

УДК 550.93:552.48 (234.851)

## ХАРБЕЙСКИЙ АМФИБОЛИТ-ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): P–T-ЭВОЛЮЦИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb LA-ICP-MS-ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ЦИРКОНА

© 2024 г. Н. С. Уляшева<sup>1,\*</sup>, А. С. Шуйский<sup>1</sup>, В. Б. Хубанов<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН А.М. Асхабовым 11.03.2024 г.

Поступило 11.03.2024 г.

После доработки 13.05.2024 г.

Принято к публикации 20.05.2024 г.

Изучение ханмейхойской свиты центральной зоны харбейского амфиболит-гнейсового комплекса показало, что распространённые здесь амфиболиты, сланцы и плагиогнейсы образуют две первично магматические серии: низкоглинозёмистых толеитовых metabазальтов нормальной щёлочности и дифференцированную серию высокоглинозёмистых пород от метатрахибазальтов до метариолитов с повышенной щёлочностью. По зональности гранатов фиксируются прогрессивная и регрессивная ветви метаморфизма, пиковые условия которого, согласно расчётам с помощью программы winTWQ, соответствуют высокотемпературной ступени амфиболитовой фации повышенных давлений ( $T$  690–750°C,  $P$  8.1–9.4 кбар). Впервые в харбейском комплексе установлен метаморфический циркон из гранат-биотитового плагиогнейса с низкими значениями отношения Th/U 0,01–0,04 и слабо выраженными положительной цериевой ( $Ce/Ce^* = 1.4–1.7$ ) и отрицательной европиевой ( $Eu/Eu^* = 0.7–0.9$ ) аномалиями, возраст которого по результатам U–Pb LA-ICP-MS-изотопного метода оценивается ранним карбоном (359–341 млн лет). Это время характеризует, по-видимому, переход от пика метаморфизма к регрессивной стадии, связанной с эксгумацией пород. Полученные результаты свидетельствуют о формировании харбейского амфиболит-гнейсового комплекса при становлении Уральского орогена и позволяют рассматривать его в качестве индикатора палеозойских коллизионных процессов.

**Ключевые слова:** ханмейхойская свита, дифференцированная магматическая серия, плагиогнейсы, метаморфический циркон, U–Pb LA-ICP-MS-возраст

**DOI:** 10.31857/S2686739724090103

Амфиболит-гнейсовые комплексы осевой зоны Урала в отличие от эклогитсодержащих, по которым получены веские доказательства о проявлении высокobarического метаморфизма при коллизионных процессах формирования Уральского орогена [4, 8, 15], принято считать архейско-палеопротерозойскими образованиями, высокотемпературные метаморфические изменения которых завершились в докембрии [6, 9]. Для крупнейшего в северной части Урала

харбейского амфиболит-гнейсового комплекса, приуроченного к Центрально-Уральскому поднятию и в разрезе которого снизу вверх выделяются ханмейхойскую, лаптаюганскую и париквасьшорскую свиты палеопротерозойского возраста [10], в последние годы появились новые изотопно-геохронологические данные, указывающие на вероятную связь высокотемпературного метаморфизма с венд-кембрийскими и палеозойскими тектоническими событиями [3, 13]. В западной части комплекса были выявлены высокobarические образования – гранат-глаукофановые и гранат-барруазитовые породы [12] и зафиксирована тенденция увеличения температуры метаморфизма с западной границы комплекса на восток [12, 13].

<sup>1</sup>Институт геологии Федерального Исследовательского Центра Коми Научного Центра Уральского Отделения им. Н.П. Юшкина Российской Академии наук, Сыктывкар, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт им. Н.Л. Добрецова Сибирского отделения Российской Академии наук, Улан-Удэ, Россия

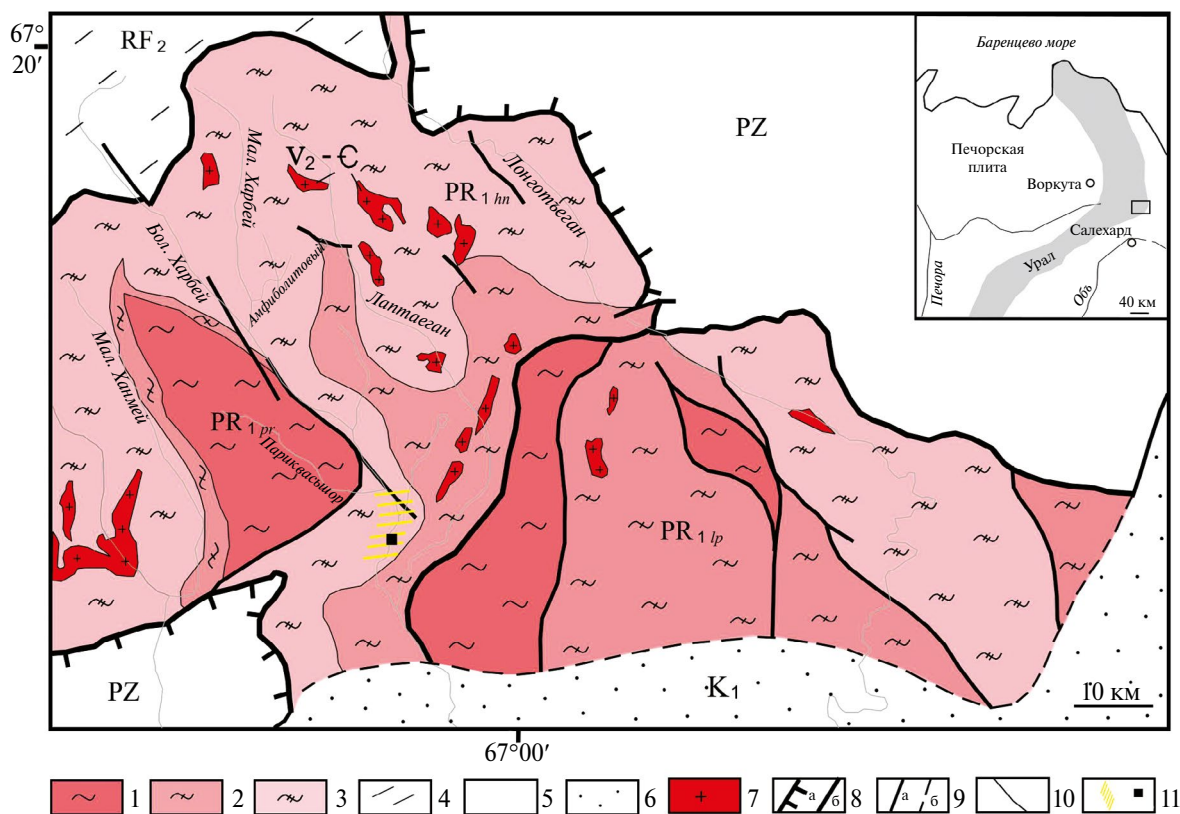
\*E-mail: nataliaulyashewa@yandex.ru

Одним из надёжных методов установления возраста метаморфизма является изотопно-геохронологическое исследование метаморфического циркона, который в условиях амфиболитовой и эклогитовой фаций в период, близкий к пиковым, или при декомпрессии образует тонкие обрастания на цирконе предыдущей генерации, а также изометричные, короткопризматические кристаллы с низкими значениями  $Th/U < 0.07$  [5, 19].

