

ВЫСОКОГРАДИЕНТНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И АНАТЕКСИС В ТЕЛЕЦКО-ЧУЛЫШМАНСКОМ ПОЯСЕ (*Горный Алтай*): НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ, ОЦЕНКА *P-T*-ПАРАМЕТРОВ И ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

О.П. Полянский¹, С.А. Каргополов^{1,2}, А.В. Бабичев¹, В.В. Ревердатто¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Разработана модель формирования Телецко-Чулышманского метаморфического пояса (ТЧМП), Горный Алтай. Полученные оценки давления (не более 3—4 кбар) и температуры (около 740 °С) говорят о повышенном региональном термическом градиенте в коре, который составлял 60—90 °С/км во время формирования метаморфического пояса. Выполнено определение возраста мигматитов чулышманского комплекса — 483.9 ± 5.7 млн лет (ранний ордовик), по данным U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов. Определена палеогеодинамическая обстановка формирования ТЧМП и природа протолита на основе геохимических и петрохимических характеристик метаморфических пород. С использованием структурных характеристик и численного моделирования показано, что чулышманский мигматитогнейсовый комплекс представляет собой апикальную часть термальной «антиклинали», возникшей при воздействии размещенного в основании коры базитового магматического теплового источника и выведенной на соответствующие глубины по механизму надвигов и «экструзии» коры во время раннеордовикского аккреционно-коллизийного события. На основе сравнения оценок параметров метаморфизма и численного моделирования термического режима коры определена скорость смещения фронта анатексиса при надвиге не менее 6 см/год.

P-T-параметры, термотектоническая модель, U/Pb возраст, метаморфизм высоких температур/ низких давлений, Телецко-Чулышманский метаморфический пояс, Горный Алтай.

HIGH-GRADE METAMORPHISM AND ANATEXIS IN THE TELETSKOE–CHULYSHMAN BELT (*Gorny Altai*): U–Pb GEOCHRONOLOGY, *P–T* ESTIMATES, AND THERMAL TECTONIC MODEL

O.P. Polyansky, S.A. Kargopolov, A.V. Babichev, and V.V. Reverdatto

A model of the formation of the Teletskoe–Chulyshman metamorphic belt (TCMB) in Gorny Altai has been elaborated. The estimated pressure (not exceeding 3–4 kbar) and temperature (about 740 °C) indicate an increased regional crustal thermal gradient equal to 60–90 °C/km during the formation of the metamorphic belt. The age of migmatites of the Chulyshman complex has been evaluated at 483.9 ± 5.7 Ma (Early Ordovician) by U/Pb (SHRIMP) zircon dating. The paleogeodynamic setting of the TCMB formation and the protolith nature are identified based on the geochemical and petrochemical parameters of the metamorphic rocks. Structural parameters and numerical modeling show that the Chulyshman migmatite–gneiss complex is an apical part of the thermal-dome structure formed under the thermal impact of a magmatic basic heat source in the base of the crust and displaced to the relevant depths via thrusts and crustal extrusion during the Early Ordovician accretion–collision event. Matching the metamorphism parameters and the numerical-modeling results for the crustal thermal regime, we determined the rate of the anatectic front displacement along the thrust to be at least 6 cm/yr.

P–T parameters, thermal tectonic model, U/Pb age, high-temperature/low-pressure metamorphism, Teletskoe–Chulyshman metamorphic belt, Gorny Altai

ВВЕДЕНИЕ

Одной из проблем формирования коллизийных орогенов является природа источника аномального теплопотока и как следствие высокоградиентного метаморфизма и анатексиса. Одним из наиболее масштабных проявлений такого типа процессов в Алтае-Саянской складчатой области является Телецко-Чулышманский метаморфический пояс (ТЧМП) [Гусев, 2013; Каргополов и др., 2016], который располагается на стыке Горно-Алтайской и Саяно-Тувинской складчатых систем [Шокальский и др., 2000; Буслов и др., 2003, 2013; Nucleberg, 2004]. Этот метаморфический пояс состоит из трех частей: Чуль-

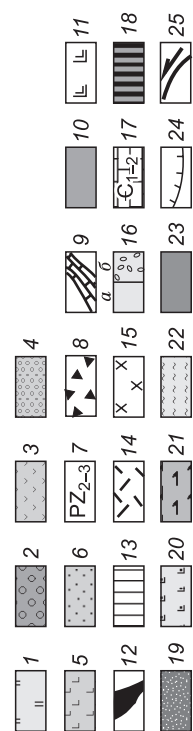
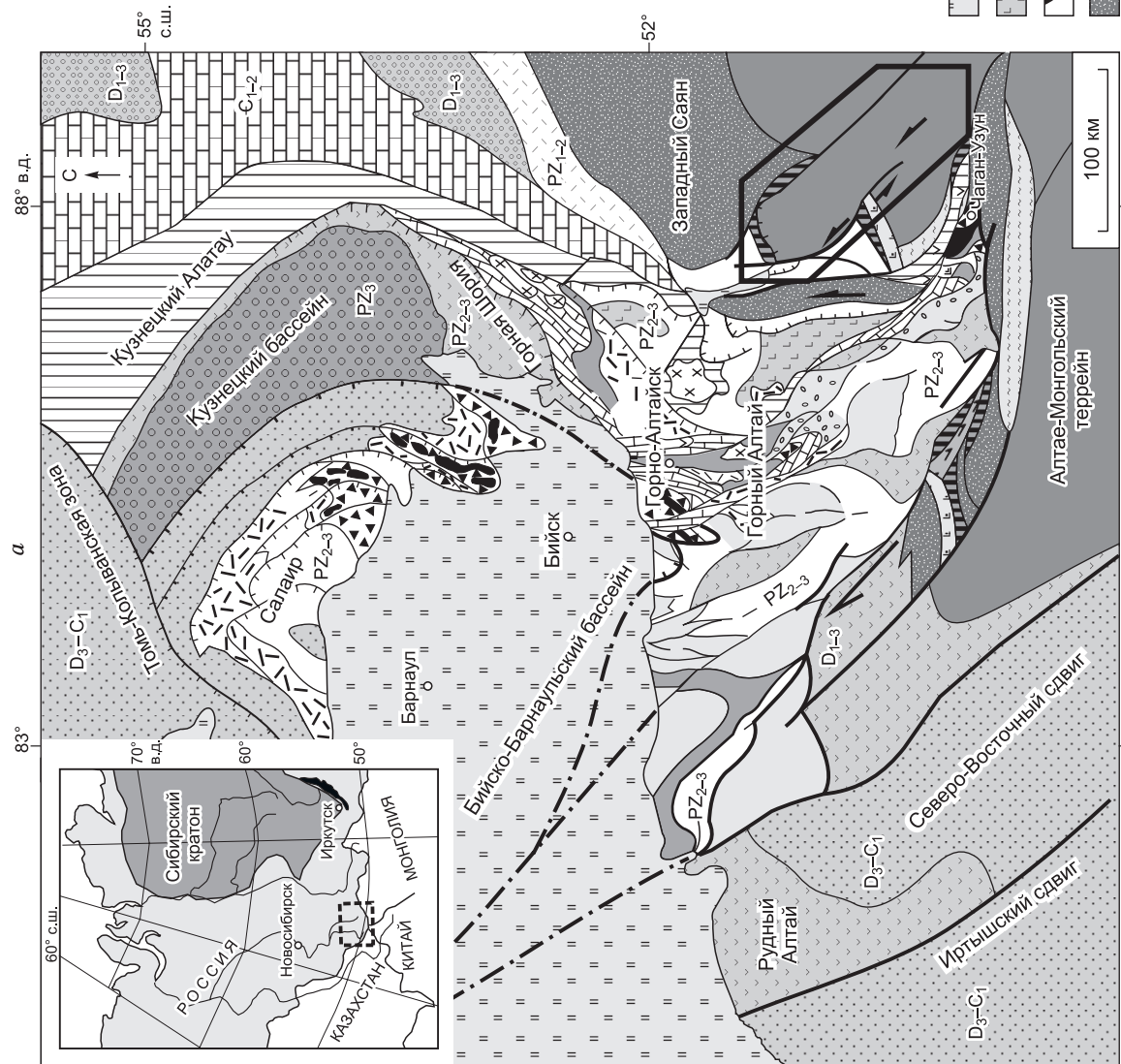
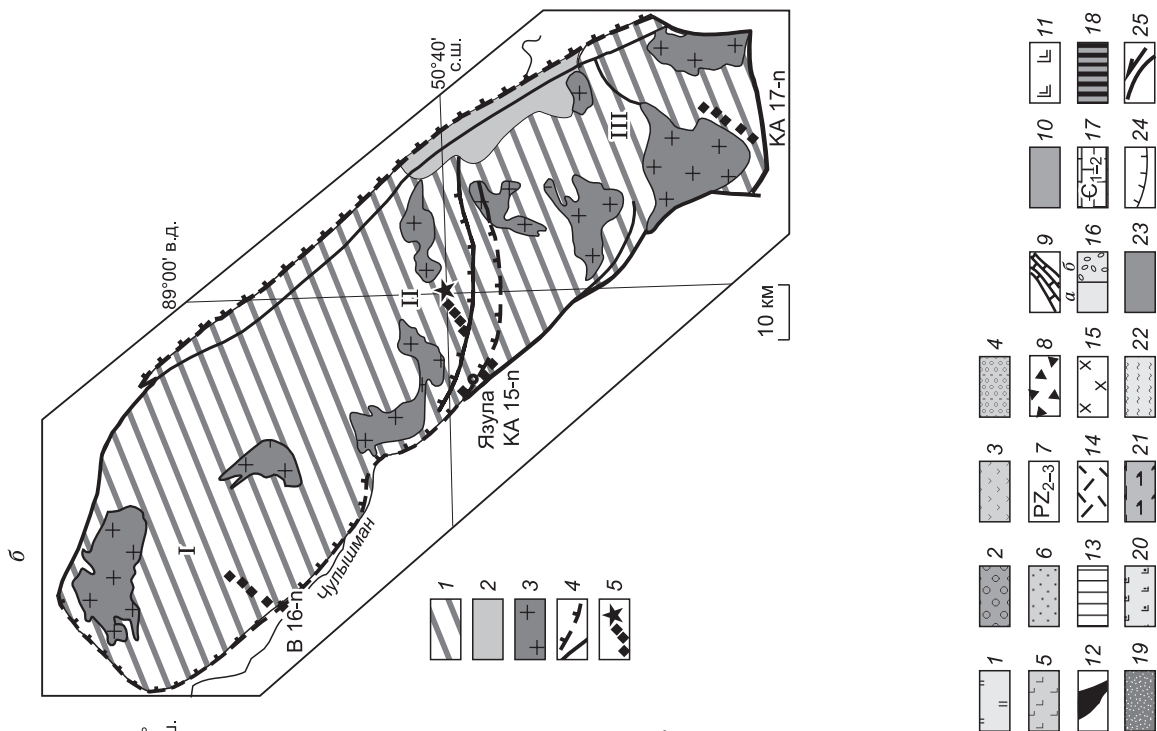


Рис. 1. Геолого-геодинамическая схема Горного Алтая и сопредельных территорий, по [Добрецов и др., 2017] (а), схема строения Телецко-Чулышманского метаморфического пояса (б).

1 — Бийско-Барнаульская кайнозойская впадина; 2 — пермско-мезозойские образования Кузнецкого бассейна; 3–16 — окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента; 3–6 — девонско-раннекарбонной активной окраины; 3 — магматической дуги, 4 — осадочных комплексов задугового бассейна, 5 — риолит-базальтовых комплексов задугового бассейна, 6 — вулканогенно-осадочных пород задугового бассейна; 7 — ордовикско-раннедевонской пассивной окраины; 8–12 — вендско-раннеордовикской активной окраины; 8 — олигоценостоссы, 9–12 — палеоокеаническая кора; 9 — карбонатные породы «шапки» палеоокеанического острова, 10 — вулканогенно-осадочные образования палеоокеанического острова, 11 — базальто-кремнистые породы океанического дна, 12 — офиолиты; 13–16 — венд-раннеордовикская Кузнецко-Алтайская островная дуга; 13 — толлит-бонинитовая серия пород, 14 — известково-щелочная серия пород, 15 — кембрийские габброиды; 16 — среднекембрийско-раннеордовикский Ауйско-Чуйский преддуговой прогиб; а — турбидиты, б — олигоценостоссы-конгломератные образования прибрежной зоны; 17 — раннекембрийские карбонатно-терригенные породы задугового бассейна; 18–21 — среднепозднепалеозойская Чарышко-Теректинско-Улаганская сутурно-сдвиговая зона; 18 — раннепалеозойские офиолиты, 19 — раннепалеозойские турбидиты, 20 — кембрийско-раннеордовикские Чарышко-Теректинско-Улаганские комплексы пород Казахстано-Байкальского составного континента; 22 — южно-чуйский комплекс пород палеоокеанических островов, 21 — ордовикские голубые сланцы; 22–25 — комплексы пород Алтае-Монгольского террейна, 24 — среднепозднепалеозойские надвижки, 25 — позднепалеозойские сдвиги. Многоугольником показано положение изучаемого комплекса. б — римскими цифрами обозначены метаморфические блоки: I — Чулышманский, II — Чулышманский, III — Моген-Буренский. I — Телецко-Чулышманский метаморфический пояс (ТЧМП); 2 — четвертичные отложения; 3 — раннесреднедевонские гранитоиды, нерасчлененные; 4 — сдвиги (сплошные) и надвижки (фигурные линии); 5 — профили отбора проб на вещественный анализ: КА 15-п (Язула), В 16-п (Чульча), КА 17-п (Бугузун), точка отбора пр. КА 14-3/3 на датирование возраста (звезда) с координатами: 50° 39.42' с.ш.; 88° 54.90' в.д.

чинского, Чулышманского и Моген-Буренского блоков [Гусев, 2013], малоизученных с точки зрения природы метаморфизма, состава протолитов и причин термических событий в процессе формирования коллизионно-аккреционной структуры Горного Алтая [Крук и др., 2013]. Возрастные рубежи формирования Телецко-Чулышманского метаморфического пояса также остаются неопределенными: отдельные датировки метаморфических пород и в основном интрузивных образований, расположенных вне границ ТЧМП, предположительно ограничивают возраст метаморфических процессов [Руднев, 2004; Glorie et al., 2011; Гусев, 2013].

