

Глубинный метаморфический ореол Баянкольского габбро-монцодиоритового массива – индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Ю-В Тува)

Селятицкий А. Ю., Полянский О. П., Шелепаев Р. А.

Аннотация

Изучен термальный метаморфизм в связи с Баянкольским габбро-монцодиоритовым массивом раннепалеозойского возраста, расположенным в Эрзинской сдвиговой зоне Западного Сангилена (Тувинно-Монгольский массив). Данные полевого картирования, текстурно-структурные и минеральные преобразования пород, закономерное изменение химического состава минералов по направлению к интрузивному контакту, а также высокий температурный градиент от интрузива во вмещающие породы подтверждают наличие термального ореола вокруг Баянкольского массива. Высокоградиентный метаморфизм М2 наложен на регионально метаморфизованные гранат-ставролит-кианитовые сланцы этапа М1 с оцененными Р-Т параметрами 6.2-7.9 кбар, 600-670 оС. В северо-западном обрамлении массива закартирована метаморфическая зональность М2, шириной 0.5 км и выделены метаморфические зоны: внешняя мусковит-силлиманитовая и внутренняя кордиерит-калишпатовая. На интрузивном контакте с монцодиоритами температура достигала 880-910 оС, в контакте с габброноритами ~ 950 оС, что соответствует гранулитовой фации. На периферии метаморфической зональности Т составляла ~ 640 оС. Оценки давления контактового метаморфизма М2 указывают на его глубинный характер (6.9-7.8 кбар), что подтверждается оценками давления кристаллизации самого интрузива (7.7-7.8 кбар). Математическое моделирование показало, что модель формирования термального ореола в нижней коре на глубине 26 км (при 7 кб) хорошо согласуется с полученными по геотермобарометрии реперными температурами в ключевых точках зональности и подтверждает ее глубинный характер. Таким образом, метаморфическая зональность М2 в связи с Баянкольским массивом представляет собой редкий случай глубинного контактового метаморфизма, проявленного в нижней коре. Полученные результаты в совокупности с анализом опубликованных петролого-геохронологических данных демонстрируют, что раннепалеозойский метаморфизм М2 на Западном Сангилене был проявлен на разных уровнях континентальной коры: в верхней коре на глубине 7-15 км (2-4 кбар), в нижней коре на глубине 26-30 км (7-8 кбар). Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив можно рассматривать как небольшой апофиз или фрагмент промежуточной нижнекоровой магматической камеры, а проявленные в Эрзинской сдвиговой зоне гранулиты умеренных давлений (7-8 кбар) этапа М2 отражают общий высокоградиентный режим метаморфизма континентальной коры в связи коллизионным кембро-ордовикским базитовым магматизмом на Западном Сангилене.

Ключевые слова:

термальный метаморфизм, контактовый ореол, гранулиты, метаморфическая зональность, Баянкольский массив, Сангилен

**ГЛУБИННЫЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ОРЕОЛ
БАЯНКОЛЬСКОГО ГАББРО-МОНЦОДИОРИТОВОГО МАССИВА –
ИНДИКАТОР НИЖНЕКОРОВЫХ БАЗИТОВЫХ КАМЕР
(Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува)**

А.Ю. Селятицкий¹, О.П. Полянский¹, Р.А. Шелепаев^{1,2}

¹ *Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп.
Академика Коптюга, 3, Россия*

² *Новосибирский государственный университет им. В.С. Соболева, 630090,
Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

ВВЕДЕНИЕ

Базитовый магматизм является одним из источников повышенного теплового потока и как следствие – высокоградиентного¹ метаморфизма на разных уровнях земной коры: от НТ/LP метаморфизма в верхней коре до глубинных УНТ гранулитов в нижней коре (ссылки в обзорах [Kelsey, Hand, 2015; Lei, Xu, 2018]). Связь базитового магматизма и раннепалеозойского метаморфизма в период кембро-ордовикской коллизии фиксируется по всему Центрально-Азиатскому складчатому поясу (ЦАСП), в том числе в каледонидах Горного Алтая и Ольхонской коллизионной системы [Федоровский и др., 1995]. Для Западного Сангилена в ЮВ Туве эта связь предполагается в работах [Каргополов, 1997; Изох и др., 2001а; Козаков и др., 2003]. Однако проблема теплового источника для ордовикского метаморфизма в этом регионе считается нерешенной [Каргополов, 1997; Азимов и др., 2018], **поскольку на современном эрозионном срезе Западного Сангилена пространственная связь высокоградиентного метаморфизма с интрузиями базитов не вполне очевидна.**

Генетическая связь средне- и нижнекорových базитовых массивов и метаморфизма очевидна в случаях, когда устанавливаются «горячие» контакты и термальное воздействие на вмещающие породы. Редкие примеры существования глубинных термальных ореолов (high pressure thermal aureole), когда образование контактово-метаморфической зональности вблизи интрузива происходило в средней или нижней коре (при $P = 5-8$ кбар и выше) известны во Французском центральном массиве [Delor, 1984], Новой Зеландии [Allibone et al, 2009], Бразилии [Barbosa et al., 2006]. **Глубинные контактовые зонально-метаморфические комплексы в генетической связи с основными породами являются вещественным подтверждением магматического источника, как причины аномально высокого теплового потока для тех участков континентальной коры, в которых такая генетическая связь не установлена при полевых наблюдениях.**

¹ Термин «высокоградиентный» использован в отношении высокотемпературного (высокоградного) метаморфизма с высокими температурными градиентами, превышающими нормальную (по [Kelsey, Hand, 2015]) геотерму континентальной коры. Таким образом, этот термин не привязан к давлению и включает процессы как НТ/LP, так и УНТ метаморфизма по [Kelsey, Hand, 2015], а также применим к терминам «контактовый метаморфизм» и «зональный метаморфизм умеренных давлений» в трактовке [Ревердатто и др., 2017].

По данным изучения габброидных ксенолитов (в том числе гранат-содержащих) из щелочнобазальтовых даек агардагского комплекса для коры Западного Сангилену устанавливается система разноглубинных интрузивных камер [Egorova et al., 2006]. Габброидные ксенолиты фиксируют три уровня промежуточных базитовых очагов: ~ 7-8 кбар, ~ 10 кбар, ~ 12-13 кбар. Однако до сих пор для Западного Сангилену не было известно зонально-метаморфических комплексов в прямой связи с габброидами таких глубин.

Главная цель статьи – впервые детально охарактеризовать метаморфическую зональность и обосновать глубинный характер контактового метаморфизма в обрамлении Баянкольского габбро-монцодиоритового массива (БКМ) в качестве примера нижнекорового теплового магматического источника. Полученные в работе результаты сопоставляются с имеющимися петрологическими и изотопно-геохронологическими данными по раннепалеозойскому метаморфизму и базитовому магматизму на Западном Сангилене.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Нагорье Сангилен (рис. 1) как часть ЦАСП представляет собой ядро глубоко эродированного горно-складчатого сооружения, возникшего в кембро-ордовикское время в результате коллизионного скупивания Таннуольской островной дуги, Агардагского задугового бассейна и окраинно-континентального Сангиленского террейна Тувино-Монгольского микроконтинента [Гоникберг, 1997, 1999; Козаков и др., 1999а; Гибшер и др., 2000; Кузьмичев, 2004].

Территория Западного Сангилену состоит из двух тектонических блоков: Мугурского с севера и Эрзин-Нарынского с юга, разделенных Эрзинской сдвиговой зоной; первый блок на севере ограничен Агардагской шовной зоной, второй на юге – Кокмолгаргинской сдвиговой зоной (рис. 1). Простираение тектонических зон и удлинение блоков северо-восточное. Указанные блоки сложены преимущественно породами моренского² и эрзинского метаморфических комплексов, соответственно. В низовьях р. Эрзин выделяется также нижнеэрзинский метаморфический комплекс, имеющий распространение только в пределах Эрзинской зоны. В ее строении преобладают интенсивно мигматизированные Grt-Crd-Bt³ гнейсы и гнейсограниты. Баянкольский массив расположен в северо-восточной части этой зоны.

МЕТАМОРФИЗМ НА ЗАПАДНОМ САНГИЛЕНЕ

Терригенные породы на Западном Сангилене испытали два крупных этапа метаморфизма, имеющих площадное распространение.

Этап М1. Региональный метаморфизм умеренных давлений и температур Ky-Sil типа с критической ассоциацией St-Ky-Grt-Ms-Bt-Pl-Qtz. P-T параметры: 620-700 °C, 6-8 кбар [Владимиров, 1987], 550-650 °C, 6-8 кбар [Каргополов, 1991, 1997], ~ 750 °C, 9-10

² В данной работе для обозначения метаморфических комплексов мы используем названия «моренский», «эрзинский» и «нижнеэрзинский» по данным [Козаков и др., 1999а,б], находя их более логичными, а площадное распространение комплексов по данным [Владимиров и др., 2017], основанных на более подробном тектоническом районировании региона. В работах [Владимиров и др., 2017; Кармышева и др., 2019] эти комплексы названы «мугурский», «нижнеэрзинский» и «эрзинский», соответственно.

³ Сокращения минералов приняты по [Whitney, Evans, 2010].

кбар [Козаков и др., 2019]. Образование Grt-St-Ky сланцев этапа M1 связывается с утолщением коры после прекращения субдукции и вовлечением аккреционных, окраинно- и внутриконтинентальных осадочных комплексов в пликативные и надвиговые структуры [Владимиров и др., 2005, 2017]. По данным [Козаков и др., 1999а, 2019] возраст этапа M1 не моложе в 536-521 млн лет, что определено U-Pb методом по секущим гранитоидам. По данным [Травин и др., 2006] наиболее древние Ar-Ar датировки Grt-St-Ky сланцев M1 составляют 513-511 млн лет.

Этап M2. Синколлизийный высокоградиентный метаморфизм, развивающийся преимущественно по Grt-St-Ky сланцам предыдущего этапа. Для него характерны ассоциации с And, Sil, Crd, Opx, Kfs, Spl и региональное развитие – ареал распространения метаморфизма M2 имеет субконцентрическое зональное строение и размер 75 км в поперечнике на современном эрозионном срезе. Широко развита высокотемпературная Sil-Kfs зона с пятнистым проявлением гранулитовой фации (Нур-Kfs зона) [Каргополов, 1997; Изох и др., 2001а; Полянский и др., 2019]. Наиболее высокометаморфизованные породы Sil-Kfs и Нур-Kfs зон относятся преимущественно к Эрзинской и Кокмолгаргинской сдвиговым зонам и Эрзин-Нарынскому тектоническому блоку. От этапа M1 в гнейсах и гранулитах иногда сохраняются резорбированные минеральные реликты ставролита и кианита.

