

УДК 550.93:552.4(517.3)+551.24

ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ЮЖНО-АЛТАЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА, ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС

© 2024 г. И. К. Козаков^{1,*}, М. О. Аносова², Т. И. Кирнозова², Ю. В. Плоткина¹,
Е. В. Толмачева¹, Ч. Эрдэнэжаргал^{3,4}

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³Институт геологии, Академия наук Монголии, Улан-Батор, Монголия

⁴Монгольский национальный университет, Улан-Батор, Монголия

*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.04.2023 г.

После доработки 23.04.2023 г.

Принята к публикации 21.06.2023 г.

Кристаллические комплексы герцинского Южно-Алтайского метаморфического пояса (ЮАМП), входящего в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, протяженностью более 1500 км слагают тектонические пластины разного масштаба, в которых уровень метаморфизма на ранних этапах достигал условий высокотемпературных субфаций амфиболитовой и, местами, гранулитовой фаций. В тектоническом плане полоса их выходов приурочена к окраине Северо-Азиатского каледонского континента, протягиваясь с юго-востока на северо-запад вдоль южного склона Гобийского, Монгольского и Китайского Алтая в Восточный Казахстан, где они представлены в Иртышской сдвиговой зоне. В составе ЮАМП установлены поли- и монометаморфические комплексы. Для Цэлской тектонической пластины Гобийского Алтая юго-восточной части ЮАМП определен возраст гранитоидов позднего эпизода метаморфизма: от 374 ± 2 до 360 ± 5 млн лет. Эти и ранее полученные результаты показывают, что ранний эпизод метаморфизма пониженного давления и поздний эпизод повышенного давления происходили в интервалах ~390–385 и 375–360 млн лет соответственно практически на всем протяжении данного пояса. В промежутке между ними фиксируется кратковременная стадия стабилизации. Эти процессы происходили в ходе закрытия бассейна с океанической корой тектонического ряда Южно-Монгольского океана (Палеотетис I). Пространственное положение ЮАМП обусловлено асимметричностью строения бассейна, в котором активная континентальная окраина представлена вдоль его северной части, а пассивная — вдоль южной (в современных координатах).

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, герциниды, Южно-Алтайский метаморфический пояс, полиметаморфизм, дайковые рои, геодинамические обстановки

DOI: 10.31857/S0869592X24010017, EDN: ZKSKEH

ВВЕДЕНИЕ

Складчатые сооружения Центральной Азии характеризуются двумя основными типами тектонических структур — мозаичными и линейными (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). К первому типу относятся главным образом байкальские и каледонские структуры, ко второму — герцинские подвижные пояса западной части Алтае-Саянской области и Южной Монголии (рис. 1). Вдоль их границы с каледонидами выделяется Гоби-Алтайская зона, которая рассматривается как краевая часть каледонского палеоконтинента (Руженцев и др., 1990; Руженцев, Поспелов, 1992).

В тектоническом плане формирование Южно-Алтайского метаморфического пояса (ЮАМП) обусловлено асимметричностью строения бассейна, в котором активная континентальная окраина представлена вдоль его северной части, а пассивная — вдоль южной (в современных координатах).

В статье обсуждаются результаты структурно-геологических и геохронологических исследований, позволяющие представить схему формирования герцинских моно- и полиметаморфических комплексов. Установленные особенности становления и развития этих поясов дают возможность определить геодинамические обстановки проявления процессов регионального метаморфизма в линейных аккреционно-коллизонных структурах

центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса.

ПОЛОЖЕНИЕ ГЕРЦИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В Гоби-Алтайской зоне вдоль южного склона Гоби-Алтайского, Монгольского и Китайского Алтая, а также в Восточном Казахстане (в Иртышской сдвиговой зоне) в тектонических пластинах разного масштаба представлены кристаллические породы, которые объединены нами в герцинский Южно-Алтайский метаморфический пояс. Они слагают тектонические пластины шириной от сотен метров до 15–20 км и протяженностью от первых километров до 50–60 км, ограниченные с севера системой вязких разрывов, параллельных северо-западным структурам зеленосланцевых толщ палеозоя, а с юга срезанные северо-западными и субширотными зонами милонитов, связанными с глубинными разломами (Иртышским, Булганским, Заалтайским), которыми отделены от островодужных и океанических комплексов герцинид (рис. 1). На всем протяжении ЮАМП в тектонических пластинах представлены биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, содержащие ставролит, кианит, андалузит, силлиманит, а также биотит-роговообманковые гнейсы, амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты, сформировавшиеся при метаморфизме осадочных и вулканогенных пород. Среди них развиты тела и массивы гранитоидов (син- и постметаморфических) и дайки метабазитов. Во многих пластинах нами было установлено проявление полиметаморфизма, который изначально был определен только структурно-геологическими методами и относился к докембрию (Козаков, 1986). Позднее для пластин были проведены геохронологические исследования цирконов U–Pb методом, которые дали основания для их корреляции с развитием герцинид (Бибикина и др., 1992; ID TIMS)¹, и петрологические исследования (Козаков и др., 2002, 2011; Сухоруков, 2007; Сухоруков и др., 2016; Полянский и др., 2011; Kröner et al., 2010). В пределах пояса между собой пластины метаморфических пород разделены зонами рассланцевания, ориентированными, как правило, согласно с главной картируемой северо-западной структурой пояса.

В тектонических пластинах ЮАМП фиксируется проявление зонального регионального метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии M_2 . Для ставролитовых и кианитовых парагенезисов, развитых в Монгольском Алтае, получены значения температур и давлений в диапазоне 560–630°C и 5.5–7.5 кбар (Козаков и др., 2002).

¹В данной работе для определения возраста использован U–Pb метод по циркону (ID TIMS); использование других методов указывается в тексте.

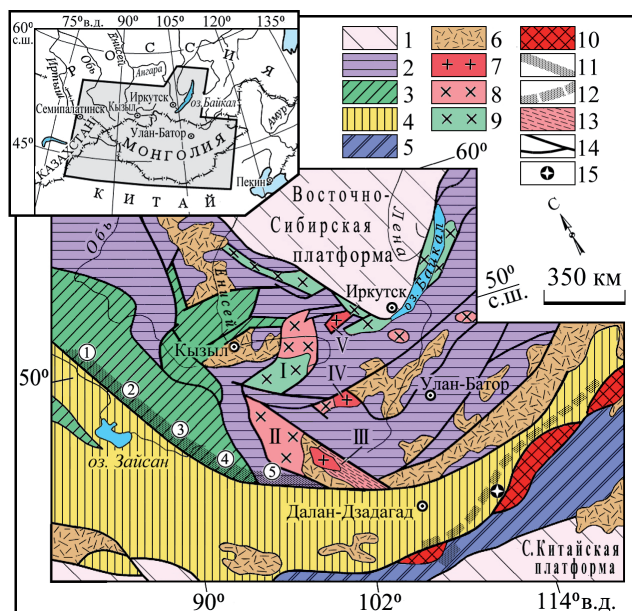


Рис. 1. Схема положения кристаллических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Составлена с использованием (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Козаков и др., 2004, 2011, 2019). 1 — древние платформы; 2 — структуры раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии; 3 — структуры поздних каледонид; 4, 5 — линейные аккреционно-коллизийные пояса: 4 — позднепалеозойские (герцинские), 5 — ранне-мезозойские (индосинийские); 6 — поля нерасчлененных позднепалеозойских и мезо-кайнозойских магматических пород; 7, 8 — докембрийские террейны: 7 — раннедокембрийские, 8 — неопротерозойские; 9 — Южно-Гобийский микроконтинент; 10 — области выходов тектонических пластин Южно-Алтайского метаморфического пояса (390–360 млн лет); 11 — сдвиговой зоны Восточного Казахстана, 2 — Китайского Алтая, 3 — Монгольского Алтая, 4 — Гоби-Алтайского Алтая; 12 — положение зоны Южно-Гобийского метаморфического пояса (230–220 млн лет); 13 — главные тектонические границы. Римскими цифрами показаны докембрийские террейны: I — Тувино-Монгольский, II — Дзабханский и Сонгинский; III — Байдарикский, IV — Тарбагатайский.

Данные парагенезисы также широко развиты в тектонических пластинах Китайского Алтая и Иртышской сдвиговой зоны Восточного Казахстана (рис. 1), где для гранат-кианит-биотитовых гнейсов Предгорненской пластины получены близкие значения P–T условий метаморфизма: 580–600°C и 5.8–6.2 кбар (Козаков и др., 2011).

К более ранним (M_1) относятся реликтовые парагенезисы метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии, сопровождавшегося мигматизацией и достигавшего уровня гранулитовой фации M_1 . Породы с парагенезисами раннего метаморфизма устанавливаются только в виде реликтов в будинах или тектонических линзах.