Имеющиеся оценки условий *PT*-параметров, основанные на изучении значительного объема петрографического материала [Каргополов и др., 2016], показывают, что комплекс формировался в условиях высокоградиентного метаморфизма. С целью установления причин высокоградиентного метаморфизма и анатексиса на умеренных глубинах (высоких температур/низких давлений, НТ/ЛР-типа) нами разработана двумерная численная термомеханическая модель. Постановка задачи о тепловом источнике метаморфизма, анатексиса и распространения фронта мигматизации основывается на данных о наличии базитовых магм в коре коллизионных орогенов [Johnson, Harley, 2012; Brown, 2013]. Численная модель, объясняющая формирование высокометаморфизованных фрагментов континентальной коры в процессе коллизии, является развитием модели коллизионного метаморфизма и субдукции, которая была разработана в работах [Likhanov et al., 2004; Коробейников и др., 2006, 2008, 2012; Полянский и др., 2010, 2015].

Для обоснования постановки задачи, выбора граничных и начальных условий и разработки термомеханической модели проведены необходимые исследования, включающие: 1) определение палеогеодинамической обстановки формирования ТЧМП и природы протолита на основе геохимических и петрохимических характеристик метаморфических пород, 2) оценку *PT*-параметров и возможного теплового источника метаморфизма, 3) определение возраста пика метаморфизма, вызвавшего анатексис и мигматизацию, по U/Pb соотношениям в цирконе, 4) характеристику типа складчатости пояса в целом и указанных выше блоков, определяющей тектонической контроль формирования ТЧМП. На основании всех полученных данных возможно построение корректной термомеханической модели развития метаморфического пояса.

В последующих разделах статьи приводятся описания особенностей вещественного состава пород, оценки *PT*-параметров метаморфизма, а также представлены новые результаты U-Pb датирования цирконов из мигматитов чулышманского комплекса, входящего в структуру ТЧМП; в финальном разделе приводится описание и результаты численной термомеханической модели.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Исследуемый метаморфический пояс разными авторами относится к структурам Горного Алтая [Блюман, 1985; Гусев 2013], к структурам Западно-Саяно-Тувинской складчатой области [Шокальский и др., 2000; Nucleberg et al., 2004] или рассматривается как окраина Алтае-Монгольского террейна [Буслов и др., 2003; Буслов, 2011] (рис. 1, а). Пояс ограничен с юго-запада Телецко-Башкаусским и с северо-востока Шап-

шальским разломными коллизионно-сдвиговыми зонами, разделяющими Горно-Алтайский, Телецкий и Западно-Саянский террейны [Владимиров и др., 2008]. Независимо от принадлежности признается, что этот пояс сформировался на раннеордовикском аккреционно-коллизионном этапе, отражающем присоединение периокеанических и островодужных систем к краю Сибирского континента [Крук, 2015 и ссылки в ней]. Метаморфические комплексы этого пояса представлены Чульчинским, Чулышманским и Моген-Буренским блоками [Гусев, 2013] (см. рис. 1, б). Гранитоиды, прорывающие метаморфические толщи, считаются ранне- или среднедевонскими [Шокальский и др., 2000; Крук, 2015], в то время как возраст метаморфических комплексов не был точно установлен и определен как PR_2 - PZ_1 [Шокальский и др., 2011]. Возраст метаморфизма одного из комплексов этого пояса — чульчинского — определен Н.И. Гусевым [2013]. По циркону из мигматизированных гранат-силлиманит-биотитовых гнейсов этого комплекса было получено несколько возрастных кластеров. Детритовые зерна показали ранневендский возраст 583—586 млн лет, а для большинства метаморфических оболочек цирконов (29 измерений) получен конкордантный среднеордовикский возраст 466.7 ± 3.3 млн лет (точное местоположение образцов не указано). По данным автора [Гусев, 2013], установлено, что верхний возрастной предел осадконакопления протолита гнейсов чульчинского комплекса — ранний ордовик, а возраст метаморфизма — среднеордовикский. Другие метаморфические комплексы восточной части Горного Алтая представляют собой неопротерозой-раннепалеозойские отложения, преобразованные в ходе более поздних тектонотермальных процессов [Крук и др., 2013]. Башкаусский и курайский метаморфические блоки, расположенные юго-западнее ТЧМП, разделены между собой тектоническими границами и отличаются от последнего по степени метаморфизма. Для них установлены возрастные рубежи на основании U-Pb отношений в единичных зернах циркона и поэтому весьма приблизительны. Возраст зеленосланцевого метаморфизма башкаусского комплекса определен как послесреднекембрийский на основании возраста детритовых цирконов; верхнюю возрастную границу установить не удалось [Гусев, 2013]. В Курайском метаморфическом блоке для синкинематических гранитоидов осевой части Тонгулакского хребта U-Pb изотопным методом по циркону определен позднеордовикский возраст 444 ± 17 млн лет [Крук и др., 2004]. Для мигматизированных кианит-силлиманит-биотитовых гнейсов в том же блоке по единичным зернам метаморфогенного циркона установлен возраст 443 ± 9.5 и 422.9 ± 9.1 млн лет [Гусев, 2013]. Тепловым источником при формировании тонгулакского зонального метаморфического комплекса, по видимому, являлся базитовый интрузив, не вскрытый эрозией [Ананьев и др., 2003].

Ранее полученные Ar-Ar датировки по биотиту из тектонитов Телецко-Башкаусской сдвиговой зоны (среднее течение р. Чулышман, зим. Катуйрык) дают диапазон 343-309 млн лет [Буслов и др., 2003]. Эти рубежи связаны с поздним раннекарбонным этапом сдвиговых деформаций вдоль Телецко-Башкаусской и Шашальской зон разломов и не соотносятся с событиями высокотемпературного метаморфизма.

Таким образом, ордовикские этапы (467—443 млн лет), установленные для ряда метаморфических комплексов восточной части Горного Алтая, характеризуются метаморфизмом эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа и отвечали завершающему этапу становления каледонских структур Горного Алтая [Владимиров и др., 2008]. В отношении формирования ТЧМП информация ограничена, так как детальных исследований вещественного состава, условий метаморфизма и возраста термальных событий в регионе не проводилось.

Структурный анализ складчатости

Как было сказано выше, в пределах ТЧМП выделялись три блока Чульчинский, Чулышманский и Моген-Буренский [Государственная..., 2011]. На основании анализа складчатости, информации о текстуре пород, параметров метаморфизма, химического и редкоземельного состава можно решить принципиальный вопрос о том, являются ли они разными комплексами в отношении типа бассейнов осадконакопления, последующего метаморфизма, складкообразования или это тектонически разделенные части одного метаморфического комплекса/пояса. На основании оценки условий метаморфизма и геохронологических данных можно предположить, что процесс формирования метаморфического комплекса происходил в ордовикский этап. Подчеркнем, что его нынешняя структура и положение в современном тектоническом коллаже, а также история эксгумации (возможно многоэтапной) остается за рамками настоящей работы и рассмотрена в [Добрецов и др., 2017].

В данном разделе рассмотрим характеристику складчатости метаморфических пород в различных блоках. Она важна с точки зрения оценки кинематики тектонических движений во время процесса метаморфизма и формирования внутренней структуры Телецко-Чулышманского пояса.

Замеры ориентировки плоскостных (мигматитовая полосчатость, сланцеватость) и линейных (шарниры мелких складок) элементов производились в трех участках: на площади профилей В 16-п (Чульчинский блок), КА 15-п (Чулышманский) и КА 17-п (Моген-Буренский, район пер. Бугузун, хр. Чихачева). Плотность опробования неравномерна и, прежде всего, в связи с широким развитием

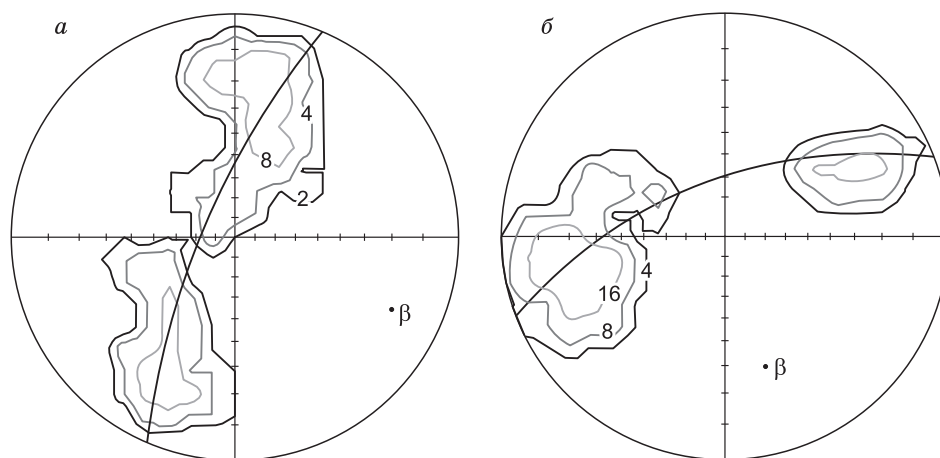


Рис. 2. Стереопроекция нормалей плоскостных элементов залегания (мигматитовая полосчатость, сланцеватость) различных участков на нижнюю полусферу.

Равноугольная проекция. β — расчетное положение среднего шарнира. Положение пояса складки показано дугой большого круга. *а* — кордиеритовые мигматиты и сланцы участка Язула: плотность на изолиниях 2—4—8 %, всего наблюдений 61, пояс складки — азимут падения 294°, угол падения 73°, β — азимут падения 114°, угол падения 17°; *б* — кордиеритовые мигматиты и сланцы участка Бугузун: изолинии количества точек 4—8—16 %; пояс складки — азимут падения 339°, угол падения 62°; β — азимут падения 159°, угол падения 28°; всего наблюдений 38. Обработка данных проводилась в пакете GEOrient, v.9.5.1 [Holcombe, 2015].

морен. Количество замеров полосчатости в Чульчинском блоке 10, поэтому он не рассматривается в данной работе. Отметим, однако, что симметрия распределения отдельных точек полностью совпадает с таковым для чульшманского блока. На рисунке 2 показаны стереопроекции двух опорных участков пояса, которые находятся на расстоянии 70—80 км друг от друга и характеризуют центральную и южную часть метаморфического пояса (см. рис. 1, б).

В обоих участках складчатость относится к цилиндрическому типу с крутопадающей осевой плоскостью. Для профиля КА 15-п общая площадь опробования составляет несколько десятков квадратных километров. Средний шарнир здесь погружается на ЮВ под углом 17° (см. рис. 2, *а*). Если рассматривать области максимальной концентрации наблюдений (изолинии с плотностью более 8 %) наблюдений, то в основном структурном мотиве угол между крыльями составляет ~40—50°.

Геометрия складчатости на южном участке КА 17-п близка к таковой для центрального (КА 15-п). Расчетный шарнир также погружается на ЮВ, но угол погружения немного больше — на 28°. Угол между крыльями здесь близкий к предыдущему участку, около 40°. При этом азимуты погружения шарниров различаются: последний развернут к северу на 50—60°. Причиной таких колебаний в положении осевых плоскостей/шарниров может быть естественная виргация в процессе складкообразования. Нельзя также исключить возможность тектонического (разрывного) механизма относительного разворота в более поздних процессах.

Синхронность метаморфизма и деформаций определяется их принадлежностью к единому структурно-метаморфическому парагенезису [Миллер, 1982] и признаков синкинематического минералообразования [Passchier, Trouw, 2005].

В изучаемом комплексе мигматитовая полосчатость участвует в складкообразовании (рис. 3, *а*), при этом и лейкосома и меланосома содержат идентичные минеральные ассоциации с (Qtz + Pl ± Kfs) + Crd + Sill + Bt + Sp. Сланцеватость и полосчатость выполнены биотитом, силлиманитом, кордиеритом. Сказанное относится как к отдельным зернам, так и к их агрегатам линзовидной формы. Ориентация полосчатости выражается в наличии уплотненных единичных зерен и сегрегаций кварца. Ориентировка шарниров мелкой складчатости подчеркивается также удлинением зерен биотита, силлиманита и агрегатов фибролита. Таким образом, минералы и их агрегаты формировались синкинематически, находятся в едином структурно-метаморфическом парагенезисе. Кордиерит определенно несет признаки миметической кристаллизации (см. рис. 3, *б*). Ориентировка включений силлиманита в гелицитовой структуре кордиерита полностью совпадает с положением плоскостных текстур (см. рис. 3, *в*).

