УДК 551.242

ТЕКТОНИТЫ ПРИЕНИСЕЙСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ): СВИДЕТЕЛЬСТВА И ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКАЯ ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ГЕНЕРАЦИИ СВЕРХЛИТОСТАТИЧЕСКОГО ДАВЛЕНИЯ

© 2024 г. О. П. Полянский^{*a*, *, И. И. Лиханов^{*a*}, А. В. Бабичев^{*a*}, П. С. Козлов^{*a*}, С. В. Зиновьев^{*a*}, В. Г. Свердлова^{*a*}}

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: pol@igm.nsc.ru Поступила в редакцию 04.05.2023 г. После доработки 24.06.2023 г. Принята к публикации 16.09.2023 г.

На основании предложенной численной модели напряженно-деформированного состояния полиминерального вещества, описывающей формирование бластомилонитов Приенисейской региональной слвиговой зоны (ПРСЗ) в Енисейском кряже, показана возможность превышения давления над литостатическим в локальном масштабе в породах, попавших в условия сдвиговых деформаций. Для тектонитов южного (Ангаро-Канский блок) и северного (Исаковский террейн и гаревский комплекс) сегментов ПРСЗ получены оценки максимального избыточного давления от 2-3 до 4-5 кбар, что составляет от 25 до 50% от литостатического. Показано, что избыточное давление может сохраняться в локальном объеме в геологическом масштабе времени, достаточном для их фиксации в метаморфических минералах. Модельные значения сверхлитостатического давления в гранат-амфиболовых тектонитах и геобарометрические оценки пиковых величин при стресс-метаморфизме позволяют предложить новые свидетельства неравномерности давления в природных минеральных ассоциациях. Используя результаты моделирования эволюции апометабазитовых бластомилонитов, установлено, что избыточное давление на стадии син-деформационного метаморфизма в сдвиговой зоне возможно при температурах до 600-650°C и не достигающих 800°С; наличие флюида или частичного расплава препятствует возникновению сверхдавления. Величина избыточного давления за счет напряжений сдвига зависит от минерального состава и структуры породы.

Ключевые слова: сверхлитостатическое давление, численное моделирование, тектонит, геотермобарометрия, реология, Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S0869590324010036

введение

Настоящая работа направлена на решение одной из актуальных геологических задач — соотношения деформационных и метаморфических процессов в земной коре и их генетической взаимосвязи. Перспективными объектами для выяснения этих вопросов являются глубинные зоны пластических сдвиговых деформаций. Так, например, для детальной реконструкции термальной и динамической истории гранулитовых комплексов, особенно полиметаморфических, необходимо особое внимание уделять зонам пластических деформаций, сложенных прямыми гнейсами (straight gneisses) — массивными породами с ярко выраженной линейной гнейсовидностью и бластомилонитовой структурой (Перчук и др., 2006).

В литературе последних лет особое внимание уделяется окраинно-континентальным сдвиговым зонам — областям объемного хрупко- и вязкопластического течения метаморфических пород, которые локализованы вдоль узких линейных структур земной коры. Эти зоны являются обязательным элементом структуры орогенных поясов. Они встречаются в различных геодинамических обстановках и, как правило, контролируются комплексами орогенных или рифтогенных бластомилонитов.

В последнее время выявлена важная роль синсдвиговых метаморфических процессов в формировании структур складчатых поясов, что



Рис. 1. (а) Схема геологического строения Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа и местоположение объекта исследования. (б) – положение ПРСЗ (фиолетовый оттенок) и тектонических блоков на западной окраине Сибирского кратона: 1 – Восточный (приплатформенный), 2 – Центральный Заангарский сегмент; 3 – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, 4 – Исаковский и 5 – Предивинский островодужные блоки.

1, 2 – отложения фанерозойского (1) и позднепротерозойского (2) возраста; 3 – офиолиты и островодужные комплексы (NP₃); 4 – кузеевский гранулит-метабазит-гнейсовый комплекс (AR?); 5 - енисейский амфиболит-гнейсовый комплекс (PR₁); 6 – атамановский гранулит-гнейсовый комплекс (AR?); 7 – сиениты и щелочные граниты $(D_2 - T_{1-2})$; 8 – таракский гранитогнейсовый комплекс (PR₁); 9 - кимбирский комплекс расслоенных габброноритов (PR₁?); 10 – мигматит-гнейсовый комплекс (PR₁); 11 – гранитогнейсовый комплекс (MP₃–NP₁); 12 – комплекс аллохтонных гранитов (РД); 13 – тектонические нарушения: надвиги (а), крутопадающие разломы (b); 14 – точки отбора образцов; 15 – бластомилониты и катаклазиты Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

обусловило использование продуктов динамометаморфизма для решения многих петрогенетических задач. В ряде работ детально изучены процессы фрагментации вещества с обособлением реологически контрастных доменов с индивидуальной *P-T-t-d* историей формирования (Aerden et al., 2013; Bell et al., 2013), выявлены соотношения литостатического и тектонического давления в глубинных зонах пластических сдвиговых деформаций (Burg, Schmalholz, 2008; Gerya, 2015; Schmalholz, Podladchikov, 2013). В отношении механизма генерации надлитостатического давления

рассматривается несколько подходов, описывающих поведение вещества либо в микромасштабе на уровне минеральных зерен (Тен, 1993; Vrijmoed et al., 2009: Moulas et al., 2013: Vriimoed, Podladchikov, 2015; Tajchmanova et al., 2015), либо в масштабе блоков коры или литосферы в целом (Schmalholz, Podladchikov, 2014; Gerya, 2015). Особенно активно в современной литературе обсуждается роль тектонического стресса как дополнительного фактора метаморфизма в связи с вопросами генерации сверхдавлений в субдукционных и сдвиговых зонах (Schmalholz, Podladchikov, 2013). На основе модельных примеров удалось создать современную теоретическую концепцию тектонического сверхдавления и вариаций давления в связи с деформациями пород и их реологическими свойствами (Mancktelow, 2008). Эти представления подтверждены результатами численного моделирования динамики сдвиговых зон (Petrini, Podladchikov, 2000; Li et al., 2010; Schmalholz, Podladchikov, 2013), что позволяет говорить о возможном двукратном превышении тектонического сверхдавления над литостатическим в зоне пластического сдвига на уровне верхней и средней коры. Результаты цитируемых авторов позволяют предполагать, что тектоническое сверхдавление, вызванное гетерогенным стрессом в процессе сдвиговых деформаций, может быть существенно выше литостатической нагрузки. Недавние наблюдения показывают, что механически устойчивые отклонения давления от литостатического могут быть значительными даже в микромасштабе, т.е. в масштабе зерен минералов (Tajchmanova et al., 2015).