Для выявления пиковых условий формирования пород и возраста метаморфизма харбейского амфиболит-гнейсового комплекса изучен разрез ханмейхойской свиты в центральной части комплекса (р. Б. Харбей, ниже по течению от устья руч. Париквасьшор), где, по-видимому, она подвергалась максимальным термодинамическим изменениям (рис. 1). Проведены U–Pb LA-ICP-MS-изотопно-геохронологическое исследование циркона из гранат-биотитового плагиогнейса.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Текстурные и структурные особенности пород; морфология, состав и зональность минералов изучались под поляризационным микроскопом Биоптик СР-400 и на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 LMH с энерго-дисперсионной приставкой X-MAX 50 mm (“Oxford instruments”) при ускоряющем напряжении 20 кВ, диаметре зонда 180 нм и области возбуждения до 5 мкм. Католюминесцентные изображения циркона получены на СЭМ “ThermoFischer Scientific” Axia ChemiSEM с выдвижным детектор католюминесценции RGB (цветная) с диапазоном обнаружения длин волн: 350–850 нм. Содержания породообразующих оксидов получены с помощью метода мокрой химии. Исследования проводились в ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар). U–Pb LA-SF-ICP-MS-изотопный анализ циркона из гранат-биотитового



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта харбейского амфиболит-гнейсового комплекса (с использованием материалов [3]). Условные обозначения: 1–3 — харбейский метаморфический комплекс: 1 — париквасьшорская свита, 2 — лаптаганская свита, 3 — ханмейхойская свита; 4 — верхнепротерозойские отложения западной тектонической зоны, 5 — палеозойские породы Тагило-Магнитогорской зоны; 6 — мезозойские отложения Западно-Сибирской платформы; 7 — гранито-гнейсы; 8–9 — разрывные нарушения: 8 — главные (а — ГУР, б — шарьяж), 9 — второстепенные (а — надвиги, б — неустовленной морфологии); 10 — граница между свитами; 11 — зона развития исследуемых пород и точка отбора пробы гранат-биотитового плагиогнейса для U–Pb-изотопно-геохронологического исследований циркона.

плагиогнейса (У-106) выполнен на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (“Thermo Fisher Scientific”), соединённом с приставкой лазерного проботбора P-213 (New Wave Research), в ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ). Содержания REE в цирконе определены на ионном микрозонде “Самеса” IMS-4f в ЯФ ФТИАН РАН (г. Ярославль).

Профили, по которым определялись химические составы гранатов, строились в местах отсутствия включений. Аналитические данные, полученные в зонах трещин, отбраковывались.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

*Петрографические и минералогические особенности пород.* Породы представлены амфиболитами; гранат-биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовыми (*Grt-Bi-Amf-Qz-Pl*), амфиболсодержащими гранат-биотит-кварц-плагиоклазовыми (*Grt-Amf-Bi-Qz-Pl*) сланцами; гранат-биотитовыми (*Grt-Bi*), биотитовыми (*Bi*) и амфиболовыми (*Amf*) плагиогнейсами.

Амфиболиты представлены средне- и мелкозернистыми чёрными и тёмно-серыми образованиями со слабосланцеватой и массивной текстурами. Мощность выходов пород варьирует от 1 до 30 м. Минеральный состав пород однообразен: зелёный амфибол (20–50%), плагиоклаз (40–70%), биотит (0–15%), кварц (5–10%), титаномagnetит и ильменит (1–4%), титанит (0–2%), апатит (1–2%), клиноцоизит (ед. зёрна). По составам амфибола и плагиоклаза породы делятся на две группы. Для первой группы амфиболитов, обнажающихся выше по течению р. Б. Харбей, характерны чермакиты со средней магнезиальностью ( $Mg\# = 50–60$ ) и в основном кислые, редко средние плагиоклазы ( $X_{An} = 0.14–0.37$ ). Для второй группы амфиболитов, в том числе и биотитсодержащих, обнажающихся ниже по течению и ассоциирующихся с рассматриваемыми в этой работе сланцами и плагиогнейсами, характерны высокомагнезиальные чермакиты и роговые обманки ( $Mg\# = 81–85$ ) и средние плагиоклазы ( $X_{An} = 0.47–0.48$ ). Ильменит часто обрастает титанитом. Изредка в центральных частях титанита наблюдаются микровыделения изометричного рутила.

*Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцы имеют чёткие контакты с амфиболитами, а мощность выходов варьирует от 5 до 25 м. Они представлены тёмно-серыми образованиями с мелко- среднезернистой нематолепидогранобластовой порфиروبластовой структурами и со сланцеватой

текстурой (рис. 2 а). В породах наблюдаются гранат (1–3%), амфибол (30–40%), биотит (15–35%), кварц (5–10%), плагиоклаз (35–40%), титаномagnetит и ильменит (1–4%), апатит (1–2%), рутил (ед. зёрна), хлорит (менее 1%). Гранат образует порфиروبласты с включениями кварца, плагиоклаза, титаномagnetита, апатита, а также замещается хлоритом. Он имеет прогрессивную зональность: от центра к краю увеличивается содержание железа и магния и уменьшается количество кальция и марганца (рис. 2 а). Центральные части представлены пироп-гроссуляр-альмандином ( $Mg\# = 18–20\%$ ), а краевые части – гроссуляр-пироп-альмандином ( $Mg\# = 24–25\%$ ). Коричневато-бурый биотит ( $X_{Mg} = 0.59–0.62$ ) и зелёный амфибол (чермакит,  $X_{Fe} = 0.47–0.54$ ) равномерно распределены по породе. Плагиоклаз представлен андезином и лабрадором ( $X_{An} = 0.42–0.57$ ).

*Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* сланцы образуют отдельные толщи мощностью до 20 м и имеют пониженные по сравнению с предыдущим типом пород содержание амфибола (до 5%). Гранат ( $Mg\# = 27–29\%$ ) в этих породах практически не зонален и представлен гроссуляр-пироп-альмандином. Зеленовато-голубой амфибол представлен чермакитом ( $X_{Fe} = 0.46–0.47$ ). Биотит ( $X_{Mg} = 0.64–0.65$ ) равномерно распределён по породе, лишь редко можно увидеть огибание его вокруг порфиروبластов граната. Плагиоклаз представлен андезином ( $X_{An} = 0.36–0.43$ ).