Таким образом, складчатость в пределах Телецко-Чульшманского пояса представляется однородной, линейной с цилиндрическим мотивом на всем его протяжении. Главным результатом анализа стереопроекций является то, что структурный мотив Телецко-Чульшманского пояса определяется линейной складчатостью, которая формировалась одновременно с пиком метаморфизма. Характер склад-

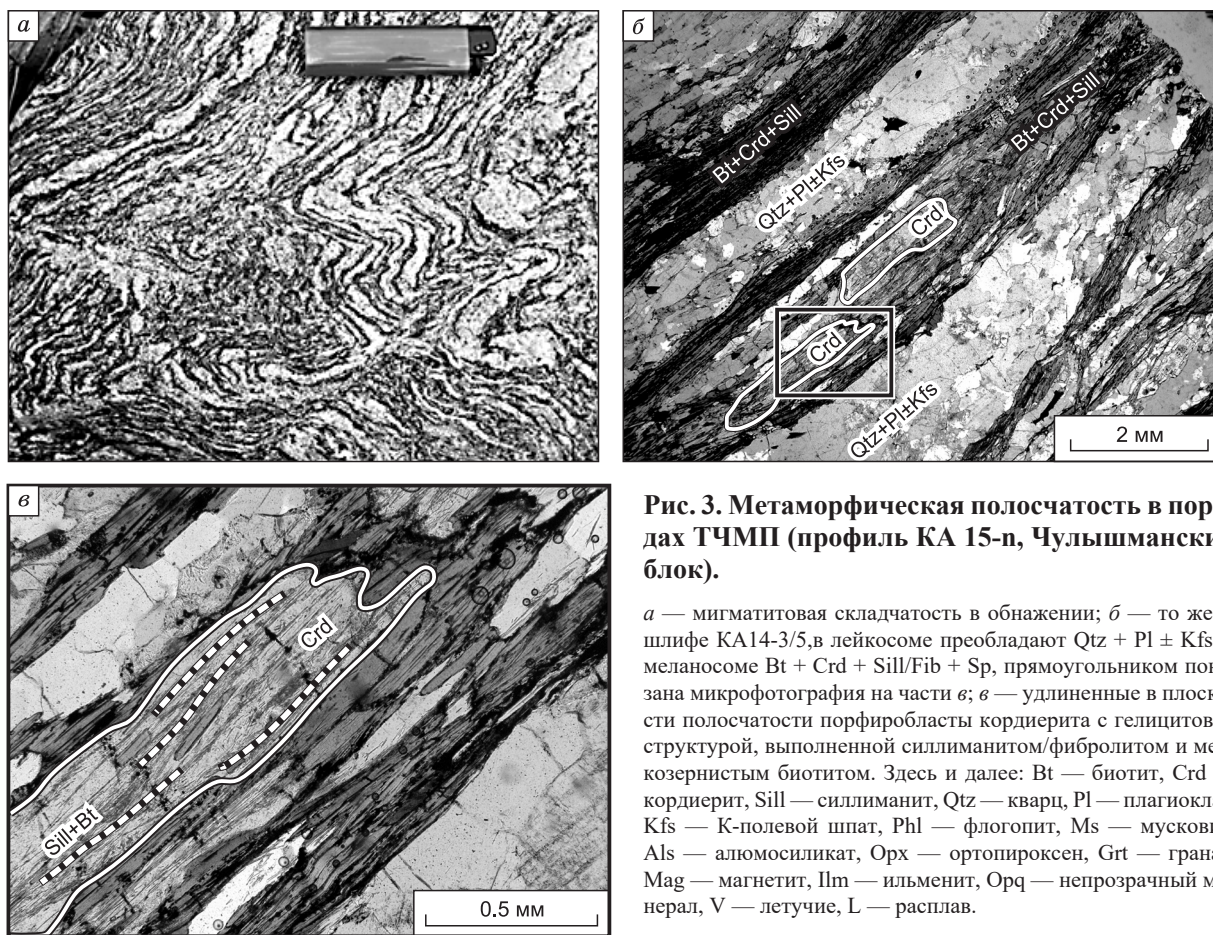


Рис. 3. Метаморфическая полосчатость в породах ТЧМП (профиль КА 15-п, Чулышманский блок).

a — мигматитовая складчатость в обнажении; *б* — то же, в шлифе КА14-3/5, в лейкосоме преобладают Qtz + Pl ± Kfs, в меланосоме Bt + Crd + Sill/Fib + Sp, прямоугольником показана микрофотография на части *в*; *в* — удлиненные в плоскости полосчатости порфиробласты кордиерита с гелицитовой структурой, выполненной силлиманитом/фибролитом и мелкозернистым биотитом. Здесь и далее: Bt — биотит, Crd — кордиерит, Sill — силлиманит, Qtz — кварц, Pl — плагиоклаз, Kfs — К-полевой шпат, Phl — флогопит, Ms — мусковит, Als — алюмосиликат, Orx — ортопироксен, Grt — гранат, Mag — магнетит, Ilm — ильменит, Orq — непрозрачный минерал, V — летучие, L — расплав.

частости позволяет говорить о преимущественной ориентации сжимающих деформаций в направлении СВ-ЮЗ на всем протяжении Телецко-Чулышманского пояса.

Вещественный состав Телецко-Чулышманского метаморфического пояса

Исследования проводились в районе юго-западной части чульчинского комплекса (профиль В 16-п), в центральной части чулышманского комплекса в районе пос. Язула (профиль КА 15-п) и в южной части могоен-буренского комплекса (профиль КА 17-п, см. рис. 1, б) с отбором проб и элементов залегания пород по профилям протяженностью 10—20 км.

Петрохимическая характеристика пород. Для определения палеогеодинамической обстановки формирования протолита метаморфических пород и мигматитов выполнены стандартные исследования петрохимического и геохимического состава пород. Изученный разрез телецко-чулышманского комплекса однороден по составу — это метапелитовая толща. В единичных случаях локально наблюдаются Bt-Amr сланцы.

Судя по значениям натрово/кремниевому модуля $[(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3] = 0.2—0.53$ (для мусковита 0.31), в протолите могли присутствовать породы с первичным содержанием калиевого полевого шпата и в целом с невысокой степенью химического выветривания [Юдович, Кетрис, 2000]. Среднее значение гидролизатного модуля (ГМ) 0.40. Таким образом, по величине обозначенных критических индикаторных соотношений протолит можно диагностировать как нормальные сиалиты с преобладанием песчано-алевритистых и глинистых пород (там же).

На классификационной диаграмме Хиррона [Heron, 1988] большая часть точек состава протолита лежит в поле глин (рис. 4, а). При этом многомерная статистическая обработка имеющихся данных позволила выделить три устойчивые группы пород в координатах главных петрогенных элементов. Устойчивое группирование такого рода может свидетельствовать о разных областях сноса осадочного бассейна. Равномерное распределение точек групп различного состава по площади является подтверждением существования единого метаморфического комплекса.

Попытка оценить области сноса приведена на рис. 4, б [Roser, Korsch, 1988]. Ожидаемо, основной объем пород попадает в поле переотложенных кислых осадков, часть — в продукты размыва кислых магматических образований.

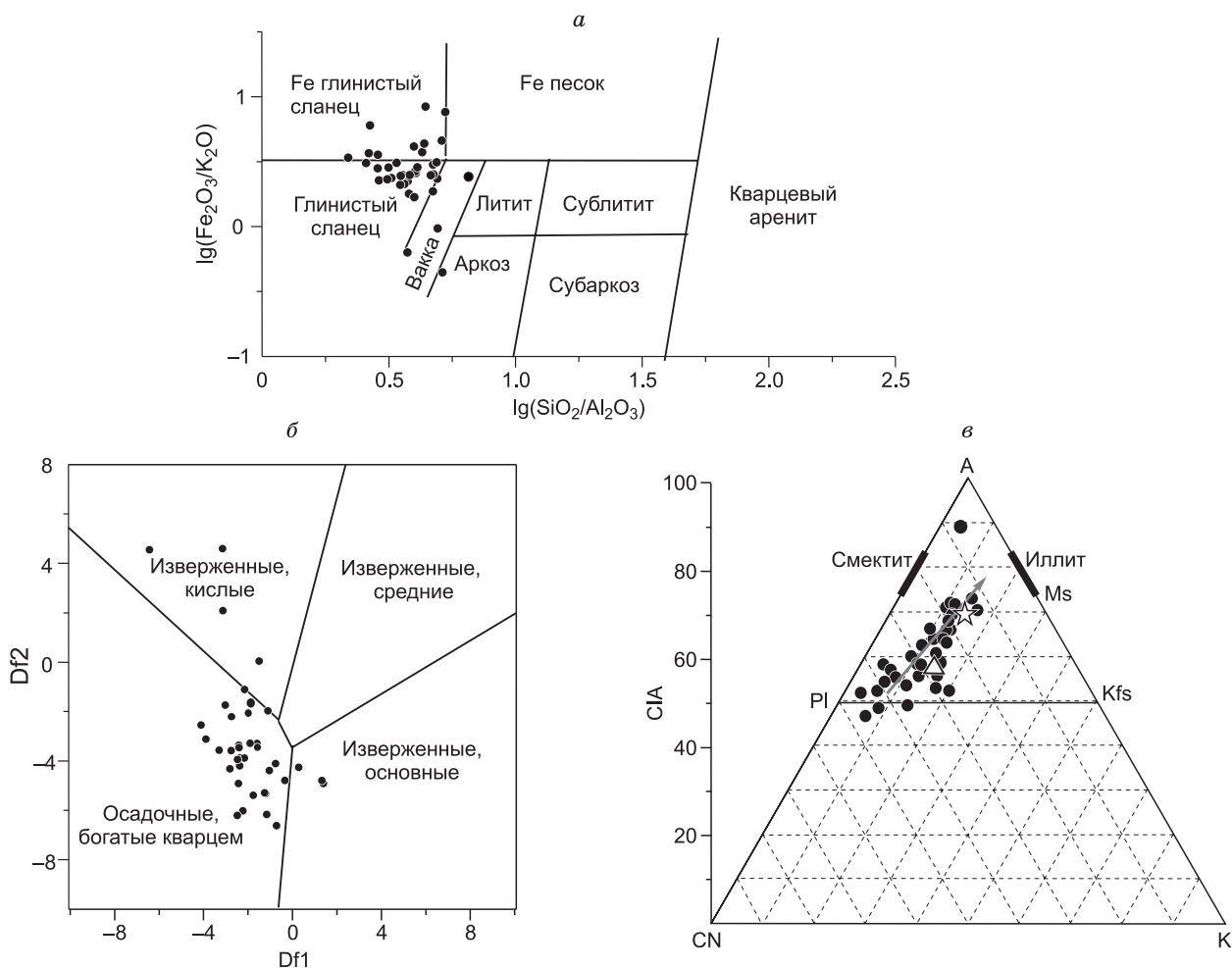


Рис. 4. Состав метаморфических пород телецко-чулышманского метаморфического комплекса на диаграмме Хиррона [Herron, 1988] (а); Df1 и Df2 — дискриминационные функции с коэффициентами из [Roser, Korsch, 1988] для метапелитов телецко-чулышманского комплекса (а). Диаграмма А—СN—К; CIA [Nesbitt, Young, 1982; McLennan et al., 1993] (в).

A = Al₂O₃; CN = CaO* + Na₂O; K = K₂O. Химический индекс выветривания CIA = Al₂O₃ / [Al₂O₃ + K₂O + Na₂O + CaO*] · 100. Все координаты на диаграмме в молекулярных количествах. Звездочка — состав стандарта PAAS, треугольник — NASC.

Степень зрелости осадков хорошо иллюстрируется диаграммой А—СN—К (см. рис. 4, в) с дополнительной координатой CIA [Nesbitt, Young, 1982; McLennan et al., 1993]. Тренд выветривания простирается от линии неизменных полевых шпатов в сторону иллитов. К линии тренда в общем относятся и точки стандартов глинистых сланцев NASC [Gromet et al., 1984] и PAAS [Taylor, McLennan, 1985]. По совокупности данных можно предполагать, что протолит изучаемой метаморфической толщи представлен осадками со слабой степенью дифференциации.

С точки зрения термального моделирования метаморфизма в данной статье представляет интерес оценка геодинамической обстановки осадочного бассейна. Есть основания предполагать, что процесс образования осадочной толщи и высокоградиентного метаморфизма имеют незначительный разрыв во времени и определенную генетическую связь. Такое предположение подтверждается, в частности, диаграммой [Roser, Korsch, 1986], где вся выборка метапелитов отвечает полю активных континентальных окраин и островных дуг. Сходные обстановки подтверждаются данными о составе редких и редкоземельных элементов (см. ниже). В целом следует считать, что по основным параметрам состава породы телецко-чулышманского комплекса отвечают метапелитам метаморфических комплексов Горного Алтая [Крук и др., 2013].

Геохимическая характеристика пород. Данные о содержаниях редких и редкоземельных элементов в пробах метапелитов телецко-чулышманского комплекса приведены в табл. 1. Содержания РЗЭ в метапелитах варьируют в достаточно широких пределах (134—222 г/т); они достигают уровня, типич-

Таблица 1. Содержания редких и редкоземельных элементов (в г/т) в представительных образцах из Чулышманского, Чульчинского и Моген-Буренского блоков ТЧМП

Элемент	КА 13-2/3	КА 14-3/3	КА 14-3/7	КА 15-4/7	КА 15-7/4	В 16-1	В 16-2	В 16-8	В 16-23	В 16-25	КА 17-1/9	КА 17-1/11	КА 17-2/2	КА 17-2/4	КА 17-2/6
Sc	22	20	30	4.4	23	14.3	35	14.8	18.8	16.1	14.9	23	14.5	18.5	17.1
V	141	131	186	18.5	151	115	174	127	119	127	104	146	95	124	119
Cr	186	181	263	34	245	228	380	232	343	192	321	306	256	331	295
Co	24	25	30	2.1	30	18.3	30	19.5	22	22	16.8	21	17.1	21	20
Ni	97	105	131	4.1	164	97	131	101	117	96	107	119	87	130	120
Cu	15.6	7.1	25	10.5	50	7.6	14.8	7.7	65	6.2	30	14.8	21	12.2	16.9
Zn	114	99	152	43	85	75	144	82	89	114	173	78	109	122	186
Rb	103	121	147	180	102	87	121	97	75	98	77	147	131	77	63
Sr	127	151	103	117	277	265	177	226	178	133	287	79	251	252	401
Y	34	27	44	13.3	31	21	55	26	29	27	28	36	30	28	26
Zr	167	145	271	151	183	210	242	193	145	170	177	161	159	193	191
Nb	11.7	9.3	14.3	9.8	11.1	9.4	13.6	11.2	8.5	9.9	8.1	10.2	9.4	9.2	8.3
Cs	6.3	7.5	8.2	11.0	7.2	2.9	2.9	2.7	2.2	4.2	3.3	5.3	10.1	2.2	3.2
Ba	444	420	236	384	676	282	510	294	270	316	498	545	644	582	404
La	35	26	43	17.5	31	29	41	35	26	34	28	25	28	30	30
Ce	71	54	89	33	67	59	84	71	53	68	54	51	58	61	60
Pr	8.8	6.5	10.7	4.5	8.0	7.0	10.2	8.9	6.6	8.4	6.6	6.1	7.0	7.3	7.1
Nd	34	25	41	17.5	30	27	40	34	25	33	26	25	26	29	28
Sm	7.1	5.2	8.6	3.7	6.2	5.2	8.0	6.9	5.1	7.0	5.0	5.3	5.3	5.6	5.6
Eu	1.31	1.07	1.52	0.58	1.37	1.46	1.63	1.42	1.28	1.12	1.27	1.21	1.05	1.15	1.26
Gd	6.2	4.4	7.6	2.5	5.5	4.3	7.3	6.0	5.2	6.0	5.1	5.6	5.0	5.5	5.2
Tb	0.97	0.75	1.18	0.40	0.83	0.67	1.26	0.86	0.86	0.86	0.80	0.91	0.80	0.81	0.83
Dy	5.9	4.3	7.1	2.3	5.6	3.6	8.7	4.6	5.3	5.1	4.7	6.1	5.0	5.0	4.9
Ho	1.16	0.93	1.58	0.45	1.13	0.77	1.95	0.93	1.11	0.99	0.96	1.25	0.99	0.94	0.91
Er	3.3	2.6	4.6	1.29	3.1	2.2	6.3	2.4	3.0	3.0	2.8	3.7	3.0	2.7	2.6
Tm	0.54	0.44	0.71	0.20	0.50	0.34	1.00	0.37	0.45	0.48	0.42	0.57	0.45	0.43	0.40
Yb	3.5	2.8	4.7	1.35	3.2	2.1	6.3	2.4	2.8	3.1	2.7	3.8	3.1	2.8	2.7
Lu	0.51	0.42	0.68	0.20	0.45	0.31	0.96	0.37	0.43	0.45	0.40	0.54	0.45	0.41	0.40
Hf	4.4	3.7	7.0	4.3	4.8	5.4	6.6	5.2	3.7	4.5	4.2	4.0	4.0	5.1	5.1
Ta	0.91	0.79	0.91	1.22	0.91	0.65	0.88	0.62	0.54	0.65	0.57	0.76	0.82	0.74	0.60
Pb	20	15.0	12.4	26	15.4	17.7	21	19.2	12.9	15.4	25	11.3	16.7	18.2	14.0
Th	12.5	9.8	16.7	16.6	12.7	10.5	17.2	12.8	9.7	14.6	8.3	10.4	10.5	11.4	12.2
U	3.1	1.90	3.7	2.5	2.5	1.94	2.8	1.88	1.64	2.6	1.93	2.5	1.77	2.2	2.7

Примечание. Чулышманский блок — обр. КА 13-2/3, КА 14-3/3, КА 14-3/7, КА 15-4/7, КА 15-7/4, Чульчинский блок — обр. В 16-1, В 16-2, В 16-8, В 16-23, В 16-25, Моген-Буренский блок — обр. КА 17-1/9, КА 17-1/11, КА 7-2/2, КА 17-2/4, КА 17-2/6.