Тем не менее, несмотря на возрастающий интерес к этой проблеме, природные наблюдения сверхдавления при изучении метаморфических пород пока еще достаточно редки (например, Беляев и др., 1998; Кулаковский и др., 2015; Лиханов и др., 2018а; Likhanov, 2019, 2022; Chu et al., 2017; Pleuger, Podladchikov, 2014). Прямые доказательства сверхлитостатического давления удается получить в редких случаях, когда совместно определяется давление по минеральной термобарометрии, а глубина погружения пород устанавливается по геологическим данным (Pleuger, Podladchikov, 2014; Zuza et al., 2022).

Вопрос о соотношении литостатического и избыточного давления имеет ключевое значение для реконструкции условий петрогенезиса в глубинных зонах сдвиговых деформаций. В настоящей статье на примере приразломных тектонитов контрастного химического состава Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) приведены структурно-петрологические свидетельства таких превышений давления и температуры при интенсивных сдвиговых деформациях в неоднородной среде, что может свидетельствовать о тектоническом контроле стресс-метаморфизма в шовных зонах коры. Цель данного исследования — разработать новый подход



Рис. 2. (а) Схема геологического строения северной части Енисейского кряжа; (б) ключевое обнажение синсдвиговых гранат-амфиболовых апобазитовых бластомилонитов и (в) его фрагмент (т.н. 1401, обр. 3) в зоне меланжа Исаковской сутуры. Правый берег р. Енисей, выше устья р. В. Сурниха.

1 – чехол (Pz–Kz); 2 – молассы (NP_{2–3}); 3 – бластомилониты (NP) по породам гаревского комплекса (PP) (зона 1); 4 – высокобарические метабазит-ультрабазитовые и апогнейсовые бластомилониты (зона 2); 5 – метабазитовые и молассовые комплексы Исаковского террейна (зона 3); 6 – гранитоидные комплексы; 7 – элементы залегания сланцеватости: наклонные (а) и вертикальные (б); 8 – направление тектонических движений (NP); 9 – тектонические нарушения: разломы (а), прочие границы (б); 10 – Приенисейский разлом; 11 – ставролит-гранат-кианитовые тектониты; 12 – точки отбора образцов. Цифры в кружках на рис. 26: 1 – гранат-амфиболовые бластомилониты; 2 – будины ультрабазитов.

для описания поведения поликристаллического агрегата на основе численного моделирования методами механики деформируемого твердого тела (МДТТ), который дает возможность определить условия и факторы генерации сверхдавления.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж расположен на западной окраине Сибирского кратона вдоль р. Енисей и имеет протяженность 700 км при ширине от 50 до 200 км. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Северо-Енисейский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом (Ножкин и др., 2016а). На юг от этого разлома прослеживается два структурных элемента – архей-палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок, образованный канским гранулито-гнейсовым

и гранитоидами, и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн (Лиханов и др., 2016) (рис. 1). К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный (приплатформенный) и Центральный кратонные блоки, и Исаковский (западный) террейн, представленный неопротерозойскими офиолитами и островодужными комплексами (Лиханов и др., 2001) (рис. 2а). Объекты исследования расположены в южной

и енисейским гнейсово-сланцевым комплексами

Объекты исследования расположены в южнои и северной частях Енисейского кряжа в пределах ПРСЗ, являющейся продолжением Байкало-Енисейского разлома (рис. 16). Эта крупнейшая деформационно-метаморфическая линеаментная структура региона разделяет кратонные блоки и островодужные террейны. Она хорошо прослеживается вдоль Енисейского кряжа по исчезновению нескольких сейсмических поверхностей и уходит на большую глубину с падением плоскости сместителя



Рис. 3. (а–в) Поздние сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии гранат-амфиболовых агрегатов бластомилонитов из северной части Приенисейской сдвиговой зоны (обр. 3) и (г–е) структурно-текстурные особенности тектонитов Ангаро-Канского блока со свидетельствами процессов фрагментации в системе гнейсы–тектониты. На микрофотографиях $Grt_1 u Grt_2$ – гранаты из реликтовых гнейсов и бластомилонитов соответственно; другие пояснения см. в тексте. Прямоугольниками на рис. 3в, 3е показаны области моделирования, соответствующие рис. 7.

на восток (Козлов и др., 2020). В полосах концентрации деформации наблюдаются признаки приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма. Ее протяженность определяется сотнями километров при ширине зон стресс-метаморфизма до первых десятков километров. Зона играет роль шва, разделяющего тектонические блоки региона. Значительная часть пород входит в состав субдукционно-аккреционного комплекса в виде тектонических пластин, линз или блоков в серпентинитовом меланже (Likhanov, Santosh, 2019). Характерны кинематические индикаторы сдвига, которые широко проявлены как на мезо- (породном), так и на микроуровнях (Price, Cosgrove, 1990): линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полоски излома в слюдах, "тени давления" перекристаллизованного кварца, S-образные и сильно деформированные зерна граната со структурами "снежного кома", разрывы минеральных зерен со смещением и формированием "лоскутных" полосок, развитие деформационных двойников и ламелей в плагиоклазах, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных

агрегатов, а также рассланцевание, катаклаз и будинаж. Сдвиговые зоны проявлены структурами преимущественно правосдвиговой и подчиненной левосдвиговой кинематики и бластомилонитами с преобладающими элементами ламинарного течения (Козлов и др., 2012).

Пояс приразломных тектонитов образует секущую шовную зону (относительно генеральных структур северо-западного простирания) мощностью около 15-20 км между континентальным и вулканоплутоническим блоками (рис. 1). Контакты пояса тектонитов с вмещающими блоками проходят по морфологически выраженным разломам. Интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию ПРСЗ в диапазоне 1.54–0.6 млрд лет (Лиханов и др., 2015). Об этом же свидетельствует тектонический меланж разновозрастных и разномасштабных блоков высокои слабометаморфизованных пород разного состава в серпентинитовом матриксе. Формирование наиболее интенсивно деформированных тектонитов коррелирует с временем завершения аккреции Исаковского террейна к западной окраине Сибирского кратона на рубеже около 630–600 млн лет назад (Ножкин и др., 2016б).