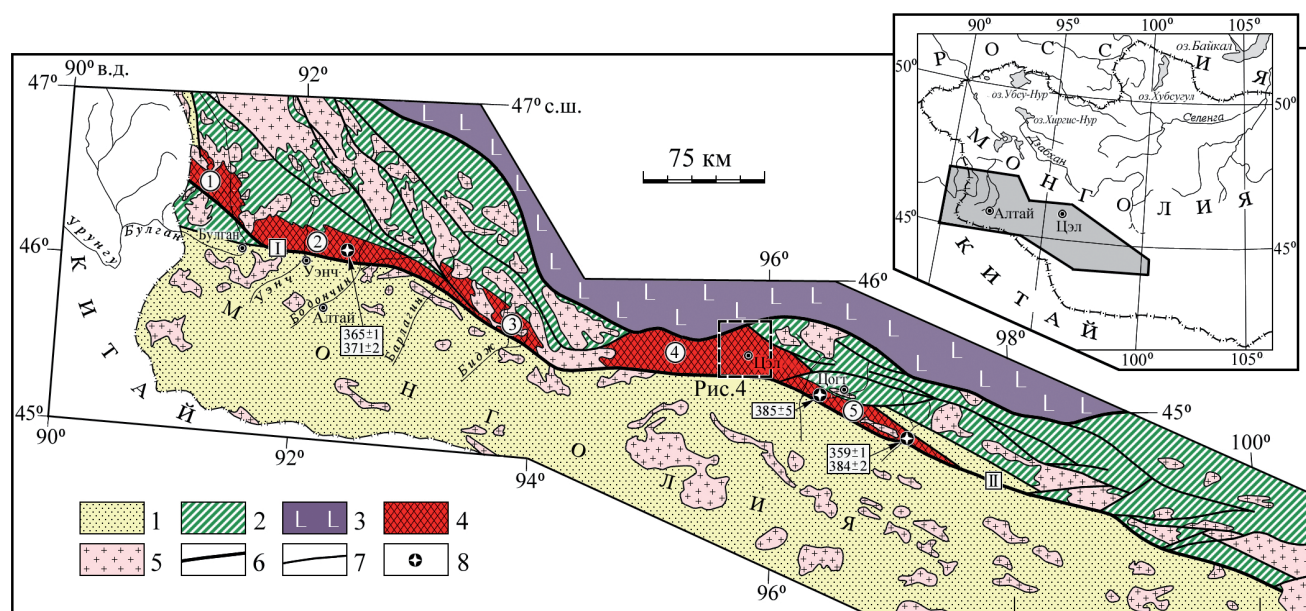


Рис. 2. Схема тектонического положения кристаллических комплексов Монгольского и Гобийского Алтая. 1 — герциниды Южно-Монгольского пояса; 2 — каледониды краевой части Северо-Азиатского палеоконтинента; 3 — ранние каледониды Озерной зоны; 4 — тектонические пластины кристаллических пород герцинского ЮАМП; 5 — посткинематические гранитоиды (поздний палеозой—ранний мезозой); 6 — глубинные разломы, разделяющие тектонические структуры (I — Булганский, II — Заалтайский); 7 — разломы; 8 — положение объектов датирования (возраст в млн лет). Цифры в кружках — тектонические пластины: 1 — Булганская, 2 — Бодончинская, 3 — Барлагинская, 4 — Цэлская, 5 — Цогтская.

В гранулитах Цогтской пластины Гобийского Алтая (рис. 2) для парагенезиса *плаггиоклаз + ортопироксен + клинопироксен + биотит + кварц* определены Р–Т условия 870°C и 5.7 кбар (Козаков и др., 2002). В Бодончинской пластине в более низкотемпературных зонах условия метаморфизма M_1 определены в интервале 520–560°C и 3–3.6 кбар; для наиболее широко развитых на Монгольском и Гобийском Алтае ставролитовых и кианитовых парагенезисов позднего эпизода метаморфизма (M_2) получены значения в диапазоне 560–630°C и 5.5–7.5 кбар (Козаков и др., 2011). В Булганской тектонической пластине реликты гиперстена установлены среди диопсидовых гнейсов, слагающих центральные части будин, среди гнейсов с парагенезисом метаморфизма повышенного давления: *кианит–гранат–ставролит–мусковит–биотит–плаггиоклаз–кварц* (Козаков, 1986). Это позволило связать развитие процессов данного метаморфизма с наложением на ранее высокотемпературно-высокометаморфизованные породы. Северо-западную ориентировку структур большинства тектонических пластин пояса определяет поздний эпизод метаморфизма повышенных давлений (M_2) и сопряженные с ним деформации. При этом повторное наложение метаморфизма во многих случаях “стирает” парагенезисы раннего метаморфизма M_1 .

Реликты раннего метаморфизма наиболее отчетливо представлены в Цогтской тектонической пластине Гобийского Алтая (рис. 2). В ней были



Рис. 3. Пологие структуры позднего эпизода метаморфизма (M_2) в Цогтской тектонической пластине, наложенные на дайки гашуннурского комплекса, прорывающие синметаморфические (M_1) диориты с возрастом 385 ± 2 млн лет.

установлены синметаморфические амфиболовые диориты и габбро-диориты, расположенные в скальных обнажениях правого берега ручья Турген-гол в 16 км ниже сомона Цогт (рис. 3).

Возрастные значения для цирконов диоритов практически конкордантны и составляют 385 ± 2 млн лет (Бибикина и др., 1992). Данные диориты и габбро-диориты прорывают

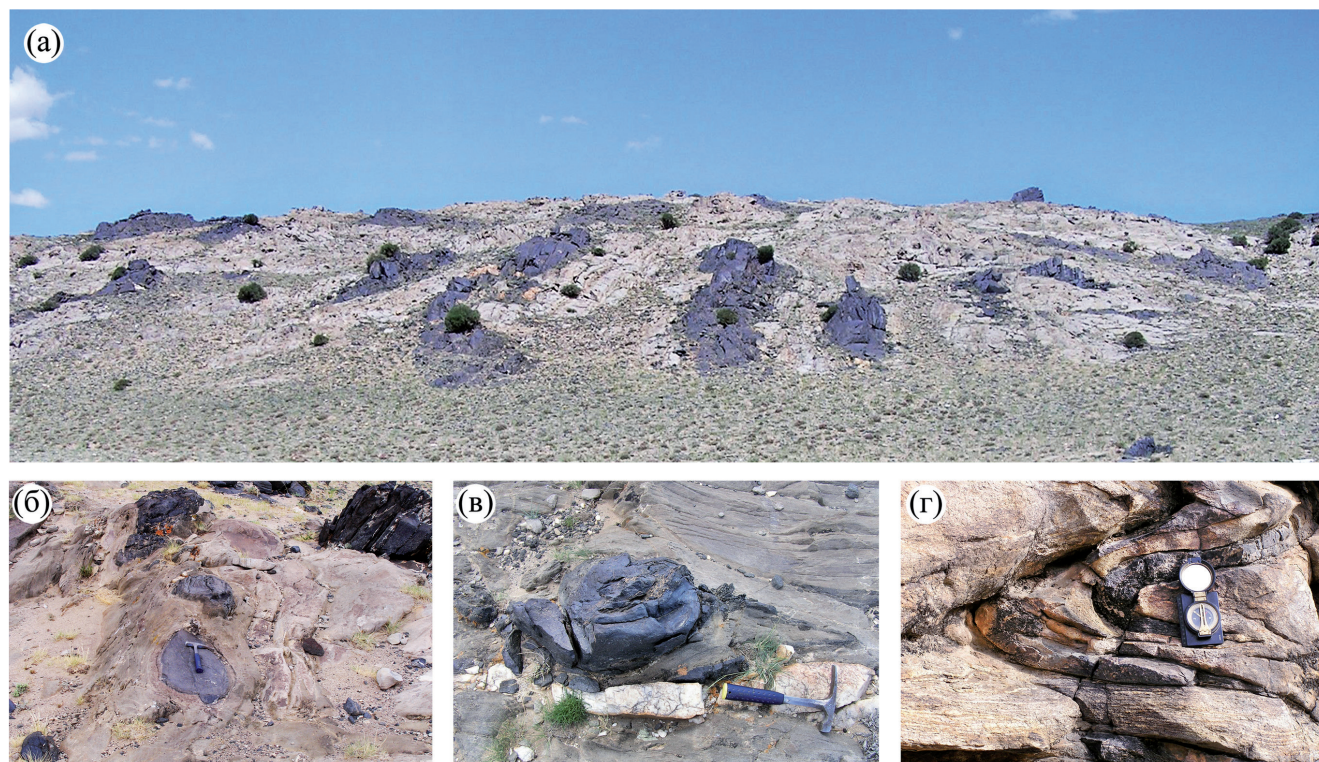


Рис. 4. Дайки гашуннурского комплекса, разделяющие M_1 и M_2 .

а — фрагмент роя даек района Цэл-сомона; б — дайки, будинированные при наложении метаморфизма M_2 дайки; в — дайка, дислоцированная при наложении сдвиговых субвертикальных деформаций этапа M_2 ; г — наложение лежащих складок раннего этапа метаморфизма M_2 на мигматиты этапа M_1 и прорывающие их дайки.

мигматизированные роговообманковые гнейсы с реликтами гиперстеновых гнейсов и переработаны в условиях амфиболитовой фации в ходе метаморфизма M_2 (Козаков, 1986; Козаков и др., 2002). В них присутствуют также ксенолиты смятых в складки мигматизированных гнейсов, связанных с ранним эпизодом метаморфизма M_1 . Кроме того, они прорваны дайками габброидов гашуннурского комплекса (рис. 4а), с которыми совместно деформированы и метаморфизованы в амфиболитовой фации при метаморфизме M_2 (рис. 4б–4г); последние часто преобразованы в гранатовые амфиболиты. Дайки гашуннурского комплекса образуют как отдельные тела, так и рои (рис. 4а) площадью до десятков километров.

В Бодончинской пластине возраст метаморфизма и складчатости (M_2), наложенных на мигматиты раннего метаморфизма (M_1), постметаморфические гранитоиды и дайки гашуннурского комплекса, определяют цирконы синметаморфических расслоенного габбро и трондьемитов массива Эхний-ус: 371 ± 2 и 365 ± 4 млн лет (Бибикова и др., 1992). В Цэлской пластине установлен возраст гранитоидов, определяющих интервал проявления позднего эпизода метаморфизма: 374 ± 2 и 360 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2022); при этом в ней также широко развиты дайки гашуннурского

комплекса, прорывающие мигматиты раннего эпизода метаморфизма M_1 и гранитоиды, его завершающие, совместно переработанные в ходе позднего эпизода метаморфизма повышенного давления M_2 .