Ранее зональный метаморфизм M2 на Западном Сангилене считался одноактным, а Мугурский зонально-метаморфический комплекс в экзоконтакте Башкымугурского габбро-монцодиоритового массива рассматривался в качестве его петротипа [Каргополов, 1997]. Высокотемпературные минеральные ассоциации (Sil-Kfs и Нур-Kfs зоны) мугурского контактового зонально-метаморфического комплекса, расположенного в одноименном тектоническом блоке и остальной территории Западного Сангилена (сдвиговые зоны и Эрзин-Нарынский блок) подобны. Давление контактового метаморфизма (2-3 кбар) в ореоле Башкымугурского массива было оценено с помощью парагенетического анализа и сетки экспериментальных равновесий. А поскольку «только в случае мугурского комплекса можно проследить отчётливые переходы к другим зонам, смену критических парагенезисов и состава отдельных фаз» (цитата на с. 37 [Каргополов, 1997]), то эта оценка давления была экстраполирована на все метаморфические образования этапа M2. Таким образом считалось, что на всей площади Западного Сангилена метаморфизм M2 протекал в малоглубинных условиях (~ 3 кбар) и относился к НТ/LP (And-Sil) типу [Каргополов, 1997]. Следует отметить, что Sil-Kfs парагенезис устойчив в широком интервале давлений, поэтому по наличию Sil-Kfs зоны на других участках невозможно судить о давлении метаморфизма M2, переходы к другим метаморфическим зонам отсутствуют. Ассоциации с андалузитом отмечались преимущественно для пород Мугурского тектонического блока и не описаны для Эрзин-Нарынского блока и Эрзинской сдвиговой зоны, за исключением контактового ореола Улорского гранитного массива [Колобов, 1983]. Однако, последний расположен в нескольких километрах к востоку от Баянкольского массива и отделен от него крупным разломом субмеридионального простиранья (рис. 1).

Более поздними исследованиями было показано наличие и более глубинного уровня протекания метаморфизма M2. Наши предварительные результаты показали, что метаморфизм в связи с Баянкольским габбро-монцодиоритовым массивом, протекал при давлениях ~ 7 кбар [Селятицкий, 2008]. Затем давления ~ 7 кбар были установлены для

мигматитов и гранулитов М2 из нижнеэрзинского метаморфического комплекса [Кармышева и др., 2017; Азимов и др., 2018] (подробнее см. в обсуждении).

Кроме того, позже был показан полихронный (а не одноактный) характер высокоградиентного метаморфизма на Западном Сангилене и его временная связь с внедрением габбро-монцодиоритовых массивов (Изох и др., 2001а). Возраст Башкымугурского массива (465 млн лет) и сопряженного с ним контактового ореола (т.е. «петротипа» метаморфизма М2) оказался более поздним, по сравнению с метаморфическими породами М2 и габбро-монцодиоритовыми массивами (Баянкольским, Эрзинским) на других участках (500-490 млн лет) [Шелепаев и др., 2018 и ссылки в ней]. Многими исследователями этап М2 стал связываться с синколлизийным базитовым магматизмом [Изох и др., 2001а; Владимиров и др., 2005; Egorova et al., 2006; Шелепаев и др., 2018], проявившимся на рубеже 500-490 и 465 млн лет на разных стадиях становления Сангиленского орогена (от коллизийной до трансформно-сдвиговой) [Владимиров и др., 2005, 2017].

Масштабы проявления раннепалеозойского высокоградиентного метаморфизма на рубеже 500-490 млн лет и его временная связь с основным магматизмом предполагают его контактово-региональный характер, однако в виду того, что прямые интрузивные контакты с габброидами и диоритами до настоящего времени не были описаны (за исключением Правотарлашкинского расслоенного массива [Каргополов, 1997 (с. 225)]), некоторыми исследователями пространственная связь метаморфизма М2 с интрузиями базитов до сих пор ставится под сомнение [Азимов и др., 2018].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ БАЯНКольСКОГО МАССИВА

Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив (рис. 2) находится в нижнем течении р. Баян-Кол (правобережье р. Эрзин), в СВ части Эрзинской сдвиговой зоны и сформировался в условиях смены тектонических режимов с коллизийного на трансформно-сдвиговой, происходящих в период 500-490 млн. лет [Владимиров и др., 2005, 2017]. Местность, в которой расположен массив, представляет собой долину с мелкопочным рельефом, ограниченную практически со всех сторон горными сооружениями. На западе, севере и востоке массив прорывает Grt-St-Ку двуслюдяные сланцы моренского метаморфического комплекса (этап М1).

Подробное петрографическое и геохимическое описание пород массива сделано в работах [Шелепаев и др., 2018; Кармышева и др., 2019]. Первая интрузивная фаза представлена габброноритами, вторая – монцодиоритами и Qtz диоритами (таб. s1 в приложении). Габброиды распространены в центральной и юго-восточной части массива, монцодиориты – в центральной, западной и северной части и занимают большую его часть. В юго-восточной части массива (в левобережье р. Баянкол) габброиды образуют разобщенные пластовые тела среди Grt-St-Ку сланцев М1. Небольшие линзовидные тела габброидов обнажаются также в северо-западной части массива в экзоконтакте с монцодиоритами (таб. s1).

В центральной части массива, преимущественно в области сочленения габброидов и монцодиоритов встречаются небольшие прорывающие тела гранитоидов, а также фрагменты метапелитовой толщи размером до нескольких сотен метров (рис. 2). Последние могут быть интерпретированы, как провесы кровли. В свою очередь это указывает на то, что эрозией вскрыта только самая верхняя часть массива.

Ag/Ag изотопные данные по магматическому амфиболу из Vt-Hbl-Ol габбронорита дают возраст внедрения габброидов БКМ 489 ± 3 млн лет [Изох и др., 2001a; Шелепаев и др., 2018]. Габброиды и монцодиориты БКМ также называют габбродиоритами, гиперстеновыми диоритами и кварцевыми диоритами [Козаков и др., 1999a]. По гиперстеновым диоритам получен U/Pb возраст цирконов 496.5 ± 3.6 млн лет [Козаков и др., 2001]. С юга габброиды и монцодиориты БКМ контактируют с гранодиоритами одноименного массива, U/Pb возраст которых оценен по циркону – 507 ± 14 млн лет [Козаков и др., 1999a].

В последние годы некоторыми исследователями основные, средние и кислые породы, расположенные на описываемой территории, стали объединяться в один полифазный Баянкольский габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитный (или габбро-гранитный) массив [Кармышева и др., 2017], а совместно с одновозрастными комбинированными дайками Эрзинской сдвиговой зоны объединены в одну Баянкольскую габбро-гранитную ассоциацию [Кармышева и др., 2019]. В настоящей статье мы используем название «Баянкольский массив» для пород основного и среднего состава, как это сделано в [Шелепаев и др., 2018].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Опробовано два участка зонального метаморфизма M2 вблизи БКМ (рис. 2): 1 – северо-западный участок (контакт с монцодиоритами), 2 – центральный участок (метаморфические породы провесов кровли на контакте с габброидами). Минеральный состав изученных образцов и их положение в термальном ореоле приведены в табл. 1, химический состав – в табл. s1 в приложении. Также изучено два образца Grt-St-Ky сланцев (обр. Ку-1, СН-44) регионально-метаморфического этапа M1, не претерпевших термальное метаморфизм M2. Последние отобраны в Мугурском блоке в 9 км на ЗСЗ от устья р. Баянкол.

Изучение состава пород и минералов проводилось в “ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН”. Химические анализы пород выполнены на рентгеновском спектрометре ARL-9900-XP, анализы минералов и изображения шлифов в отраженных электронах получены на электронном микронзонде JEOL JXA-8100 Superprobe.

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО УЧАСТКА

Хорошо выражена и имеет мощность 430-550 м (рис. 2). С севера метапелиты имеют тектонический контакт с карбонатными породами чехла. Интрузивный контакт с монцодиоритами в плане имеет слабоволнистую форму – в эрозионных врезках временных водотоков под метапелитами обнажаются магматические породы. Последнее, с учетом крутого залегания метапелитов указывает на то, что интрузивный контакт не вертикальный и **кровля монцодиоритов погружается под метаморфическую зональность**.

На основании текстурно-структурных признаков и минерального состава пород выделено две метаморфические зоны: внешняя Ms-Sil зона (по устойчивости Ms и появлению Sil вместо Ky) и внутренняя (приконтактовая) Crd-Kfs зона (по широкому развитию Crd и появлению Kfs). Граница зон проходит по изограде появления Crd. Изограда исчезновения мусковита примерно совпадает с изоградой появления кордиерита

– мусковит диагностируется в образцах Ms-Sil зоны на расстоянии 20 м от Crd изограды, а на ней самой уже отсутствует. Силлиманит – сквозной минерал в ореоле, однако наибольшее распространение имеет в Crd-Kfs зоне. Гранат также сквозной минерал, но его химический состав меняется (см. далее).

Внешняя Ms-Sil зона

Предельная ассоциация: Grt-Ms-St-Bt-Fibr/Sil-Pl-Qtz-Tur. Мощность 380-430 м. Сложена мезократовыми тонкополосчатыми и плейчатými гранолепидобластовыми и нематогранолепидобластовыми сланцами с Grt и St (рис. 3а,в). Порфиробласты Grt структурно-зональные со следами вращения ядер, которые насыщены линейно-ориентированными включениями Qtz и Bt, реже Ms, Pl и St (рис. 3ж). Последний в виде мелких зерен изредка встречается в матриксе. Температурное воздействие интрузива слабое. По текстурно-структурным, петрографическим и петрохимическим (таб. s1 в приложении) признакам породы Ms-Sil зоны подобны двуслюдяным Grt-St-Ку тонкополосчатым сланцам М1, распространенным в Мугурском блоке (обр. Ку-1, СН-44). Главное отличие сланцев Ms-Sil зоны заключается в появлении Sil вместо Ку и снижении количества St.

По мере приближения к Crd изограде размер и форма Sil меняются от спутано-волокнутой (фибролит) через тонкоигольчатую до мелкопризматической. Его поведение указывает на прогрессивный рост и перекристаллизацию при контактовом прогреве толщи. В некоторых образцах фибролит может встречаться и в приконтактовой области, как регрессивная фаза, нарастающая на другие минералы.

Внутренняя Crd-Kfs зона

Мощность 100-120 м. Тепловое воздействие интрузива выражено в интенсивных структурно-вещественных преобразованиях, диагностируемых не только в шлифах по широкому развитию минералов М2 (см. ниже), но и в полевых условиях по кардинальной смене текстурно-структурного облика пород и появлению анатектической авто- и паравтохтонной лейкосомы. Породы характеризуются появлением и широким развитием Crd, ростом новообразованного порфиробластового Grt и Sil, исчезновением Ms и Tur, растворением Bt, появлением Kfs и акцессорного Ilm. За счет интенсивных минеральных преобразований пропадает регионально-метаморфическая полосчатость М1 и загущивается сланцеватость за счёт полного разложения Ms и частичного растворения Bt. Метаморфическая ассоциация этой зоны: Grt-Crd-Sil-Bt-Kfs-Pl-Qtz-Ilm±Spl.