Геологическими объектами моделирования являются два локальных участка тектонической пластины, расположенных в Северо-Енисейском сегменте ПРСЗ и в пределах Ангаро-Канского выступа (рис. 1 и 2).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ И МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Северо-Енисейский блок. Первый объект исследования расположен на северо-западе Енисейского кряжа. В этом районе в строении ПРСЗ выделено три крупных блока (с востока на запад): (1) континентальный гнейсо-амфиболитовый, (2) метабазит-ультрабазитовый и (3) вулканоплутонический. Континентальный блок сложен породами гаревского метаморфического комплекса, в составе которого наиболее распространены биотитовые плагиогнейсограниты немтихинской толщи и порфиробластические гранитогнейсы и гранат-двуслюдяные кристаллические сланцы малогаревской толщи палеопротерозоя (Козлов и др., 2012; Лиханов, 2023). Последние два блока относятся к Исаковскому террейну. Офиолитовые ассоциации второго блока состоят из меланжированных пластин и линз амфиболизированных толеитовых метабазальтов и метабазит-ультрабазитов (антигоритовых метадунитов и метагарцбургитов с подчиненным количеством антигоритизированных пироксенитов) и относятся к фирсовской толще раннего рифея и сурнихинскому комплексу раннего-среднего рифея. Вулканоплутонический блок сложен породами метадацит-андезит-базальтовой ассоциации, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев киселихинской толщи позднего рифея (Качевский, 2002). В пределах северного сегмента ПРСЗ изучены метапелитовые и метабазитовые тектониты шовной зоны, различающиеся по характеру и интенсивности деформации. В самой северной части пояса в составе меланжа характерны будинированные реликтовые крутопадающие (85°-90°) блоки и пластины метапелитовых гнейсов палеопротерозоя $Grt^1 + Bt + Ms + Pl + Qz \pm Kfs \pm Chl$ состава, и будины апобазитовых амфиболитов *Grt* + *Amp* + + Pl + Ep + Chl + Ph + Spn + Rt состава. В районе устья р. В. Сурниха картируется меланжевая линзовидно-пластинчатая структура, характеризующаяся чередованием тел бластомилонитов и гранатовых амфиболитов с ассоциацией Grt + Amp + Pl + Ph ++ Pg + Ep + Spn + Cb + Chl + Rt с пластинами будинированных интенсивно серпентинизированных дунитов, реже гарцбургитов и пироксенитов (рис. 26, 2в). В тонкокристаллических апобазитовых амфиболитах локально развиты изометричные и деформированные зональные гранаты, образующие локальные тонкие (не более 1-3 см) полоски и линзы в ассоциации с Amp + Ab + Chl + Ep + Spnагрегатом.

Типичной минеральной ассоциацией базитовых тектонитов является Grt + Amp + Pl + Ep + Chl + $+ Ph + Qz + Spn + Rt + Ilm \pm Cb$. По микротекстурам и соотношениям между минералами метабазитов выделяется две стадии развития. Кульминационная ассоциация представлена интенсивно деформированными минералами бластомилонитов (рис. 3а, 3в). Ядра граната часто содержат мелкие реликтовые включения глаукофана, альбита, фенгита, эпидота и хлорита, что свидетельствует об участии последних в ранней допиковой ассоциации (рис. 3б). Глаукофан также был обнаружен в зернах титанита (рис. 4). Обнаружение минералов глаукофансланцевого парагенезиса в тектонитах ПРСЗ свидетельствует о проявлении субдукции на западе Сибирского кратона.

Ангаро-Канский блок. Другой объект представляет собой фрагмент палеопротерозойских (1.9-1.75 млрд лет) метаморфических пород Южно-Енисейского кряжа, распложенных в зоне сочленения канской и енисейской серий (рис. 1). В составе канской серии развиты преимущественно Sil-Opx-*Grt-Bt-Pl-Qz* гнейсы. В составе енисейской серии наиболее распространены глиноземистые метапелиты, представленные Sil + Grt + Bt + Pl + Qz гнейсами и кристаллическими сланцами. Слвиги в приразломных полях сопровождались формированием зон деформаций, отличающихся значительной неоднородностью, чередованием разномасштабных интенсивно деформированных и недеформированных участков, что является характерным признаком зон стресс-метаморфизма. Это выражено в структурно-текстурных особенностях пород с характерной полосчатой текстурой и одновременным присутствием реликтовых текстур исходных пород и развитых по ним бластомилонитам (рис. 3г–3е). Полосчатость в бластомилонитах (ribbon structure) связана с дифференциацией однородного субстрата на обогащенные и обедненные кварц-полевошпатовыми и слюдистыми агрегатами слои в условиях регионального сдвига. Такое перераспределение материала происходило одновременно с перекристаллизацией породообразующих фаз и ориентированным упорядочиванием.

Основными породообразующими минералами бластомилонитов являются гранат, биотит, силлиманит, кварц и плагиоклаз; непрозрачные минералы представлены ильменитом и рутилом. Изометричные и линзовидные порфиробласты граната часто трещиноваты и содержат мелкие включения кварца, плагиоклаза, биотита, циркона, монацита.

¹ Аббревиатура минералов согласно (Whitney, Evans, 2010).



Рис. 4. Реликтовые включения глаукофана разной формы (темно-серые) в титаните (светло-сером), изображения в обратнорассеянных электронах (BSE).

Среди гранатов отчетливо выделяются крупная (3-5 мм) и мелкая (до 1 мм) генерации (рис. 3г, 3е). В крупном гранате иногда наблюдаются микротрещины отрыва, характерные для сдвиговых деформаций. Трещинки в гранате часто выполнены биотитом и кварцем. Мелкий синтектонический гранат более поздней генерации обрастает крупные порфиробласты граната ранней генерации, образует скопления в "тенях" давления или самостоятельные сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии, ориентированные вдоль плоскостей скольжения в бластомилонитах (рис. 3е). Зерна биотита также различаются по размерам и оттенкам плеохроизма в бурых (крупночешуйчатый) и оранжевых (тонкочешуйчатый) тонах. Призматические порфиробласты силлиманита обособляются в существенно биотитовых полосах в парагенезисе с гранатом. Они часто пластически деформированы с характерным изгибом пластинок роста (kink-bands) (рис. 3д). Для кварца характерно волнистое угасание и развитие деформационных ламелей; в большинстве случаев он формирует линзовидные сегрегационные обособления так называемого ленточного кварца. Зерна плагиоклаза изгибаются в процессе сдвигового течения материала с характерным для них вращением. Монацит присутствует в виде включений как в зернах крупного граната, так и в тонких прослоях раздробленного и интенсивно перетертого матрикса, где по периферии замещается апатитом.