Проведенные исследования детритовых цирконов метатерригенных пород Бодончинской тектонической пластины позволили определить нижнюю границу их накопления возрастом 458 ± 4.5 млн лет (Козаков и др., 2009), верхнюю — возрастом раннего эпизода метаморфизма 385 ± 5 млн лет (Бибикова и др., 1992). Таким образом, возрастной интервал их накопления не превышал 60–70 млн лет, что соответствует позднему ордовики–раннему девону.

В тектонических пластинах ЮАМП Китайского Алтая (рис. 1) присутствуют гнейсы со ставролитом, кианитом и гранатом, но также и с андалузитом, кордиеритом и силлиманитом (Windley et al., 2002; Zheng et al., 2007), то есть в них есть парагенезисы метаморфизма как пониженного, так и повышенного давления. При этом ранними являются фрагменты высокотемпературных мигматизированных пород, а более поздними — гнейсы низкотемпературные повышенного давления (с кианитом и ставролитом), как и в тектонических пластинах Гобийского и Монгольского Алтая (рис. 2).

Для пегматоидных гранитов, завершающих поздний эпизод метаморфизма в тектонической пластине Китайского Алтая, установлен возраст 373 ± 2 млн лет (Козаков и др., 2011, 2022). В северо-западной части Китайского Алтая установлены гранитоиды с возрастом 462 ± 10 млн лет (U—Th—Pb SIMS), метаморфизованные совместно с вмещающими породами в условиях амфиболитовой фации и содержащие метаморфогенные цирконы с возрастными интервалами 400–370 млн лет (Wang et al., 2006).

В Восточном Казахстане, на северо-западном продолжении ЮАМП (рис. 1), в сдвиговых зонах, ограничивающих тектонические пластины, встречаются рассланцованные гранитоиды с возрастом 226 ± 9 млн лет (Козаков и др., 2011). При этом оценка возраста метаморфизма по циркону ультраметабазитовых гранатовых гранитов Курчум-Кальджирской пластины составляет 362 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2011). Надо отметить, что в этой пластине метаморфизм происходил только в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии и ранний эпизод метаморфизма не фиксируется, что отличает ее от остальных пластин ЮАМП. В целом в пределах восточной части ЮАМП кристаллические породы были сформированы к началу раннего карбона и позднее не вовлекались в процессы высокотемпературного регионального метаморфизма. Развитие сдвиговых зон не фиксируется в пермских гранитоидах. Однако в северо-западном продолжении пояса в Китайском Алтае и Восточном Казахстане после завершения девонского метаморфизма в сдвиговых зонах известны более поздние пермские, главным образом низкотемпературные метаморфические преобразования.

В интервале между ранним и поздним эпизодами метаморфизма (~380–370 млн лет) происходило внедрение даек гашунурского комплекса. Они развиты во всех тектонических пластинах ЮАМП. Наиболее широко они представлены в Цогтской, Цэлской и Бодончинской пластинах (рис. 4), образуя дайковые поля и рои метабазитов, переработанных в ходе повторного метаморфизма M_2 (рис. 4б–4г).

В районе сомона Цэл метабазиты гашунурского комплекса по геохимическим характеристикам сходны с базальтами срединно-океанических хребтов или океанических плато, а в юго-восточной части Цэлской пластины их составы смещены в область базальтов вулканических дуг. Sm—Nd изотопные исследования также дают аналогичные различия в характеристиках источников их расплавов (Козаков и др., 2019). В Цэлской тектонической пластине возрастные рубежи формирования структур были установлены на основе корреляции с этапами развития структур Бодончинской и Цогтской тектонических пластин, расположенных в северо-западном и юго-восточном продолжении ЮАМП (рис. 2). Для Цэлской тектонической пластины были получены оценки возраста циркона: 550–460 и 430–350 млн лет (LA-ICP-MS)

(Burenjargal et al., 2014; Hanhl et al., 2016), однако они не дают возможности установить положение датированных объектов по отношению к этапам структурно-метаморфического развития ЮАМП.

Складчатые структуры раннего эпизода метаморфизма (M_1) в Цогтской, Цэлской, Бодончинской и других пластинах имели изначально субмеридиональную ориентировку (в современной структуре), то есть не совпадающую с главными картируемыми северо-западными и широтными структурами тектонических пластин ЮАМП (Козаков, 1986; Козаков и др., 2007, 2011, 2022). Это фиксирует положение шарниров реликтовых складок и линейности (рис. 5а, 5б). Наложение регионального метаморфизма позднего эпизода (M_2) сопровождалось образованием на ранней стадии структур лежащих складок (рис. 5в, 5г).

Как правило, наложенный метаморфизм не сопровождался мигматитообразованием; иногда фиксируется фельдшпатизация. Структуры и минеральные парагенезисы раннего эпизода (M_1) сохраняются только как реликты, разделенные зонами рассланцевания, и в большинстве случаев затушевываются. Главными картируемыми структурами Цэлской пластины являются прямые изоклинальные складки субширотного простириания позднего эпизода (M_2) (рис. 5д) и регионально развитая кристаллизационная сланцеватость, параллельная их осевым поверхностям (Козаков и др., 2007, 2011). В Цогтской Барлагинской и Бодончинской пластинах они имеют северо-западную ориентировку, то есть в основных чертах подчиняются доминирующему простирианию ЮАМП (рис. 1). Для оценки возрастного интервала формирования структур метаморфизма M_2 Цэлской пластины были опробованы синметаморфические кварцевые диориты с возрастом 374 ± 2 млн лет. Их положение определяется наложением кристаллизационной сланцеватости (по биотиту, реже с роговой обманкой), параллельной осевым поверхностям главных картируемых изоклинальных складок позднего этапа метаморфизма, регионально развитым во вмещающих биотитовых гнейсах с пластами амфиболитов (Козаков и др., 2022). Изучение кристаллизационной сланцеватости показывает, что данные кварцевые диориты ко времени ее наложения были уже закристаллизованы, как и дайковые тела плагиогранитов поздней фазы. Пологие структуры раннего этапа метаморфизма M_2 , которые регионально наложены на дайки гашунурского комплекса и мигматиты раннего эпизода метаморфизма (M_1), в кварцевых диоритах не проявлены. Следовательно, их внедрение происходило после образования структур раннего этапа, но до образования прямых складок и регионально развитой кристаллизационной сланцеватости позднего этапа метаморфизма (M_2). Запрокидывание прямых складок в Цэлской пластине и, соответственно, кристаллизационной сланцеватости в массиве на север связано с надвигами, происходившими в ходе сочленения метаморфических

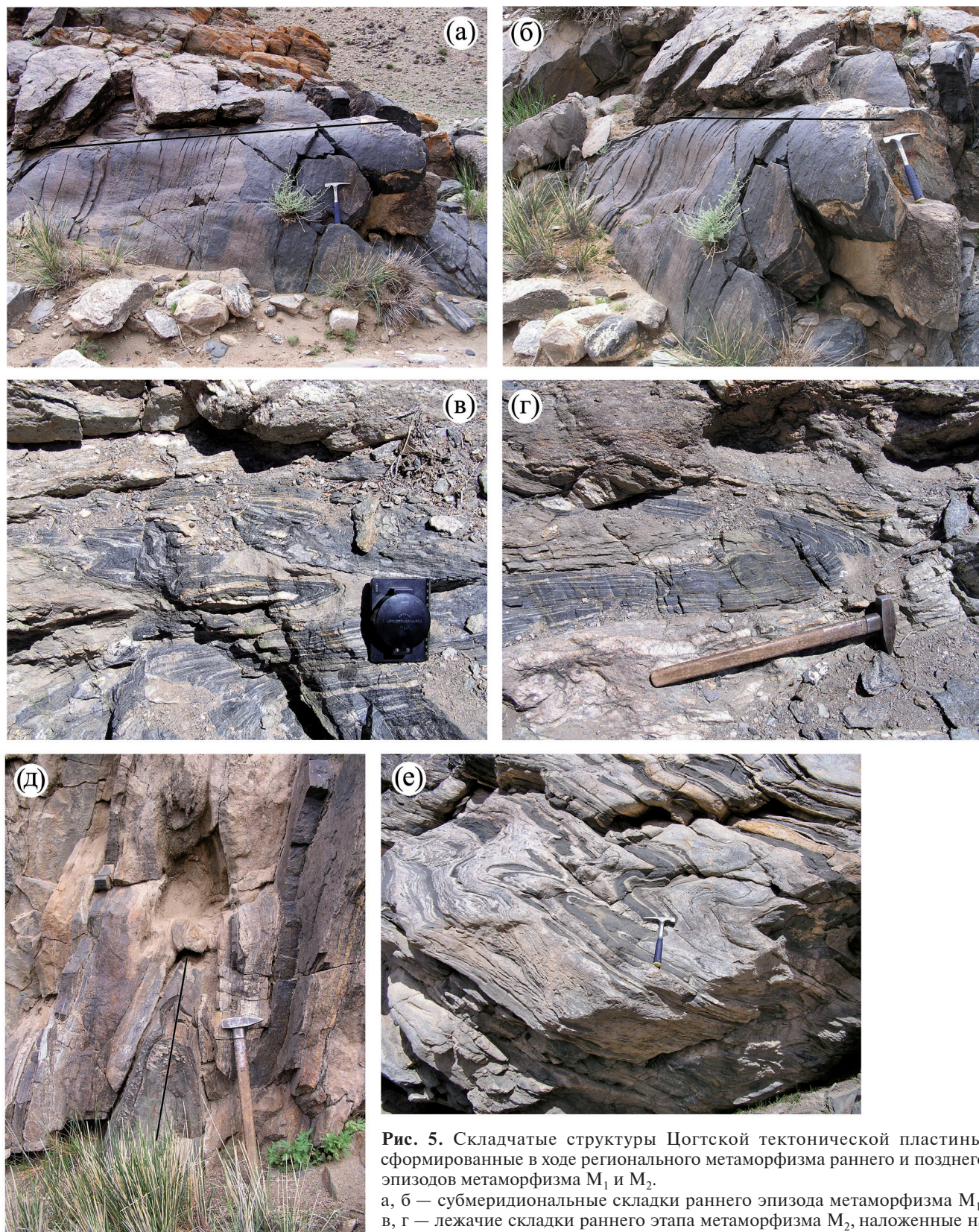


Рис. 5. Складчатые структуры Цогтской тектонической пластины, сформированные в ходе регионального метаморфизма раннего и позднего эпизодов метаморфизма M_1 и M_2 .