В этой зоне выделяется два типа пород:

1 – мелкозернистые (вплоть до сливного облика) массивные порфирогранобластовые текстурно-однородные метапелиты (рис. 3б,г). Порфиробласты образованы в основном гранатом.

2 – крупнозернистые порфирогранобластовые породы, иногда гнейсовидные или грубо полосчатые (рис. 3д,е). Они содержат больше Sil и Grt, меньше Qtz и Crd, чем мелкозернистые и по химическому составу относятся к железисто-глиноземистым метапелитам (табл. s1 в приложении).

Порфиробласты Grt (и центр, и края) содержат включения Crd, Qtz, Bt, Sil, реже Pl и Ilm (рис. 3з). Это указывает на рост Grt при метаморфизме М2. В крупнозернистых

метапелитах также развиты необычные порфиробластовые Grt-Sil структуры, в которых призмы Sil и промежутки между ними облекаются и заполняются крупными кристаллами Grt (обр. СН-30, СН-77, рис. 3д,е). Размер и форма Sil меняются по направлению к интрузивному контакту от мелкопризматической и тонкоигольчатой на Crd изограде через призматическую в середине зоны до крупно-призматических кристаллов ближе к контакту. Мелкие включения Sil встречаются в Pl, Qtz, Grt и Crd.

Crd на изограде встречается в виде редких мелких (10 мкм) зерен в матриксе. В середине зоны и вблизи интрузивного контакта широко развит в матриксе и во включениях в Grt и Sil (рис. 3з), иногда образует порфиробласты (обр. С-1, СН-36, рис. 3з). В матриксе Crd дает келифитовые каймы вокруг St и Ky (рис. 3и,к), образуется на контакте St и Bt, Bt и Sil. Тонкие Crd короны образуются вокруг зерен Grt и между кристаллами Sil и Grt.

Bt матрикса может быть как идиоморфным, так и с признаками растворения и замещения на Crd. В обр. СН-36 Bt образует порфиробласты со структурами распада, выполненными тонкопластинчатым Plm, ориентированным по плоскостям спайности. Kfs и Pl образуют неправильной формы зерна в матриксе, последний встречается также как включения в Grt и Sil. Plm широко развит в матриксе, в виде включений в Grt, Sil, Crd, Qtz, Pl, и в структурах распада в Bt. Зеленая Spl на СЗ участке встречается только в крупнозернистых метапелитах Crd-Kfs зоны и только как включения в Sil и реже St (обр. СН-30, СН-36, СН-78).

Реликты этапа М1. В породах Crd-Kfs зоны встречаются мелкие резорбированные фрагменты минералов регионально-метаморфического этапа М1: St и Ky (рис. 3и,к), очень редко Ms, окруженных Crd келифитами. На контакте Bt и St развиваются реакционные каймы и вроски Crd. Мелкие чешуйки Ms неправильной формы встречены единично в призматическом Sil и в контакте со St в общей Crd кайме. **Это указывает на то, что прогрев и последующее остывание метаморфической толщи происходили очень быстро.**

Анатексис. Повсеместно вблизи интрузивного контакта развито частичное плавление с образованием средне-крупнозернистой анатектической лейкосомы Bt-Qtz-Fsp состава с гипидиоморфнозернистой гранитной структурой и кристаллами Grt, реже Sil. Наблюдаемые выплавки имеют автохтонный и паравтохтонный характер. В некоторых обнажениях видно, как происходит сегрегация анатектического расплава с захватом и смещением отдельных фрагментов меланосомы, за счет чего они оказываются погруженными в гранитную лейкосому. В некоторых приконтактных образцах (обр. СН-78), насыщенных анатектической лейкосомой, встречаются кристаллы Grt скелетной (атолловой) формы, **что также указывает на быстрый рост этих кристаллов в условиях быстро меняющихся температурных условий.** Внутри таких кристаллов находятся включения Bt, Qtz, Crd, Pl.

МЕТАПЕЛИТЫ ПРОВЕСОВ КРОВЛИ В ГАББРОИДАХ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ УЧАСТОК)

В районе выхода основного тела габброидов в правобережье р. Баянкол наблюдается субгоризонтальный интрузивный контакт габброидов и метаморфических пород, слагающих провесы кровли. В контакте с габброидами метапелиты испытали интенсивное плавление с разрушением непрерывной метаморфической слоистости и полосчатости меланосомы и превращены в диатектиты (термин по [Brown, 1973]). Они

имеют «мелкоблоковый» облик – тугоплавкий глиноземистый остаток представляет собой небольшие, «расташенные» расплавом и разноориентированные фрагменты размером от 2 до 10 см и отдельные кристаллы Grt и Crd погруженные в анатектическую лейкоформу.

Из области непосредственного экзоконтакта (~ в 20-30 см) изучен один меланократовый реститовый фрагмент диатектитов (обр. СН-5а). В нем широко развиты порфиробласты Crd с включениями зелёной Spl и Bt. Порфиробласты Grt редки и содержат отдельные включения Spl и полиминеральные Spl-Bt-Crd гнезда. Spl в диатектитах распространена гораздо шире, чем в породах СЗ участка, в том числе и в матрице. Qtz в изученном образце отсутствует.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Гранат. Во внешней части Ms-Sil зоны (обр. СН-20, рис. 3а,в) структурно-зональные гранаты богаты Mn и Ca – их концентрация в несколько раз выше концентрации Mg и снижается по направлению от центра к краю кристаллов (рис. 4, табл. s2 в прил.). Такая специфика характерна также для Grt-St-Ky сланцев М1 (обр. Ку-1, СН-44). При этом в Ms-Sil зоне содержание Ca и Mn, как в центре, так и в крае Grt снижается по направлению к Crd изограде, а количество Fe, Mg и #Mg – возрастает (обр. СН-22). Включения St и Ms в ядрах Grt (обр. СН-20), а также различия в химическом составе ядра и каймы указывают на образование центральных частей Grt при региональном метаморфизме М1, а внешних – при термальном метаморфизме М2.

В гранатах Crd-Kfs зоны Mg преобладает над Mn и Ca по всему объему кристаллов, при этом по направлению от Crd изограды (обр. СН-107) к интрузивному контакту #Mg в ядрах Grt увеличивается (рис. 5, табл. s2 в прил.). Как и фазовый состав включений, это указывает на образование и центра, и края Grt на этапе М2. Высокие значения #Mg во внутренних частях Grt отражают пиковые условия метаморфизма, при этом к краю #Mg снижается, а количество Mn слегка возрастает, отражая регрессивную зональность.

В диатектитах провесов кровли в контакте с габброидами порфиробласты Grt наиболее магнезиальны.

Кордиерит. От изограды к интрузивному контакту в Crd растёт #Mg и снижается концентрация Na (рис. 5, табл. s3 в прил.). Максимальные значения #Mg в центрах порфиробластов и включениях в Grt и Sil. Состав Crd в коронах по Grt идентичен составу в зернах матрикса.

Биотит. #Mg увеличивается от периферии метаморфической зональности к интрузивному контакту и максимально в центрах крупных зерен и включениях в порфиробластах Grt и Sil из приконтактных образцов (рис. 5, табл. s4 в прил.). Поведение Bt указывает на преобразование его состава при термальном метаморфизме М2. Содержание TiO₂ не высокое – 1.49-3.26 мас. %. При этом в более высокотемпературной Crd-Kfs зоне содержание TiO₂ меньше, чем в среднетемпературной Ms-Sil зоне. Возможно, это связано с повсеместным образованием Ilm при разложении Bt в Crd-Kfs зоне.

Другие минералы. Реликты Ms в приконтактных породах содержат больше Al и меньше Na и K, чем Ms в породах внешней зоны и Grt-St-Ky сланцы М1 (табл. s4 в прил.). Основность Pl в породах СЗ участка соответствует олигоклазу-андезину (табл. s5 в прил.), в диатектитах центрального участка – битовниту. #Mg St во всех разновидностях пород близкое; содержание Zn может быть повышенным в реликтах из приконтактных образцов (табл. s6 в прил.). Spl соответствует герциниту (табл. s7 в прил.): содержание ZnO в Spl из

крупнозернистых метапелитов СЗ участка высокое и меняется в широких пределах; максимальные концентрации – во включениях Spl в реликтах St. В диатектитах состав Spl низкоцинковый и наиболее магнезиальный.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАПЕЛИТОВ ПРИ ТЕРМАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ M2

Метаморфическая эволюция минеральных парагенезисов M2 показана на рис. 6. Согласно приведенным ранее микроструктурным данным общая схема минеральных превращений, иллюстрирующая эволюцию метапелитов M1 при термальном метаморфизме M2 вблизи БКМ, выглядит следующим образом: $\text{Grt}^{\text{M1}} + \text{Bt}^{\text{M1}} + \text{St} + \text{Ky} + \text{Ms} + \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{Tur} \rightarrow \text{Grt}^{\text{M2}} + \text{Bt}^{\text{M2}} + \text{Crd} + \text{Sil} + \text{Ilm} + \text{Kfs} \pm \text{Pl} \pm \text{Qtz} \pm \text{Spl}$. Пиковый парагенезис Crd-Kfs зоны: $\text{Grt}^{\text{M2}} + \text{Crd} + \text{Sil} + \text{Bt}^{\text{M2}} + \text{Kfs} \pm \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Ilm}$. Особенности химизма минералов этой зоны указывают на то, что пиковые составы Bt и Crd (и вероятно, Pl) сохранились во включениях в центре или в средних частях Grt, где они имеют максимальное #Mg, реже в центрах порфиробластов самих Bt и Crd (обр. С-1, СН-36, СН-5а). В диатектитах высокое #Mg и низкое содержание ZnO в Spl, а также ее нахождение с высокомагнезиальными Bt и Crd в совместных включениях в центре Grt указывает на их одновременное образование при максимальных P-T параметрах. С учетом отсутствия Qtz, пиковый парагенезис диатектитов: $\text{Grt}^{\text{M2}} + \text{Crd} + \text{Sil} + \text{Bt}^{\text{M2}} + \text{Pl} + \text{Kfs} + \text{Spl} + \text{Ilm}$. Включения в каймах Grt, зерна матрикса и края порфиробластов Bt и Crd, а также Crd короны по Grt имеют пониженный #Mg и отражают регрессивный этап.