ЭТАПЫ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ПОРОД

Северо-Енисейский блок. Совокупность имеющихся датировок цирконов по магматическим

комплексам Исаковского террейна (701.6 ± 8.4; 697.2 ± 3.6; 691.8 ± 8.8; 682 ± 13 млн лет) в Заангарье Енисейского кряжа совместно с датировками вулканитов Предивинского террейна, расположенного на юге Енисейского кряжа (637 ± 5.7 млн лет), указывает на формирование офиолитов и островных дуг Приенисейской зоны в интервале 700-640 млн лет (Верниковский и др., 1994). В последовательности тектонических событий в эволюции Енисейского кряжа изученные проявления основного магматизма могли отражать различные этапы растяжения вдоль западной окраины Сибирского кратона (Likhanov, Santosh, 2017). Образование более примитивных по химическому составу базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. А более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата (менее истощенных горизонтов мантии) на более поздних этапах спрединга (Likhanov, 2022).

В конце неопротерозоя в диапазоне времени 640-600 млн лет океаническая литосфера, фрагментом которой являлись базиты Исаковского террейна, субдуцировала под активную окраину Сибирского континента. Об этом свидетельствует обнаружение в регионе эксгумированных блоков с проявлениями глаукофансланцевого метаморфизма — метаморфизованных комплексов офиолитовых разрезов, формирующихся в зоне палеосубдукции и являющихся ее прямым индикатором. На основании оценок ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраста фенгитов и скорости погружения и эксгумации глаукофансланцевых пород показано, что прогрессивная (погружение) и регрессивная (эксгумация) стадии субдукции имеют разрыв во времени от 20 до 38 млн лет (Fornash et al., 2016). С учетом этих данных предполагаемый возраст процессов субдукции базитов Исаковского террейна, ответственных за формирование глаукофановых сланцев, может отвечать интервалу 640-620 млн лет.

На постсубдукционном этапе при эксгумации глаукофановые сланцы попали в Приенисейскую сдвиговую зону, где подверглись интенсивным деформациям с полной перекристаллизацией субстрата и образованием новых высокобарических минеральных парагенезисов. В результате изотопно-геохронологического датирования биотитов и мусковитов из Grt-Pl-Bt-Ms-Kfs-Qz тектоносланцев было установлено время наиболее позднего импульса динамометаморфических структурно-вещественных преобразований, который произошел в эдиакарии (венде) 595-608 млн лет назад (Лиханов и др., 2013). Выявленный синхронный этап вендских деформационно-метаморфических событий в северном и южном сегментах ПРСЗ маркирует завершающую стадию неопротерозойской истории Енисейского кряжа, связанную с интенсивной

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 1 2024

тектонической переработкой пород меланжа шовной зоны после проявления аккреционно-субдукционных процессов.

Ангаро-Канский блок. На основе геохронологических данных, полученных при изучении гнейсов ПРСЗ, выделяется несколько деформационно-метаморфических этапов в докембрийской эволюции Южно-Енисейского кряжа от позднего палеопротерозоя до венда. Первый этап формирования реликтовых гнейсов (~1.73 млрд лет) соответствует времени проявления гранулит-амфиболитового метаморфизма пород. Эти датировки хорошо согласуются с возрастом формирования аллохтонных гиперстен-ортоклазовых гранитов – чарнокитов Ангаро-Канского выступа (Попов и др., 2020). На втором этапе в результате растяжения коры эти породы подверглись прогрессивному динамометаморфизму с трансформацией от реликтовых к бластомилонитовым гнейсам и образованием комплексов высокобарических тектонитов. Эти процессы контролировались системой дискретных сдвиговых зон, обусловивших многократную деструкцию пород во время трех пиков деформации: 1.54, 1.38 и 1.25 млрд лет. Поздние деформации при тектонической активизации в регионе, связанные с коллизией мезопротерозойских террейнов, произошли в интервале 1.17-1.03 млрд лет назад (Лиханов и др., 2015). Заключительный импульс динамометаморфических структурно-вещественных преобразований ПРСЗ проявлен в эдиакарии (615-603 млн лет) в связи с аккрецией Исаковского и Предивинского островодужных террейнов к западной окраине Сибирского кратона.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Химический состав минеральных фаз определялся в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) (Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS) с помощью ренгеноспектрального микроанализатора Jeol JXA-8100. Для амфиболов общее количество FeO пересчитано на содержания FeO и Fe₂O₃ с учетом стехиометрии. Расчеты составов катионов, включающие стехиометрическую оценку содержания Fe³⁺, проводились с использованием программы MFC (http://cub.geoloweb.ch/). В настоящей статье приведены только выборочные микрозондовые анализы ключевых минералов для интерпретации Р-Т эволюции пород, полная информация по химизму всех породообразующих минералов региона приведена в (Лиханов и др., 2015, 2018б; Likhanov et al., 2018 в Supplementary: Tables 1-5).

Северо-Енисейский блок. Компонентный состав гранатов в метабазитах пиковой ассоциации изменяется в диапазоне: Alm_{55-66} , Prp_{5-11} , Grs_{22-32} , Sps_{5-9} , с $X_{\rm Fe} = 0.84-0.92$ (табл. 1; Likhanov et al., 2018).

Амфиболы представлены роговой обманкой и актинолитом с высокой железистостью ($X_{\rm Fe} = 0.34 -$ 0.53), реже барруазитом с повышенным содержанием Na₂O (до 2.8 мас. %) (табл. 2; рис. 5). Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу с $X_{An} = Ca/$ (Ca+Na+K) = 0.04-0.17. Белая слюда представлена фенгитом с высоким содержанием селадонитового (3.4–3.5 Si в форм. ед.) компонента и (FeO + + MgO) до 5.5 мас. % при незначительных изменениях парагонитовой составляющей ($X_{Na} = 0.03 - 0.08$) (табл. 1; Likhanov et al., 2018). Железистость хлорита варьирует от 0.34 до 0.49. Карбонаты представлены кальцитом с содержанием FeO до 2.8 мас. % и MgO до 1.6 мас. % и железистым (FeO до 10 мас. %) доломитом. Составы акцессорных эпидота, титанита, ильменита и рутила близки к стехиометрическим формулам (Likhanov et al., 2018).