ного для постархейских глинистых сланцев (РААС) (183 г/т), а в отдельных случаях и превышают его. При этом наиболее низкие концентрации лантаноидов (86 г/т) отмечаются в граните (обр. КА 15-4/7). Асимметричные спектры распределения РЗЭ в породах телецко-чулышманского комплекса (см. рис. 5, а) однотипны и характеризуются умеренным фракционированием с преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми $((La/Yb)_n = 4.5—10.0)$ и ярко выраженными Eu-минимумами ($Eu^* = 0.51—0.91$). Четкой зависимости величины $(La/Yb)_n$ от суммарных концентраций РЗЭ не наблюдается.

Спайдерграммы метапелитов телецко-чулышманского комплекса демонстрируют ярко выраженные отрицательные аномалии по Ba, Nb, Ta, Sr, P и Ti и в целом совпадают с мультиэлементным спектром РААС (см. рис. 5, б), отличаясь только меньшей степенью дифференцированности. По сравнению с постархейским глинистым сланцем (РААС) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988] породы комплекса характеризуются незначительным обеднением Nb и Ta, указывающим на второстепенную роль в их источнике пород, происхождение которых связано с субдукционными процессами. Концентрации элементов груп-

Рис. 5. Спектры распределения редких и РЗЭ в метапелитовых породах телецко-чулышманского комплекса.

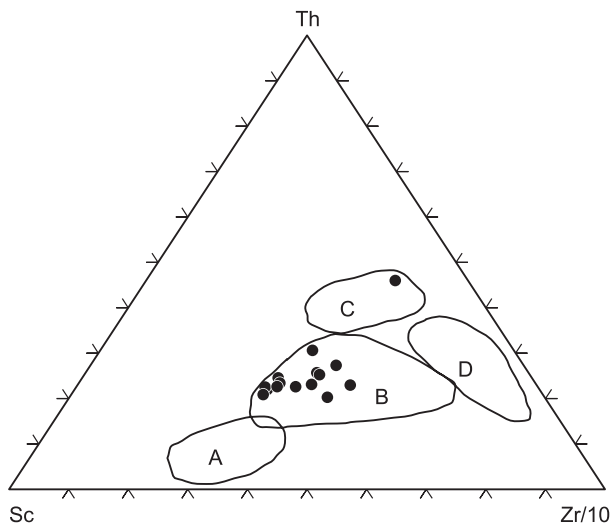
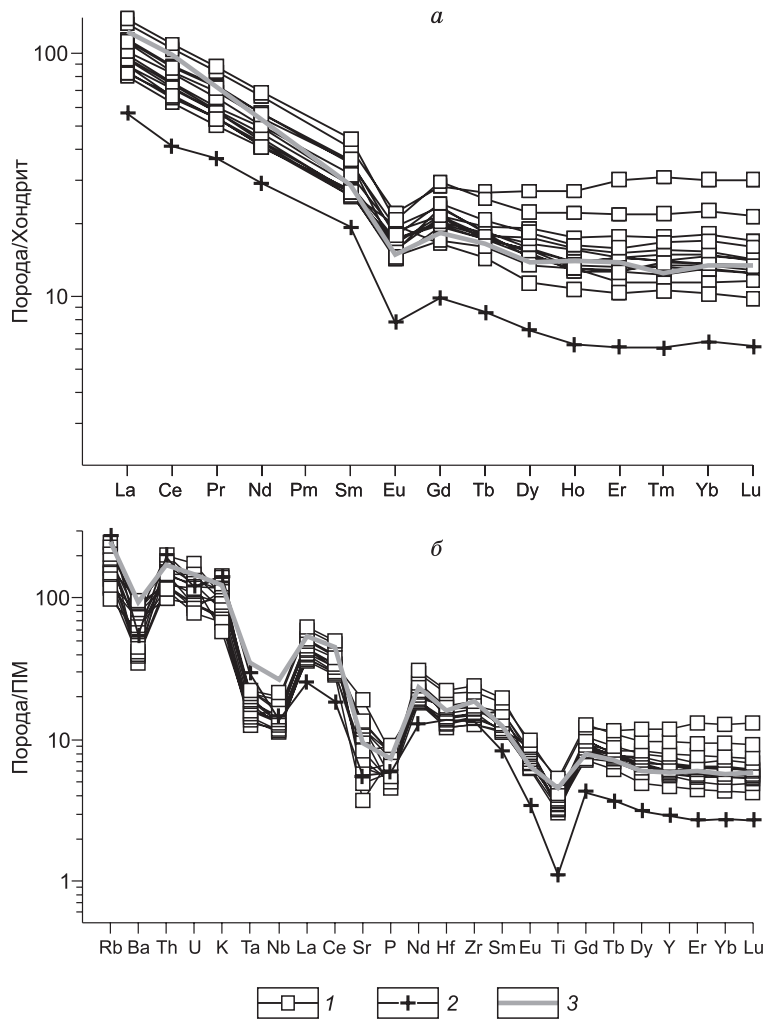
1 — метапелиты, 2 — гранит, 3 — линия соответствует стандарту постархейских глинистых сланцев PAAS [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. а, б, — описание см. в тексте.

пы железа (V, Cr, Ni, Co), эффективно концентрирующихся в осадочных породах глинистой размерности, находятся на уровне, типичном для постархейских глинистых сланцев, а временами и превышают его.

Для реконструкции палеогеодинамических обстановок осадконакопления использовались диаграммы Бхатия и Крука [Bhatia, Crook, 1986]. На указанной диаграмме (рис. 6) фигуративные точки составов метапелитов телецко-чулышманского комплекса попадают в поле энсиалических островных дуг.

Таким образом, анализ распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов позволяет предполагать, что протолиты телецко-чулышманского комплекса формировались в мелководных шельфовых обстановках, а главным их источником служила кора переходного типа с незначительным вкладом дифференцированного корового материала из островных дуг.

Оценка условий метаморфизма. Метаморфическая толща комплекса достаточно однородна и сложена метапелитами. Они представлены, с одной стороны, мигматитами (с тонкой и грубой полосчатостью), с другой, — сланцами. Последние иногда имеют тонкую полосчатость и плейчатость без признаков анатексиса. Петрографические различия в составе пород выражаются, прежде всего, в присутствии или отсутствии высокоглиноземистых минералов: силлиманита, андалузита, шпинели и кордиерита. Предельная ассоциация содержит Qtz + Pl + Kfs + Bt + Sil + Crd + Spl + Mag + Ilm. В относительно низкоглиноземистых разностях пород обычно присутствуют Qtz + Pl + Bt + Orp ± Kfs. Андалузит встречается сравнительно редко. Гранат и первичный мусковит не наблюдались. Кордиерит часто идиоморфен, содержит секториальные и полисинтетические двойники в шлифах, нередко фиолетовый, чистый (без включений), зерна до 10 см в поперечнике. Крупные вкрапленники этого минерала наблюдаются и в кордиеритовых гранитах. Кордиериты в целом магнезиальны $X_{Mg} = 0.82—0.65$. Особенность метаморфических пород комплекса — коронитовые структуры, которые выра-



жидкости. Гранат и первичный мусковит не наблюдались. Кордиерит часто идиоморфен, содержит секториальные и полисинтетические двойники в шлифах, нередко фиолетовый, чистый (без включений), зерна до 10 см в поперечнике. Крупные вкрапленники этого минерала наблюдаются и в кордиеритовых гранитах. Кордиериты в целом магнезиальны $X_{Mg} = 0.82—0.65$. Особенность метаморфических пород комплекса — коронитовые структуры, которые выра-

Рис. 6. Дискриминационная диаграмма Sc—Th—Zr/10 [Bhatia, Crook, 1986].

A — океанические островные дуги, B — континентальные островные дуги, C — активные континентальные окраины, D — пассивные континентальные окраины.

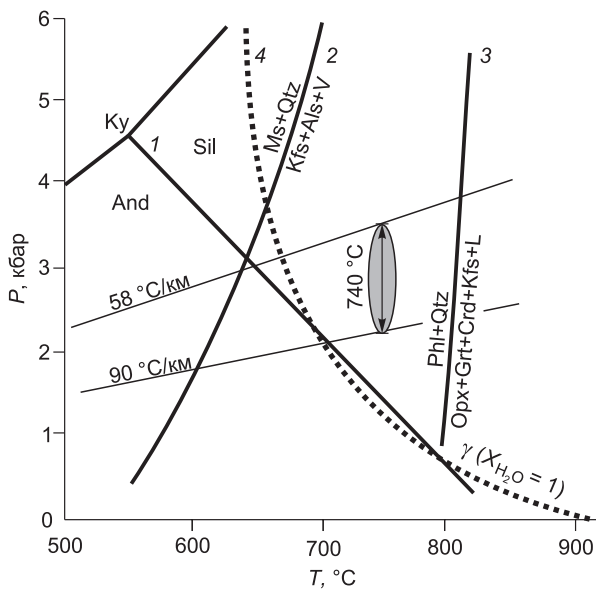


Рис. 7. Петрогенетическая решетка для метapelитов в области низких давлений/высоких температур.

Жирная вертикальная линия соответствует расчетной $T = 740\text{ °C}$ по ильменит-магнетитовому геотермометру [Ghiorsso, Evans, 2008]. Линии равновесия (1—4) проведены согласно [Pattison et al., 2003] и координаты тройной точки полиморфов Al_2SiO_5 , по [Pattison, 1992]. Приведены геотермы, соответствующие термическим градиентам 58 и 90 °C/км , рассчитанные из стационарного уравнения переноса тепла в коре с коэффициентом теплопроводности 1.4 $\text{Вт/(м}\cdot\text{K)}$; при радиоактивной теплогенерации 1.5 мкВт/м^2 ; тепловом потоке 30 и 60 мВт/м^2 , толщине теплогенерирующего слоя 40 и 50 км соответственно.

жаются в развитии шпинель-кордиеритовых кайм вокруг силлиманита. На петрогенетической решетке максимальные значения температуры определяются следующим образом: ассоциация силлиманита с калиевым полевым шпатом (см. линии равновесия 1, 2 на рис. 7); солидус анатектических мигматитов (линия 4); отсутствие ортопироксена (линия 3), но устойчивость биотита с кварцем в совокупности определяют максимально возможную температуру 700—800 °C . Проводилось также микрозондовое изучение состава всех метаморфогенных минералов. Исследования проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на микрозонде JEOL JXA-8100 (аналитик В.Н. Королук). В частности, в обр. КА 14-3/3, в котором определялся абсолютный возраст, проанализированы составы сосуществующих магнетита и ильменита. Это позволило оценить температуру метаморфизма по распределению Ti между магнетитом и ильменитом [Ghiorsso, Evans, 2008]. Для минералов с содержанием TiO_2 9.49 и 46.76 мас. % (магнетит и ильменит соответственно) получена оценка температуры 740 °C . Подчеркнем, что в магнетите не наблюдаются структуры распада, характерные для регрессивной стадии метаморфизма.

Минимальное давление превышает 1.5 кбар в области устойчивости силлиманита при $T = 740\text{ °C}$. Возможное максимальное давление можно оценить по положению геотермы, соответствующей градиенту 58 °C/км , проходящей в поле андалузита, но без мусковита, ниже (по давлению) точки пересечения кривых 1 и 2, поскольку первичный мусковит не наблюдается. Имеющийся набор проанализированных минералов (при отсутствии граната) не позволяет точно оценить давление в известных пакетах термодинамических баз данных (например, THERMOCALC). На основе установленной температуры (около 740 °C) и значений палеоградиентов (от 58 до 90 °C/км) можно оценить диапазон возможных давлений 2.2—3.5 кбар, что соответствует глубинам 8—13 км. Таким образом, Телецко-Чулышманский метаморфический пояс относится к андалузит-силлиманитовой фациальной или высокоградиентному режиму в условиях низких давлений/высоких температур. Значения установленных градиентов 58—90 °C/км ниже, чем для условий контактового метаморфизма, и отвечают максимальным величинам для метаморфизма умеренных давлений [Ревердатто, Полянский, 1992; Ревердатто и др., 2017].

U/Pb определение возраста метаморфизма

Спецификой глубокометаморфизованных метаморфических комплексов ТЧМП являются тектонические контакты с вмещающими толщами. Это чрезвычайно затрудняет их прямую корреляцию со стратиграфическими данными. Поэтому определение абсолютного возраста и корреляция метаморфических комплексов являются важной задачей для построения корректных моделей и событийной шкалы при формировании ТЧМП. Определения возраста метаморфических комплексов Горного Алтая, в отличие от магматических, единичны [Glorie et al., 2011; Гусев, 2013; Крук, 2015].