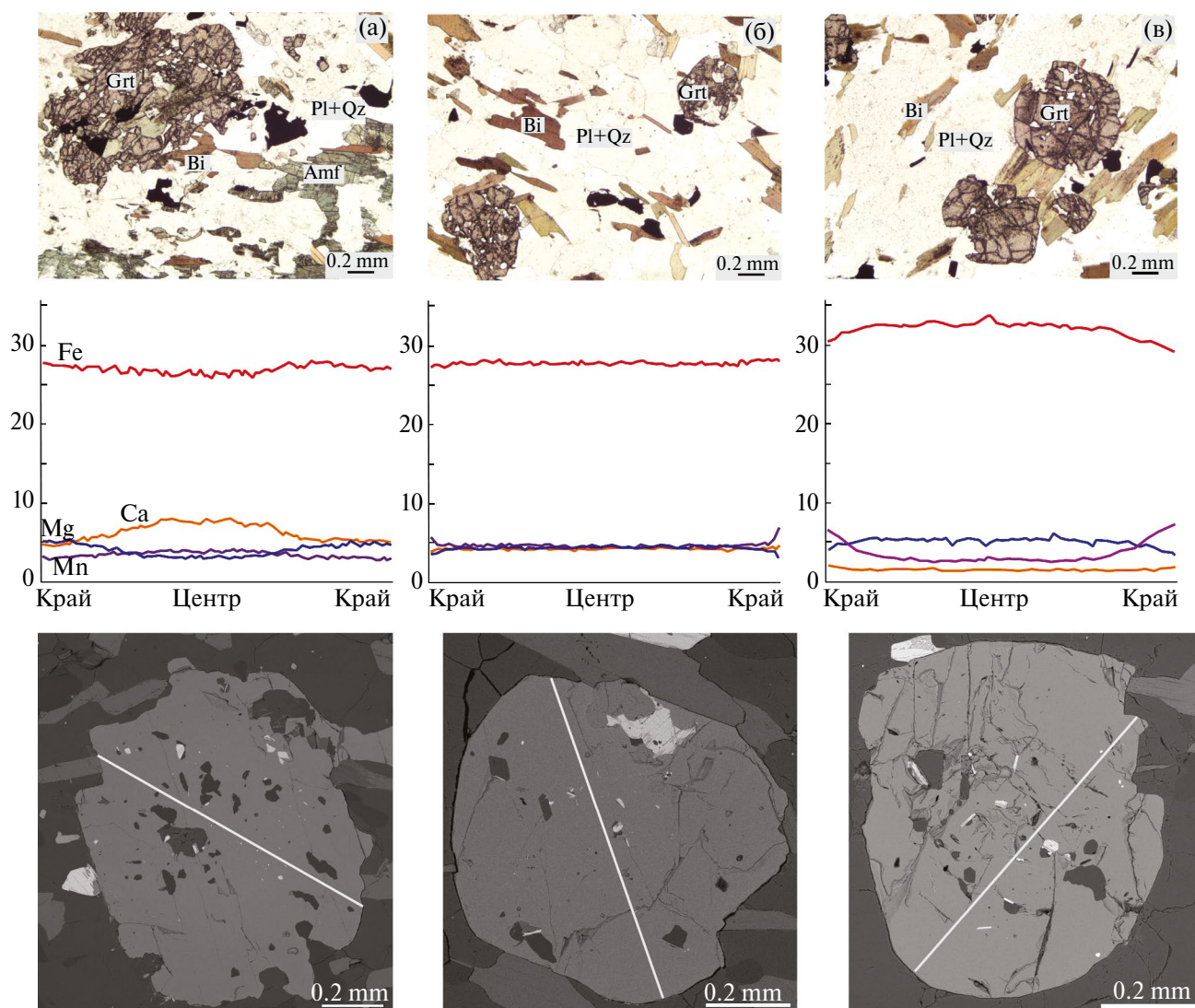
*Grt-Bi* плагиогнейсы имеют выходы мощностью 1–20 м и переслаиваются с амфиболитами и сланцами. Структура пород лепидогранобластовая, мелко- и среднезернистая, порфиروبластовая, текстура – гнейсовидная. По количеству в породе преобладает кварц, в подчинённом значении присутствуют плагиоклаз и биотит. Среди аксессуаров распространён апатит и циркон, единичные зёрна титанита. В меланократовых гнейсах с повышенным количеством плагиоклаза и биотита порфиروبласты граната ( $Mg\# = 20–23\%$ ) гроссуляр-пироп-альмандинового ряда не зональны (рис. 2 б), изредка огибаются чешуйками коричневого биотита ( $X_{Mg} = 0.55–0.58$ ). Плагиоклаз представлен андезином ( $X_{An} = 0.37–0.40$ ). В лейкократовых разновидностях гнейсов с повышенным содержанием кварца гранат гроссуляр-пироп-альмандинового ряда имеет регрессивную зональность (рис. 2 в): незначительное уменьшение железа и магния от центра ( $Mg\# = 21\%$ ) к периферии ( $Mg\# = 14–15\%$ ) зёрна и увеличение марганца. Плагиоклаз кислый ( $X_{An} = 0.20–0.31$ ) и представлен

олигоклазом. Зеленовато-коричневый биотит имеет пониженную магнезиальность ( $X_{Mg} = 0.53–0.56$ ).

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Согласно дискриминантной функции С.Д. Великославинского и др. [2], изучаемые породы обнаруживают магматический генезис ( $DF(x) = (-0.7)–(-2.6)$ ), лишь лейкократовый гранат-биотитовый плаггиогнейс (обр. У-106) по значению функции располагается в области неопределённости ( $DF(x) = (-0.3)$ ), вследствие чего мы предполагаем, что он сформировался по вулканогенно-осадочной породе.

Амфиболиты с умеренно-магнезиальным чермакитом, занимающие крайне западное положение на рассматриваемой территории, относятся к низкоглинозёмистым высокожелезистым (рис. 3) натриевым и калиево-натриевым толеитовым метабазальтам нормальной щёлочности ( $SiO_2 = 48–54$  мас. %;  $Na_2O + K_2O = 4–5$  мас. %). Амфиболиты с высокомагнезиальным чермакитом отождествляются с умеренно- и высокоглинозёмистыми натриевыми трахибазальтами и трахиандезибазальтами ( $SiO_2 = 49–51$  мас. %;  $Na_2O + K_2O = 5–7$  мас. %); *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцы – с калиево-натриевыми высокоглинозёмистыми трахибазальтами и андезибазальтами повышенной щёлочности ( $SiO_2 = 49–53$  мас. %;  $Na_2O + K_2O = 4–5$  мас. %), *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl*



**Рис. 2.** Текстурные и структурные особенности *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцев (а), меланократовых (б) и лейкократовых (в) *Grt-Bi* плаггиогнейсов с характерными для них распределениями элементов в гранатах по профилям. Фото шлифов сделаны при одном никеле.