Реликтовые включения глаукофана с максимальным содержанием Na₂O до 7.76 мас. % при содержании CaO = 0.51 мас. % были впервые обнаружены в зернах граната (рис. 3б) и в титаните (рис. 4) (Likhanov et al., 2018). Натровые амфиболы представлены преимущественно глаукофаном и ферроглаукофаном. Содержание Na(M4) в них варьирует от 1.62 до 1.86 форм. ед., железистость – от 0.32 до 0.64 (табл. 2; Likhanov et al., 2018). Иногда наблюдается зональность, проявленная в виде увеличения общей железистости. Мусковиты характеризуются пониженными содержаниями фенгитового компонента (3.35 форм. ед. Si), парагонитовой составляющей X_{Na} = 0.01 и повышенными концентрациями (FeO + MgO) до 6.86 мас. % по сравнению с составами мусковитов в пиковой генерации. Ранний плагиоклаз представлен альбитом, содержащим менее 1% анортитового минала (Likhanov et al., 2018). Химический состав граната на контакте с реликтовыми минералами отличается повышенной железистостью ($X_{\rm Fe} = 0.93 - 0.95$) по сравнению с краями граната из пиковой генерации (табл. 1).

Компонентный состав граната в метапелитовых тектонитах варьирует в более широком диапазоне: *Alm*₆₀₋₇₆, *Prp*₄₋₉, *Grs*₁₄₋₂₈, *Sps*₁₋₇ с незначительным изменением железистости ($X_{\text{Fe}} = 0.88 - 0.95$). Состав плагиоклаза и железистость биотита изменяется в следующих диапазонах: $X_{An} = 0.14 - 0.34$ и $X_{\text{Fe}} =$ = 0.55-0.71 соответственно. Для мусковита характерно высокое содержание фенгитового компонента (3.3-3.4 форм. ед. Si) (Лиханов и др., 2015).

Ангаро-Канский блок. Компонентный состав гранатов в метапелитах варьирует в диапазоне: Alm_{57-72} , Prp_{16-36} , Grs_{5-10} , Sps_{1-5} . Исходные метаморфические породы енисейской серии отличаются более железистыми составами гранатов ($X_{Fe} = 0.7 - 0.82$) и биотитов ($X_{Fe} = 0.35 - 0.5$) в сравнении с менее железистыми гранатами ($X_{Fe} = 0.61 - 0.69$) и биотитами ($X_{Fe} = 0.24 - 0.3$) канской серии, т.е. имеется положительная корреляция между составами пород и минералов. В зоне сдвиговых деформаций

характерны более низкие содержания анортитового минала ($X_{An} = 0.26$ vs $X_{An} = 0.38$) в плагиоклазах бластомилонитов, пониженные концентрации альмандинового (Alm) и спессартинового (Sps) компонента, а также повышенное содержание гроссуляра (Grs) в гранатах в отличие от недеформированных пород (Лиханов и др., 2018б). Слабое уменьшение железистости и Sps в перекристаллизованных гранатах, наблюдаемое в зонах интенсивных деформаций, может быть связано с незначительным увеличением температуры; а существенное повышение содержания Grs компонента граната при одновременном уменьшении X_{An} в плагиоклазах определяется ростом давления. Это свидетельствует о проявлении в зонах разломов более высокобарического метаморфизма.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Минеральная геотермобарометрия

Ангаро-Канский блок. Оценки Р-Т параметров метаморфизма пород Ангаро-Канского блока получены на основе составов породообразующих минералов при совместном использовании взаимосогласованных калибровок и соответствующих моделей смешения для *Grt-Bt* геотермометра (Holdaway, 2000) и двух калибровок для Grt-Rt-Ilm-Pl-Qz (Wu, Zhao, 2006) и Grt-Bt-Pl-Oz (Wu et al., 2004) геобарометров. *P-Т* параметры метаморфизма пород были рассчитаны при совместном использовании геотермометров и геобарометров в пакете MATHEMATICA 5.0. Результаты геотермобарометрии приведены в табл. 3. Ошибки определения Р-Т параметров при совместном использовании таких геотермометров и геобарометров, рассчитанные с учетом аналитических погрешностей и энтальпии реакций, не превышают $\pm 30^{\circ}$ С и ± 0.5 кбар² (Likhanov et al., 2001), что согласуется с неточностями геотермобарометров (Kohn, Spear. 1991).

Расчеты показали, что средние значения *P-T* условий метаморфизма, вычисленные в разных доменах (5.9 кбар/635°С – исходные породы; 7.4 кбар/660°С – бластомилониты), имеют значимые различия по давлению в пределах ошибок метода (табл. 3). Таким образом, наложенные сдвиговые деформации могли привести к локальному обособлению реологически контрастных доменов в зонах тектонитов, где исходные породы подверглись динамометаморфизму с повышением давления на 1.4-1.7 кбар при незначительном повышении температуры на 20-30°С (табл. 3, рис. 6). Низкие величины метаморфического градиента (dT/dz < 10°С/км) и слабое развитие температурной зональности в коллизионных комплексах

² В этом разделе и далее давление традиционно приводятся в кбар вместо системы единиц СИ (100 МПа = 1 кбар).