Для проведения датирования были отобраны цирконы из мигматитов Чулышманского комплекса в точке, показанной на рис. 1, б, с координатами 50° 39.423' с.ш.; 88° 54.889' в.д. Минералогический состав пробы Qtz + Pl + Kfs + Bt + Sil + Crd + Mag + Ilm. Непосредственно в породе циркон концентрируется преимущественно в кордиерите и кордиерит-шпинелевых коронитах, которые развиваются по силлиманиту.

Изотопное датирование цирконов выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). Зерна циркона исследовались на ионном микрозонде SHRIMP-

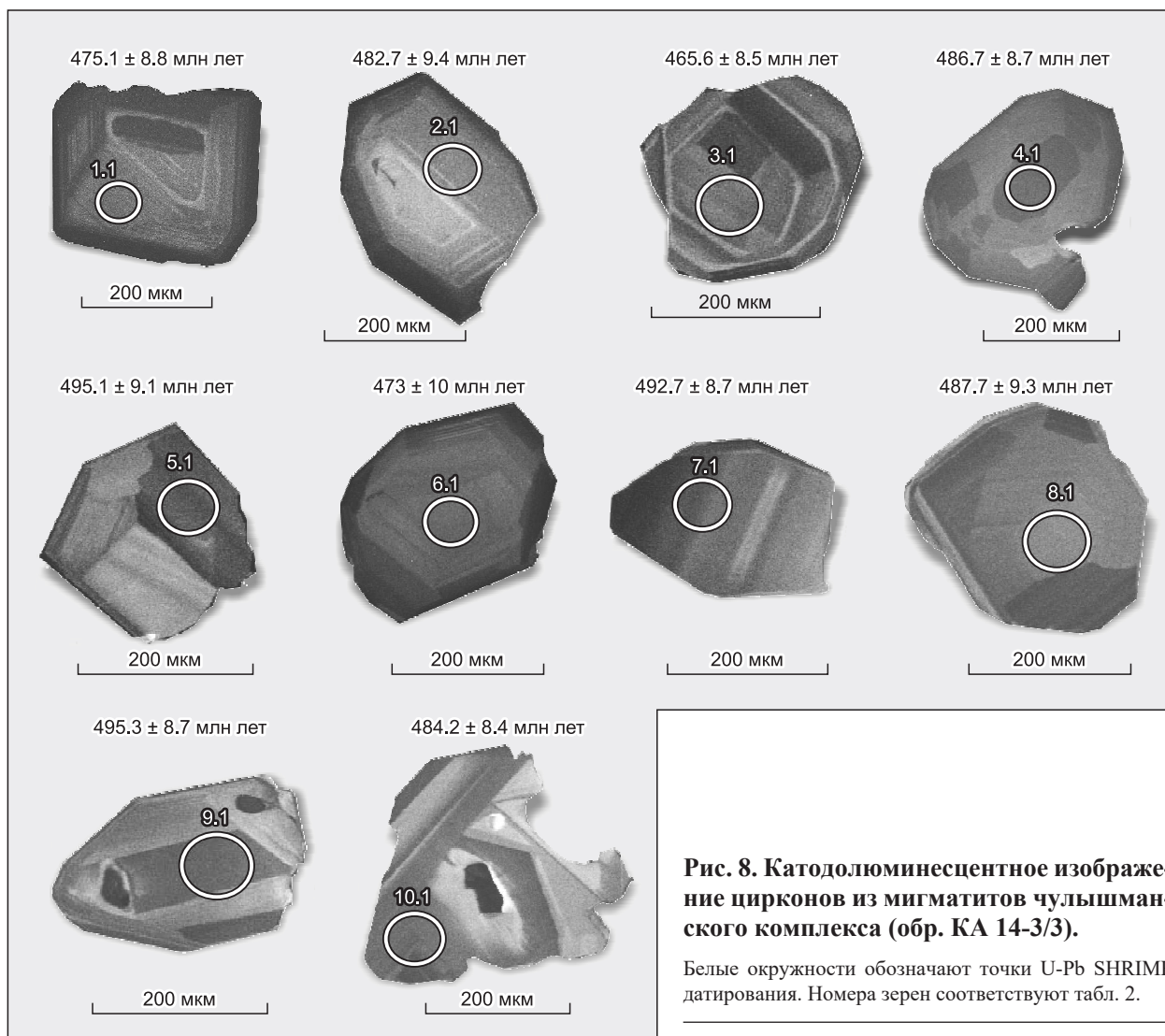


Рис. 8. Катодоллюминесцентное изображение цирконов из мигматитов чулышманского комплекса (обр. КА 14-3/3).

Белые окружности обозначают точки U-Pb SHRIMP датирования. Номера зерен соответствуют табл. 2.

II (аналитик П.А. Львов). U-Pb отношения определялись методом SHRIMP-II по методике [Williams, 1998]. Зерна цирконов анализировались совместно с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500 [Black et al., 2003]. Обработка данных производилась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Большинство зерен цирконов короткостолбчатые с отчетливой кристаллографической огранкой (рис. 8). Некоторые индивиды имеют форму футбольного мяча и абсолютно преобладают идиоморфные индивиды, что характерно для мигматитов. Признаки окатанности, коррозии или формирования кайм обрастания отсутствуют. Неправильные в ряде зерен внешние границы обусловлены сколами при дроблении пробы. Цирконы светлые, прозрачные или полупрозрачные. На катодоллюминесцентных снимках минерала отчетливо проявляется тонкоритмическая зональность и иногда секториальное строение. Признаков детритового циркона в ядрах нет. Черные участки на снимках зерен (например 9.1; 10.1) представляют собой либо пустоты, либо включения других минералов, ясно видимые на снимках в отраженном или проходящем свете.

Результаты U/Pb датирования приведены в табл. 2 и на рис. 9. Рассчитанное значение возраста мигматитов южного блока Телецко-Чулышманского пояса 483.9 ± 5.7 млн лет (по десяти точкам) и лежит на конкордии. Отношение Th/U находится в интервале 0.29—0.77. Ранее считалось, что для метаморфических пород высоких степеней метаморфизма это отношение не выше 0.1 [Rubatto, 2002]. Однако позднее было показано, что в метаморфогенных цирконах может быть достаточно высокое отношение Th/U, в том числе и больше 1.0 [Harley et al., 2007]. В нашем случае в цирконе отсутствуют признаки наложенных метаморфических событий, а кристаллизация происходила на фоне частичного плавления. Конкордантное положение и незначительная дисперсия среднего значения возраста указывают на одно-

Таблица 2.

**Результаты определения U/Pb отношений в цирконах
из лейкосомы мигматитов Чулышманского блока**

Точка анализа	% $^{206}\text{Pb}_c$	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	±%	(1) $\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	±%	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	±%	(1) $\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±%	Егг. сог.
		г/г			г/г	возраст, млн лет			$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$		$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$						
1.1	0.71	153	54	0.36	10.1	475.1 ± 8.8	12.98	1.9	0.0644	3.3	13.07	1.9	0.0586	6.2	0.618	6.5	0.0765	1.9	0.296
2.1	0.50	112	60	0.55	7.5	482.7 ± 9.4	12.79	2.0	0.0603	3.4	12.86	2	0.0562	5.6	0.603	5.9	0.0778	2	0.340
3.1	0.61	173	99	0.59	11.2	465.6 ± 8.5	13.27	1.8	0.0607	2.8	13.35	1.9	0.0558	5.9	0.576	6.2	0.0749	1.9	0.302
4.1	0.76	194	71	0.38	13.2	486.7 ± 8.7	12.65	1.8	0.0619	2.5	12.75	1.9	0.0558	6.3	0.603	6.5	0.0784	1.9	0.284
5.1	0.89	199	74	0.39	13.8	495.1 ± 9.1	12.41	1.9	0.0608	3.5	12.52	1.9	0.0535	7.3	0.589	7.6	0.0798	1.9	0.251
6.1	0.92	65	27	0.42	4.3	473 ± 10	13.02	2.2	0.0661	4.5	13.14	2.3	0.0587	9	0.616	9.3	0.0761	2.3	0.246
7.1	0.88	165	72	0.45	11.4	492.7 ± 8.7	12.47	1.8	0.0661	2.2	12.58	1.8	0.0589	6.6	0.645	6.8	0.0794	1.8	0.269
8.1	1.07	122	34	0.29	8.36	487.7 ± 9.3	12.58	1.9	0.0658	3.2	12.72	2	0.0571	8.6	0.619	8.8	0.0786	2	0.224
9.1	0.57	218	163	0.77	15	495.3 ± 8.7	12.45	1.8	0.0606	3.7	12.52	1.8	0.056	5.5	0.617	5.8	0.0799	1.8	0.314
10.1	0.19	163	117	0.74	10.9	484.2 ± 8.4	12.79	1.8	0.0575	3.1	12.82	1.8	0.0559	3.5	0.601	4	0.078	1.8	0.455

Примечание. Для номеров точек анализа — префикс КА 14-3/3. Ошибки даны для интервала уровня 1σ. Pb_c и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта 0.54 %. (1) — обычный Pb, скорректированный с использованием измерений ^{204}Pb . Егг. сог. — коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$. Аналитик П.А. Львов.

актность события. Полученный возраст мигматитов чулышманского комплекса используется далее в качестве возрастного репера для постановки задачи при моделировании температурного режима НТ/ЛР метаморфизма.

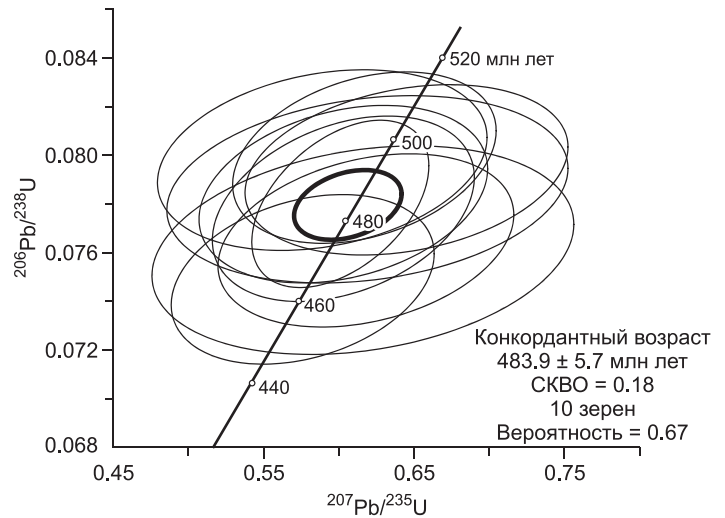
Численное моделирование

Постановка задачи. Модель предполагает погружение метапелитового осадочного протолита на глубину нижней коры. Погружение может объясняться субдукцией протолита на более раннем этапе. Физический механизм погружения осадков на глубины 30—40 км в результате поддвига/субдукции рассматривался ранее в работах многих авторов [Добрецов и др., 2001 и ссылки в ней]. Рассматривается следующая модель: в утолщенной коре формируется очаг базитовой магмы, вызывающий разогрев и анатексис вмещающих пород. Затем начинаются конвергентные движения блоков, сопровождающиеся взбросами/надвиганием тектонических пластин. В настоящей модели процессы поверхностной эрозии при коллизии не учитываются: рельеф поверхности изменяется относительно неподвижного, жестко зафиксированного основания. В реальности основание коры будет погружаться, образовываясь корни гор, эрозия будет «нивелировать» рельеф согласно изостазии. Все это требует разработки самостоятельной модели и здесь не рассматривается. Это упрощение введено ввиду конкретной задачи: она состоит в объяснении механизма, вызывающего метаморфизм высоких температур/умеренных давлений и не касается поверхностных процессов горообразования и денудации.

Постановка задачи, геометрия расчетной области, граничные и начальные условия показаны на рис. 10. Моделирование проводилось в двух вариантах: крутопадающего и пологопадающего надвига. В обоих вариантах предполагалось наличие базитового теплового источника: рассматривается тепловое воздействие базитовой магматической камеры сложной формы шириной 30 км и мощностью 10 км — от основания коры до поверхности надвига. В камере поддерживается постоянная температура 1200 °С в течение 5 млн лет. Время существования базитового очага определено на основании данных о характерной длительности базитового магматизма в изверженных провинциях [Prokorph et al., 2004]. Размер магматической камеры (10×30 км) выбран по аналогии с базитовой интрузией мощностью 8—9 и шириной > 20 км, расположенной в зоне Ивреа-Вербано (Альпы, Северная Италия) [Quick et al., 1994]. Предполагается, что через 5 млн лет магматизм прекращается и начинается движение аллохтона с надвиганием его на автохтон. Скорости сближения блоков выбирались в интервале значений от 5 до < 13 см/год, характерных для Каракорум-Гибет-Гималайского орогена [Johnson, Harley, 2012].

Кинематические граничные условия описывают стадию развития среднекембрийской-раннеордовикской аккреционно-коллизивной системы Горно-Алтайского орогена [Буслов и др., 2013; Крук 2015]. Один из блоков (Горно-Алтайский) рассматривается как автохтон, другой (Западно-Саянский)

Рис. 9. Диаграмма с конкордией для цирконов, датированных SHRIMP, из мигматитов обр. КА 14-3/3.



перемещается с заданной скоростью v (3, 5, 6 и 10 см/год в разных вариантах модели) (см. рис. 10). Считается, что магматический очаг со временем остается на месте согласно представлениям [Quick et al., 1994]. Температурные граничные условия соответствуют постоянной температуре на поверхности ($0\text{ }^{\circ}\text{C}$) и постоянному тепловому потоку на нижней границе модели ($Q = 17\text{ мВт}$) при условиях симметрии на боковых поверхностях. Распределение начальной температуры соответствует стационарной геотерме континентальной коры с мантийным тепловым потоком 17 мВт/м^2 , без учета радиоактивных источников тепла с целью упрощения.