сланцы — с калиево-натриевыми высокоглинозёмистыми андезибазальтами и андезитами повышенной щёлочности ( $\text{SiO}_2 = 54\text{--}58$  мас. %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4\text{--}5$  мас. %). Меланократовые *Grt-Bi*, *Bi* и *Amf* плагиогнейсы соответствуют калиево-натриевым и натриевым высокоглинозёмистым трахиандезитам, андезитами и дацитам повышенной щёлочности ( $\text{SiO}_2 = 55\text{--}65$  мас. %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5\text{--}8$  мас. %), а лейкократовый *Grt-Bi* плагиогнейс — высокоглинозёмистому риолиту ( $\text{SiO}_2 = 71$  мас. %;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5$  мас. %). Нормативный нефелин отмечается лишь в некоторых амфиболитах, в других породах более кислого состава этой серии он отсутствует.

### ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

При расчётах *PT*-условий метаморфизма пород учитывались, в основном, гранатсодержащие парагенезисы, на которых основаны известные надёжные геотермобарометры.

Расчёты проводились при помощи программного комплекса winTWQ [14] с использованием баз взаимно согласованных термодинамических данных (база DEC06 — для гранат-биотитовых ассоциаций, база B94 — для гранат-амфиболовых парагенезисов). В *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцах гранат имеет прогрессивную (ростовую) зональность и за пиковые условия метаморфизма принимались вычисления, полученные по краевым зонам граната с максимальной магнезиальностью и контактирующим с ним составом амфибола ( $\text{Mg\#} = 62$ ) и биотита ( $\text{Mg\#} = 59$ ), показывающие максимальную железистость. Для приблизительного расчёта *PT*-условий начальных стадий метаморфизма брались составы центральных частей граната с повышенной железистостью и более магнезиальные центральные части амфиболов ( $\text{Mg\#} = 72$ ) и биотитов ( $\text{Mg\#} = 62$ ). В *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* кристаллических сланцах и в меланократовых *Grt-Bi* плагиогнейсах гранат, биотит и амфибол не зональны и видимо образовались при пиковых условиях. При расчётах пиковых условий формирования лейкократовых *Grt-Bi* плагиогнейсов учитывались центральные магнезиальные составы гранатов с регрессивной зональностью, а понижение термодинамических параметров фиксировалось по краевым составам зёрен.

Для *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцев для минеральной ассоциации *Grt+Amf+Pl+Qz* использован геотермобарометр *PT-GAPQ* (рис. 4), основанный на двух уравнениях:  $3\text{Tr} + 5\text{Alm} = 5\text{Prp} + 3\text{Fe-Tr}$  (1),  $3\text{Tsc} + 4\text{Gr} + 2\text{Prp} + 12\text{Qz} = 3\text{Tr} + 12\text{An}$  (2). При расчётах учитывались и другие

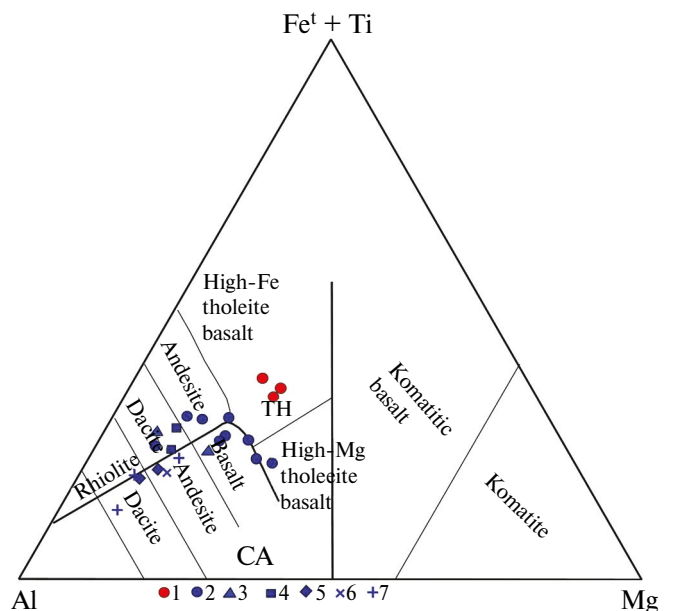


Рис. 3. Точки составов пород ханмейхойской свиты центральной зоны харбейского метаморфического комплекса на диаграмме Al-Fe-Ti-Mg [17]. Условные обозначения: 1 — амфиболиты с умеренно-магнезиальным чермакитом, 2 — амфиболиты с высокомагнезиальным чермакитом, 3 — *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцы, 4 — *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* сланцы, 5 — меланократовые *Grt-Bi* плагиогнейсы, 6 — лейкократовый *Grt-Bi* плагиогнейс, 7 — *Amf* и *Bi* плагиогнейсы.

реакции, линии которых пересекаются с линиями основных уравнений в одной точке или в узкой области, что доказывает равновесное состояние используемых составов минералов (рис. 4). Пиковые условия метаморфизма составляют  $T = 750^\circ\text{C}$ ;  $P = 9.4$  кбар. Начальные стадии кристаллизации минералов характеризуются значениями  $T = 610^\circ\text{C}$ ,  $P = 6.4$  кбар.

Для сланцев и *Grt-Bi* плагиогнейсов, имеющих минеральную ассоциацию *Grt+Bi+Pl+Qz*, были применены также уравнения  $\text{T-GB} - \text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$  (3),  $3\text{Eas} + 2\text{Alm} = 2\text{Prp} + 3\text{Sid}$  (4) и  $\text{P-GBPQ} - 3\text{Sid} + 6\text{Qtz} + 2\text{Grs} + \text{Alm} = 6\text{An} + 3\text{Ann}$  (5), образующие согласованный геотермобарометр (рис. 4). Значения термодинамических параметров, полученные по этому геотермобарометру, для *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцев равны  $T = 720\text{--}730^\circ\text{C}$ ;  $P = 9.2\text{--}9.4$  кбар (для пиковых условий) и  $T = 650^\circ\text{C}$ ;  $P = 8.4$  кбар (для начальных этапов кристаллизации).

Как видно по результатам расчётов, в сланцах для *Grt+Amf+Pl+Qz* и *Grt+Bi+Pl+Qz* ассоциаций полученные значения *PT*-параметров как для начального этапа метаморфизма, так и пика

хорошо сходятся, поэтому, по-видимому, все минералы находятся в равновесии.

Для *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* кристаллических сланцев и меланократовых *Grt-Bi* плагиогнейсов значения пиковых условий метаморфизма составляют соответственно —  $T = 695\text{--}705^\circ\text{C}$ ,  $P = 8.4\text{--}8.6$  кбар и  $T = 690\text{--}695^\circ\text{C}$ ,  $P = 9.1\text{--}9.2$  кбар (рис. 4). Максимальные значения термодинамических параметров метаморфизма для лейкократовых гранат-биотитовых плагиогнейсов равны:  $T = 700\text{--}705^\circ\text{C}$ ,  $P = 8.1\text{--}8.3$  кбар, на регрессивной стадии параметры понижаются до  $T = 615\text{--}625^\circ\text{C}$ ,  $P = 5.5\text{--}6$  кбар (рис. 4).