а, б — субмеридиональные складки раннего эпизода метаморфизма M_1 ; в, г — лежащие складки раннего этапа метаморфизма M_2 , наложенные на мигматиты раннего эпизода метаморфизма M_1 ; д — главные картируемые северо-западные субвертикальные складки ЮАМП позднего этапа метаморфизма M_2 ; е — мигматиты раннего эпизода метаморфизма M_1 , переработанные совместно с дайками при метаморфизме M_2 .

пород с толщами раннего палеозоя южной окраины каледонского палеоконтинента. Эти соотношения практически совпадают с установленными для массива Эхний-ус Бодончинской пластины (374 ± 2 млн лет; Бибикова и др., 1992) — внедрение между первым и вторым этапами метаморфизма M_2 . В Бодончинской, Барлагинской и Цогтской пластинах зоны их сочленения с толщами северного обрамления имеют субвертикальную ориентировку, осложненную надвигами (Козаков и др., 2022). Интрузивные кварцевые диориты с возрастом 374 ± 2 млн лет, связанные с этим метаморфизмом, в разной степени расланцованы; сланцеватость совпадает с ориентировкой вмещающих их структур. Верхнюю возрастную границу интервала метаморфизма M_2 (360 ± 5 млн лет) определяют массивные постметаморфические субщелочные граниты юго-восточной части Цэлской пластины (Козаков и др., 2022). Во вмещающих их толщах широко представлены мигматизированные породы раннего этапа метаморфизма M_1 (рис. 5е), анатектические гранитоиды и прорывающие их метабазиты гашуннурского комплекса (рис. 4а), обрастающие дайковые поля.

Для установления верхней возрастной границы проявления регионального высокотемпературного метаморфизма M_1 , достигающего на современном эрозионном срезе условий гранулитовой фации и/или интенсивной мигматизации высокотемпературной амфиболитовой фации, исследованы цирконы из лейкосом мигматизированных тоналитовых гнейсов, в которых установлен гиперстен. Данные мигматизированные гнейсы представлены в скальных обнажениях Цогтской пластины правобережья ручья Гэгэтин-гол в 7 км к югу от бригады Далан у выхода в долину Гоби. Именно на этом участке установлены будины, содержащие во внутренних частях реликты двупироксеновых гранулитов, а в краевых частях расланцованные в амфиболитовой фации (Козаков и др., 2002). В этой зоне установлены субмеридиональные структуры раннего эпизода метаморфизма M_1 (рис. 5а, 5б). Возраст раннего эпизода метаморфизма в ней был оценен по метаморфогенным цирконам из мигматизированных тоналитовых гнейсов (проба 5189-3) с реликтами гранулитов и составил 384 ± 2 млн лет (Козаков и др., 2002). Близкое, практически конкордантное значение возраста 385 ± 5 млн лет, как отмечалось, было получено для цирконов синметаморфических роговообманковых диоритов центральной части Цогтской пластины (рис. 3) (Бибикова и др., 1992).

МЕТОДИКА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА

Выделение циркона из мигматизированных тоналитовых гнейсов (проба 5189-3) проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей.

Строение кристаллов циркона изучено с помощью оптического микроскопа Leica DM/LP (ув. 10–1000) и электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 в режиме вторичных электронов и катодолюминесценции.

Исследование U–Pb изотопной системы циркона проводили методом LA-ICP-MS в ГЕОХИ РАН на масс-спектрометре высокого разрешения Element-XR с ионизацией в индуктивно-связанной плазме с лазерной приставкой LSX-213 G2+. Использовали следующие параметры измерений: диаметр кратера 40 мкм, частота импульсов лазерного излучения 6 Гц, величина газовых потоков: гелий — 0.950 л/мин, аргон: рабочий газ — 0.990 л/мин, вспомогательный газ — 1.9 л/мин, охлаждающий газ — 16.0 л/мин. Анализ проводили блоками, с измерением в начале и конце каждой серии стандартов цирконов: GJ (Jackson et al., 2004) и 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Полученные данные обрабатывали при помощи программы Glitter (van Achterbergh et al., 1999). Для построения диаграмм использована программа Isoplot 4.15 (Ludwig, 2008).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНА

Для установления верхней возрастной границы метаморфизма M_1 , достигающего на современном эрозионном срезе гранулитовой фации, исследован циркон из интенсивно мигматизированных тоналитовых гнейсов (проба 5189-3) скальных обнажений Цогтской пластины на правобережье ручья Гэгэтин-гол. Циркон из данной пробы представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического габитуса (от удлиненного до короткопризматического, иногда до округлого). $K_{удл} = 1–3$. Простые формы, формирующие огранение, представлены призмами {100}, {111} и дипирамидами {101} и {111}. Ребра кристаллов сглажены. Зерна циркона прозрачные и полупрозрачные, цвет изменяется от бесцветного и бледно-желтого до светло-коричневого. Катодолюминесцентное исследование внутреннего строения кристаллов показало, что все они имеют ядра с тонкой осцилляторной зональностью и с более низкой интенсивностью люминесценции, чем тонкие оболочки (рис. 6а–6е).

Оптическое исследование показало, что зерна циркона состоят из ядер и одной или двух оболочек. Ядра в цирконе преимущественно коричневые, прозрачные, с резорбированной поверхностью, часто разбиты трещинами на отдельные блоки. Они содержат многочисленные первичные, частично раскристаллизованные (с силикатным стеклом) расплавные включения; вторичные полностью раскристаллизованные расплавные включения и вторичные флюидные включения, приуроченные к трещинкам. При наличии первичных расплавных включений в ядрах циркона свидетельствует об их вулканическом

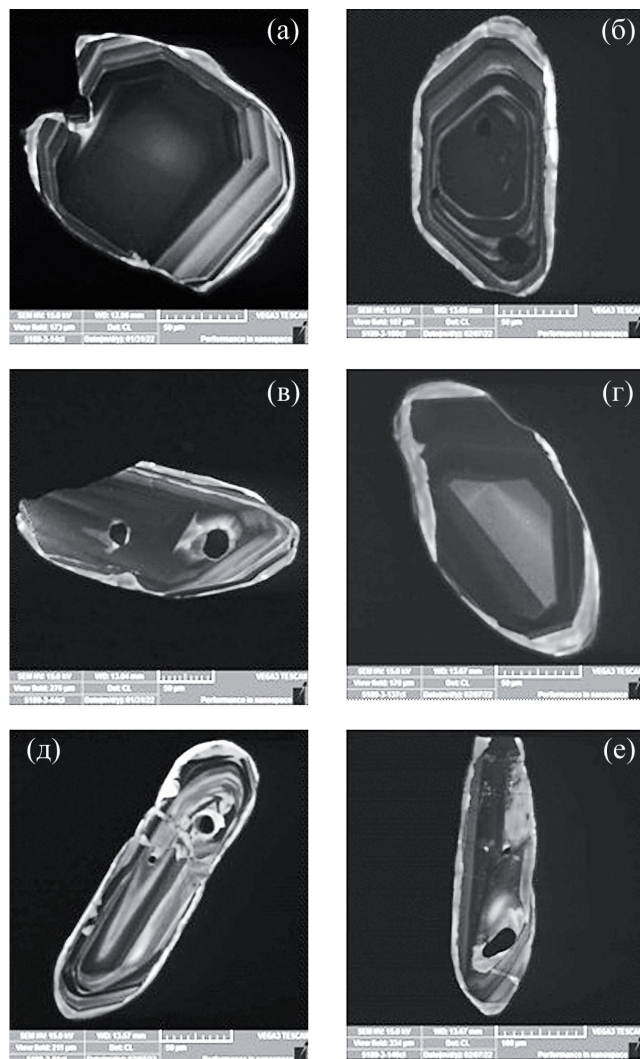


Рис. 6. Катодолуминесцентные изображения кристаллов циркона из пробы 5189-3.

генезисе. Практически все первичные расплавные включения в ядрах декрепитированы, что позволяет предположить проявление более позднего высокотемпературного процесса метаморфизма. Оболочка вокруг ядер широкая — в большинстве случаев составляет не менее половины зерна (рис. 6б), бесцветная или желтоватая. Она содержит первичные расплавные и многочисленные флюидные включения, указывающие на ее образование при высокотемпературном метаморфизме, возможно гранулитовом. Поверхность резорбирована и иногда деформирована — разбита субпараллельными, часто изогнутыми

Рис. 7. (а) Диаграмма с конкордией для циркона из пробы 5189-3, (б) диаграмма с конкордией для точек с $D < 2\%$ (кроме одной, другого возраста) и (в) гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ для точек с $D < 2\%$ (46 зерен).