Механические свойства вещества коры характеризуются различной реологией: Горно-Алтайский блок представляет собой «жесткий» упор, Западно-Саянский блок описывается как упруговязкопластичное тело. Его свойства задавались следующими. Пластические свойства описываются законом Мизеса с пределом пластичности $\sigma_y = 50\text{ МПа}$. Вязкость задается в соответствии с экспериментальными параметрами «влажного» диорита [Hansen, Carter, 1982] или гранита [Ranally, 1995] и характеризуется поведением температурно-зависимой, неньютоновской жидкости: $\eta = A \frac{1}{n} \varepsilon^{1-n} \exp\left(\frac{H}{nRT}\right)$, где $A = 3.01e$

$-16\text{ (Па}^{-n}\text{ с}^{-1}\text{)}$ — предэкспоненциальная константа, $n = 2.4$ — показатель степени, $H = 212\text{ (кДж/моль)}$ — энергия активации в законе ползучести. Другие параметры задавались следующими: плотность 2800 кг/м^3 ; $E = 100\text{ ГПа}$ — модуль Юнга; $\nu = 0.25$ — коэффициент Пуассона; теплоемкость $C_p = 1250\text{ Дж/(кг К)}$, теплопроводность $1.5\text{ Вт}\cdot\text{м}^{-1}\cdot\text{К}^{-1}$ и коэффициент температурного расширения $\alpha = 1.e - 5\text{ К}^{-1}$.

Задача решалась в двухмерной постановке: рассматриваются уравнения механического равновесия, теплопроводности, неразрывности и определяющие соотношения, которые описывает реологические свойства материала. В уравнениях движения и теплового баланса учитывается фазовый переход при плавлении вещества надвигающегося блока (аллохтона). Задается температура солидуса водонасыщенного гранита $650\text{ }^{\circ}\text{C}$ при давлении средней—нижней части коры [Johannes, Holtz, 1996], выше

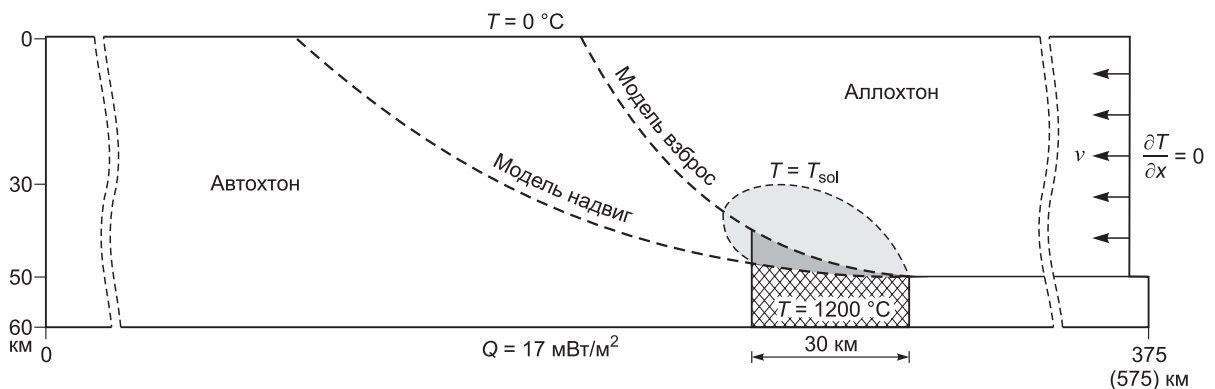


Рис. 10. Постановка задачи моделирования термомеханического взаимодействия Горно-Алтайского и Западно-Саянского блоков при коллизии и тепловом воздействии глубинного магматического очага.

Сечение 2D модели соответствует СВ-ЮЗ разрезу поперек Телецко-Чулышманского пояса, см. тектоническую схему на рис. 1, б. Приведено начальное строение зоны коллизии в двух вариантах модели: со взбросом, с пологонаклонным надвигом. Штриховкой и темно-серым тоном показаны предполагаемые базитовые магматические камеры в основании коры, светло-серым тоном — динамически меняющаяся в процессе коллизии область плавления, определяемая из решения термомеханической задачи. Горизонтальный размер модельной области: 375 км (модель взброс) и 575 км (модель надвиг).

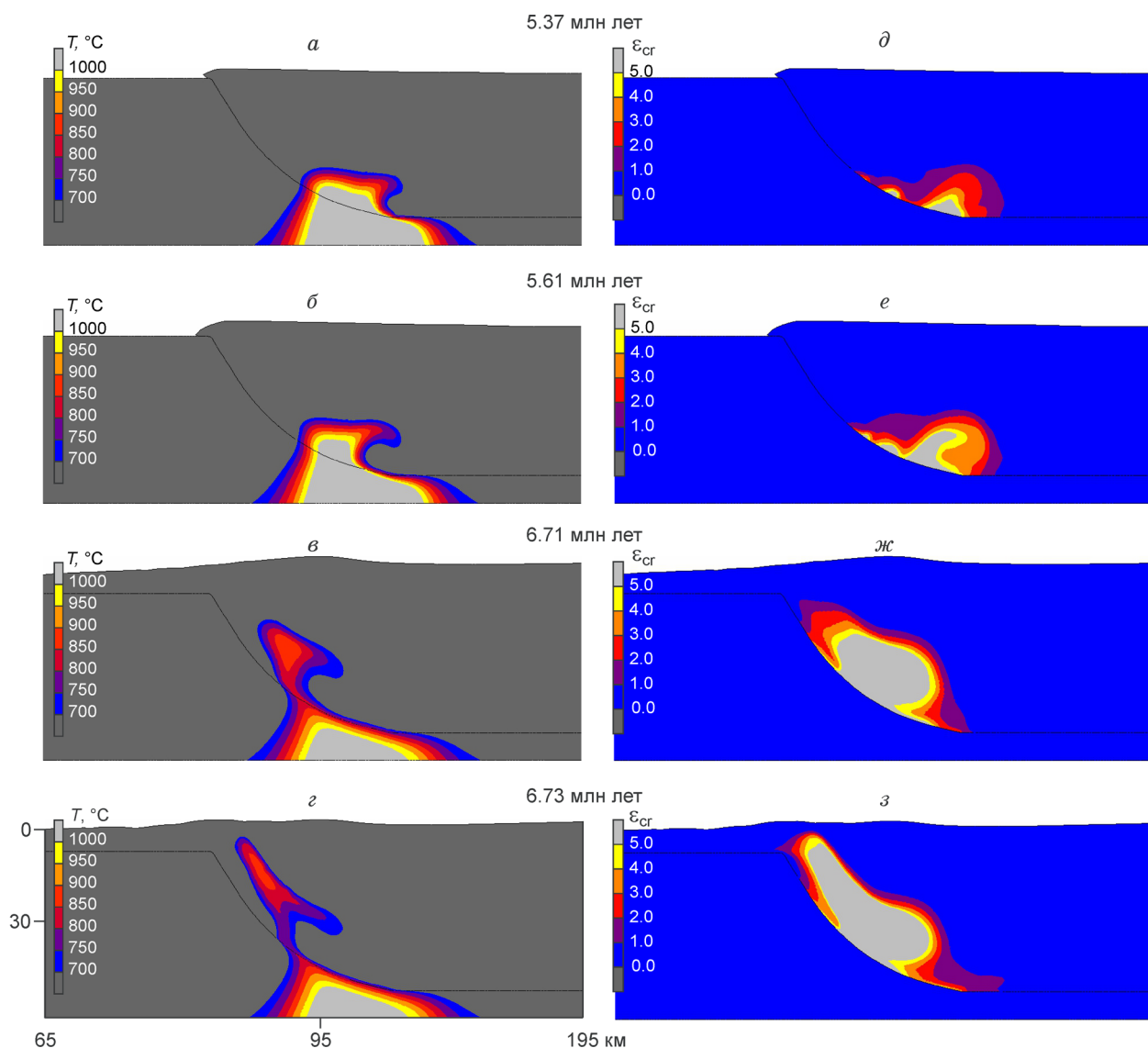


Рис. 11. Результаты моделирования коллизии (модель взброс) при скорости сближения автохтона и аллохтона 5 см/год.

Показана увеличенная центральная область модели. *a–г* — эволюция температурного поля в интервале времени 5.37—6.73 млн лет, область температур выше 700 °C соответствует зоне анатексиса; *д–з* — развитие зоны вязких деформаций в те же моменты времени. Приведены картины распределения максимальных деформаций в интервале (0—5)·100 %.

которой вязкость и плотность соответствуют свойствам частичного расплава. Изменения в теплопроводности, теплоемкости и эффект скрытой теплоты плавления в модели не рассматривались, так как слабо влияют на термический режим по сравнению с процессами адвекции. Подробные формулировки уравнений и описание численного метода решения приведено в работах [Коробейников, 2000; Полянский и др., 2012, 2014].

Результаты моделирования. Были проведены две серии численных экспериментов: с круто- и пологопадающей поверхностью сместителя разлома при разной скорости сближения аллохтона и автохтона: 3, 5, 6 и 10 см/год. Тем самым можно показать, как геометрический и кинематический факторы оказывают влияние на термический режим.

Для того чтобы установить максимальную «модельную» температуру и размер температурной аномалии, отслеживалась конфигурация области, ограниченной изотермой 700 °C на коллизионном этапе. Температура 740 °C установлена по минеральным ассоциациям в качестве пиковой для метаморфических пород Чульчинского блока и является реперной для верификации моделей. Результаты моделирования представлены на рис. 11 и 12 для «коллизионного» этапа термической эволюции после

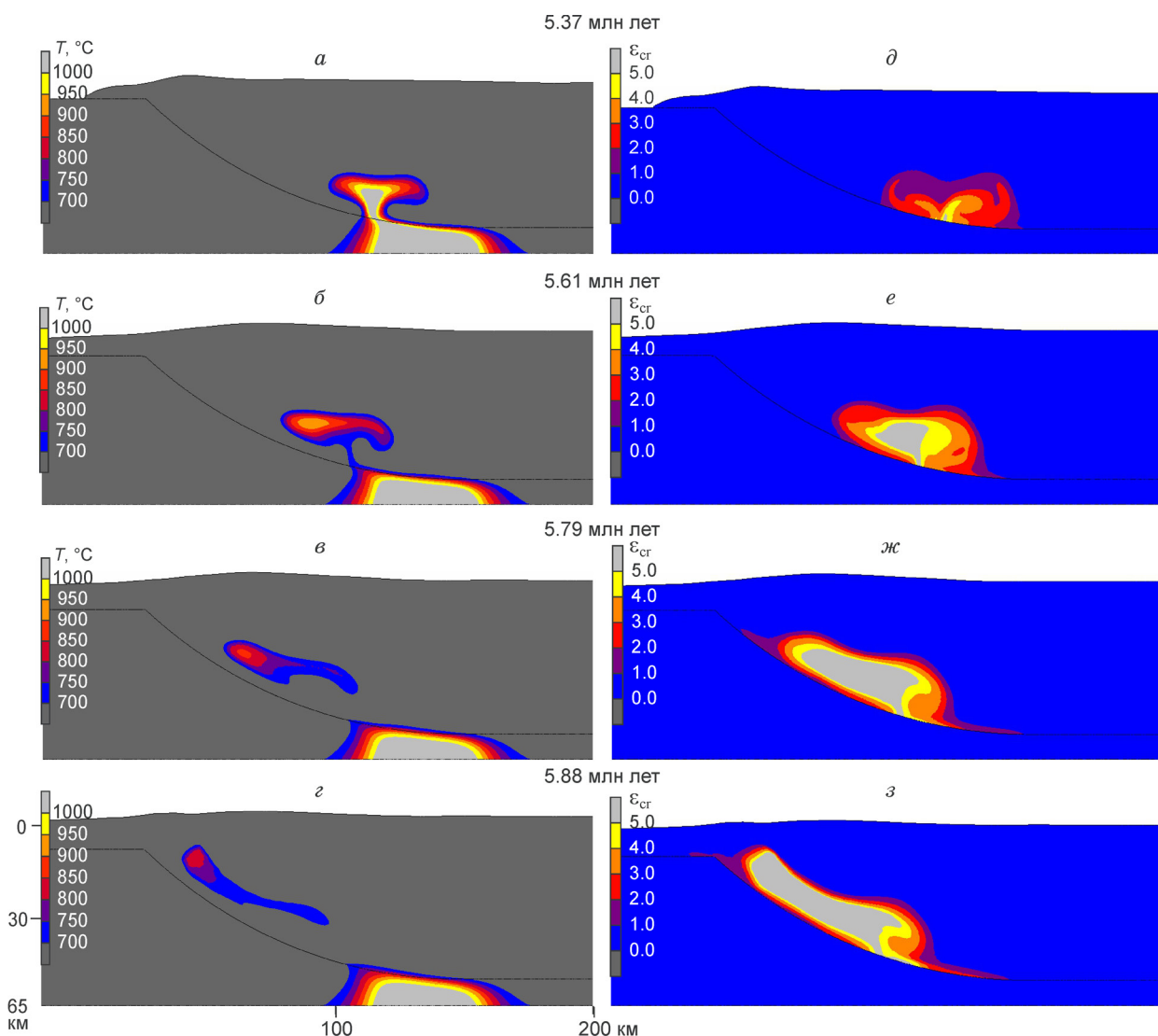


Рис. 12. Результаты моделирования коллизии (модель надвиг) при скорости сближения автохтона и аллохтона 10 см/год.

Картини эволюции температуры (а—г) и вязких деформаций (д—з).

прекращения магматизма. Картина деформирования в обеих сериях расчетов характеризуется сжатием и выдавливанием материала вверх. Из интерпретации результатов коллизионной модели следует, что происходит утолщение коры и надвигание Телецко-Чулышманского блока на Горно-Алтайский. На контакте блоков наблюдается картина с инвертированным распределением температуры в висячем и лежащем крыльях надвига. При прекращении движения происходит термическая релаксация примерно за 20 млн лет: температура в надвинутом блоке снижается и изотермы выполаживаются (регрессивная стадия не показана на рис. 11, 12). Из экспериментов видно, что термическая аномалия, достигающая 700 °C в коре, возникает в обоих случаях, но динамика температурного поля различается.

На рисунке 11 для разных этапов коллизии показана эволюция температуры и вязких деформаций в модели взброса при скорости сближения блоков 5 см/год. Породы коры нагреваются над магматической камерой, происходит частичное плавление, в результате чего плотность пород уменьшается и частично расплавленная масса становится гравитационно-неустойчивой. Анатексис вызывает подъем легких масс, и с началом коллизии частично расплавленное вещество «отрывается» от источника и переносится вместе с материалом нижней коры за счет тектоники. Область мигматитов при дальнейшем подъеме меняет свою форму в движущейся среде и постепенно сокращается. Влияние деформирования коры на температурное поле в случае крутого надвига весьма существенно. Вещество нижней коры

Чулышманского блока вблизи базитовой камеры испытывает нагревание до температур 920—950 °С. В процессе сближения (момент 6.73 млн лет, см. рис. 11, з) фронт анатексиса поднимается на уровень около 9 км.