	11	11	3	3	11	11	11	11	11	3	3	3	3	3
Компо- ненты	Grt	Grt	Grt	Grt	Pl	Ms	Ер	Chl	Pl	Pl	Ер	Chl	Pl	Ms
	ядро	край	ядро	край	вкл.	вкл.	вкл.	вкл.	матр.	вкл.	вкл.	вкл.	матр.	матр.
SiO ₂	37.14	38.63	37.61	37.60	67.80	49.37	38.87	26.90	64.57	69.20	39.27	26.95	67.89	52.23
TiO ₂	0.14	0.15	0.10	0.12	0.02	0.21	0.11	0.06	0.11	0.02	0.15	0.12	_	0.22
Al_2O_3	20.41	20.65	20.24	20.13	19.39	27.37	24.94	20.68	21.89	18.08	27.22	21.15	19.98	26.74
Fe ₂ O ₃	2.03	_	0.83	0.79	0.19	0.91	11.94	0.21	0.10	0.13	8.12	_	0.12	_
FeO	26.46	25.63	27.66	29.50	_	3.48	0.21	19.27	_	_	0.07	19.82	_	2.36
MnO	1.88	2.16	1.99	1.43	-	0.01	0.22	0.07	0.09	_	0.06	0.06	_	0.01
MgO	1.17	2.71	0.92	2.18	0.06	2.56	0.03	20.35	0.06	_	0.05	19.74	0.01	3.18
CaO	10.95	10.13	10.68	7.88	1.78	0.02	22.75	0.02	2.40	0.18	23.25	0.03	0.86	0.02
Na ₂ O	_	0.10	_	0.03	10.14	0.07	0.02	_	10.95	12.33	_	0.01	11.10	0.30
K ₂ O	0.02	0.01	0.02	-	0.17	10.82	0.01	0.01	0.13	0.04	—	0.01	0.05	9.45
Сумма	100.19	100.17	100.05	99.66	99.55	94.82	99.1	87.57	100.3	99.98	98.19	87.89	100.01	94.51
(0)	12	12	12	12	8	11	12.5	14	8	8	12.5	14	8	11
Si	2.97	3.04	3.01	3.02	2.98	3.35	3.03	2.74	2.85	3.03	3.05	2.74	2.97	3.48
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	_	0.01
Al	1.92	1.92	1.91	1.91	1.00	2.19	2.29	2.49	1.14	0.93	2.49	2.54	1.03	2.10
Fe ³⁺	0.12	-	0.05	0.05	0.01	0.05	0.70	0.02	-	-	0.47	-	_	_
Fe ²⁺	1.77	1.69	1.85	1.98	-	0.20	0.01	1.64	-	-	0.01	1.69	_	0.13
Mn	0.13	0.14	0.14	0.10	-	-	0.02	0.01	-	-	_	0.01	_	_
Mg	0.14	0.32	0.11	0.26	-	0.26	-	3.09	-	-	0.01	2.99	_	0.32
Ca	0.94	0.86	0.92	0.68	0.08	-	1.90	-	0.11	0.01	1.93	-	0.04	_
Na	-	0.02	_	-	0.86	0.01	_	-	0.94	1.05	_	-	0.94	0.04
K	-	-	_	-	0.01	0.94	-	-	0.01	-	_	-	0.00	0.80
	0.00	0.00	0.00		4.05	- 00		10.00	- 0	5.00			4.00	6 001
Сумма	8.00	8.00	8.00	8.00	4.95	7.00	7.97	10.00	5.05	5.03	7.97	9.98	4.99	6.881
Fe ^{tot} / (Fe ^{tot} + Mg)	0.93	0.84	0.95	0.89	_	_	_	_	_	_	_	_	_	_
$Ca/(Fe^{tot} + Mg + Ca)$	0.32	0.30	0.31	0.23	_	_	_	_	_	_	_		_	_
X _{Fe}	0.61	0.56	0.62	0.66	-	0.43	_	0.35	_	-	_	0.36	-	0.29
X _{Ca}	0.30	0.28	0.30	0.22	_	_	_	_	_	_	_	_	-	_
$X_{\rm Mg}$	0.04	0.11	0.04	0.09	_	0.57	_	0.65	_	_	-	0.64	-	0.71
X _{Mn}	0.04	0.05	0.04	0.03	-	_	_	_	-	_	_	_	-	_

Таблица 1. Химический состав и структурные формулы минералов метабазитов, обр. 3 и 11, используемые при построении *P*-*T* трендов

Примечание. Вкл. – включение в гранате, матр. – матрикс.

	11	11	3	3	
Компо- ненты	Глауко- фан	Актино- лит	Глауко- фан	Hrb	
	включе- ние	матрикс	включе- ние	матрикс	
SiO ₂	55.38	52.87	54.70	46.60	
TiO ₂	0.03	0.14	0.20	0.39	
Al_2O_3	7.71	7.83	5.28	12.16	
Fe ₂ O ₃	2.86	2.77	6.06	2.63	
FeO	16.41	10.42	15.68	15.32	
MnO	0.13	0.16	0.18	0.25	
MgO	6.98	13.79	6.74	8.67	
CaO	0.52	8.21	1.54	9.04	
Na ₂ O	7.76	2.58	6.66	2.80	
K ₂ O	0.02	0.22	0.03	0.20	
Сумма	97.81	98.99	97.07	98.06	
(0)	23	23	23	23	
Si	7.96	7.43	8.00	6.84	
Ti	—	0.02	0.02	0.04	
Al	1.31	1.30	0.91	2.10	
Fe ³⁺	0.31	0.29	0.67	0.29	
Fe ²⁺	1.97	1.22	1.92	1.88	
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	
Mg	1.50	2.89	1.47	1.90	
Ca	0.08	1.24	0.24	1.42	
Na	2.16	0.70	1.89	0.80	
Κ	—	0.04	0.01	0.04	
Сумма	15.31	15.14	15.14	15.34	
$Fe^{tot}/$ (Fe ^{tot} + Mg)	0.60	0.34	0.64	0.53	
$Mg/(Mg + Fe^{2+})$	0.43	0.70	0.43	0.50	
$X_{\rm Al}({\rm M2})$	0.63	0.36	0.45	0.47	
$X_{Ca}(M4)$	0.04	0.62	0.12	0.71	
$X_{\rm Na}({\rm M4})$	0.93	0.30	0.88	0.25	
$X_{\rm Na}({\rm A})$	0.31	0.10	0.13	0.30	
Si(T12)	7.96	7.43	8.00	6.84	
$Al^{IV}(T1)$	0.04	0.58	0.00	1.16	
Σ	8.00	8.00	8.00	8.00	

Таблица 2. Химический состав и структурные формулы амфиболов метабазитов, обр. 3 и 11

связывают с относительной кратковременностью событий и тепловой инерцией относительно давления (Likhanov et al., 2004).