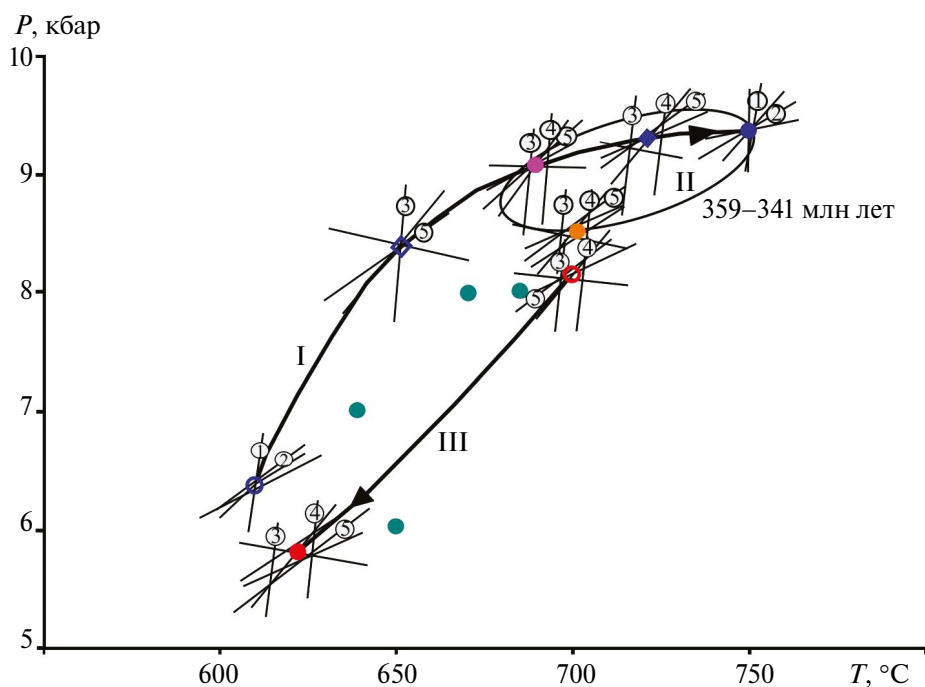
### МОРФОЛОГИЯ, СТРОЕНИЕ И U-Pb-ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНАТ- БИОТИТОВОГО ПЛАГИОГНЕЙСА

Изучение циркона из лейкократового *Grt-Bi* плагиогнейса (риолитового метатифа) показало, что минералы имеют розовую и тёмно-розовую окраску, длиннопризматическую, призматическую формы со сглаженными рёбрами, а также представлены поликристаллическими

агрегатами размером от 0.05 мм до 0.2 мм (рис. 5). На изображениях циркона в режиме катодолуминесценции (CL) наблюдаются ядра и регенерационные каймы (рис. 5). Ядра представлены призматическими, часто хорошо огранёнными кристаллами, обломками или разъединёнными зёрнами размером от 0.03 до 0.1 мм с включениями кварца и фторапатита. Регенерационная кайма состоит из двух зон. Первая зона примыкает непосредственно к ядерной части и на снимках в режиме CL имеет светлую пятнистую окраску. Вторая зона тёмная однородная. Включения в каймах представлены биотитом, плагиоклазом и кварцем. Мощность регенерационных кайм до 0.06 мм.

U-Pb-методом выполнено 105 измерений: 84 — по ядрам и 21 — регенерационных зон. 42 измерения с высокой дискордантностью ( $D \geq 10\%$ ) исключены из рассмотрения. Для интерпретации полученных данных учтены 53 значения, полученных с ядер и 10 значений — с регенерационных кайм (рис. 5).

Значения возрастов, полученные по ядрам, можно разделить на два диапазона 1951–924 (9 зё-



**Рис. 4.** P–T–t-тренд метаморфической эволюции пород центральной зоны харбейского амфиболит-гнейсового комплекса. Линии пересечений реакций получены с помощью программы winTWQ [14] (цифры на линиях соответствуют уравнениям реакций, приведённых в тексте) по центральным (незакрашенные фигуры) и краевым (закрашенные фигуры) зонам гранатов и сосуществующим с ним минералов из *Grt-Bi-Amf-Qz-Pl* сланцев (синие фигуры) и лейкократовых *Grt-Bi* плагиогнейсов (красные фигуры). Для *Grt-Amf-Bi-Qz-Pl* сланцев (жёлтые фигуры) и меланократовых *Grt-Bi* плагиогнейсов (розовые фигуры) учтены составы незональных гранатов. Зелёные фигуры соответствуют P–T параметрам формирования безгранатовых амфиболитов. Стадии метаморфизма: I — прогрессивная ветвь, II — область пиковых условий, III — регрессивная ветвь.

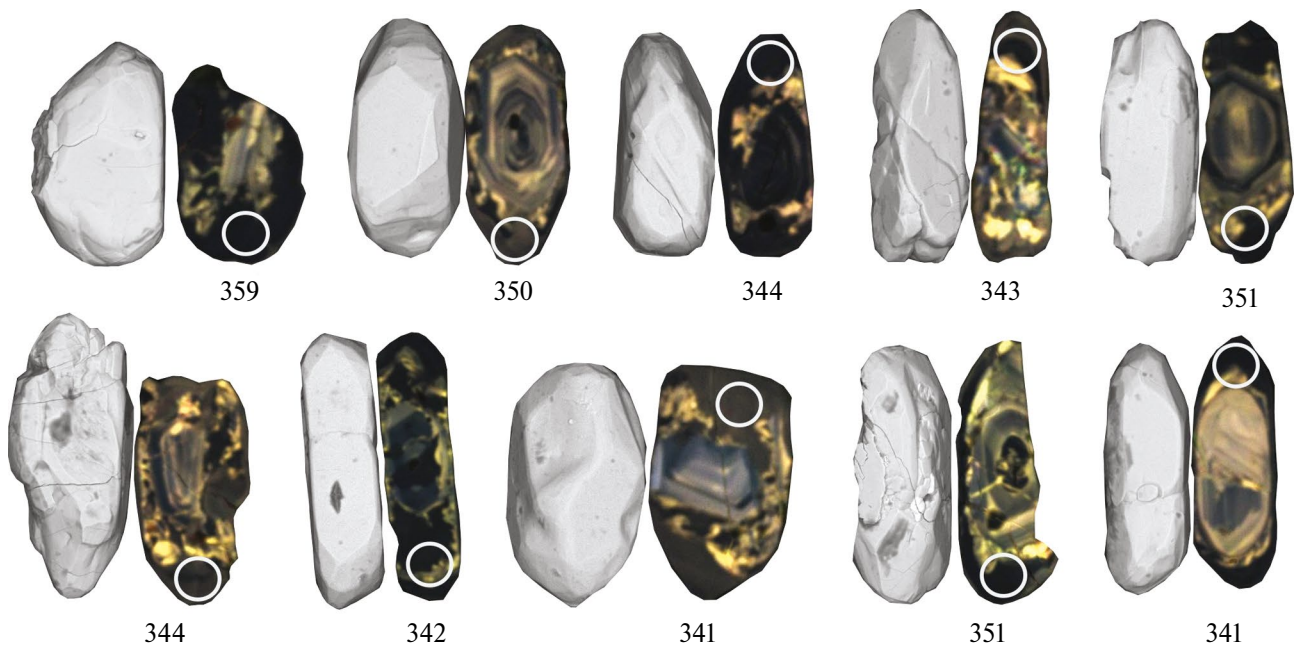


Рис. 5. Морфологические особенности и изображения в режиме CL циркона с точками U–Pb-датирования регенерационных кайм. Цифры приведены в млн лет.