Модель с пологим надвигом рассмотрена детально при разной скорости сближения блоков: 3, 5, 6 и 10 см/год. Максимальная высота подъема изотермы 700 °С, размер высокотемпературной области и горизонтальное перемещение этой области от теплового источника служат критериями сравнения моделей. В надвигаемом блоке при скорости коллизии 3 см/год максимальная температура не превышает 600 °С, изотерма $T = 600$ °С достигает уровня 15 км. При скорости коллизии 5, 6 и 10 см/год достигается температура 750 °С, соответствующая пиковой температуре метаморфизма Телецко-Чулышманского пояса. В этих вариантах модели высота подъема (h), размер (d) и горизонтальное перемещение (s) высокотемпературной аномалии составляют: $h = 30$ км, $d = 8$ км, $s = 64$ км при скорости 5 см/год, $h = 17$ км, $d = 9$ км, $s = 85$ км при скорости 6 см/год; $h = 10$ км, $d = 10$ км, $s = 93$ км при скорости 10 см/год. Указанные величины приведены на разные моменты времени: 6.49, 6.39 и 5.88 млн лет соответственно.

Результаты модели надвига со скоростью сближения 10 см/год приведены на рис. 12 в виде эволюции поля температуры и вязких деформаций. На начальном этапе формируется частично расплавленная масса в форме диапира и происходит его «отрыв» от магматического источника тепла (см. рис. 12, б, момент времени 5.61 млн лет). Размеры высокотемпературной аномалии составляют 45×12 км (ширина×высота). Тектонические движения смещают сформировавшееся тело по надвигу от магматической камеры, при этом высокотемпературная область сокращается в объеме при движении вдоль надвига. Сформированные на глубине мигматиты движутся вверх вместе с веществом коры, постепенно кристаллизуясь и сохраняя высокотемпературное ядро размером около 10 км на расстоянии 93 км от источника тепла (см. рис. 12, з, момент времени 5.88 млн лет). Значительный подъем фронта мигматизации/анатексиса объясняется высокой скоростью коллизии и большими деформациями вещества коры Телецко-Чулышманского пояса. Картина деформаций ползучести контролируется распределением температуры в движущемся блоке. Выделяется резкий фронт интенсивных деформаций, ограничивающий область вещества с пониженной вязкостью. Форма этой области, полученная в 2-мерной модели, представляет собой параллельный надвигу канал, по которому перемещается высокотемпературное вещество (см. рис. 12, ж, з). Граница канала примерно соответствует изотерме 450 °С. Область интенсивных деформаций включает в себя зону анатектического плавления, ограниченную температурой солидуса влажного гранита (650—700 °С).

Дополнительно был выполнен расчет с уменьшенным размером магматической камеры до 10 км и с той же скоростью коллизии 10 км/год. Этот вариант показал, что размер и длительность существования высокотемпературной области ($T \geq 700$ °С) существенно меньше: изотерма 700 °С поднимается только до уровня примерно 25 км.

Сравнивая результаты моделирования при разном наклоне поверхности надвига и скоростях коллизии (см. рис. 11, 12), важно отметить, что при скорости коллизии не менее 5 см/год фронт анатексиса способен перемещаться вверх вместе с материалом нижней коры (см. рис. 12). При невысоких скоростях коллизии (3 см/год и ниже) процесс охлаждения происходит быстрее механического подъема вещества при обдукции. Таким образом, модель пологого надвига соответствует параметрам высокотемпературного метаморфизма и анатексиса, наблюдаемых в Телецко-Чулышманском поясе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обоснование геодинамического режима формирования ТЧМП обсуждается во многих работах и остается дискуссионным. По данным датирования по фенгиту и глаукофану определен возраст глаукофансланцевого метаморфизма уймонской свиты и выделен раннеордовикский субдукционный этап в интервале 491—484 млн лет [Волкова и др., 2005; Волкова, Складов, 2007]. Заметим, что согласно геолого-геодинамической схеме Горного Алтая [Буслов и др., 2013, Добрецов и др., 2017], Уймонская зона удалена на 170—180 км к Ю-З от телецко-чулышманского комплекса, они разделены многочисленными тектоническими разрывами, тектоническими блоками разной природы (магматической дугой, Ануйско-Чуйским преддуговым прогибом, задуговым бассейном) и находится практически на противоположной стороне Чарышско-Теректинско-Улаганской сутурно-сдвиговой зоны. Маловероятно, что весь тектонический коллаж Горного Алтая в разрезе с востока на запад представлял собой единую субдукционную зону. Рассматриваемый возрастной этап фиксируется в работе [Добрецов, Буслов, 2007], где выделены три важные орогенные стадии в росте континентальной коры Евразии: позднекембрийско-ордовикская (510—470 млн лет), позднедевонско-раннекарбонная (380—320 млн лет) и пермско-триасовая (285—230 млн лет). Рассматриваемые аккреционно-коллизийные события позднего кембрия—ордовика происходили на окраине Алтае-Монгольского микроконтинента и, согласно геодинамической схеме Горно-

го Алтая [Буслов и др., 2013], Телецко-Чулышманский пояс относится к его окраине. Поэтому мы полагаем, что в Телецко-Чулышманском поясе, где нет присутствия голубых сланцев, характерных пород субдукционных зон, происходила коллизия окраинно-континентальных блоков.

Основная популяция детритовых цирконов из метаосадочных пород улаганского (башкаусского) комплекса, наиболее близкорасположенного к чулышманскому комплексу, соответствует интервалу 620—500 млн лет [Chen et al., 2016]. Эти датировки не противоречат более позднему возрасту метаморфического циркона из мигматитов чулышманского комплекса 484 млн лет и допускают возможность термического события в этот момент. Возможно, популяции детритовых цирконов в возрастах 480—460 млн лет в других областях Китайского и Монгольского Алтая [Chen et al., 2014a,b; 2015; Cai et al., 2016] говорят о несколько более позднем времени формирования протолитов, но предпочтительнее основываться на данных для ближайшего региона. Обращает на себя внимание то, что изученные нами цирконы Чулышманского блока ТЧМП не содержат детритовых ядер и, вероятно, отражают одноактный процесс роста во время метаморфизма/мигматитообразования.

Важным вопросом является реальный тепловой источник, который вызвал анатексис и высокотемпературный метаморфизм пород ТЧМП. В литературе рассматриваются различные причины анатексиса и формирования НТ/LP метаморфических комплексов в коллизионных орогенных структурах.

1. Утолщение коры с увеличением (часто с удвоением) мощности слоя радиогенных источников тепла [England, Thompson, 1984; Gerdes et al., 2000].

2. Анатексис и мигматизация в орогенных поясах рассматриваются как результат плавления пелита в процессе погружения при подслаивании/подвиге [Brown, 2013]. В этой модели магматический источник тепла отсутствует: причиной начала частичного плавления считается выделение водного флюида при дегидратации водосодержащих минералов. Последующее перемещение материала вверх (адвекция) при скупивании и надвигании тектонических пластин приводит к тому, что мигматитовая зона (фронт солидуса влажного пелита) достигает максимально высокого уровня на пике орогенеза.

3. Внедрение под основание коры (андерплейтинг) базитовой магмы в процессе деструкции орогена [Kelsey, Hand, 2015]. В ряде случаев в качестве теплового источника предполагается базитовая интрузивная камера, которая формируется на уровне основания коры в результате андерплейтинга и далее инициирует плавление, подъем гранитной магмы и формирование широких контактовых ареалов [Olivier et al., 2004; Полянский и др., 2012, 2016]. Обычно базитовый магматизм связывается с деятельностью зон спрединга/рифтогенеза или горячих точек. Однако полученные в последнее время изотопно-геохронологические данные указывают на синхронность коллизии и базитового магматизма. Последний установлен в ряде случаев в качестве теплового источника метаморфизма для коллизионных орогенических поясов. Такие примеры предполагаются в каледонском орогенном поясе Мейн, Аппалачи [Thompson, 1984]; в зональном комплексе Коннемара, Ирландия [Reverdatto, Polyansky, 2004], на кембрийско-ордовикской аккреционно-коллизионной стадии развития Западного Сангиленна [Шелепаев и др., 2018].

Последний из перечисленных механизмов мы привлекаем для объяснения анатексиса и формирования метаморфических комплексов Телецко-Чулышманского пояса. Однако одного только внедрения базитов в основание недеформируемой коры недостаточно для объяснения условий прогрева пород на небольших глубинах, соответствующих давлению 2.2—3.5 кбар. Модель кондуктивного прогрева неподвижной коры над магматическим источником тепла с начальной температурой 1200 °С в ее основании показывают, что нагрев на уровне 2—3 кбар не превышает 400 °С. Поэтому нами предложена комбинированная модель базитового теплового источника, действующего одновременно с тектоническим скупиванием и надвигами (комбинация механизмов 2 и 3 из перечисленных).

Предполагается, что метаморфизм НТ/MP типа и анатексис в зоне Чулышманского нагорья в процессе коллизии был вызван предшествующим глубинным базитовым магматизмом. Часто источник тепла не удается обнаружить непосредственно в обнажении: во многих комплексах низких и умеренных давлений/высоких температур и даже УНТ/гранулитовых комплексах на современном эрозионном уровне синметаморфические базит-ультрабазитовые массивы отсутствуют [Kelsey, Hand, 2015]. Такой случай описан для Тонгулакской метаморфической зональности в пределах курайского комплекса, где установлена зональность с «антиклинальным» расположением изоград шириной около 15 км и протяженностью 40 км [Лепезин, 1972]. Оценки на основе геотермобарометрии показали максимальные параметры метаморфизма $T = 650—670$ °С, $P = 3.5—5.0$ кбар [Ананьев и др., 2003]. Вероятным тепловым источником при формировании метаморфической зональности мог являться базитовый интрузив на глубине около 20 км в форме лакколита с клиновидной кровлей интрузива. Сравнивая PT -характеристики ТЧМП с параметрами тонгулакского зонального комплекса, можно предположить, что глубина базитовой камеры в первом случае могла быть значительно большей, однако перенос тепла в потоке разогретого вещества в процессе скупивания и надвигания в Телецко-Чулышманском поясе обеспечил прогрев пород на менее глубинном уровне.

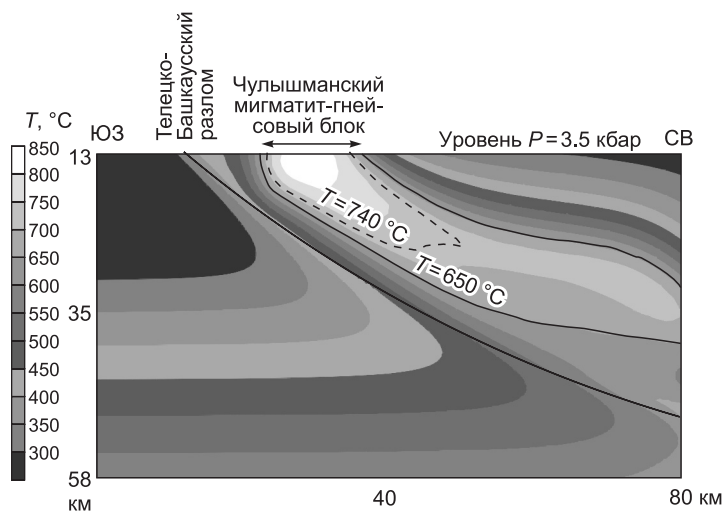


Рис. 13. Интерпретация результатов моделирования условий формирования чулышманского мигматит-гнейсового комплекса в сопоставлении с термобарометрическими оценками параметров метаморфизма.

Показано температурное поле на прогрессивной стадии в момент максимального подъема блока до уровня $P = 3.5$ кбар (13 км). Изотермы 650 (граница мигматитового тела) и 740 °C (оценка температуры по минеральному термометру) выделены сплошной и штриховой линиями.

Удаленность продуктов метаморфизма от базальтового магматического источника тепла можно объяснить коллизионными движениями вдоль пологих надвигов. Этот этап развития соответствует аккреционно-коллизионным событиям позднего кембрия—ордовика на окраине Алтае-Монгольского микроконтинента [Добрецов, Буслов, 2007]. Происходит разогрев пород коры вблизи базитовых интрузий до анатектических температур и формирование мигматитов. Поднимаясь в процессе надвигания, высокометаморфизованное и частично-расплавленное вещество сформировало ядра или двумерные валы, по структуре подобные диапирам, но отличающиеся по механизму образования. Интерпретация результатов моделирования условий формирования чулышманского мигматит-гнейсового комплекса в сопоставлении с термобарометрическими оценками параметров метаморфизма приведена на рис. 13. Показано температурное поле на прогрессивной стадии в момент максимального подъема мигматитов до уровня $P = 3.5$ кбар (13 км). Возраст 484 ± 6 млн лет соответствует моменту подъема фронта солидуса и метаморфического ареала с установленной температурой 740 °C на уровень литостатического давления 3.5 кбар. Высокая скорость надвига 5—6 см/год и короткая продолжительность подъема за 0.5—1.4 млн лет обеспечивают условия транспорта вещества в частично-расплавленном состоянии. Длительность всего коллизионного этапа, вероятно, существенно выше.

Модельные распределения температур и вязких деформаций подтверждают цилиндрический характер складчатости, который определен путем структурно-геологического анализа. Подобный пример описан при формировании гранитогнейсовых ядер и обрамляющих комплексов НТ/LP типа в Китайском Алтае [Jiang et al., 2015], где фиксируется тектонический подъем мигматитов на уровень 4.0—4.5 кбар. Аналоговые лабораторные эксперименты [Ferré et al., 2012] подтверждают возможность одновременного формирования надвигов и синкинематических интрузий как базитового, так и гранитного состава.

Таким образом, наиболее реалистичным для ТЧМП представляется механизм формирования пояса высокоградиентного метаморфизма под воздействием тепла «скрытой» базитовой магматической камеры и подъема разогретого вещества по пологому надвигу. Разработанная численная термомеханическая модель может быть применима также для других НТ/LP комплексов высокоградиентного метаморфизма при тектоническом перемещении от магматического источника тепла.