P-T ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Диффузия Fe и Mg в минералах на регрессивной стадии приводит к тому, что, полученные классической геотермометрией, оценки пиковых температур гранулитов могут быть занижены на 100 °C и больше, по сравнению с экспериментальными данными по устойчивости соответствующих минеральных ассоциаций [Pattison et al., 2003; Kelsey, Hand, 2015]. Поэтому для оценки T нами использован мономинеральный термометр, основанный на содержании Na в кордиерите T(Na-in-Crd), в трех его модификациях [Mirwald et al., 2008; Wyhlidal et al., 2009; Tropper et al., 2018]. Содержание Na в Crd не зависит от давления и не подвержено диффузионному изменению при регрессивном метаморфизме, что позволяет максимально точно оценить температуру пика. Для калибровок [Mirwald et al., 2008; Wyhlidal et al., 2009] вычисления T проводились по формулам для метапелитов с относительно высоким валовым содержанием Na₂O в породе (> 1 мас. %).

Давление метаморфизма оценивалось по Grt-Bt-Pl-Qtz барометру P(GBPQ) [Wu et al., 2004] и по Grt-Crd-Sil-Qtz графическому барометру P(GCSQ) [Holdaway, Lee, 1977].

Совокупные P-T параметры метаморфизма рассчитаны с помощью программы Thermocalc [Powell et al., 1998] версии tc321, имеющей внутренне согласованную термодинамическую базу данных и модели смешения [Holland, Powell, 1998], позволяющей вычислять средние оценки температур и давлений на основе расчета линейно-независимых минеральных реакций между всеми фазами определенного метаморфического этапа.

P-T параметры для пород Crd-Kfs зоны получены по новообразованной Qtz-содержащей ассоциации Grt + Crd + Bt + Sil + Kfs + Qtz ± Pl, диатектитов центрального

участка – по Spl-содержащей ассоциации без Qtz: Grt + Crd + Bt + Sil + Kfs + Spl ± Pl. Отсутствие позднего Ms в исследованных образцах указывает на то, что параметры регрессивного метаморфизма находились по температуре выше линии разложения Ms + Qtz, т.е. в поле устойчивости Kfs, поэтому Kfs учитывался при расчете регрессивного метаморфизма в Thermocalc.

Подробная схема, демонстрирующая набор минералов для оценки P-T параметров приведена в табл. 2. Результаты P-T расчетов приведены на рис. 7 и в табл. 3.

Этап M1

Для образца СН-20 (периферия метаморфической зональности) по St-содержащему ядру граната с использованием программы Thermocalc получены значения этапа M1 – 6.2 кбар, 635 °С. Для Grt-St-Ку сланцев (обр. Ку-1, СН-44) P-T параметры M1 – 6.3-7.1 кбар, 614-672 °С. По ассоциации минеральных реликтов M1, сохранившихся в приконтактных породах (St + Ку + Ms + Bt + Qtz) для двух образцов (С-1, СН-30) также получены P-T параметры M1 – 7.5 кбар, 603 °С и 7.9 кбар, 615 °С (для расчёта выбран Bt в реакционных соотношениях со St).

Этап M2

В Ms-Sil зоне по данным барометра P(GBPQ) оцененное P пика термального метаморфизма M2 составляет 3.7 и 5.3 кбар, в Crd-Kfs зоне P на пике метаморфизма составляет 6.9-8.8 кбар (два значения 5.4 кбар), а на регрессивном этапе – 5.5-7.9 кбар. По данным P(GCSQ) пиковое P составляет 7.4-9.5 кбар, регрессивного этапа – 7.2-7.8 кбар.

Максимальная T по трём модификациям T(Na-in-Crd) в среднем составляет 880-929 °С (обр. СН-30, СН-36, СН-77, С-1), в середине Crd-Kfs зоны – 830 °С (обр. СН-28), на изограде Crd – 700-764 °С (обр. СН-107); оценки пиковой T образования диатектитов – 913-949 °С (табл. s3 в прил.). Все три модификации T(Na-in-Crd) для каждого состава Crd дают близкие значения T.

По данным Thermocalc P-T условия на периферии метаморфической зональности – 6.9 кбар, 638 °С (430 м от контакта, обр. СН-20), в средней части Ms-Sil зоны – 7.0 кбар, 652 °С (254 м от контакта, обр. СН-22), в средней части Crd-Kfs зоны (57 м от контакта) – 6.9 кбар, 844 °С (обр. СН-28). Полученные в Thermocalc значения P и T для приконтактных образцов Crd-Kfs зоны: пик M2 – 7.1-7.2 кбар, 875-885 °С (обр. С-1, СН-30, СН-77), 7.6 кбар, 908 °С (обр. СН-36); регрессивный этап – 6.4-6.8 кбар, 841-868 °С (обр. С-1, СН-30, СН-36, СН-77, СН-78). Пиковые условия для диатектитов (обр. СН-5а) по данным Thermocalc – 7.6-7.8 кбар, 941-952 °С, регрессивного этапа – 6.4-7.3 кбар, 850-897 °С.

P-T параметры становления Баянкольского интрузива

Оценка давления кристаллизации БКМ сделана по магматическому зелено-бурому амфиболу из меланократовых Bt-Hbl-Ol габброноритов, по которому определен возраст этих пород в 489 ± 3 млн лет [Шелепаев и др., 2018]. По петрографическим данным амфибол не является минералом-вкрапленником и соответствует интеркумулусному парагенезису, следовательно, оценки давления отражают условия именно становления

интрузива в камере. Используются три калибровки мономинерального Amp барометра, основанного на содержании Al [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992]. Температура кристаллизации оценена по двум калибровкам Amp термометра [Ridolfi, Renzulli, 2011; Putirka, 2016]. Термометр [Ridolfi, Renzulli, 2011] не зависит от давления (формула из [Putirka, 2016]), для термометра [Putirka, 2016] давление взято равным 7.5 кбар.

Состав Amp и результаты P-T метрии приведены в (табл. s8 в прил.). Полученные по разным калибровкам оценки давления очень близки, средние значения для четырех составов магматических Amp составляют 7.7-7.8 кбар. Значения температур находятся в интервале 938-1028 °C и могут быть интерпретированы как температура солидуса габброидов.

Обсуждение полученных P-T данных

Барометр P(GBPQ) дает большой разброс в оценках давления контактового метаморфизма M2 для разных метаморфических зон (3.7-8.8 кбар), а также оценки давления этапа M1 (4.9-5.3 кбар), сильно заниженные по сравнению с полученными ранее [Владимиров, 1987; Каргополов, 1997; Козаков и др., 2019] и в настоящей работе с помощью Thermocalc, поэтому эти результаты нами не учитывались. В то же время большинство значений P термального метаморфизма M2, полученных по минеральным барометрам удовлетворительно совпадают с оценками P, полученными в Thermocalc и с оценками P становления самого Баянкольского интрузива, что указывает на его глубинный характер.

Экспериментальные и расчетные данные по устойчивости новообразованной ассоциации Grt + Crd + Kfs в приконтактной зоне, в т.ч. экспериментальные данные по плавлению метапелитов указывают на температуры > 800-850 °C при давлении ~ 7 кбар [Holdaway, Lee, 1977; Spear et al., 1999; White et al., 2001; Johnson, 2008].

Средние P-T оценки пика термального метаморфизма M2, полученные в Thermocalc для приконтактных метапелитов, имеют близкие значения. Кроме того, близкие значения имеют оценки давления M2, вычисленные в Thermocalc для разных метаморфических зон контактового ореола, т.е. по разным минеральным ассоциациям. Такая сходимость результатов указывает на корректность полученных значений. Также хорошо сходятся пиковые и регрессивные значения T, полученные по T(Na-in-Crd) и Thermocalc (табл. 3). Оба метода указывают на очень высокие температуры M2, соответствующие гранулитовой фации метаморфизма.

Значения T(Na-in-Crd) = 700-720 °C для обр. СН-107 (табл. s3 в прил.), маркирующего Crd изограду, по всей вероятности следует интерпретировать как температуру первого появления Crd. В то же время значение T(Na-in-Crd) = 764 °C для этого образца характеризует максимальную T прогрева толщи на границе Crd-Kfs и Ms-Sil зон.

С учетом выше изложенного, нами взяты за основу результаты P-T вычислений, полученных в Thermocalc, дополняемые данными по T(Na-in-Crd).

По данным [Кармышева и др., 2017, 2019] оценки метаморфизма в контактовом ореоле габброидов на северо-восточном контакте Баянкольского массива составляют 600 °C, 4.3 кбар (по ассоциации Grt + Crd + Sil + Pl + Qtz в программе TWQ). Представляется, что они сильно занижены, поскольку при расчете в TWQ не был учтен калиевый полевой

шпат. Это минерал, как альтернативная растворившемуся мусковиту новообразованная K-содержащая фаза, отвечает определенному температурному интервалу на более высокой ступени метаморфизма. Наличие калиевого полевого шпата в минеральной ассоциации, задаваемой в TWQ, определяет набор других минеральных реакций и соответственно другую P-T область. Отметим, что нами были проделаны подобные P-T расчеты пика метаморфизма (только в Thermocalc) по нескольким образцам приконтактовых метapelитов северного участка, в которых калиевый полевой шпат не удалось обнаружить в шлифах (по ассоциации Grt + Crd + Bt + Sil + Pl + Qtz). Полученные в Thermocalc результаты (546-620 °C, 4.2-5.3 кбар) оказались близки к полученным в TWQ в работе [Кармышева и др., 2017]. Это показывает, насколько важно учитывать все минералы парагенезиса определенного метаморфического этапа при P-T вычислениях с использованием компьютерных программ.

По данным [Козаков и др., 2017] условия образования безкварцевых глиноземистых пород (диатектитов?) из обрамления Баянкольского массива составляют 642 °C, 6.0 кбар (по ассоциации Grt + Crd + Bt + Pl + Rt + Ilm в программе TWQ).

Оценки температуры двух цитируемых работ в 600-640 °C (область стабильности мусковита) противоречат петрографическим наблюдениям, согласно которым в приконтактовой зоне (там где образуется кордиерит) мусковит уже растворился. Произведенный расчет температуры по геотермометрам T(Na-in-Crd) для составов кордиерита из таб. 5 в [Кармышева и др., 2019] дает значения 850-914 °C, что соответствует расчетным значениям температуры по T(Na-in-Crd) и Thermocalc в настоящей работе (таб. 3 и s3).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР В МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ТОЛЩЕ

Данные минеральной геотермобарометрии

Для С3 участка построено две эмпирические кривые распределения максимальных температур (рис. 8). Ключевыми (реперными) точками метаморфической зональности, характеризующими распределение температуры являются: 1) интрузивный контакт (0 м), 2) Crd изограда (граница метаморфических зон, 105 м от контакта) и 3) периферия термального ореола (430 м от контакта). Температуры в этих точках: 908-918, 767, 638 °C.