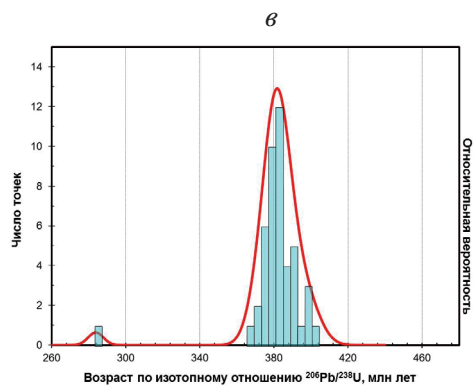
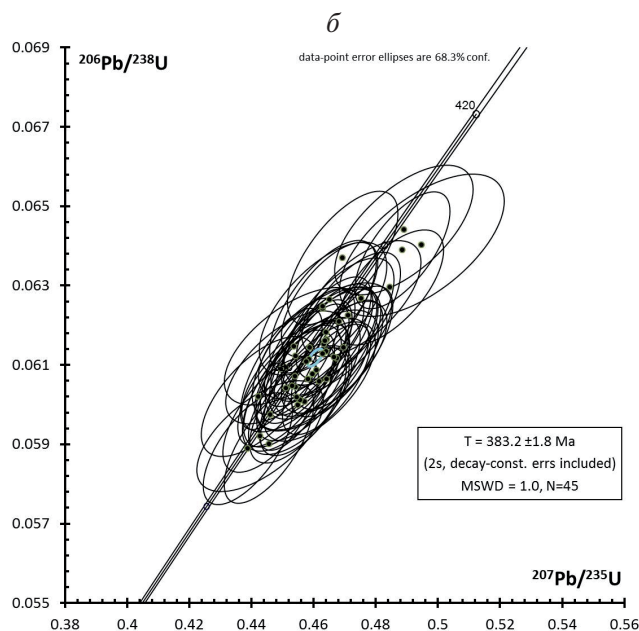
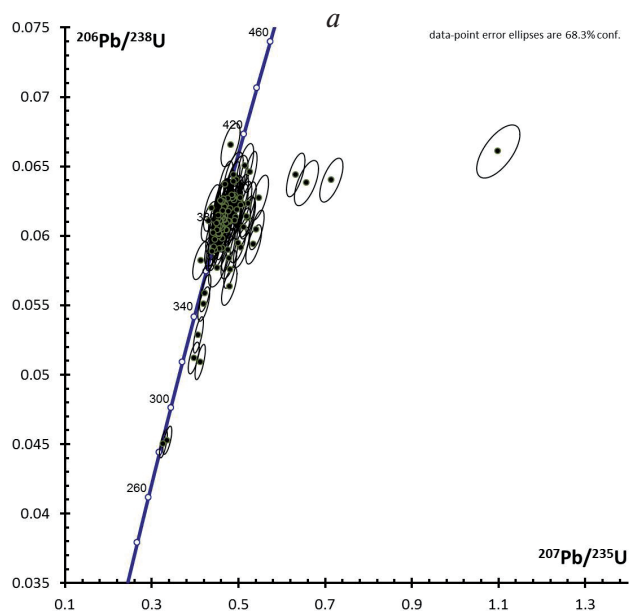


Таблица 1. Результаты U–Pb LA-ICP-MS исследований цирконов пробы 5189-3

Номер образца	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	
1181-01	0.0558	0.0008	0.4071	0.0077	0.0529	0.0009	0.71	1321	1164	1.14	332	11	–4.2
1181-02	0.0561	0.0009	0.4626	0.0093	0.0598	0.0010	0.70	575	441	1.30	374	12	–3.0
1181-03	0.0569	0.0016	0.4739	0.0140	0.0604	0.0010	0.63	160	180	0.89	378	13	–4.0
1181-04	0.0606	0.0010	0.4810	0.0096	0.0576	0.0009	0.69	496	722	0.69	361	11	–9.5
1181-08	0.0555	0.0010	0.4698	0.0104	0.0614	0.0010	0.68	238	284	0.84	384	12	–1.7
1181-10	0.0535	0.0008	0.4496	0.0087	0.0609	0.0010	0.71	1080	689	1.57	381	12	1.1
1181-100	0.0583	0.0011	0.4910	0.0106	0.0611	0.0009	0.66	752	843	0.89	383	11	–5.7
1181-102	0.0532	0.0011	0.4584	0.0105	0.0625	0.0010	0.65	493	456	1.08	391	12	2.1
1181-106	0.0585	0.0010	0.4762	0.0104	0.0590	0.0010	0.69	913	1016	0.90	370	12	–6.5
1181-107	0.0561	0.0019	0.4948	0.0175	0.0640	0.0012	0.62	111	177	0.63	400	14	–2.0
1181-109	0.0513	0.0014	0.4387	0.0129	0.0620	0.0011	0.64	175	213	0.82	388	13	5.0
1181-112	0.0549	0.0011	0.4640	0.0110	0.0613	0.0011	0.68	413	422	0.98	384	13	–0.8
1181-113	0.0595	0.0013	0.5109	0.0131	0.0623	0.0011	0.66	341	350	0.98	389	13	–7.1
1181-114	0.0548	0.0013	0.4630	0.0123	0.0613	0.0011	0.66	186	251	0.74	383	13	–0.8
1181-115	0.0534	0.0012	0.4693	0.0117	0.0637	0.0011	0.66	410	390	1.05	398	13	1.9
1181-116	0.0584	0.0011	0.5051	0.0115	0.0627	0.0011	0.68	626	578	1.08	392	13	–5.5
1181-117	0.0545	0.0012	0.4543	0.0114	0.0604	0.0011	0.67	344	419	0.82	378	13	–0.5
1181-12	0.0556	0.0013	0.4621	0.0122	0.0603	0.0010	0.65	78	132	0.59	378	12	–2.1
1181-121	0.0538	0.0011	0.4630	0.0113	0.0625	0.0011	0.6	665	513	1.30	391	13	1.1
1181-122	0.1207	0.0033	1.0990	0.0329	0.0661	0.0013	0.64	98	162	0.60	413	15	–45.2
1181-123	0.0562	0.0011	0.4715	0.0113	0.0609	0.0011	0.67	623	583	1.07	381	13	–2.8
1181-124	0.0538	0.0014	0.4630	0.0135	0.0624	0.0011	0.64	213	257	0.83	390	13	1.0
1181-125	0.0563	0.0013	0.4813	0.0125	0.0619	0.0011	0.66	550	430	1.28	388	13	–2.9
1181-127	0.0540	0.0010	0.4388	0.0095	0.0589	0.0009	0.67	252	284	0.89	369	11	–0.1
1181-128	0.0538	0.0009	0.4542	0.0092	0.0612	0.0010	0.68	386	406	0.95	383	12	0.7
1181-129	0.0554	0.0010	0.4675	0.0097	0.0612	0.0010	0.68	312	329	0.95	383	12	–1.7
1181-130	0.0542	0.0010	0.4587	0.0096	0.0614	0.0010	0.68	210	260	0.81	384	12	0.3
1181-132	0.0589	0.0012	0.5052	0.0117	0.0622	0.0010	0.66	183	246	0.74	389	12	–6.3
1181-133	0.0542	0.0011	0.4461	0.0101	0.0597	0.0010	0.66	211	263	0.80	374	12	–0.1
1181-134	0.0575	0.0013	0.5153	0.0128	0.0650	0.0010	0.65	197	228	0.86	406	13	–3.7
1181-135	0.0620	0.0013	0.5061	0.0120	0.0592	0.0010	0.65	183	216	0.85	371	12	–10.9
1181-136	0.0542	0.0011	0.4511	0.0103	0.0604	0.0010	0.66	256	255	1.00	378	12	0.0
1181-137	0.0567	0.0012	0.4623	0.0111	0.0591	0.0010	0.66	152	209	0.73	370	12	–4.0
1181-14	0.0548	0.0010	0.4456	0.0095	0.0590	0.0010	0.69	557	436	1.28	370	12	–1.2
1181-140	0.0549	0.0009	0.4226	0.0087	0.0559	0.0009	0.68	847	1001	0.85	351	11	–2.1
1181-141	0.0553	0.0013	0.4619	0.0119	0.0606	0.0010	0.64	170	208	0.82	379	12	–1.7
1181-142	0.0550	0.0011	0.4550	0.0103	0.0600	0.0010	0.66	435	422	1.03	376	12	–1.4