ВЫВОДЫ

1. Полученные оценки давления (2.2—3.5 кбар) и температуры (около 740 °C) говорят о повышенном региональном термическом градиенте в коре на время формирования Телецко-Чулышманского метаморфического пояса не менее 60—90 °C/км, что характерно для условий метаморфизма низких и умеренных давлений в описанных метаморфических комплексах Горного и Монгольского Алтая [Ананьев и др., 2003; Сухоруков и др., 2016].

2. Выполнено определение возраста метаморфизма Чулышманского блока, который составляет 483.9 ± 5.7 млн лет (ранний ордовик) по данным U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов из мигматитовых гнейсов. Метаморфизм умеренных давлений/высоких температур и анатексис в этом блоке предшествовал среднеордовикскому этапу метаморфизма в северной части ТЧМП — Чульчинском блоке (466.7 ± 3.3 млн лет [Гусев, 2013]).

3. Проведенное моделирование позволяет сделать вывод: высокоградиентный метаморфизм и анатексис, происходящий на фоне тектонического перемещения вещества коры относительно источни-

ка тепла, может вести к подъему частично-расплавленных, ранее субдуцированных метаосадков на верхнекоровые уровни (до уровня давления 2.5—3.5 кбар). Размещение мигматит-гнейсовых комплексов может происходить вдали от магматического теплового источника и в отсутствии непосредственных горячих контактов с интрузивом. Определена скорость перемещения фронта анатексиса при надвиге не менее 6 см/год на основе сравнения геотермобарометрических оценок параметров метаморфизма и численного моделирования*.

Для выяснения характера эволюции метаморфизма требуются детальные термобарометрические исследования зональных минералов (в особенности граната) из метаморфических пород Чульчинского блока Телецко-Чулышманского пояса, а также развитие термомеханической численной модели с учетом большей длительности и многоэтапности коллизионного процесса.

Авторы выражают благодарность рецензентам статьи академику Н.Л. Добрецову и д.г.-м.н. М.М. Буслову за конструктивные замечания, к.г.-м.н. Н.И. Волковой за ценные консультации, д.г.-м.н. И.С. Новикову, к.г.-м.н. Е.М. Высоцкому и сотруднику Алтайского государственного заповедника С. Шевченко (кордон Язула) за помощь в проведении полевых работ, В.Г. Свердловой за помощь в оформлении рисунков.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, а также при поддержке РФФИ (грант 17-05-00848) и интеграционного проекта президиума СО РАН № 53. Минералогические исследования проводились в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (г. Новосибирск).

ЛИТЕРАТУРА

Ананьев В.А., Полянский О.П., Лепезин Г.Г., Ревердатто В.В. Математическое моделирование формирования метаморфической зональности тонгулакского комплекса (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2003, т. 43 (4), с. 297—304.

Блюман Б.А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. Л., Недра, 1985, 183 с.

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 621—636.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны — свидетельства ордовикских аккреционно-коллизионных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (4), с. 367—382.

Гусев Н.И. Метаморфические комплексы Горного Алтая. Saarbrucken, Lambert Academic Publishing, 2013, 71 с.

* Обобщая полученные в настоящей работе данные и сложившиеся представления исследователей данного региона, следует указать на оставшиеся дискуссионные моменты в отношении эволюции метаморфизма ТЧМП. Неоднородность метаморфизма проявлена в Чульчинском блоке, где, по данным работы [Гусев, 2009], отмечено появление граната, подтвержденное наблюдениями М.М. Буслова и Н.Л. Добрецова. По представлениям М.М. Буслова и Н.Л. Добрецова полученное определение возраста позволяет выделить два этапа метаморфизма с пиком 484 и 470 млн лет. Второй этап метаморфизма соответствует среднеордовикскому этапу, установленному ранее в северной части ТЧМП — Чульчинском блоке (466.7 млн лет [Гусев, 2013]). Отсутствие заметной зональности в Телецко-Чулышманском поясе и многоэтапные деформации с типичными лежащими складками, по мнению М.М. Буслова и Н.Л. Добрецова, противоречат моделированию одноактного термально-коллизионного процесса формирования ТЧМП.

- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 409 с.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А.** Среднепозднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая, их отражение в гравитационном поле // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (11), с. 1617—1632.
- Каргополов С.А., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Новиков И.С., Высоцкий Е.М.** Высокоградиентный метаморфизм и анатексис в зоне Чулышманского надвига (Горный Алтай): новые данные о возрасте и оценка *PT*-параметров // ДАН, 2016, т. 471, № 2, с. 203—208.
- Коробейников С.Н.** Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 262 с.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлов В.Г., Ревердатто В.В.** Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // ДАН, 2006, т. 408, № 4, с. 512—516.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Свердлов В.Г., Бабичев А.В., Ревердатто В.В.** Компьютерное моделирование поддвига и субдукции в условиях перехода габбро-эклогит в мантии // ДАН, 2008, т. 420, № 5, с. 654—658.
- Коробейников С.Н., Ревердатто В.В., Полянский О.П., Свердлов В.Г., Бабичев А.В.** Формирование рельефа дневной поверхности в районе коллизии плит: математическое моделирование // Прикладная механика и техническая физика, 2012, т. 53, № 4, с. 124—137.
- Крук Н.Н.** Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1403—1423.
- Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Руднев С.Н., Куйбида М.Л., Савиных Я.В., Мороз Е.Н.** Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтае-Саянской складчатой области (средний палеозой) // Мат-лы XXXVII тектонического совещания, Новосибирск, Изд-во «Гео», 2004, т. 1, с. 173—275.
- Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И.** Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера, 2013, № 2, с. 20—44.
- Лепезин Г.Г.** Метаморфизм фации эпидотовых амфиболитов на примере тонгулакского комплекса (Горный Алтай). М., Наука, 1972, 152 с.
- Миллер Ю.В.** Тектонометаморфические циклы. Л., Наука, 1982, 160 с.
- Полянский О.П., Коробейников С.Н., Свердлов В.Г., Бабичев А.В., Ревердатто В.В.** Влияние реологии коры на характер субдукции плит по результатам математического моделирования // ДАН, 2010, т. 430, № 4, с. 518—522.
- Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В.** Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // Петрология, 2012, т. 20, № 2, с. 136—155.
- Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В., Свердлов В.Г.** Численное моделирование мантийного диапиризма как причины внутриконтинентального рифтогенеза // Физика Земли, 2014, № 6, с. 124—137.
- Полянский О.П., Бабичев А.В., Сухоруков В.П., Зиновьев С.В., Ревердатто В.В.** Термотектоническая численная модель коллизионного метаморфизма Монгольского Алтая // ДАН, 2015, т. 465, № 2, с. 208—212.
- Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлов В.Г.** Механизм подъема магмы через «твердую» литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 6, с. 1073—1091.
- Ревердатто В.В., Полянский О.П.** Эволюция *PT*-параметров в альтернативных моделях метаморфизма // ДАН, 1992, т. 325, № 5, с. 1017—1020.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю.** Природа и модели метаморфизма. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2017, 331 с.
- Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М.** Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность, источники) // ДАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369—373.
- Сухоруков В.П., Полянский О.П., Крылов А.А., Зиновьев С.В.** Реконструкция *PT* тренда метаморфизма глиноземистых сланцев Цогтского блока (Монгольский Алтай) на основании зональности граната // Петрология, 2016, т. 24, №4, с. 441—464.

- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.** Континентальная кора: её состав и эволюция М., Мир, 1988, 384 с.
- Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтман Н.Р.** Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (5), с. 653—672.
- Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М.** Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2000, 187 с.
- Шокальский С.П., Туркин Ю.А., Федак С.И.** Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:1 000 000 (лист М-45 Горно-Алтайск). СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Основы литохимии. Л., Наука, 2000, 479 с.
- Bhatia M.R., Crook K. A.-W.** Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // *Contr. Miner. Petrol.*, 1986, v. 92, p. 181—193.
- Brown M.** Granite: From genesis to emplacement // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 2013, v. 125, p. 1079—1113.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Aleinikoff J.N., Davis D.W., Korsch R.J., Foudoulis C.** TEMORA1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // *Chem. Geol.*, 2003, v. 200, p. 155—170.
- Cai K.D., Sun M., Buslov M.M., Jahn B., Xiao W., Long X., Chen H., Wan B., Chen M., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishkek E.E.** Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // *Tectonophysics*, 2016, v. 674, p. 182—194.
- Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S.** Geochemical study of the Cambrian–Ordovician meta-sedimentary rocks from the northern Altai–Mongolian terrane, northwestern Central Asian Orogenic Belt: Implications on the provenance and tectonic setting // *J. Asian Earth Sci.*, 2014a, v. 96, p. 69—83.
- Chen M., Sun M., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Rubanova E.S., Voytishkek E.E.** Detrital zircon record of the early Paleozoic meta-sedimentary rocks in Russian Altai: Implications on their provenance and the tectonic nature of the Altai–Mongolian terrane // *Lithos*, 2014b, v. 233, p. 209—222.
- Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., Rubanova E.S., Voytishkek E.E.** Neoproterozoic–middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies // *Lithos*, 2015, v. 233, p. 223—236.
- Chen M., Min S., Cai K., Buslov M.M., Zhao G., Jiang Y., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishkek E.E.** The early Paleozoic tectonic evolution of the Russian Altai: Implications from geochemical and detrital zircon U–Pb and Hf isotopic studies of meta-sedimentary complexes in the Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture zone // *Gondwana Res.*, 2016, v. 34, 1–15.
- England P.C., Thompson A.B.** Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 894—928.
- Ferré E.C., Galland O., Montanari D., Kalakay T.J.** Granite magma migration and emplacement along thrusts // *Int. J. Earth Sci.*, 2012, v. 101, p. 1673—1688. DOI: 10.1007/s00531-012-0747-6.
- Gerdes A., Worner G., Henk A.** Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // *J. Geol. Soc. London*, 2000, v. 157, p. 577—587.
- Ghiorso M.S., Evans B.W.** Thermodynamics of rhombohedral oxide solid solutions and a revision of the Fe-Ti two-oxide geothermometer and oxygen barometer // *Am. J. Sci.*, 2008, v. 308, p. 957—1039.
- Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Izmer A., Vandoorne W., Ryabinin A., Van den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A.** Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): Zircon U/Pb constraints on the igneous record // *Gondwana Res.*, 2011, v. 20, № 2–3, p. 465—484.
- Gromet L.P., Haskin L.A., Korotev R.L., Dymek R.F.** The «North American Shale Composite», its compilation, major and trace element characteristics // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1984, v. 48, p. 2469—2482.
- Hansen F.D., Carter N.L.** Creep of selected crustal rocks at 1000 MPa // *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1982, v. 63, p. 437.
- Harley S.L., Kelly N.M., Möller A.** Zircon behaviour and the thermal history of mountain chains // *Elements*, 2007, v. 3, p. 25—30.
- Herron M.M.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // *J. Sediment. Res.*, 1988, v. 58, p. 820—829.
- Holcombe R.J.** GEORient v.9.5.1 user's manual. 2015, <http://www.holcombe.net.au/software/georient.html>.
- Jiang Y.D., Stipska P., Sun M., Schulmann K., Zhang J., Wu Q.H., Long X.P., Yuan C., Racek M., Zhao G.C., Xiao W.J.** Juxtaposition of Barrovian and migmatite domains in the Chinese Altai: a result of crustal thickening followed by doming of partially molten lower crust // *J. Metamorph. Geol.*, 2015, v. 33, p. 45—70.
- Johannes W., Holtz F.** Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Berlin, Springer, 1996.

- Johnson M.R.W., Harley S.L.** Orogenesis: the making of mountains. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2012, 388 p.
- Kelsey D.E., Hand M.** On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // *Geosci. Front.*, 2015, v. 6, p. 311—356.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian region of the Yenisey Ridge. Eastern Siberia // *J. Metamorph. Geol.*, 2004, v. 22, № 8, p. 743—762.
- Ludwig K.R.** SQUID1.00 A user's manual. Berkeley Geochron. Center Spec. Publ., 2000, v. 2, 19 p.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N.** Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds. M.J. Johnsson, A. Basu. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 1993, p. 21—40.
- Nesbitt H.W., Young G.M.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717.
- Nocleberg W.J., Badarch G., Berzin N.A., Diggles M.F., Hwand D.H., Khanchuk A.I., Miller R.J., Naumova V.V., Obolensky A.A., Ogasawara M., Parfenov L.M., Prokopiev A.V., Rodionov S.M., Yan H.** Northeast Asia geodynamics, mineral deposits location, and metallogenic maps. USGS Open-File Report 2004—1252.
- Olivier Ph., Gleizes G., Paquette J.L.** Gneiss domes and granite emplacement in an obliquely convergent regime: New interpretation of the Variscan Agly Massif (Eastern Pyrenees, France). Gneiss domes in orogeny / Eds. D.L. Whitney, C. Teyssier, C.S. Siddoway // *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, 2004, v. 380, p. 229—242.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J.** *Microtectonics*. Berlin, Springer, 2005, 289 p.
- Pattison D.R.M.** Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple poin: constraints from the Ballachulish aureole // *Scott. J. Geol.*, 1992, v. 100, p. 423—446.
- Pattison D.R.M., Chako T., Farquhar J., McFarlane C.R.M.** Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected from retrograde exchange // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 867—900.
- Prokoph A., Ernst R.E., Buchan K.L.** Time-series analysis of large igneous provinces: 3500 Ma to present // *J. Geol.*, 2004, v. 112, p. 1—22.
- Quick J.E., Sinigoi S., Mayer A.** Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy // *J. Geophys. Res.*, 1994, v. 99, p. 21559—21573.
- Ranalli G.** *Rheology of the Earth*. London, Chapman & Hall, 1995, p. 413.
- Reverdatto V.V., Polyansky O.P.** Modelling of the thermal history of metamorphic zoning in the Connemara region (western Ireland) // *Tectonophysics*, 2004, v. 379, p. 77—91.
- Roser B.P., Korsch R.J.** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio // *J. Geol.*, 1986, v. 94, p. 635—650.
- Roser B.P., Korsch R.J.** Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // *Chem. Geol.*, 1988, v. 67, № 1, p. 119—139.
- Rubatto D.** Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.*, 2002, v. 184, p. 123—138.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.
- Thompson J.F.H.** Acadian synorogenic mafic intrusions in the Maine Appalachians // *Am. J. Sci.*, 1984, v. 284, p. 462—483.
- Williams I.S.** U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 21 марта 2019 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 15 августа 2018 г.,
после доработки — 15 февраля 2019 г.*