рен,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возраст) и 731–567 (44 зерна,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст) млн лет. Древние значения (палеопротерозой, мезопротерозой и ранний неопротерозой) получены по изометричным зёрнам или обломкам зёрен, редко призматическим образованиям с разными типами зональности. Неопротерозойские возраста 731–567 млн лет показали призматические короткопризматические чаще хорошо огранённые зёрна или разъединенные кристаллы. Значения Th/U-отношений варьируют от 0.21 до 1.62. Возраста, полученные по 10 точкам регенерационных кайм циркона (включая обе зоны), образуют диапазон 359–341 млн лет ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст), соответствующий нижнему карбону – турнейскому и визейскому ярусам (табл. 1).

## ОБСУЖДЕНИЕ

Петрографические и минералогические исследования позволили выделить следующие типы пород ханмейхойской свиты в центральной части харбейского комплекса: амфиболиты ( $\text{Amf} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Ap} \pm \text{Czo} \pm \text{Bi} \pm \text{Ttn} \pm \text{Mag} \pm \text{Ilm} \pm \text{Zrn} \pm \text{Rt}$ ), кристаллические сланцы ( $\text{Amf} + \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Bi} + \text{Ap} \pm \text{Mag} \pm \text{Ilm} \pm \text{Ttn} \pm \text{Zrn} \pm \text{Rt}$ ) и плагиогнейсы ( $\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qz} + \text{Ap} \pm \text{Bi} \pm \text{Amf} \pm \text{Mag} \pm \text{Ilm} \pm \text{Ttn} \pm \text{Zrn}$ ).

По составу породы разделились на две первично магматические серии. Амфиболиты с умеренно-магнезиальным чермакитом образуют

серию низкоглинозёмистых толеитовых метабазальтов нормальной щёлочности. Они схожи с амфиболитами, широко распространённым в западной части харбейского комплекса по р. Б. Харбей и М. Харбей, выше устья руч. Париквасьшор [11]. Амфиболиты с высокомагнезиальным чермакитом, сланцы и плагиогнейсы формируют, по-видимому, впервые выявленную в харбейском комплексе дифференцированную непрерывную высокоглинозёмистую серию повышенной щёлочности от трахибазальтов до риолитов. Кислые разновидности пород этой серии образуют известково-щелочной тренд дифференциации вещества (рис. 3).

Пиковые условия метаморфизма для пород харбейского метаморфического комплекса, полученные для разных пород и разными геотермобарометрами, хорошо коррелируются и составляют  $T = 690\text{--}750^\circ\text{C}$ ,  $P = 8.1\text{--}9.4$  кбар.

Магматические ядра циркона с “ёлочной” зональностью и высокими значениями Th и U имеют древние возраста 1.9–0.9 млрд лет. Они являются захваченными и их протолит не известен. Предположительный возраст протолита (риолитовый туф) плагиогнейсов 731–567 млн лет и он был определён по ядрам со схожими характеристиками. Кривые нормированных относительно хондрита составов РЗЭ в цирконе с возрастными 579, 609 и 660 млн лет имеют хорошо выраженную положительную Ce/Ce\*- и отрицательную Eu/Eu\*-аномалии, характерные для циркона

**Таблица 1.** Результаты U–Pb (La-ICP-MS)-датирования метаморфических кайм циркона из гранат-биотитового плагиогнейса

| №<br>п/п | Pb<br>ppm | Th<br>ppm | U<br>ppm | Th/U | Изотопные отношения ± %<br>(1σ)     |                                     | Rho | Возраст ± 1σ, млн лет                |                                     | D1,<br>% | D2,<br>% |
|----------|-----------|-----------|----------|------|-------------------------------------|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------------------------------------|----------|----------|
|          |           |           |          |      | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U |     | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U |          |          |
| 1        | 40        | 5         | 699      | 0.01 | 0.4047±2.3                          | 0.0543±1.1                          | 0.2 | 373±51                               | 341±4                               | 1        | 9        |
| 2        | 23        | 19        | 396      | 0.04 | 0.4300±2.8                          | 0.0573±1.2                          | 0.2 | 389±62                               | 359±4                               | 1        | 8        |
| 3        | 13        | 1         | 231      | 0.01 | 0.4058±1.4                          | 0.0548±0.9                          | 0.2 | 363±33                               | 344±3                               | 1        | 6        |
| 4        | 37        | 11        | 613      | 0.02 | 0.4155±2.2                          | 0.0559±1.1                          | 0.2 | 367±50                               | 351±4                               | 1        | 5        |
| 5        | 20        | 1         | 208      | 0.01 | 0.4046±3.3                          | 0.0547±1.3                          | 0.2 | 358±72                               | 343±4                               | 0        | 4        |
| 6        | 11        | 1         | 197      | 0.01 | 0.3998±1.5                          | 0.0543±0.9                          | 0.1 | 349±36                               | 341±3                               | 0        | 2        |
| 7        | 18        | 13        | 305      | 0.04 | 0.4122±2.4                          | 0.0558±1.1                          | 0.2 | 356±54                               | 350±4                               | 0        | 2        |
| 8        | 37        | 5         | 478      | 0.01 | 0.4118±3.6                          | 0.0560±1.4                          | 0.3 | 346±78                               | 351±5                               | 0        | –2       |
| 9        | 30        | 5         | 535      | 0.01 | 0.3968±1.3                          | 0.0544±0.9                          | 0.2 | 326±33                               | 342±3                               | –1       | –5       |
| 10       | 30        | 4         | 528      | 0.01 | 0.3988±2.6                          | 0.0547±1.2                          | 0.2 | 323±59                               | 344±4                               | –1       | –6       |

Примечание. D1 = 100{[возраст (<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U)]/[возраст (<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U)] – 1}. D2 = 100{[возраст (<sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>U)]/[возраст (<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U)] – 1}. Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U и <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U.

магматического генезиса (рис. 6 в). Полученный диапазон возрастов хорошо коррелируется с данными U–Pb (SHRIMP II) датирования циркона из амфиболитов и гнейсов ханмейхойской свиты западных зон харбейского гнейсо-амфиболитового комплекса (582 и 577 млн лет) и марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса (675, 623 и 599 млн лет) и, по мнению авторов [3], показывает время формирования протолита метаморфитов.