Распределение температуры в ореоле нелинейно (рис. 8). Резкий температурный перепад, характерен на протяжении всей Crd-Kfs и внутренней части Ms-Sil зоны (в интервале от 0 до 254 м от контакта, до точки обр. СН-22) и составляет 256 / 269 °C (данные Thermocalc / T(Na-in-Crd)). Это определяет горизонтальный температурный градиент во вмещающие породы 1007 / 1059 °C/км. Для внешней части Ms-Sil зоны в интервале 254-430 м от контакта температурный градиент снижается до 124 °C/км.

Численное моделирование метаморфической зональности

Постановка задачи. Математическое моделирование развития метаморфической зональности М2 в северо-западном экзоконтакте БКМ выполнено в двумерной постановке на основе нестационарных уравнений конвективного теплопереноса [Науба, Ingebritsen, 1994; Полянский, Ревердатто, 2002]. Модель предполагает «мгновенное»

внедрение монцодиоритовой магмы с начальной температурой 1100°C в метаморфическую толщу. Главные допущения следующие: (а) учитывается конвекция порового флюида во вмещающей среде; (б) использовалось уравнение Хаара-Галлахера-Келла, описывающее свойства водного флюида в интервале температур 0-1200°C и давления 0.001-10 кбар, (в) твердый каркас породы и поровый флюид находятся в состоянии локального термического равновесия; (г) учитывается теплота кристаллизации магмы. Система уравнений сохранения энергии, массы и фильтрации флюида при остывании магматического тела и прогреве толщи вмещающих пород приведена ранее в работах [Polyansky et al., 2002а,б; Polyansky et al., 2003; Reverdatto, Polyansky, 2004; Dublyansky, Polyansky, 2007]. Вычислительный алгоритм основан на неявной конечно-разностной схеме с итерациями по методу Ньютона-Рафсона [Науба, Ingebritsen, 1994].

Основываясь на геологических данных (рис. 2), разработана модель теплового воздействия вертикального магматического тела монцодиоритов прямоугольной формы шириной 1 км и высотой 8 км. Для того, чтобы верифицировать глубинный характер контактового метаморфизма рассмотрены два контрастных варианта внедрения монцодиоритов – с положением кровли интрузива на глубине 26 км, что соответствует $P = 7$ кбар⁴ (рис. 9а,б) и на глубине 9 км при $P = 2.5$ кбар (рис. 9в,г). Первый вариант отвечает установленным выше оценкам давления формирования Баянкольской зональности, второй соответствует глубине проявления высокоградиентного метаморфизма М2 низких давлений. Эти варианты характеризуют случаи внедрения интрузий и формирования метаморфической зональности в нижней, либо в верхней коре. Область моделирования ввиду симметрии представляет собой правую половину продольного вертикального разреза. Задача теплопереноса решается в прямоугольной области коры полушириной 12 км, в интервале глубин 23-35 км (в первой модели), либо 6-18 км (во второй модели). Начальная температура вмещающих пород соответствует геотермальному градиенту 21 °С/км; тепловой поток в основании модели – 30 мВт/м². Эффект тепловыделения при кристаллизации магмы учитывается путем увеличения теплоемкости интрузивного вещества от 1 при субсолидусной до 2 (кДж/кг К) в диапазоне температур солидус-ликвидус 800-1100 °С [Науба, Ingebritsen, 1997].

В обеих моделях задается однородная, с одинаковой теплопроводностью вмещающая среда, состоящая из регионально-метаморфизованных метапелитов этапа М1 (верхняя часть разреза) и гранито-гнейсов (нижняя часть разреза); для вмещающих пород предполагается одинаковый коэффициент теплопроводности $\lambda = 1.22$ либо 2.1 Вт/м*К и проницаемости $k = 10^{-18}$ либо 10^{-16} м² [Полянский, Ревердатто, 2002; Шмонов и др., 2002], пористость в обоих вариантах принята равной 0.1 %.

Результаты моделирования. Полученные в двух вариантах модельные распределения T (огигающие максимальных температур) сопоставлены с эмпирическим распределением T во вмещающей раме (рис. 9).

Вариант модели с наилучшим соответствием данным геотермобарометрии приведен на рис. 9а,б, где показано температурное поле вблизи интрузива на момент времени 10 тыс. лет и модельная эволюция температуры на боковом контакте при $P = 7$ кбар, а также построена огигающая кривая, соответствующая максимальным модельным температурам и практически совпадающая с эмпирическим распределением T на рис. 8. В

⁴ Градиент давления для континентальной коры составляет 1 кбар / 3.7 км (~ 0.27 кбар/км) [Stuwe, 2007].

реперных точках метаморфической зональности модельная T составляет: 850 °С на боковом контакте, 715 °С на расстоянии 105 м от него (Crд изограда) и 645 °С на периферии термального ореола (430 м от контакта). Максимальная модельная T на контакте над кровлей массива составляет 885 °С. Параметры этой модели: коэффициенты теплопроводности $\lambda = 2.1$ Вт/м К и проницаемости $k = 10^{-18}$ м². Такие параметры (повышенная теплопроводность и пониженная проницаемость) характеризуют породы, уже испытывавшие ранее метаморфизм (кристаллические сланцы) по сравнению с их осадочным протолитом (Шмонов и др., 2002).

На рис. 9в,г приведены температурное поле вокруг интрузива и эволюция температуры на горизонтальном срезе, соответствующем $P = 2.5$ кбар, с такими же параметрами (для кристаллических сланцев). Показана огибающая кривая, соответствующая максимальным модельным температурам метаморфизма: 650 °С на контакте, 440 °С на Crд изограде и 340 °С на периферии зональности (430 м). Здесь же показано распределение максимальных температур с параметрами, характерными для осадочных пород, не претерпевших метаморфизм: с пониженной теплопроводностью ($\lambda = 1.22$ Вт/м К) и с повышенной проницаемостью ($k = 10^{-16}$ м²). При таких параметрах температура и ширина метаморфического ореола увеличивается, но даже в этом случае не достигает реперных значений.

Таким образом, в отличие от «низкобарической», модель формирования термального ореола на глубине 26 км (при $P = 7$ кб) хорошо согласуется с полученными по геотермобарометрии реперными температурами в ключевых точках метаморфической зональности и подтверждает ее глубинный характер. Судя по температурным кривым на рис. 9б, характеризующим прогрев и остывание вмещающих пород, формирование контактово-метаморфической зональности М2 шириной 430-500 м произошло за период ~ 10 тыс. лет.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

По данным геотермобарометрии метаморфических и магматических пород глубина становления Баянкольского интрузива составляла 26-29 км и соответствовала нижней коре. Другие синколлизийные кембро-ордовикские габброидные массивы Западного Сангилен (Башкымугурский, Правотарлашкинский) сформированы в малоглубинных условиях, соответствующих верхней коре (7-15 км, 2-4 кбар) [Каргополов, 1991, 1997]. **В связи с этим возникает вопрос о разной глубине экспонирования метаморфических комплексов Западного Сангилен.**

Оценки пиковых T и P гранулитового метаморфизма вблизи Баянкольского массива, полученные в настоящей работе, близки с P - T параметрами образования гнейсогранитов из восточного эндоконтакта Матутского массива (800 °С, 7.5 кбар), Grt-Crd-Spl реститовых гранулитов и мигматит-гранитов нижнеэрзинского метаморфического комплекса к западу от него (835 °С, 7.2 кбар) [Кармышева и др., 2017] и Grt-Орх гнейсов (метатрондьемитов) того же района (846 °С, 6.9 кбар) [Азимов и др., 2018]. Эти образования расположены в юго-западной части Эрзинской сдвиговой зоны (рис. 1) и имеют возраст близкий с возрастом баянкольских габброидов – 509-489 млн лет (гранитоиды Матутского массива) [Козаков и др., 2003; Владимиров и др., 2017; Бурмакина и др., 2016] и 510-494 млн лет (**двупироксеновые мафические гранулиты** и Grt-Орх гнейсы нижнеэрзинского комплекса) [Козаков и др., 2001, 2003].

Поскольку все известные к настоящему времени метаморфические объекты М2, образованные при давлениях 7-8 кбар, объединяет нахождение в пределах Эрзинской сдвиговой зоны можно предположить, что в пределах этой тектонической зоны нижнекоровые комплексы были экспонированы и тектонически совмещены на одном уровне с малоглубинными образованиями М2.

По данным [Egorova et al., 2006] ксенолиты Grt и без-Grt габброидов в щелочно-базальтовых дайках агардагского комплекса являются глубинными аналогами габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилене и представляют собой фрагменты интрузивных тел, образованных в промежуточных магматических камерах на уровне верхней и нижней коры, а также границе кора-мантия. По составу магматического Amp и оцененному по нему P габбронориты Баянкольского массива соответствуют некоторым габброидным ксенолитам из щелочно-базальтовых даек агардагского комплекса, прорывающих Правотарлашкинский и северную часть Башкымугурского массива (рис. 1). Произведенный нами расчет P по составам Amp из ксенолитов без-Grt габбро (обр. KB1(IIIb) и KC17(IIIb) из табл. 1 в [Egorova et al., 2006]) по мономинеральным Amp барометрам, указанным выше, дает значения 7.3-8.5 кбар, что указывает на близкий уровень глубинности с баянкольскими габброидами, соответствующий глубине 26-31 км.

Возраст внедрения агардагских щелочных даек оценен в 444-441 млн лет [Изох и др., 2001б; Гибшер и др., 2012]. Возраст габброидных ксенолитов из этих даек не известен, однако геохимически они подобны габброидам Баянкольского массива с возрастом 497-489 млн лет (см. выше) и габброидам Эрзинского массива с возрастом 492-489 млн лет [Козаков и др., 1999б], который расположен в юго-западной части Эрзинской сдвиговой зоны (геохимия пород Баянкольского и Эрзинского массивов в [Шелепаев и др., 2018]). Габброиды и монцодиориты Эрзинского массива контактируют с породами нижнеэрзинского метаморфического комплекса, для которых получены оценки P ~ 7 кбар и близкий возраст метаморфизма (см. выше). Поэтому можно предполагать, что уровень становления Эрзинского массива также соответствует нижней коре.

Габброиды Баянкольского массива имеют также геохимическое и генетическое сходство с базитовой составляющей комбинированных габбро-гранитных (минглинг) даек Эрзинской зоны [Кармышева и др., 2019]. Вмещающими породами для минглинг-даек являются сланцы и гранитогнейсы нижнеэрзинского метаморфического комплекса и граниты Матутского массива. Время становления минглинг-даек Эрзинской зоны оценивается в 495-490 млн лет [Бурмакина и др., 2016], т.е. синхронно с образованием Баянкольского массива. Это свидетельствует о едином магматическом процессе в разных участках Западного Сангилене на этом рубеже.

