Craton // *Encyclopedia of Geology* / Eds.: R.C. Selley, L.R. Cocks, I.R. Plimer. Amsterdam–London: Elsevier Academic, 2005. V. 5. P. 34–49.
 24. Brace W.F. Permeability of crystalline and argillaceous rocks // *Intern. J. Rock Mechanics and Mining Sci.* 1980. V. 17. P. 241–251.
 25. Broska I., Williams C.T., Janak M., Nagy G. Alteration and breakdown of xenotime-(Y) and monazite-(Ce) in granitic rocks of the Western Carpathians, Slovakia // *Lithos.* 2005. V. 82, P. 71–83.
 26. Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. Atlas of zircon textures // *Zircon*. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (eds). Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53. P. 469–500.
 27. De Gregorio S., Rotolo S.G., Villa I.M. Geochronology of the medium to high-grade metamorphic units of the Peloritani Mts., Sicily // *Int. J. Earth Sci.* 2003. V. 92. P. 852–872.
 28. Dziggel A., Wulff K., Kolb J. et al. Significance of oscillatory and bell-shaped growth zoning in hydrothermal garnet: evidence from the Navachab gold deposit, Namibia. *Chem. Geol.* 2009. V. 262. P. 278–292.
 29. Echter H., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. et al. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // *Tectonophysics.* 1997. V. 276, №1–4. P. 229–251.
 30. Echter H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al. Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by vibroseis profiling // *Science.* 1996. V. 274. P. 224–226.
 31. Eide E.A., Echter H.P., Yetzel R. et al. Cooling age diachroneity and Paleozoic orogenic processes in the Middle and Southern Urals // *Terra Nova* 1997. V. 9 (Abstract Suppl 1). P. 119.
 32. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // *Geologicheskii Sbornik* 2006. V. 5. P. 119–161.
 33. Finger F., Broska I., Roberts M.P., Schermaier A. Replacement of primary monazite by apatite-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps // *Amer. Mineral.* 1998. V. 83. P. 248–258.
 34. Gerdes A., Zeh A. Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 249. P. 47–61.
 35. Gerdes A., Zeh A. Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Limpopo Belt // *Chem. Geol.* 2009. V. 261. P. 230–243.
 36. Gieré R., Sørensen S.S. Allanite and other REE-rich epidote-group minerals // *Epidotes. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* / Eds.: A. Liebscher, G. Franz. Mineral. Soc. Amer. 2004. V. 56. P. 431–493.
 37. Glasmacher U.A., Bauer W., Clauer N., Puchkov V.N. Neoproterozoic metamorphism and deformation at the southeastern margin of the East European Craton, Uralides, Russia // *Int. J. Earth Sci.* 2004. V. 93. P. 921–944.
 38. Harlov D.E., Wirth R., Hetherington C.J. Fluid-mediated partial alteration in monazite: the role of coupled dissolution-reprecipitation in element redistribution and mass transfer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2011. V. 162. P. 329–348.
 39. Hartz E.H., Torsvik T.H. Baltica upside down: a new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean // *Geology.* 2002. V. 30. P. 255–258.
 40. Hetherington C.J., Harlov D.E., Budzyn B. Experimental metasomatism of monazite and xenotime: mineral stability, REE mobility and fluid composition // *Mineralogy and Petrology.* 2010. V. 99. P. 165–184.
 41. Hetzel R., Glodny J. A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance // *International J. Earth Sci.* 2002. V. 91, № 2. P. 231–245.
 42. Hetzel R., Romer R. U-Pb dating of the Verkhniy Ufa-ley intrusion, middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies overprint of the East European continental margin // *Geol. Mag.* 1999. V. 136. P. 593–597.
 43. Kim Y., Yi K., Cho M. Paragenesis and Th-U distributions among allanite, monazite, and xenotime in Barrovian-type metapelites, Imjingang belt, central Korea // *Amer. Mineral.* 2009. V. 94. P. 430–438.
 44. Krenn E., Ustaszewski K., Finger F. Detrital and newly formed metamorphic monazite in amphibolite-facies metapelites from the Motajica Massif, Bosnia // *Chemical Geology.* 2008. 254. P. 164–174.
 45. Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircons ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
 46. Kruhl J.H. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a micro-structural geothermobarometer // *J. Metamorph. Geol.* 1996. V. 14. P. 581–589.
 47. Linthout K. Tripartite division of the system $2\text{REEPO}_4\text{--CaTh(PO}_4)_2\text{--}2\text{ThSiO}_4$ discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by $\text{CaTh(PO}_4)_2$ // *Canad. Mineral.* 2007. V. 45. P. 503–508.
 48. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics* 1996. V. 268. P. 23–63.
 49. Petrik I., Konecny P. Metasomatic replacement of inherited metamorphic monazite in a biotite-garnet granite from the Nizke Tatry Mountains, Western