Таблица 1. Продолжение

Номер образца	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$		Th	U		$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	
1181-143	0.0594	0.0014	0.4783	0.0125	0.0584	0.0010	0.64	164	213	0.77	366	12	-7.8
1181-144	0.0549	0.0015	0.4609	0.0131	0.0609	0.0010	0.63	82	132	0.62	381	12	-1.0
1181-146	0.0809	0.0018	0.7139	0.0177	0.0640	0.0010	0.65	91	152	0.60	400	13	-26.9
1181-15	0.0544	0.0011	0.4532	0.0104	0.0605	0.0010	0.67	514	275	1.87	378	12	-0.3
1181-17	0.0587	0.0008	0.4118	0.0079	0.0509	0.0008	0.71	2249	2145	1.05	320	10	-8.6
1181-18	0.0571	0.0010	0.4803	0.0104	0.0610	0.0010	0.68	493	490	1.01	382	12	-4.1
1181-19	0.0548	0.0011	0.4583	0.0110	0.0606	0.0010	0.66	293	304	0.97	380	12	-0.9
1181-20	0.0613	0.0012	0.5189	0.0118	0.0614	0.0010	0.66	412	443	0.93	384	12	-9.5
1181-21	0.0618	0.0012	0.5217	0.0116	0.0613	0.0010	0.67	279	285	0.98	383	12	-10.1
1181-22	0.0547	0.0012	0.4682	0.0117	0.0621	0.0011	0.66	255	257	0.99	388	13	-0.4
1181-24	0.0543	0.0009	0.4576	0.0098	0.0611	0.0010	0.69	734	573	1.28	382	12	-0.1
1181-25	0.0549	0.0011	0.4711	0.0111	0.0622	0.0011	0.67	288	315	0.91	389	13	-0.7
1181-26	0.0560	0.0013	0.4767	0.0123	0.0618	0.0011	0.65	140	255	0.55	386	13	-2.4
1181-29	0.0592	0.0010	0.5273	0.0103	0.0646	0.0010	0.68	1071	662	1.62	403	12	-6.2
1181-31	0.0546	0.0010	0.4643	0.0097	0.0616	0.0009	0.66	401	395	1.01	386	11	-0.4
1181-32	0.0544	0.0008	0.4585	0.0085	0.0611	0.0009	0.69	897	757	1.18	383	11	-0.2
1181-33	0.0535	0.0017	0.4537	0.0148	0.0615	0.0010	0.61	74	119	0.62	385	12	1.2
1181-34	0.0553	0.0011	0.4203	0.0090	0.0551	0.0008	0.66	745	640	1.16	346	10	-2.9
1181-35	0.0551	0.0015	0.4890	0.0147	0.0644	0.0011	0.63	63	113	0.56	402	13	-0.5
1181-36	0.0563	0.0011	0.3972	0.0084	0.0512	0.0008	0.66	413	1068	0.39	322	9	-5.2
1181-37	0.0562	0.0013	0.4863	0.0125	0.0627	0.0010	0.63	251	283	0.89	392	12	-2.5
1181-38	0.0548	0.0013	0.4596	0.0120	0.0608	0.0009	0.63	183	242	0.76	380	11	-0.9
1181-39	0.0555	0.0010	0.4642	0.0094	0.0606	0.0009	0.67	1367	941	1.45	380	11	-2.0
1181-41	0.0546	0.0016	0.4636	0.0141	0.0616	0.0010	0.61	100	127	0.79	385	12	-0.4
1181-42	0.0582	0.0009	0.4962	0.0093	0.0619	0.0010	0.70	3103	2060	1.51	387	12	-5.4
1181-43	0.0525	0.0015	0.4819	0.0145	0.0666	0.0010	0.61	188	234	0.80	415	12	4.0
1181-44	0.0553	0.0012	0.4666	0.0112	0.0612	0.0009	0.64	347	395	0.88	383	11	-1.5
1181-45	0.0550	0.0014	0.4753	0.0127	0.0627	0.0010	0.63	295	336	0.88	392	12	-0.8
1181-46	0.0608	0.0014	0.4988	0.0123	0.0595	0.0009	0.64	666	535	1.25	372	11	-9.4
1181-49	0.0548	0.0008	0.4546	0.0080	0.0602	0.0009	0.69	1773	1247	1.42	377	11	-1.0
1181-50	0.0712	0.0014	0.6324	0.0141	0.0644	0.0010	0.67	449	314	1.43	402	13	-19.1
1181-51	0.0526	0.0008	0.3265	0.0060	0.0450	0.0007	0.68	84	1366	0.06	284	8	-1.1
1181-52	0.0608	0.0013	0.5222	0.0126	0.0623	0.0010	0.66	216	180	1.20	390	12	-8.6
1181-54	0.0542	0.0016	0.4428	0.0135	0.0592	0.0009	0.61	104	130	0.80	371	11	-0.4
1181-55	0.0617	0.0013	0.4792	0.0117	0.0564	0.0009	0.65	294	293	1.00	354	11	-11.1
1181-56	0.0633	0.0014	0.5477	0.0139	0.0627	0.0011	0.65	669	617	1.08	392	13	-11.5
1181-57	0.0560	0.0011	0.4558	0.0102	0.0591	0.0009	0.65	194	262	0.74	370	11	-2.9
1181-59	0.0612	0.0011	0.5120	0.0103	0.0606	0.0009	0.67	1154	1222	0.94	380	11	-9.6

Таблица 1. Окончание

Номер образца	Изотопные отношения						Rho	Содержание, мкг/г		Th/U	Возраст, млн лет		D, %
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$		Th	U		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	
1181-65	0.0514	0.0014	0.4127	0.0121	0.0582	0.0009	0.62	143	191	0.75	365	11	4.0
1181-66	0.0566	0.0014	0.4719	0.0127	0.0604	0.0009	0.63	192	178	1.08	378	11	-3.6
1181-67	0.0542	0.0012	0.4540	0.0113	0.0607	0.0009	0.64	181	216	0.84	380	11	0.0
1181-68	0.0552	0.0010	0.4571	0.0094	0.0601	0.0009	0.66	483	480	1.00	376	11	-1.6
1181-69	0.0533	0.0013	0.4423	0.0122	0.0602	0.0010	0.64	171	193	0.89	377	12	1.4
1181-70	0.0567	0.0017	0.4511	0.0137	0.0577	0.0009	0.61	141	175	0.81	362	11	-4.4
1181-71	0.0746	0.0019	0.6568	0.0184	0.0638	0.0011	0.64	101	124	0.81	399	13	-22.2
1181-73	0.0550	0.0012	0.4556	0.0110	0.0601	0.0009	0.64	272	306	0.89	376	11	-1.3
1181-74	0.0513	0.0014	0.4320	0.0122	0.0611	0.0009	0.62	136	185	0.73	382	11	4.8
1181-75	0.0568	0.0013	0.4902	0.0121	0.0626	0.0010	0.64	195	286	0.68	391	12	-3.4
1181-79	0.0538	0.0009	0.3358	0.0068	0.0453	0.0007	0.67	107	1738	0.06	286	8	-2.9
1181-80	0.0567	0.0008	0.4770	0.0087	0.0611	0.0009	0.69	2068	1231	1.68	382	11	-3.5
1181-81	0.0558	0.0012	0.4847	0.0113	0.0630	0.0010	0.65	313	277	1.13	394	12	-1.9
1181-85	0.0583	0.0008	0.4935	0.0085	0.0613	0.0009	0.70	3391	2158	1.57	384	11	-5.8
1181-89	0.0537	0.0014	0.4510	0.0128	0.0609	0.0009	0.62	140	140	1.00	381	11	0.9
1181-90	0.0564	0.0010	0.4885	0.0101	0.0628	0.0009	0.66	1706	1069	1.60	393	11	-2.7
1181-91	0.0568	0.0012	0.4929	0.0112	0.0629	0.0010	0.65	264	299	0.88	393	12	-3.4
1181-93	0.0555	0.0010	0.4886	0.0101	0.0639	0.0010	0.67	462	853	0.54	399	12	-1.1
1181-94	0.0538	0.0011	0.4651	0.0102	0.0626	0.0010	0.65	450	438	1.03	392	12	1.0
1181-96	0.0544	0.0010	0.4641	0.0095	0.0618	0.0009	0.67	703	543	1.29	387	11	-0.1
1181-97	0.0650	0.0012	0.5413	0.0113	0.0604	0.0009	0.67	857	1214	0.71	378	11	-13.9
1181-98	0.0546	0.0012	0.4633	0.0113	0.0615	0.0009	0.64	279	345	0.81	385	12	-0.4
1181-99	0.0653	0.0013	0.5348	0.0120	0.0594	0.0009	0.66	2889	1276	2.26	372	11	-14.5

Примечание. Rho – коэффициент корреляции $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, D – степень дискордантности.

трещинами, позволяющими предположить не только наложение более позднего процесса, но и его высокobarический тип. Внешняя оболочка обычно прерывистая, бесцветная и содержит только единичные флюидные включения, что свидетельствует о ее метаморфической природе. Неровный характер поверхности между оболочками и фрагментарность внешней оболочки позволяют предположить, что поздний эпизод метаморфизма M_2 имел меньшую температуру (560–630°C при 5.5–7.5 кбар) по сравнению с метаморфизмом M_1 (около 870°C при 5.7 кбар).

Всего методом LA-ICP-MS было проанализировано 98 зерен циркона из образца 5189-3 (шайба 1181) (табл. 1). По результатам измерений построена диаграмма с конкордией (рис. 7а). Для точек

с полученным значением дискордантности <2% (46 зерен) построены гистограмма и распределение относительных вероятностей возрастов по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (рис. 7в). Для 45 точек (кроме одной, другого возраста) получено конкордантное значение возраста 383.2 ± 1.8 млн лет (рис. 7б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Метаморфические преобразования установленных эпизодов не являются стадиями развития единого герцинского цикла метаморфизма, происходившего в интервале около 390–360 млн лет. Они разделены относительно кратковременной стадией стабилизации (385–375 млн лет). Стадия

стабилизации предполагает смену тектонических обстановок, которую фиксирует внедрение массивов постметаморфических гранитов, завершающих метаморфизм M_1 , а также формирование роев даек гашуннурского комплекса, имеющих секущие соотношения с мигматитами (рис. 4а) и постметаморфическими гранитами (Козаков и др., 2007, 2019, 2022). После внедрения даек все метаморфические породы и постметаморфические гранитоиды раннего эпизода (M_1) совместно с дайками вовлекались в структурно-метаморфические преобразования в ходе наложенного цикла метаморфизма (M_2) (рис. 5в, 5г) в условиях амфиболитовой фации — процесс, названный П. Эскола (1967) “эффектом Седерхольма” в честь открывшего его И. Седерхольма (Sederholm, 1934). В геологическом развитии Балтийского щита Восточно-Европейской платформы данная последовательность геологических процессов послужила основанием для выделения двух эпох диастрофизма (Салоп, 1971). Позднее проявление двух тектоно-метаморфических циклов (архейского и раннепротерозойского) было обосновано геохронологически. В развитии раннедокембрийского фундамента Восточно-Сибирской платформы также установлены периоды стабилизации и рифтогенеза на рубеже архея и раннего протерозоя. Однако для древних платформ периоды стабилизации по сравнению с фанерозойскими поясами происходили значительно дольше, во многом определяясь длительностью существования мантийных плюмов. Тектоническое событие 2.5–2.4 млрд лет имело глобальный характер и проявилось на большинстве континентов в виде континентального рифтогенеза и внутриплитного, преимущественно мафического магматизма (Escola, 1948; Эскола, 1967; Глебовицкий, 1993; Ларин и др., 2012). В пределах Алдано-Станового щита чарнокитам и габброидам с возрастaми 2611 ± 38 и 2623 ± 23 млн лет предшествовал архейский метаморфизм гранулитовой фации с возрастaми $\sim 2627 \pm 16$ млн лет, при этом они были повторно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации в раннем протерозое около 1849 ± 15 млн лет назад (Сальникова и др., 2004).