Результаты математического моделирования возникновения термальной «антиклинали» НТ/ЛР метаморфизма М2 на Западном Сангилене (при 3-4 кбар) показали, что в качестве тепловых источников следует допустить внедрение высокотемпературной (не гранитоидной) магмы на границах раздела верхней и средней, средней и нижней коры [Полянский и др., 2019]. Возрастной рубеж 500-490 млн лет в эволюции Западного Сангилене характеризуется сменой геодинамических обстановок – происходит переход коллизионного режима сжатия в режим постколлизионного растяжения [Владимиров и др., 2005, 2017]. Приведенные петрологические и геохронологические сопоставления указывают на активное внедрение габброидной магмы на уровне нижней коры (7-8 кбар) на этом рубеже.

Таким образом, Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив можно рассматривать как небольшой апофиз или фрагмент промежуточной камеры, сформированной интрузирующей в нижнюю кору базитовой магмой. Малая ширина метаморфической зональности вблизи Баянкольского массива связана, в первую очередь с небольшим размером самого интрузива. Однако метаморфизм протекал при высоком температурном градиенте во внутренней части ореола (~ 1000 °С/км). Это указывает на то, что более крупный очаг базитовой магмы в нижней коре мог обеспечить интенсивный тепловой прогрев и инициировать высокоградиентный метаморфизм М2 контактово-регионального характера, что согласуется с результатами математического моделирования [Полянский и др., 2019].

Таким образом, полученные в настоящей работе данные по глубинному контактовому метаморфизму М2 вблизи Баянкольского массива подтверждают данные [Каргополов, 1997; Изох и др., 2001а; Владимиров и др., 2005; Кармышева и др., 2017; Полянский и др., 2019] о связи коллизионного высокоградиентного метаморфизма М2 на Западном Сангилене с кембро-ордовикским базитовым магматизмом. Совместно с комбинированными габбро-гранитными дайками Эрзинской зоны и габброидными ксенолитами агардагского комплекса Баянкольский зональный контактово-метаморфический комплекс является индикатором глубинных промежуточных магматических камер под Западным Сангиленом.

Основываясь на имеющихся данных, можно заключить, что на Западном Сангилене в период смены тектонических режимов на рубеже 500-490 млн лет высокоградиентный метаморфизм М2 был проявлен в нижней коре на уровне 26-30 км (7-8 кбар), а на рубеже 465 млн лет – в верхней коре на уровне 7-11 км (2-3 кбар). Нижнекоровым тепловым источником являются Баянкольский и Эрзинский габбро-монцодиоритовые массивы (как фрагменты более крупных не вскрытых интрузивных камер), а верхнекоровыми – Башкымугурский габбро-монцодиоритовый массив.

ВЫВОДЫ

Данные полевого картирования (наблюдения прямых интрузивных контактов), текстурно-структурные и минеральные преобразования пород, закономерное изменение химического состава минералов по направлению к интрузивному контакту, а также высокий температурный градиент от интрузива во вмещающие породы подтверждают наличие термального ореола вокруг Баянкольского габбро-монцодиоритового массива. На интрузивном контакте с монцодиоритами температура достигала 880-910 °С, в контакте с габброноритами ~ 950 °С. Результаты геотермобарометрии указывают на глубинный характер контактового метаморфизма (6.9-7.8 кбар), что подтверждается оценками давления кристаллизации самого интрузива (7.7-7.8 кбар) и результатами математического моделирования. Глубина становления Баянкольского массива составляет 26-29 км, т.е. соответствует нижней коре.

Проявленные в Эрзинской сдвиговой зоне гранулиты умеренных давлений (7-8 кбар) маркируют процессы глубинного базитового магматизма и, сопряженного с ним, метаморфизма М2, протекавшие в нижней коре на уровне 26-30 км на рубеже 500-490 млн лет. Эти процессы отражают общий высокоградиентный режим раннепалеозойского метаморфизма континентальной коры в связи коллизионным кембро-ордовикским

базитовым магматизмом на Западном Сангилене.

Авторы благодарят сотрудников ИГМ СО РАН д.г.-м.н. А.Э. Изоха и к.г.-м.н. В.Г. Владимирову за неоценимую помощь в проведении полевых работ и обсуждение вопросов геологии Западного Сангилене, академика В.В. Ревердатто за критические замечания, д.г.-м.н. Лепезина и к.г.-м.н. В.П. Сухорукова за консультации. Авторы благодарят рецензентов д.г.-м.н. А.Э. Изоха и чл.-корр. Е.В. Склярова за ценные замечания, которые помогли улучшить первоначальный вариант статьи.

Исследование выполнено по государственному заданию ИГМ СО РАН и при частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 06-05-64979-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (УНТ/LP) метаморфизм в Сангиленском блоке Тувино-Монгольского массива // ДАН, 2018, т. 479, № 2, с. 158-162.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Комбинированные дайки Западного Сангилене, ЮВ Тува: изотопный возраст, состав, петрогенезис // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы Третьей Международной научной конференции (Новосибирск, 29 марта – 1 апреля 2016 г.) Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2016, с. 35–37.

Владимиров В.Г. Приконтактные деформации метаморфитов мугурской свиты района рек Морен и Солчер (Юго-Западный Сангилен) // Комплексные геологические исследования Сангилене (Юго-Восточная Тува). Сборник научных трудов. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1987, с. 67-88.

Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилене (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза. // ДАН, 2005, т. 405, № 1, с. 82-88.

Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилене (ЮВ Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // **Геодинамика и тектонофизика**, 2017, т. 8, № 2, с. 283-310.

Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Копс Z. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочнобазальтоидного комплекса Западного Сангилене на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика, 2012, т. 53, № 8, с. 998-1013.

Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилене (Юго-Восточная Тува). // ДАН, 2000, т. 370, № 4, с. 489-492.

Гоникберг В.Е. Палеотектоническая природа северо-западной окраины Сангиленского массива Тувы в позднем докембрии // Геотектоника, 1997, № 5, с. 72-84.

Гоникберг В.Е. Роль сдвиговой тектоники в создании орогенной структуры ранних каледонид Юго-Восточной Тувы // Геотектоника, 1999, № 3, с. 89-102.

Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова Е.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минералогии юга Сибири. Материалы научно-практической конференции (31 октября – 20 ноября 2001 г., пос. Елань Кемеровской обл.) Новосибирск, 2001а, ИГиЛ СО РАН, с. 68-72.

Изох А.Э., Поляков Г.В., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Литасов Ю.Д., Гибшер А.А. Позднеордовикский возраст камптонитов агардагского комплекса Юго-Восточной Тувы // ДАН, 20016, т. 378, № 6, с. 1-4.

Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): Автореф. дис.... к.г.-м.н. Н-сибирск, ОИГГМ СО РАН, 1997, 17 с.

Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 1991, № 3, с. 109-119.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Петрология, 2017, т. 25, № 1, с. 92-118.

Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Руднев С.Н., Яковлев В.А., Семенова Д.В. Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2019, т. 60, № 7, с. 916-933.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология, 2003, т. 11, № 5, с. 495-511.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Кирнозова Т.И., Бережная Е.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1999а, т. 7, № 2, с. 174-190.

Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // Петрология, 2017, т. 25, № 6, с. 635-645.

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

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Азимов П.Я., Ковач В.П., Плоткина Ю.В., Стифеева М.В., Федосеенко А.М. Тектоническая позиция метаморфических поясов позднего неопротерозоя – раннего палеозоя в структуре Тувино-Монгольского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2019, т. 27, № 1, с. 47-64.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1999б, т. 7, № 6, с. 631-643.

Колобов В.Ю. Об образовании андалузита и силлиманита в контактовом ореоле Уларского гранитоидного массива (Сангилен, Тува) // Минерал. журнал, 1983, т. 5, № 4, с. 54-64.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел-2000, 2004, 192 с.

Полянский О.П., Каргополов С.А., Изох А.Э., Семенов А.Н., Бабичев А.В., Василевский А.Н. Роль магматических источников тепла при формировании регионального и контактовых метаморфических ареалов западного Сангилен (Тува) // Геодинамика и тектонофизика, 2019, т. 10, № 2, с. 309-323.

Полянский О.П., Ревердатто В.В. Конвекция флюида в коллекторах осадочного бассейна при термическом воздействии даек и силлов // Геология и геофизика, 2002, т. 43(1), с. 27-41.

Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю. Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2017, 331 с.

Селятицкий А.Ю. Неравновесные гранулиты Эрзинской сдвиговой зоны 3. Сангилен. Материалы Четвертой Сибирской Международной конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 1-3 декабря 2008 г.) Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2008, с. 239-241.

Травин А.В., Каргополов С.А., Лепезин Г.Г., Пономарчук В.А., Юдин Д.С. Возраст и термохронологические реконструкции полиметаморфического комплекса Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 350-355.

Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С. Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника, 1995, № 3, с. 3-22.

Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Зельтманн Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обраблениа Юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2018, т. 59(5), с. 653-672.

Шмонов В.М., Витовтова В.М., Жариков А.В. Флюидная проницаемость пород земной коры. М.: Научный мир, 2002, 216 с.

Allibone A.H., Milan L.A., Daczko N.R., Turnbull I.M. Granulite facies thermal aureoles and metastable amphibolite facies assemblages adjacent to the Western Fiordland Orthogneiss in southwest Fiordland, New Zealand // J. Metam. Geol., 2009, v. 27, p. 349-369.

Barbosa J., Nicollet C., Leite C., et al., Hercynite-quartz-bearing granulites from Brejoes Dome Area, Jequie Block, Bahia, Brazil: influence of charnockite intrusion on granulite facies metamorphism // Lithos, 2006, v. 92 (3/4), p. 537-556.

Carrington D., Harley S.L. Partial melting and phase relations in high grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system // Contrib. Mineral. Petrol., 1995, v. 120, p. 270-291.

Delor C.P., Burg J.P., Leyreloup A.F. Staurolite producing reactions and geothermobarometry of a high pressure thermal aureole in the French Massif Central // J. Metam. Geol., 1984, v. 2, p. 55-72.

Dublyansky Y., Polyansky O. Search for the cause-effect relationship between Miocene silicic volcanism and hydrothermal activity in the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada: Numerical modeling approach // J. Geophys. Res., 2007, v. 112, B09201.

Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Miner. Petrol., 2006, v. 88, p. 419-441.

Hammarstrom J.M., Zen E. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer // Am. Min., 1986, v. 71, p. 1297-1313.

Harley S.L. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050 °C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg70)-orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica // J. Metam. Geol., 1998, v. 16, p. 541-562.

Hayba D.O., Ingebritsen S.E. The computer model Hydrotherm, a three-dimensional finite-difference model to simulate groundwater flow and heat transport in the temperature range of 0 to 1200 °C // U.S. Geol. Surv. Water-Resour. Invest. Rep., 1994, 94-4045, 85 pp.