- Carpathians, Slovakia: Chemical dating and evidence for disequilibrium melting // *Amer. Mineral.* 2009. V. 94. P. 957–974.
50. Pryer L.L. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada // *J. Struct. Geol.* 1993. V. 15. P. 21–36.
 51. Putnis A. Mineral replacement reactions // *Thermodynamics and kinetics of water-rock interaction. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* / Eds.: E.H. Oelkers, J. Schott. Mineralogical Society of America, Washington DC, 2009. V. 70. P. 87–124.
 52. Rasmussen B., Muhling J.R. Reactions destroying detrital monazite in greenschist facies sandstones from the Witwatersrand basin, South Africa // *Chem. Geol.* 2009. V. 264. P. 311–327.
 53. Renne P.R., Swisher C.C., Deino A.L. et al. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *Chem Geol.* 1998. V. 145. P. 117–152.
 54. Schulte B.A., Sindern S. Multistage tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Middle Urals, Russia. *J. Conf. Abstracts* 2001. V. 6(1). P. 584.
 55. Seward D., Brown D., Hetzel R. et al. The syn- and post-orogenic low temperature events in the Southern and Middle Urals: evidence from fission-track analysis // *Mountain Building in the Urals–Pangea to the present* / D. Brown, Chr. Juhlin, V. Puchkov (eds). Geophysical Monograph. 2002. V. 132, American Geophysical Union, Washington. P. 257–272.
 56. Shore M., Fowler A.D. Oscillatory zoning in minerals: a common phenomenon // *Canad. Mineral.* 1996. V. 34. P. 1111–1126.
 57. Sindern S., Hetzel R., Schulte B.A. et al. Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia // *Intern. J. Earth Sciences.* 2005. V. 94. P. 319–335.
 58. Sindern S., Schulte B.A., Kramm U. Die tektonometamorphe Entwicklung des Taratash Komplexes, Mittlerer Ural, Russland. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft-Beihefte zum // European J. Mineralogy.* 2003. V. 13. P. 201.
 59. Spear F.S., Matthew J.K., Cheney J.T. P-T paths from anatectic pelites // *Contrib. Miner. Petrol.* 1999. V. 134. P. 17–32.
 60. Spear F.S., Pyle J.M. Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks // *Phosphates – Geochemical, geobiological and material importance.: Reviews in Mineralogy and Geochemistry.* Eds.: M.J. Kohn, J. Rakovan, J.M. Hughes. Mineralogical Society of America, Washington, DC. 2002. V. 48. P. 293–335.
 61. Villa I.M., Hermann J., Muntener O., Trommsdorf V. ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of multiply zoned amphibole generations (Malenco, Italian Alps) // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. P. 363–381.
 62. Williams L.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Reviews in Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
 63. Willner A.P., Sindern S., Metzger R. et al. Typology and single grain U/Pb ages of detrital zircons from Proterozoic sandstones in the SW Urals (Russia): early time marks at the eastern margin of Baltica // *Precamb. Res.* 2003. V. 124. P. 1–20.

Рецензент А.М. Пыстин

Isotope geology of the oldest Southern Urals formations

Y. L. Ronkin *, S. Sindern **, O. P. Lepikhina*

*Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

** Institute of Mineralogy and Economic geology of RWTH University,

The oldest Taratash and Aleksandrov polymetamorphic complexes of the Southern Urals were studied by structural, petrological and modern methods of isotope geology. These complexes are unique objects which the early history of the basement of the Urals and the eastern margin of the East European Craton was recorded in. Obtained U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar isotope data for various rocks and minerals from the Taratash and Aleksandrov complexes fix age of some events in a range $3504 \pm 210 \div 299 \pm 4$ Ma in depending on stability of concrete isotope system from temperature, pressure and fluid conditions.

Key words: *The Urals; Taratash and Aleksandrov complexes; U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr and ^{40}Ar - ^{39}Ar methods of isotope geology*