Рассматривая возможную тектоническую обстановку формирования ЮАМП, надо подчеркнуть, что к концу кембрия—началу ордовика был сформирован раннекаледонский палеоконтинент и по его южной окраине установился режим пассивной окраины (Руженцев, Поспелов, 1992). В раннем—среднем палеозое произошло преобразование пассивной окраины в активную и, соответственно, формирование аккреционного клина. Спектр возрастaов детритовых цирконов указывает на значительную роль раннепалеозойских пород в источнике осадков, но также свидетельствует о подчиненном участии более древних комплексов — ранне- и позднедокембрийских (Jiang et al., 2011, 2012). Изотопные характеристики Pb и Nd средне- и позднепалеозойских гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая также отражают неоднородность их источников, которыми являлись

метатерригенные породы новообразованного аккреционного клина. Они могли формироваться как продукты разрушения пород с Pb и Nd изотопными характеристиками островодужных комплексов Озёрной зоны, а также ранне- и позднедокембрийских террейнов южного обрамления Сибирской платформы — источников метаморфических пород с древнекоровыми изотопными характеристиками (Саватенков и др., 2020).

В конце раннего девона и в среднем девоне в пределах Южно-Монгольского палеоокеана формировалась система островных дуг и задуговых прогибов, что характеризует быстрый рост ювенильной коры (Ярмолюк и др., 2007). К середине девона прекратился спрединг в океанических бассейнах и в результате действия протяженных зон субдукции вдоль Сибирского континента и Казахстана началось их активное закрытие.

Результаты проведенных исследований позволяют рассмотреть следующую последовательность формирования моно- и полиметаморфических комплексов ЮАМП. В раннем девоне в обрамлении каледонского палеоконтинента в океанических бассейнах начались процессы конвергенции, а на окраине каледонского палеоконтинента произошел переход к режиму активной окраины. С этим процессом связан ранний эпизод регионального метаморфизма (M_1) в интервале около 390–380 млн лет. Условия этого метаморфизма (повышенная температура и пониженное давление) предполагают пологую субдукцию горячей океанической плиты при близком расположении оси спрединга к окраине каледонского Сибирского палеоконтинента. В ходе субдукции спрединговый центр перемещался в направлении новообразованной активной окраины каледонского палеоконтинента и впоследствии был субдуцирован под окраину континента. С его прохождением под краем континента могло быть связано развитие рифтогенных процессов в ходе последнего субдукционного процесса, кратковременная стабилизация и внедрение постметаморфических гранитоидов по отношению к структурам раннего эпизода метаморфизма M_1 . С погружением спредингового хребта под край континента в интервале ~ 380 –370 млн лет могло быть связано формирование роев даек гашуннурского комплекса (Козаков и др., 2019, 2022).

Позднедевонский эпизод (370–360 млн лет) метаморфизма повышенного давления (M_2) коррелирует с продолжением аккреции среднепалеозойских островодужных комплексов блоков Южной Монголии (Ярмолюк и др., 2007). С ним связано формирование тектонических пластин различного порядка, а также становление их внутренней чешуйчатой структуры. Возобновление субдукционного процесса привело к развитию регионального метаморфизма повышенного давления и переработке метаморфических пород раннего эпизода, а также завершающих его гранитоидов и даек гашуннурского комплекса.

В тектонических пластинах Монгольского Алтая ранний метаморфизм M_1 , как правило, установлен в относительно узкой полосе их южных частей. Структурно-метаморфические преобразования, связанные с метаморфизмом M_2 , проявлены как наложенные в ранее метаморфизованных породах, но также и в породах, в которых не фиксируется парагенезисов или структур, связанных с более ранним метаморфизмом. Следовательно, сочленение этих образований происходило до начала метаморфизма повышенного давления (M_2). Метаморфические преобразования M_2 были наложены как на породы, достигающие уровня высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фации, так и на породы более низких степеней метаморфизма M_1 . Изменение термодинамического режима метаморфизма — переход от режима пониженного давления к повышенному в интервалах “против движения часовой стрелки” — могло быть связано с проявлением периода стабилизации и, соответственно, охлаждения сформированных метаморфических образований. В ходе продолжения аккреционно-коллизийного процесса и возобновления субдукции по мере перемещения ранее сформированных метаморфических пород этапа M_1 от края каледонского палеоконтинента могло произойти изменение термодинамического режима, возможно, вследствие изменения угла наклона субдукционных зон (Лиханов, 2020).

Вместе с тем проявление наложенного метаморфизма не обязательно может быть связано с неоднократным развитием тектоно-метаморфических циклов, разделенных периодом стабилизации. Интервал между циклами может быть различной длительности. Например, для фундамента древних платформ — это архей и ранний протерозой, как это было показано для Балтийского щита Восточно-Европейской платформы и для раннедокембрийского фундамента Восточно-Сибирской платформы.

В свекофеннидах юго-западного Приладожья в зоне линейной складчатости известно наложение метаморфизма амфиболитовой фации на гранулиты, что связывалось с более поздним наложенным метаморфизмом. Однако было показано (Судовиков и др., 1969), что в данной зоне линейной изоклинальной складчатости развиты “слайд-структуры”, с которыми связано образование тектонических пластин по породам гранулитовой фации, и по сдвиговым зонам происходило перемещение гранулитов в зону амфиболитовой фации. В результате образовалась кристаллизационная сланцеватость амфиболитовой фации, наложенная на гранулиты. С этими же синметаморфическими сдвиговыми зонами связано наложение раннепротерозойского метаморфизма амфиболитовой фации на гиперстеновые чарнокиты Куркиёского массива и тоналиты Лауватсарского массива (1871 ± 6 и 1864 ± 19 млн лет соответственно); завершение метаморфизма фиксируют постскладчатые калиевые граниты Тервусского массива с возрастом 1856

± 7 млн лет (Козаков и др., 1997). В данном случае стадийность развития процессов метаморфизма может рассматриваться в рамках одного тектоно-метаморфического цикла в интервале около 1870–1850 млн лет.

В Сангиленском блоке Тувино-Монгольского террейна ранний эпизод метаморфизма повышенного давления проявился 536 ± 6 млн лет назад, а поздний эпизод пониженного давления — $495–505$ млн лет назад. В интервале около 530–510 млн лет происходило внедрение даек базитов, секущих мигматиты раннего эпизода. При этом гранулитовый метаморфизм определен на том же раннепалеозойском рубеже 494 ± 11 млн лет (Козаков и др., 2001, U–Th–Pb, SIMS), что и наложенный и прогрессивный метаморфизм ($\sim 505–490$ млн лет) в Сангиленском и Хан-Хухэйском блоках Тувино-Монгольского террейна (Козаков, Азимов, 2017; Козаков и др., 2019, 2021). Таким образом, стадия стабилизации, фиксируемая дайками габброидов и последующим наложением метаморфизма амфиболитовой фации пониженного давления на метаморфиты моренского комплекса повышенного давления (дистен-ортоклазовая фация) (Козаков, 1976, 1986), устанавливается только в интервале $\sim 530–510$ млн лет. Наложение же метаморфизма амфиболитовой фации на сверхвысокотемпературные гранулиты (Азимов и др., 2018) связано с перемещением тектонических пластин при формировании главных картируемых субвертикальных изоклинальных складок из зоны гранулитовой фации в верхние структурные этажи на уровень амфиболитовой фации. Таким образом, этот процесс отражает стадии развития единого раннепалеозойского ($\sim 505–495$ млн лет) тектоно-метаморфического цикла, происходившего в условиях повышенной температуры и пониженного давления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование Южно-Алтайского метаморфического пояса отражает основные этапы развития девонской континентальной окраины каледонского палеоконтинента. Субдукция молодой океанической плиты вблизи оси спрединга обусловила ранний эпизод метаморфизма M_1 в интервале около 390–380 млн лет.

Погружение спредингового хребта под активную окраину обрамления каледонского палеоконтинента и открытие астеносферного окна инициировало перерыв в развитии субдукционной зоны и, соответственно, перерыв в развитии метаморфизма раннего эпизода в интервале около 380–375 млн лет.

Поздний эпизод метаморфизма M_2 в интервале около 370–360 млн лет связан с продолжением аккреционно-коллизийного процесса приращивания островодужных комплексов Южно-Монгольского и Обь-Зайсанского палеоокеанических бассейнов

к Алтайской окраине Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов.

Можно предположить, что изменение ориентировки структур при переходе к позднему эпизоду метаморфизма связано с проявлением стабилизации и, соответственно, охлаждения сформированных к этому рубежу метаморфических пород. Возобновление аккреционно-коллизийного процесса и начало позднего эпизода метаморфизма, возможно, происходило в ходе сочленения и совместной деформации пород разной компетентности — консолидированных метаморфических пород и терригенно-вулканогенных образований, ранее не вовлеченных в процессы метаморфизма.

В целом становление ЮАМП связано с развитием герцинского Южно-Монгольского палеоокеанического бассейна, в котором активное многоэтапное развитие проявлено в обрамлении каледонского палеоконтинента. Однако следует отметить, что структурно-метаморфические преобразования ЮАМП не проявлены в толщах его обрамления: ни в структурах венда-кембрия северного обрамления, ни в герцинидах южного обрамления, между которыми он расположен. В них нет признаков наложения герцинского метаморфизма. Следовательно, положение тектонических пластин ЮАМП в современной структуре обусловлено более поздними сдвиговыми деформациями, оторванными во времени от проявленных в них процессов регионального метаморфизма, что может быть связано с вращением Сибирской платформы (Метелкин, 2012) относительно структур фанерозойского обрамления.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам А.Н. Диденко, А.М. Ларину и А.Б. Котову за замечания и рекомендации, которые улучшили понимание сделанных авторами выводов в представленной статье. Авторы также глубоко признательны Г.П. Плещач за многолетнее высокопрофессиональное выполнение картографических и оформительных работ для представления результатов наших исследований.