Интерес в связи с целью данной работы представляют регенерационные каймы, которые, судя по всему, являются метаморфическими образованиями. Они имеют включения таких же породообразующих минералов, что наблюдаются в основной массе плагиогнейса, и низкие значения Th/U-отношений (0.01–0.04). На идентификационной диаграмме U–Th/U точки составов располагаются в области метаморфического циркона (рис. 6 а). В спектрах распределения РЗЭ наблюдаются (рис. 6 в) слабо выраженные по сравнению с ядрами положительная цериевая (Ce/Ce\* = 1.4–1.7) и отрицательная европиевая (Eu/Eu\* = 0.7–0.9) аномалии, характерные для циркона эклогитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма [5, 19]. По отношениям Eu/Eu\* и Pr/Nd<sub>n</sub> (0.6–1.3) точки состава циркона располагаются в области пограничной между амфиболитовой и эклогитовой фациями метаморфизма (рис. 6 б), что хорошо коррелируется с полученными по породообразующим минералам *PT*-параметрами.

Полученные возрастные данные по регенерационным каймам циркона хорошо сопоставляются с результатами геохронологических исследований породообразующих минералов из амфиболитов ханмейхойской свиты центральной части харбейского комплекса – 346±5 млн лет (<sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar-метод по амфиболу), 367±40 млн лет (Sm–Nd-метод по амфиболу, плагиоклазу и породе) [13].

Временной интервал, соответствующий раннему карбону, по-видимому, отвечает пиковым условиям метаморфизма верхних уровней амфиболитовой фации повышенных давлений или же началу декомпрессии и эксгумации комплекса. Известно, что эти процессы максимально сближены. По-видимому, метаморфический циркон в плагиогнейсе рос в близосидусных условиях в присутствии монацита, на что указывают частично оплавленные границы циркона, находящегося в ядрах зёрен, и слабо выраженная цериевая аномалия.

Полученные данные по термобарометрии и изотопно-геохронологическому исследованию пород центральной части харбейского комплекса нанесены на диаграмму *P–T–t*, где отчётливо распознаётся прогрессивная и регрессивная ветви, а также область пиковых условий метаморфизма (рис. 4), по-видимому, проявленные в один тектонический цикл. На *PT*-область нанесены также результаты расчётов по крайевым зонам амфиболов и плагиоклазов из безгранатовых

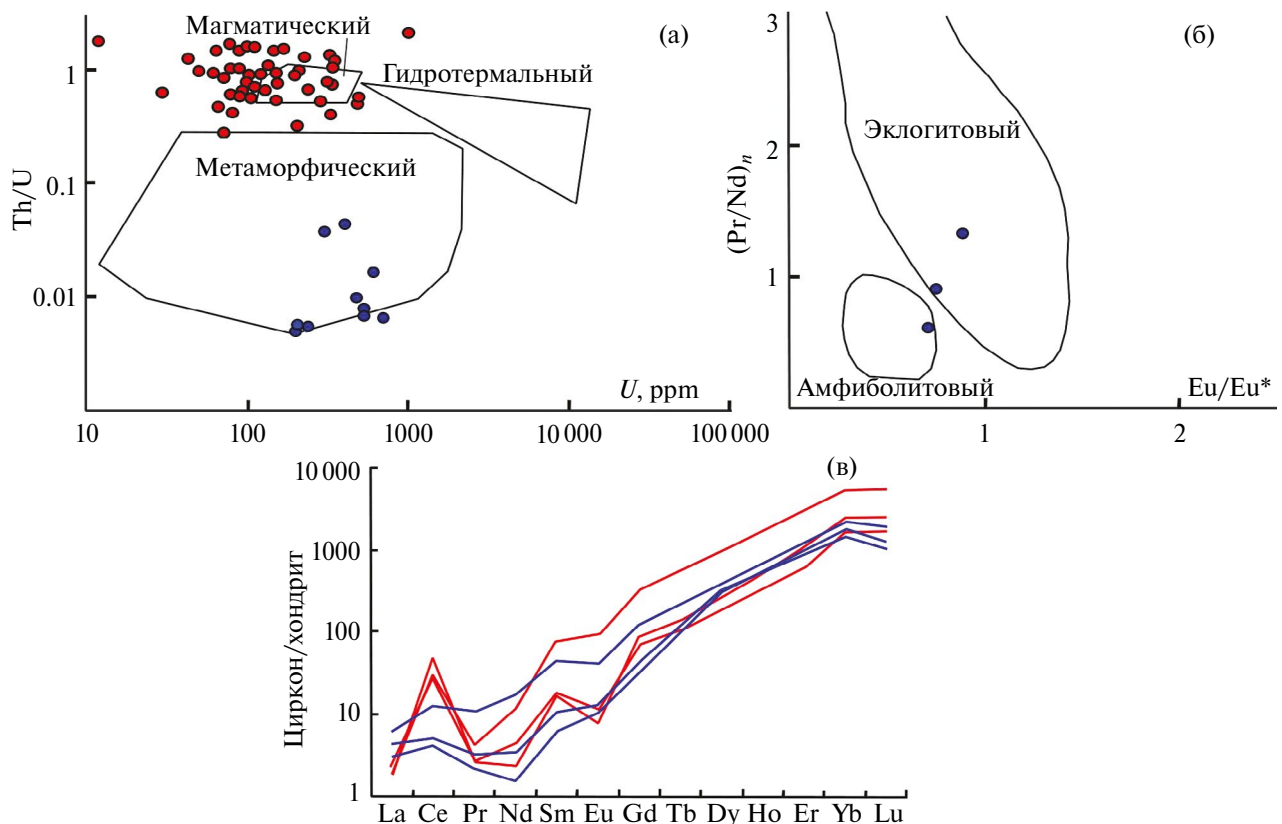
амфиболитов, полученные методом классической термобарометрии [13], которые коррелируются, судя по всему, с регрессивным трендом. Схожий *PT*-тренд эволюции имеют высокobarические породы расположенного севернее марункеуского эклогит-амфиболит-гнейсового комплекса [7], формирование которого объясняется горячим режимом субдукции континентальной окраины Балтики под островную дугу. Возраста, полученные по каймам метаморфического циркона из кианитовых эклогитов U–Pb-методом составляют 370–360 млн лет [18] и 360–350 млн лет [16], по метаморфическим минералам Rb/Sr-методом — 360–352 млн лет [15]. Более древние значения интерпретируются как время прогрессивного эклогитового метаморфизма, а средневзвешенный возраст 355 млн лет [15] — как декомпрессии и начало быстрой эксгумации комплекса.

По-видимому, породы центральной зоны харбейского комплекса были подвержены более высокотемпературным изменениям по сравнению с породами западной части и эксгумация их происходила довольно быстро, о чем можно судить

по отсутствию (изредка единичные зёрна) в этих метаморфитах минералов эпидот-амфиболитовой фации: эпидота и мусковита. Замещение граната и биотита хлоритом происходило, скорее всего, в верхних горизонтах земной коры.