Hayba, D.O., Ingebritsen S.E. Multiphase groundwater flow near cooling plutons // J. Geophys. Res., 1997, v. 102, p. 1235-1225.

Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations // Contr. Miner. Petrol., 1977, p. 63, p. 175-198.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Jour. Metam. Geol., 1998, v. 16, p. 309-343.

Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // *Am. Min.*, 1987, v. 72, p. 231-239.

Johnson T.E., White R.W., Powell R. Partial melting of metagreywacke: a calculated mineral equilibria study // *J. Metam. Geol.*, 2008, v. 26, p. 837-853.

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(3), p. 311–356.

Lei H., Xu H. A Review of Ultrahigh Temperature Metamorphism // *J. Earth Sci.*, 2018, v. 29, N. 5, p. 1167-1180.

Mirwald P.W., Scola M., Tropper P. Experimental study on the incorporation of Na in Mg-cordierite in the presence of different fluids (Na(OH), NaCl-H₂O, albite-H₂O) // *Geophys. Res. Abstr.*, 2008, v. 10, EGU2008-A-04149.

Pattison D.R.M., Chacko T., McFarlane C.R.M., Farquhar J. Temperatures of granulite facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for late Fe-Mg exchange // *J. Petrol.*, 2003, v. 44, p. 867-900.

Polyansky, O.P., Reverdatto V.V., Sverdlova V.G. Convection of Two-Phase Fluid in a Layered Porous Medium Driven by the Heat of Magmatic Dikes and Sills // *Geochemistry International*, 2002b, v. 40, Suppl. No. 1, p. s69-s81

Polyansky O.P., Reverdatto V.V.. Fluid convection in sediment-hosted reservoirs due to thermal action of dikes and sills // *Russian Geology and Geophysics*, 2002a, v. 43, N. 1, p. 25–39.

Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Khomenko A.V., Kuznetsova E.N. Modeling of fluid flow and heat transfer induced by basaltic near-surface magmatism in the Lena - Tunguska petroleum basin (Eastern Siberia, Russia) // *J. Geochem. Explor.*, 2003, v. 78-79, p. 687-692

Powell R., Holland T., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using THERMOCALC // *J. Metam. Geol.*, 1998, v. 16, p. 577-588.

Putirka K. Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // *Am. Min.*, 2016, v. 101, p. 841-858.

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.

Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130 °C and 2.2 GPa // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2012, v. 163, p. 877-895.

Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992, v. 110, p. 304-310.

Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T. P-T paths from anatectic pelites // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 134, p. 17-32.

Stüwe K. *Geodynamics of the Lithosphere*. Springer. Berlin, 2007, 493 p.

Tropper P., Wyhlidal S., Haefeker U.A., Mirwald P.W. An experimental investigation of Na incorporation in cordierite in low P/high T metapelites // *Min. Pet.*, 2018, v. 112, Is. 2, p. 199-217.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH) // *J. Metam. Geol.*, 2001, v. 19, p. 139-153.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Min.*, 2010, v. 95, p. 185-187.

Wu C.-M., Zhang J., Ren L.-D. Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, N. 9, p. 1907-1921.

Wyhlidal S., Tropper P., Thony W.F., Kaindl R. Minor element- and carbonaceous material thermometry of high-grade metapelites from the Sauwald Zone, Southern Bohemian Massif (Upper Austria) // *Min. Pet.*, 2009, v. 97, p. 61-74.

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Геологическая схема Западного Сангиленга (Юго-Восточная Тува), по [Владимиров и др., 2005; Кармышева и др., 2017] с исправлениями. На врезке – положение Западного Сангиленга в структурах южного обрамления Сибирской платформы, по [Кузьмичев, 2004] с упрощениями по [Владимиров и др., 2017].

1 – образования Таннуольской островной дуги; 2-4 – метаморфические комплексы: 2 – моренский, 3 – эрзинский, 4 – нижнеэрзинский; 5 – карбонатно-терригенный чехол; 6 – ультрамафиты; 7 – габброиды и монцодиориты; 8 – гранитоиды; 9 – бластомилониты Эрзинской (er) и Кокмолгаргинской (ko) тектонических зон; 10 – Агардагский сутурный шов; 11 – границы тектонических покровов; 12 – разломы; 13 – тектонические блоки: I – Мугурский, II – Эрзин-Нарынский; 14 – массивы: 1 – Баянкольский, 2 – Эрзинский, 3 – Башкымугурский габбро-монцодиоритовые, 4 – Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый, 5 – Матутский гнейсогранитный.

Врезка: 1 – Сибирский кратон; 2 – докембрийские блоки (1 – Тувино-Монгольский, 2 – Дзабханский, 3 – Тарбагатайский); 3 – палеозойды Центрально-Азиатского складчатого пояса; 4 – разломы; 5 – положение Западного Сангиленга.

Рис. 2. Схема метаморфической зональности в северо-западном обрамлении Баянкольского массива.

Составлена А.Ю. Селятицким. На рисунке представлена западная и центральная части массива; полная геологическая схема в работе [Шелепаев и др., 2018]. 1-2 – породы массива: 1 – монцодиориты и Qtz диориты, 2 – габбронориты; 3 – гранитоиды, относимые к Баянкольской габбро-гранитной ассоциации [Кармышева и др., 2019]; 4-5 – контактово-метаморфический ореол (волнистые линии – направление сланцеватости): 4 – Ms-Sil зона, 5 – Crd-Kfs зона; 6 – диатектиты провесов кровли; 7 – карбонаты чехла, 8 – аллювиальные отложения, 9 – точки отбора образцов; 10 – абсолютные отметки высот; 11 – элементы залегания; 12 – граница тектонического покрова.

Рис. 3. Минерально-структурная эволюция метапелитов при термальном метаморфизме M2.

а, в – двуслюдяные сланцы Ms-Sil зоны (обр. СН-20) с Tur-Qtz-Pl-St-Bt-Ms-Fib матриксом, сохраняющие текстурно-структурные признаки этапа M1; б, г – мелкозернистые метапелиты Crd-Kfs зоны этапа M2 (обр. СН-28) с Ilm-Qtz-Pl-Sil-Bt-Crd матриксом и мелкими резорбированными реликтами St (Bt также замещается на Crd); д-е – приконтактовые крупнозернистые гранулиты Crd-Kfs зоны этапа M2 (обр. СН-30) с Grt-Sil порфиробластовыми структурами; ж, з – строение порфиробластов Grt в контактовом ореоле БКМ: ж – периферия Ms-Sil зоны (обр. СН-20), з – приконтактовая часть Crd-Kfs зоны (обр. С-1); и, к – реликтовые минералы M1 из приконтактовых гранулитов M2: совместный St-Ky реликт, окруженный общей Crd каймой рядом с новообразованными порфиробластами Sil в Qtz-Pl-Grt-Bt-Crd матриксе (обр. СН-30); St и Ky имеют ровный, исходно равновесный, контакт друг с другом и неровные резорбированные края с Crd; желтые стрелки на к указывают на Crd кайму вокруг Ky (и – проходящий свет, к – BSE изображение).

Рис. 4. Состав Grt в контактовом ореоле БКМ.

1-2 – Grt-St-Ky сланцы, не испытавшие термальный метаморфизм: 1 – обр. Ку-1, 2 – обр. СН-44; 3-4 – Ms-Sil зона: 3 – обр. СН-20, 4 – обр. СН-22; 5-6 – Crd-Kfs зона: 5 – мелкозернистые метапелиты (обр. СН-107, СН-28, СН-72), 6 – крупнозернистые метапелиты (обр. С-1, СН-30, СН-36, СН-77, СН-78); 7 – диатектиты. Стрелками соединены составы порфиробластов Grt по направлению центр-середина-край.

Рис. 5. Соотношение #Mg в Grt, Crd и Vt из роговиков БКМ.

1-2 – Ms-Sil зона: 1 – обр. СН-20, 2 – обр. СН-22; 3-4 – мелкозернистые метапелиты Crd-Kfs зоны: 3 – включения в Grt, 4 – матрикс, в т.ч. короны Crd вокруг Grt; 5-6 – приконтактовые крупнозернистые роговики Crd-Kfs зоны: 5 – ядра (или средние части) Grt и включения Vt и Crd в них, 6 – края Grt и включения Vt и Crd в них, либо Vt и Crd матрикса, в т.ч. короны Crd вокруг Grt (подробнее в табл. 2).

Рис. 6. Эволюция минеральных парагенезисов при термальном метаморфизме М2.

а,б – породы С3 участка (контакт с монцодиоритами): а – Ms-Sil зона, б – Crd-Kfs зона; в – диатектиты провесов кровли в габброидах, центральный участок. Стрелки – изменение минеральных ассоциаций с ростом Т, звездочки – валовый состав метапелитов, черные точки – состав центра зерна, белые – состав края.

Рис. 7. Р-Т условия термального метаморфизма М2 в обрамлении Баянкольского массива.

Розовая жирная стрелка – прогрессивный Р-Т тренд метаморфической эволюции метапелитов от регионально метаморфического этапа М1 до пика М2, голубая стрелка – регрессивная Р-Т эволюция М2. 1 – линии моновариантных равновесий в системе KMASH, рассчитанные в Thermocalc 3.21 по химическим составам минералов (Grt, Vt, Crd, Ms, St, Spl + Sil, Ky, Qtz) из обр. СН-30 для интервала 5-9 кбар, 550-950 °С; 2 – граница фазового перехода Ky-Sil по данным Thermocalc 3.21; 3 – линии реакций в системе KFMASH [Spear et al., 1999]; 4 – граница устойчивости парагенезиса Spl + Qtz [Harley, 1998]; 5 – поле стабильности парагенезиса Орх + Sil в системе KFMASH [Carrington, Harley, 1995]; 6-11 – термальный метаморфизм М2 в С3 обрамлении БКМ: 6 – Ms-Sil зона (обр. СН-20, СН-22), 7-11 – Crd-Kfs зона: 7 – Crd изограда (обр. СН-107), 8 – пиковые и 9 – регрессивные Р-Т оценки мелкозернистых метапелитов средней части Crd-Kfs зоны (обр. СН-28); 10 – пиковые и 11 – регрессивные Р-Т оценки крупнозернистых метапелитов приконтактовой (обр. С-1, СН-30, СН-36, СН-77) и средней (обр. СН-78) части Crd-Kfs зоны; 12-13 – диатектиты (обр. СН-5а): 11 – пик, 12 – регрессивная стадия; 14-16 – региональный метаморфизм М1: 14 – обр. СН-20 на периферии Ms-Sil зоны, 15 – оценка М1 по минеральным реликтам Ms + St + Ky (+ Vt, Qtz) из крупнозернистых метапелитов (обр. С-1, СН-30); 16 – Grt-St-Ky сланцы (обр. СН-44, Ку-1); 17 – Р-Т параметры кристаллизации магматического Amp габброноритов БКМ; 18 – Р-Т параметры ксенолитов без Grt габброидов из щелочных даек агардагской зоны (подробнее в тексте).