Источники финансирования. Исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН в рамках программы НИР: FMUW-2022-0003 (Санкт-Петербург) и тем государственного задания Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (УНТ/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 2. С. 158–162. <https://doi.org/10.7868/S0869565218080108>

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулешко И.М. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты уран-свинцового датирования // Геотектоника. 1992. № 2. С. 104–112.

Глебовицкий В.А. Тектоника и региональный метаморфизм раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 1993. № 1. С. 7–24.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 59–75.

Ермолов П.В., Паталаха Е.И., Ефимов И.А., Полянский Н.В., Пономарева А.П., Найденов Б.М., Хохлов П.И. Метаморфические комплексы и некоторые черты тектоники Зайсанской складчатой системы и рудного Алтая // Геотектоника. 1984. № 4. С. 61–74.

Козаков И.К. Структурные особенности и метаморфизм докембрийских гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы // Геология и геофизика. 1976. № 12. С. 159–160.

Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.

Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока ТМТ (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 635–645.

Козаков И.К., Котов А.Б., Миллер Ю.В., Глебовицкий В.А. Два типа проявления тектоно-метаморфических циклов во времени // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 23–36.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.

Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикова Е.В., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Докл. АН. 2002. Т. 386. № 1. С. 82–87.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н., Ковач В.П., Федосеев А.М., Яковлева С.З. Возраст и геодинамическая обстановка формирования высокотемпературных метаморфических комплексов Южно-Монгольского пояса // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 4. С. 519–524.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Загорная Н.Ю., Плотнова Ю.В., Подковыров В.Н. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 133–159.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Плотнова Ю.В. Возраст источника метатерригенных пород Южно-Алтайского

- метаморфического пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 41–48.
- Козаков И.К., Диденко А.Н., Азимов П.Я., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамические обстановки и условия формирования кристаллических комплексов Южно-Алтайского и Южно-Гобийского метаморфических поясов // Геотектоника. 2011. № 3. С. 7–30.
- Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Оюунчимэг Ц., Эрдэнэжаргал Ч. Геодинамическая обстановка формирования поли- и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 233–257.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Адамская Е.В., Азимов П.Я., Гороховский Б.М., Иванова А.А., Ойдуп Ч.К., Плоткина Ю.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования метаморфических комплексов юго-западной части Тувино-Монгольского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 4. С. 3–26.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Плоткина Ю.В. Этапы формирования Южно-Алтайского метаморфического пояса (Центральная Азия) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 356–370.
- Ларин А.М., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Раннедокембрийские гранитоиды А-типа Алданского щита и его складчатого обрамления: источники и геодинамические обстановки формирования // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 242–265.
- Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.
- Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 460 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Полянский О.П., Сухоруков В.П., Травин А.В., АLEXIN И.Г., Юдин Д.С. Тектоническая интерпретация термохронологических данных и Р–Т параметров метаморфизма пород зонального комплекса Бодончин (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. С. 1256–1275.
- Руженцев С.В., Бадарч Г., Вознесенская Т.А., Маркова Н.Г. Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 111–117.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И. Южно-Монгольская вавриская складчатая система // Геотектоника. 1992. № 5. С. 45–62.
- Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Руднев С.Н., Оюунчимэг Ц. Pb и Nd изотопная систематика гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая как отражение процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 451–467.
- Салон Л.И. Основные черты стратиграфии и тектоники докембрия Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Балтийского щита и покрова Русской платформы. Труды ВСЕГЕИ. 1971. Т. 175.
- Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Суханов М.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Толкачев М.Д. Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 3–11.
- Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С., Петров В.П., Харитонов А.Л. Геологическое развитие подвижных поясов (Северное Приладожье). Ленинград: Наука, 1969. С. 1–27.
- Сухоруков В.П. Состав и условия формирования андалузит-кианит-силлиманитовых сегрегаций в метаморфических породах Целского блока (Монгольский Алтай) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 6. С. 478–482.
- Сухоруков В.П., Полянский О.П., Крылов А.А., Зинovieв С.В. Реконструкция Р–Т тренда метаморфизма глиноземистых сланцев Цогтского блока (Монгольский Алтай) на основании зональности граната // Петрология. 2016. Т. 24. С. 441–466.
- Эскола П. Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. Ред. Ранкама К. М.: Мир, 1967.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И., Терентьева Л.Б., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Энжин Г. Изотопный состав коры герцинид Южной Монголии: к обоснованию герцинского этапа ювенильного корообразования // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 6. С. 804–809.
- Burenjargal U., Okamoto A., Kuwata T., Sakata S., Hirata T., Tsuchiya N. Thermal evolution of the Tseel Terrane, SW Mongolia and its relation to granitoid intrusions in the Central Asian Orogenic Belt // J. Metamorph. Geol. 2014. V. 32. P. 765–790.
- Hanhl P., Schulmann K., Vojtmach Janouek V., Ondrej Lexa O., Hrdliukov K., Jiang Yi., Burianek D., Battushig Altanbaatar B., Ganchuluun T., Erban V. Making continental crust: origin of Devonian orthogneisses from SE Mongolian Altai // J. Geosci. 2016. V. 61. P. 25–50.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Jiang Y., Sun M., Zhao G., Yuan C., Xiao W., Xia X., Long X., Wu F. Precambrian detrital zircons in the Early Paleozoic Chinese Altai: their provenance and implications for the crustal growth of Central Asia // Precambrian Res. 2011. V. 189. P. 140–154.
- Jiang Y., Sun M., Kröner A., Tumurkhuu D., Long X., Zhao G.C., Yuan C., Xiao W.J. The high-grade Tseel terrane

- in SW Mongolia: an early Paleozoic arc system or a Precambrian slier? // *Lithos*. 2012. V. 142–143. P. 95–115.
- Kröner A., Lehmann J., Schulmann K., Demoux A., Lexa O., Tomurhuu D., Štípská P., Liu D., Wingate M.T.D. Devonian orthogneisses from SE Mongolian Altai: lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by Late Paleozoic accretion // *Am. J. Sci.* 2010. V. 310. P. 523–574.
- Ludwig K.R. Isoplot V. 4.15. Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronol. Center Spec. Publ. 2008. № 4. 76 p.
- Sederholm J.J. On migmatites and associated rocks of Southwestern Finland, pt. 3. The Åland Islands // *Bull. Comm. Geol. Finlande*. 1934. № 107.
- van Achterbergh E., Ryanm C.G., Griffin W.L. GLITTER: On-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe // *Proc. 9th Goldschmidt Conf. Cambridge, Massachusetts*, 1999. 305 p.
- Wang T., Hong D., Jahn B., Tong Yi., Wang Ya., Han B., Wang Xi. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from Altay Mountains, Northwest China: implications for the tectonic evolution of accretionary orogen // *J. Geol.* 2006. V. 114. P. 735–751.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newslett.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Windley B.F., Kröner A., Guo Ji., Qu G., Li Y., Zhang Ch. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai Orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // *J. Geol.* 2002. V. 110. P. 719–737.
- Zheng Ch.Q., Kato T., Enami M., Xu U. CHIME monazite ages of metasediments from Altai orogen in northwestern China: Devonian and Permian ages of metamorphism and their significance // *Island Arc*. 2007. V. 16. P. 598–604.

Рецензенты

А. Н. Диденко, А. М. Ларин, А. Б. Котов

Polymetamorphism in the Geological Development of the South Altai Metamorphic Belt, Central Asian Folded Belt

I. K. Kozakov^{a, #}, M. O. Anosova^b, T. I. Kirnozova^b, Yu. V. Plotkina^a,
E. V. Tolmacheva^a, Ch. Erdenezhargal^{c, d}

^a*Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint Petersburg, Russia*

^b*Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^c*Institute of Geology, Academy of Sciences of Mongolia, Ulaanbaatar, Mongolia*

^d*Mongolian National University, Ulaanbaatar, Mongolia*

[#]*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru*

The crystal complexes of the Hercynian South Altai Metamorphic Belt (SAMP), which is a part of the Central Asian Folded Belt, with a length of more than 1500 km, compose tectonic plates of different scales, in which the level of metamorphism in the early stages reached the conditions of high-temperature subfacies of amphibolite and, in places, granulite facies. In tectonic terms, the band of their exits is confined to the outskirts of the North Asian Caledonian continent, stretching from southeast to northwest along the southern slope of the Gobi, Mongolian and Chinese Altai to Eastern Kazakhstan, where they are represented in the Irtysh shear zone. Poly- and monometamorphic complexes have been established as a part of the SAMP. The age of granitoids of the late episode of metamorphism was determined for the Tsel tectonic plate of the Gobi Altai in the southeastern part of the SAMP: from 374 ± 2 to 360 ± 5 million years. These and previously obtained results show that the early episode of low-pressure metamorphism and the late episode of high-pressure metamorphism occurred in the intervals of ~390–385 and 375–360 MA, respectively, almost throughout this belt. In the interval between them, a short-term stabilization stage is fixed. These processes occurred during the closure of the basin with the oceanic crust of the Tethys series of the South Mongolian Ocean (Paleothesis I). The spatial position of the SAMP is due to the asymmetry of the structure of the basin, in which the active continental margin is represented along its northern part, and the passive one along the southern (in modern coordinates).

Keywords: Central Asian folded belt, Hercynides, South Altai Metamorphic Belt, polymetamorphism, dike swarms, geodynamic conditions