## ВЫВОДЫ

В центральной части харбейского метаморфического комплекса установлены амфиболиты; гранат-биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовые, гранат-амфибол-биотит-кварц-плагиоклазовые сланцы; амфиболовые, биотитовые и гранат-биотитовые плагиогнейсы, образующие две первично магматические серии: низкоглинозёмистых высокожелезистых толеитовых базальтов нормальной щёлочности и непрерывную дифференцированную высокоглинозёмистую трахибазальт-трахиандезит-андезит-дацит-риолитовую серию с повышенной щёлочностью. Комплексные петрографо-минералогические, термобарометрические и изотопно-геохимические исследования породообразующих минералов и акцессорного циркона фиксируют один этап высокотемпературного метаморфизма с



**Рис. 6.** Точки составов ядер (красные) и регенерационных кайм (синие) циркона из *Grt-Bi* плагиогнейса на идентификационных диаграммах U–Th/U (а [1]) и Eu/Eu\*–(Pr/Nd)<sub>n</sub> (б [5]), а также нормированные на состав хондрита [20] спектры содержаний РЗЭ ядер и кайм (в, цвета линий соответствуют цветам точек).

проградным и ретроградным ветвями, пиковые условия которого достигали верхних уровней амфиболитовой фации повышенных давлений ( $T = 690\text{--}750^\circ\text{C}$ ,  $P = 8.1\text{--}9.4$  кбар). Время инверсии от прогрессивной ветви к регрессивной, связанной, по-видимому, с началом эксгумации комплекса, фиксируется по регенерационным каймам впервые установленного в этом комплексе метаморфического циркона с низкими Th/U-отношениями и, согласно данным U–Pb-исследования, соотносится с ранним карбоном. Полученные результаты свидетельствуют о формировании харьбейского амфиболит-гнейсового комплекса во время становления уральского орогена и его можно рассматривать в качестве индикатора палеозойских коллизионных процессов.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН “Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента”.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балашов Ю. А., Скублов С. Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2011. № 6. С. 622–633.
2. Великославинский С. Д., Глебовицкий В. А., Крылов Д. П. Разделение силикатных осадочных и магматических пород по содержанию петрогенных элементов с помощью дискриминантного анализа // ДАН. 2013. Т. 453. № 3. С. 310–313.
3. Зылёва Л. И., Коновалов А. Л., Казак А. П., Жданов А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42. Салехард. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
4. Иванов К. С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии в происхождении Урала // ДАН. 2001. Т. 377. № 2. С. 231–234.
5. Каулина Т. В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 144 с.
6. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.
7. Лю И., Перчук А. Л., Арискин А. А. Высокобарный метаморфизм в перидотитовом кумулате комплекса Марун-Кеу, Полярный Урал // Петрология. 2019. № 2. С. 136–157.
8. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
9. Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 168 с.
10. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1993. 152 с.
11. Уляшева Н. С. Геохимия амфиболитов харьбейского раннепротерозойского метаморфического комплекса // Труды Карельского научного центра РАН. № 10. 2020. С. 1–11. <https://doi.org/10.17076/geo1266>
12. Уляшева Н. С. Высокобарический метаморфизм в харьбейском метаморфическом комплексе (Полярный Урал) // Вестник геонаук. 2023. № 6. С. 3–10. <https://doi.org/10.19110/geov.2023.6.1>
13. Уляшева Н. С., Серов П. А., Травин А. В. Sm/Nd-и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопно-геохронологические исследования амфиболитов ханмейхойской свиты харьбейского метаморфического комплекса (Полярный Урал) // Доклады РАН. Науки о земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 194–201. <https://doi.org/10.31857/S2686739722601016>
14. Berman R. G. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. P. 833–856.
15. Glodny J., Pease V., Austreim H., et al. Rb-Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. V. 67. P. 4353–4371.
16. Glodny J., Pease V., Montero P., Austrheim H., Rusin A. I. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northern European continental margin. In: Gee D. G., Pease V. (Eds.), The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. London: Geological Soc. (Memoirs), 2004. 30. P. 87–105.
17. Jensen L. S. A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks: Ontario Geol. Survey, Misc. Paper 66, 1976. 22 p.
18. Meng F., Fan Y., Schmelev V. R. Constraints of eclogites from the Marun-Keu metamorphic complex on the tectonic history of the Polar Urals (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences. 2020. V. 187. 104087.
19. Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism // Chemical Geology. 2002. V. 184. P. 123–138.
20. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Magmatism in the oceanic basins. Eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

# KHARBHEY AMPHIBOLITE-GNEISS COMPLEX (POLAR URAL): P-T EVOLUTION AND RESULTS OF U-Pb LA-ICP-MS ISOTOPIC STUDIES OF METAMORPHIC ZIRCON

N. S. Ulyasheva<sup>a, #</sup>, A. S. Schujski<sup>a</sup>, V. B. Khubanov<sup>b</sup>

*Presented by Academician of the RAS A.M. Askhabov March 11, 2024.*

<sup>a</sup>*N.P. Yushkin Institute of Geology Federal Research Center,  
Komi Scientific Center of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences,  
Syktyvkar, Russian Federation*

<sup>b</sup>*N.L. Dobretsov Geological Institute, Siberian Branch,  
Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*

<sup>#</sup>*E-mail: nataliaulyashewa@yandex.ru*

The study of the Khanmeykhoy Formation of the central zone of the Kharbey amphibolite-gneiss complex showed that the amphibolites, shales and plagiogneisses common here form two primary igneous series: low-alumina tholeiitic metabasalts of normal alkalinity and a differentiated series of high-alumina rocks from metatrachybasalts to metarhyolites with high alkalinity. According to the zoning of garnets, progressive and regressive branches of metamorphism are recorded, the peak conditions of which, according to calculations using the winTWQ program, correspond to the high-temperature stage of the amphibolite facies at high pressures ( $T = 690\text{--}750^\circ\text{C}$ ,  $P = 8.1\text{--}9.4$  kbar). For the first time, metamorphic zircon from Grt-Bi plagiogneiss with low Th/U ratios of 0.01–0.04 and weakly expressed positive cerium ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.4\text{--}1.7$ ) and negative europium ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.7\text{--}0.9$ ) has been identified in the anomalies, the age of which, according to the results of the U-Pb LA-ICP-MS isotope method, is estimated to be Early Carboniferous (359–341 Ma). This time apparently characterizes the transition from the peak of metamorphism to the regressive stage associated with the exhumation of rocks. The results obtained indicate the formation of the Kharbey amphibolite-gneiss complex during the formation of the Ural orogen and allow us to consider it as an indicator of Paleozoic collision processes.

**Keywords:** Khanmeykhoy Formation, differentiated igneous series, plagiogneisses, metamorphic zircon, U-Pb LA-ICP-MS age