Рис. 8. График распределения пиковых температур в экзоконтакте с монцодиоритами на основе оценок Thermocalc (а) и T(Na-in-Crd) (б).

Расстояния из табл. 1. В обоих графиках для обр. СН-107 использована пиковая температура по T(Na-in-Crd), для обр. СН-20 и СН-22 – по Thermocalc (табл. 3).

Рис. 9. Результаты моделирования метаморфической зональности М2 вблизи Баянкольского массива при внедрении монцодиоритовой магмы на глубине 26 км (7 кбар) – (а, б) и на глубине 9 км (2.5 кбар) – (в, г).

1 – метапелиты эрзинского комплекса, регионально-метаморфизованные на этапе М1, 2 – гранитогнейсы нерасчлененные, 3 – монцодиоритовая интрузия с начальной температурой 1100°C, 4 – изотермы в °С. Ось симметрии интрузива $x = 0$ м, контакт с вмещающими породами: $x = 500$ м. а, в – распределение Т в правой половине области на время 10 тыс. лет после внедрения магмы; б, г – эволюция Т вдоль горизонтального профиля (значения у кривых – время после интрузии, в годах). Толстой серой огибающей кривой на (б) и (г) обозначены максимальные Т метаморфизма в зональности. Пунктирная кривая на (г) – максимальные Т, достигаемые в модели с учетом конвекции флюида, для случая вмещающих пород с пониженной теплопроводностью и повышенной проницаемостью (осадочные).

Табл. 1. Минеральный состав изученных метаморфических пород из термального ореола Баянкольского массива

| Участок | Порода, (метаморфическая зона) | Обр. | Расстояние от интрузивного контакта, м | St | Ms | Ky | Grt | Sil | Bt | Crd | Kfs | Pl | Qtz | Tur | Spl | Ilm | |
|---------|---|---------------|--|----|----|----|-----|-----|----|-----|-----|----|-----|-----|-----|-----|---|
| Морен | Grt-St-Ky сланец | Ky-1 CH-44 | ~ 9000 | + | + | + | + | | + | | | + | + | + | | | |
| | | | | + | + | + | + | | + | | + | + | + | | | | |
| СЗ | Grt-St-Sil сланец (Ms-Sil) | CH-20 | 431 | + | + | + | + | + | + | | | + | + | + | | | |
| | | CH-22 | 254 | + | + | | + | + | + | | | + | + | + | | | |
| | м.з. Grt-Crd-Sil роговик (Crd-Kfs) | CH-107 | 105 | ± | | | + | + | + | + | | + | + | | | + | |
| | | CH-28 | 57 | ± | | | + | + | + | + | + | + | + | | | + | |
| | кр.з. Grt-Crd-Sil роговик (Crd-Kfs) | CH-78 | 25 | ± | | | + | + | + | + | + | + | + | + | | + | + |
| | | CH-30 | 6 | ± | ± | ± | + | + | + | + | + | + | + | + | | + | + |
| | | С-1 | 2-5 | ± | ± | ± | + | + | + | + | + | + | + | + | | + | + |
| CH-77 | | 2 | | | | + | + | + | + | + | + | + | + | | | + | |
| CH-36 | 1 | ± | | | + | + | + | + | + | + | + | + | | + | + | | |
| Ц | Диатектит из провеса кровли в габброноритах | CH-5a | 0.2 | | | ± | + | + | + | + | + | + | | | + | + | |

Примечание. Участки отбора образцов в термальном ореоле: СЗ – северо-западный, Ц – центральный. Морен – верховья р. Морен, 9 км на ЗСЗ от устья р. Баянкол (вне контактового ореола). ± - резорбированные реликты.

Табл. 2. Минеральные ассоциации, использованные при Р-Т вычислениях

| Образец | Этап метаморфизма | Grt | Crд | Bt | Ms | Pl | St | Spl | Др.минералы |
|---------|-------------------|-----|-------|---------|---------------|-------|-----|-----------|-----------------|
| Ку-1 | M1 | кр | - | мтр | мт р мт | мтр | кр | - | + Ky, Qtz |
| СН-44 | M1 | кр | - | мтр | р | мтр | кр | - | + Ky, Qtz |
| СН-20 | M1 | ср | - | вкл | вкл мт | вкл | вкл | - | + Qtz |
| | M2 пик | кр | - | вкл | р мт | мтр | - | - | + Qtz |
| СН-22 | M2 пик | кр | - | мтр | р | мтр | - | - | + Sil, Qtz |
| СН-28 | M2 пик | ср | вкл | вкл | - | вкл | - | - | + Sil, Kfs, Qtz |
| | M2 регр | кр | крн | вкл-крн | - | мтр | - | - | |
| С-1а | M2 пик | ср | вкл | вкл | - | - | - | - | |
| | M2 регр | кр | кр | вкл | - | - | - | - | |
| СН-30 | M2 пик | ц | вкл | вкл | - | вкл | - | - | |
| | M2 регр | кр | мтр | мтр | - | мтр | - | - | |
| СН-36 | M2 пик | ц | вкл | вкл | - | вкл | - | - | |
| | M2 регр | кр | крн | мтр | - | мтр | - | - | |
| СН-77 | M2 пик | ц* | вкл | вкл | - | вкл | - | - | |
| | M2 регр | кр* | крн* | вкл-крн | - | - | - | - | |
| СН-78 | M2 пик | ц-а | вкл-а | вкл-а | - | вкл-а | - | - | |
| СН-5а | M2 пик | ц | вкл | вкл | - | вкл | - | вкл | + Sil, Kfs |
| | M2 пик | ц | ц | ц | - | вкл | - | вкл мт | |
| | M2 регр | кр | кр | кр | - | - | - | р мт | |
| | M2 регр | кр | кр | кр | - | - | - | р | |

Примечание. Ц, ср, кр – центр, средняя часть и край порфиробласта; мтр – зерно матрикса; вкл – включение в Grt; ц-а – центр атоллового граната; вкл-а – включения внутри атоллового Grt; крн – корона по Grt; крн – корона по Grt (пример на рис. 6); вкл-крн – чешуйка в Crд короне по Grt; ц*, кр* – центр и край граната в Grt-Sill структуре (пример на рис. 3д,е); крн* – коронитовый Crд между гранатом и силлиманитом в Grt-Sill структуре.

Табл. 3. Результаты P-T вычислений с помощью минеральных термометров, барометров и программы Thermocalc

| Обр. | Этап | T(Na-in-Crd) | P(GBPQ) | P(GCSQ) | T | P | cor | σ_{fit} |
|-----------------------------|------|--------------|---------|---------|---------|---------|-------|----------------|
| | | | W04 | HL77 | | | | |
| Региональный метаморфизм M1 | | | | | | | | |
| Ку-1 | Пик | - | 5.3 | - | 614±14 | 6.3±0.8 | 0.612 | 0.45 (1.45) |
| СН-44 | Пик | - | 4.9 | - | 672±20 | 7.1±1.0 | 0.628 | 1.24 (1.45) |
| СН-20 | Пик | - | 5.2 | - | 635±29 | 6.2±1.2 | 0.824 | 0.57 (1.49) |
| Контактовый метаморфизм M2 | | | | | | | | |
| СН-20 | Пик | - | 5.3 | - | 638±30 | 6.9±1.1 | 0.752 | 0.45 (1.61) |
| СН-22 | Пик | - | 3.7 | - | 652±29 | 7.0±1.3 | 0.911 | 0.96 (1.54) |
| СН-107 | Пик | 764 | 5.4 | 7.8 | - | - | - | - |
| СН-28 | Пик | 830 | 7.9 | 7.6 | 844±95 | 6.9±1.6 | 0.857 | 1.65 (1.54) |
| | Регр | 803 | 5.5 | 7.5 | 812±122 | 6.1±2.0 | 0.848 | 2.21 (1.54) |
| С-1а | Пик | 880 | - | 7.6 | 880±115 | 7.2±1.9 | 0.838 | 1.93 (1.61) |
| | Регр | 863 | - | 7.5 | 868±116 | 6.8±1.9 | 0.844 | 1.90 (1.61) |
| СН-30 | Пик | 902 | 8.5 | 7.6 | 875±82 | 7.2±1.3 | 0.843 | 1.43 (1.54) |
| | Регр | 880 | 7.6 | 7.8 | 844±99 | 6.4±1.5 | 0.860 | 1.68 (1.54) |
| СН-36 | Пик | 918 | 8.8 | 7.4 | 908±70 | 7.6±1.1 | 0.803 | 1.26 (1.54) |
| | Регр | 858 | 7.9 | 7.8 | 841±107 | 6.6±1.7 | 0.836 | 1.91 (1.54) |
| СН-77 | Пик | 929 | 6.9 | 8.1 | 885±76 | 7.1±1.2 | 0.799 | 1.40 (1.54) |
| | Регр | 902 | - | 7.2 | 843±77 | 6.5±1.3 | 0.816 | 1.44 (1.61) |
| СН-78 | Пик | 858 | 5.4 | 7.4 | 873±62 | 6.9±1.0 | 0.82 | 1.11 (1.54) |
| СН-5а | Пик | 913 | 8.4 | 9.2 | 952±56 | 7.8±1.1 | 0.648 | 1.38 (1.49) |
| | Пик | 949 | 7.1 | 9.5 | 941±71 | 7.6±1.4 | 0.672 | 1.70 (1.49) |
| | Регр | 946 | - | 7.5 | 897±67 | 7.3±1.4 | 0.714 | 1.59 (1.54) |
| | Регр | 924 | - | 7.2 | 850±66 | 6.4±1.3 | 0.715 | 1.48 (1.54) |

Примечание. Последовательность образцов в табл. 2 и 3 совпадают. T(Na-in-Crd) – термометр, основанный на содержании Na в Crd, среднее по трем калибровкам [Mirwald et al., 2008; Wyhlidal et al., 2009; Tropper et al., 2018] из табл. s3 в приложении. Барометры: GCSQ – Grt-Crd-Sil-Qtz графический [Holdaway, Lee, 1977], GBPQ – Grt-Bt-Pl-Qtz [Wu et al., 2004]; для последнего бралась температура T(Na-in-Crd). Расчет с помощью программы Thermocalc версии 321 производился в режиме «средних PT»; после знака «±» показано стандартное отклонение рассчитанного значения P или T; cor – коэффициент корреляции между P и T; σ_{fit} – величина отклонения исходных значений энтропии и активности от использованных в расчете, нормализованного к их стандартным отклонениям (в скобках показано максимальное значение σ_{fit} , в пределах которого рассчитанные значения P и T будут находиться внутри 95 % доверительного интервала).