Северо-Енисейский блок. Величины Р-Т условий формирования пород метапелитового состава были рассчитаны при совместном использовании Grt-Bt геотермометра (Perchuk, Lavrent'eva, 1983) с Grt-Bt-*Pl-Qz* геобарометром (Wu et al., 2004) и с помощью Grt-Ms геотермометра и Grt-Ms-Pl-Oz геобарометра (Wu, Zhao, 2006). Для более высокотемпературных метабазитов, образованных при $T \ge 500^{\circ}$ С, термодинамические данные получены с использованием калибровки и соответствующих моделей составактивность для Amp-Pl геотермометра (Holland, Blundy, 1994) и Grt-Amp-Pl геобарометра (Dale et al., 2000). Для независимого контроля *P-T* параметров эти значения сопоставлялись с оценками давлений и температур, полученными с помощью фенгитового (Massonne, Schrever, 1987), Grt-Amp-Pl-Oz геобарометров (Kohn, Spear, 1989, 1990) и двух эмпирических Na-Ca Amp-Pl (Spear, 1980) и Na-Ca Amp-Pl-Chl-Ep-Qz (Triboulet, 1992) геотермобарометров. Для оценки достоверности результатов геотермобарометрии эти Р-Т значения, с учетом точности определений. сопоставлялись с таковыми, полученными при использовании программы THERMOCALC 3.2 (Powell, Holland, 1994), базирующейся на согласованных базах термодинамических данных для миналов (Holland, Powell, 1998). Расчеты активностей миналов для THERMOCALC проводились с помощью программы АХ2. Результаты минеральной геотермобарометрии приведены в табл. 4 и на рис. 6. Расчеты показали значимые различия параметров метаморфизма для различных генераций пород в пределах погрешности методов.

Р-Т параметры допиковой ассоциации метаморфизма, представленной фазами-включениями и контактирующего с ними граната, нельзя оценить с использованием вышеприведенного набора геотермобарометров, откалиброванных при $T \ge 500^{\circ}$ C. Другие независимые геотермобарометры для рассматриваемых пород отсутствуют. Тем не менее отсутствие некоторых индекс-минералов помогает ограничить *P*-*T* условия формирования более низкотемпературных метабазитов. Отсутствие во включениях Na-пироксена (омфацита или жадеита) указывает на то, что давление было менее 9-10 кбар (El-Shazly, 1994). Отсутствие метаморфической роговой обманки свидетельствует о том, что температура не превышала 500°С (Winkler, 1976). Отсутствие олигоклаза/анортита позволяет еще больше ограничить температуру метаморфизма, не более 450-500°С (Maruyama et al., 1996). В связи с дефицитом геотермобарометров для оценки *P*-*T* параметров пород низких ступеней метаморфизма наиболее перспективен метод "средних *P*-*T*", который на базе внутренне

согласованных термодинамических данных позволяет рассчитать их для независимого набора мультиминеральных равновесий. Согласованная термодинамическая база едина для высоко- и низкотемпературных минеральных равновесий, и это позволяет корректно провести сравнение условий формирования различных метаморфических пород. Причем, точность определения *P-T* при помощи программы THERMOCALC в настоящее время превосходит другие описанные методы. Например, рассчитанная максимальная ошибка при построении изоплет состава некоторых зональных минералов в псевдосечении не превышает 0.3 кбар и 10°C (Kelsey, 2008).

P-T параметры допиковой ассоциации, полученные с использованием программы THERMO-САLС, оцениваются в 8.9 кбар/441°С для обр. 3/1 и 7.9 кбар/433°С для обр. 11/1 (табл. 4, рис. 6). Эти оценки соответствуют условиям формирования глаукофановых сланцев на петрогенетической решетке для метабазитов железистого состава (Evans, 1990). Отсутствие во включениях метаморфической роговой обманки, олигоклаза и Na-пироксена указывает на то, что температуры метаморфизма не превышали 450°С при давлении менее 9-10 кбар (Maruyama et al., 1996). Кульминационные термодинамические условия в тектонитах шовной зоны, рассчитанные по составу минералов матрикса и контактирующей с ними каймы граната с помощью геобарометров и программы THERMOCALC, характеризуются параметрами 10-11 кбар/560-600°С для обр. 11 и 14-16 кбар/620-640°С для обр. 3 (табл. 4, рис. 6), что свидетельствует о наложении более высокотемпературных и высокобарических минеральных ассоциаций на ранние парагенезисы в сдвиговых зонах. Отсутствие глаукофана в пиковом парагенезисе объясняется его замещением роговой обманкой в ходе динамометаморфизма при температуре около 500°С (Ernst, 1988).

Чтобы уточнить *P*-*T* параметры, которые преобладали при образовании метабазитов обр. 11 и 3, наблюдаемые минеральные ассоциации и составы минералов ранее сравнивались со стабильностью полей и составом фаз (т.е. с минеральными изоплетами) в псевдосечениях *P*-*T*-*X* (Likhanov et al., 2018). Псевдосечения были рассчитаны с помощью программы THERMOCALC и внутренне согласованной термодинамической базы данных в версии 5.5 для системы Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH). Было показано, что наблюдаемая ассоциация гранат + роговая обманка + актинолит + хлорит + эпидот + + мусковит + кварц в матриксе обоих образцов стабильна при 500-550°С и 12-14 кбар для обр. 11 и 550-600°С и 12-15 кбар для обр. 3. Область *P-T* параметров для пиковой ассоциации сравнительно хорошо определяется по отсутствию клинопироксена. Р-Т параметры, вычисленные при помощи

Таблица 2. (Окончание)

	11	11	3	3	
Компо- ненты	Глауко- фан	Актино- лит	Глауко- фан	Hrb	
	включе- ние	матрикс	включе- ние	матрикс	
Al ^{VI} (M2)	1.27	0.72	0.91	0.94	
Fe ³⁺ (M2)	0.31	0.29	0.67	0.29	
Ti(M123)	_	0.02	0.02	0.04	
Mg(M123)	1.50	2.89	1.47	1.90	
Fe ²⁺ (M123)	1.93	1.09	1.92	1.83	
Mn(M123)	_	_	0.02	_	
Σ	5.00	5.00	5.00	5.00	
Mn(M4)	0.02	0.02	_	0.03	
Fe ²⁺ (M4)	0.05	0.14	_	0.05	
Ca(M4)	0.08	1.24	0.24	1.42	
Na(M4)	1.86	0.61	1.76	0.50	
Σ	2.00	2.00	2.00	2.00	
Na(A)	0.31	0.10	0.13	0.30	
K(A)	_	0.04	0.01	0.04	
□(A)	0.70	0.86	0.87	0.66	
Σ	1.00	1.00	1.00	1.00	

псевдосечений и с использованием методов минеральной геотермобарометрии, в целом хорошо согласуются между собой. Все *P-T* тренды имеют почти одинаковые наклоны для проградного участка метаморфизма и отличаются главным образом длиной *P-T* траектории эволюции метаморфизма.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ *Р-Т* ЭВОЛЮЦИИ: ВОЗМОЖНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Результаты геотермобарометрии, полученные с использованием классических геотермобарометров, методами мультиравновесной геотермобарометрии и фазовых диаграмм, показали видимые различия по *P-T* параметрам формирования тектонитов шовной зоны, что свидетельствует о существенной неоднородности и контрастности проявления деформаций вкрест и по простиранию ПРСЗ. В целом формирование бластомилонитов на разных участках происходило с повышением давления от 2–3 до 5–6 кбар при незначительном повышении температуры (табл. 4, рис. 6). Более интенсивно деформированные тектониты, приуроченные к приразломным зонам или полосам локализации деформаций, показывают повышенные



Рис. 5. Классификационные диаграммы Si–Na(M4) (а) и Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al)–Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) (б), показывающие химический состав амфиболов из метабазитовых тектонитов. Номенклатура амфиболов по (Leake et al., 1997). Глаукофан обнаружен только во включениях в гранате и титаните, тогда как составы других амфиболов в матриксе находятся в области перехода от барруазита/катофорита к магнезиальной роговой обманке.

значения давления (10–16 кбар в метабазитах и 8–13 кбар в метапелитах) в сравнении с фоновыми (литостатическими) значениями (6–8 кбар), определенными для менее деформированных участков гаревского комплекса (Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2021).

Максимальное превышение давления (до 5 кбар) отмечено в породах метабазит-ультрабазитового блока (обр. 3), залегающих внутри зоны серпентинитового меланжа на границе Сибирского кратона и Исаковского островодужного террейна. Интенсивная деформация пород приводила к практически полной перекристаллизации субстрата и образованию новых высокобарических минеральных парагенезисов в условиях фации амфиболовых эклогитов (рис. 6). Поэтому отчетливая запись ранних процессов формирования глаукофановых сланцев была стерта и сохранилась только в виде реликтовых включений в минералах поздних метаморфических этапов. Формирование этих бластомилонитов в ходе наложенных сдвиговых деформаций происходило с максимальным повышением давления на 3-5 кбар с одновременным ростом температуры на 180-240°С. Прогрессивное увеличение *P*-*T* параметров в ходе перекристаллизации вещества, контролируемой деформацией, хорошо согласуется с вычисленной траекторией с ходом "по часовой стрелке". Подобный механизм хорошо объясняет наблюдаемые микротекстурные и химические особенности изученных пород. Дополнительным источником тепла для проградного метаморфизма мог служить диссипативный разогрев пород при вязких деформациях (Burg, Gerva, 2005; Burg, Schmalholz, 2008; Полянский и др., 2021).

Выявленные различия в *P-T* параметрах метаморфизма между сильно- и слабодеформированными породами и конфигурации *P-T-t-d* трендов, рассчитанные с использованием минеральной геотермобарометрии и псевдосечений в системе NCKFMASH, можно интерпретировать в рамках геодинамических моделей, контролируемых разными тектоническими механизмами.

(1) Рост литостатического давления мог являться результатом нормального погружения протолита метапелитовых бластомилонитов с ростом давления и температуры. При погружении пород в этом случае происходило бы повышение температуры минимально на 100-120°C, если принять градиент давления 1 кбар/3.7 км и температурный градиент 15-20°C/км, что противоречит вышеприведенным термобарометрическим данным.

(2) Увеличение давления в зоне сдвига могло быть обусловлено дифференциальным движением блоков земной коры, эксгумированных с различной глубины (Beaumont et al., 2001). Однако модель "последовательного структурного сдвига" не имеет в данном случае таких геологических свидетельств, как тектонические контакты и высокие латеральные градиенты температуры между породами соседних блоков.

(3) Увеличение литостатического давления могло происходить под действием магматической "нагрузки" вблизи интрузивного тела, величина избыточного давления оценивается до 5 кбар по данным (Brown, 1996). В отличие от указанного примера в ПРСЗ не наблюдается пространственно-временной связи областей избыточного давления с наличием какого-либо плутона. Кроме того, в этом случае должно иметь место значимое

Полонали	Реликтовые гнейсы							
параметры	14-1*	14-2	14-8	06-3	06-1			
<i>Т°</i> С/ <i>Р</i> , кбар * <i>T°</i> С/ <i>Р</i> , кбар	Г°С/Р, кбар 5.8/657 Г°С/Р, кбар 5.9/648		5.6/6556.0/6515.6/6406.2/626		5.7/615 5.8/572			
Тектониты								
<i>Т</i> °С/ <i>Р</i> , кбар	7.3/674	6.8/673	7.4/664	8.2/645	7.3/634			

Таблица 3. Оценки *P-T* условий метаморфизма реликтовых гнейсов и тектонитов Ангаро-Канского блока пород по минеральным геотермобарометрам

Примечание. $T^{\circ}C/P$, кбар и $T^{\circ}C/P$, кбар – значения *P*-*T* параметров, полученные при совместном решении *Grt-Bt* геотермометра (Holdaway, 2000) с *Grt-Bt-Pl-Qz* (Wu et al., 2004) и *Grt-Rut-Ilm-Pl-Qz* (Wu, Zhao, 2006) геобарометрами, соответственно.

*Номер образца.

Таблица 4. Оценки *P-T* условий динамометаморфизма тектонитов и регионального метаморфизма по минеральным геотермобарометрам и THERMOCALC

		<i>Т</i> °С/ <i>Р</i> , кбар	<i>Р</i> , кбар	<i>Р</i> , кбар	<i>Т</i> °С/ <i>Р</i> , кбар	<i>Т</i> °С/ <i>Р</i> , кбар	<i>Т</i> °С/ <i>Р</i> , кбар
Номер образца	Минеральная ассоциация	Grt-Pl- Amp-Qz	Grt-Pl- Amp-Qz	(Si B Ph)	Grt-Ms- Pl-Qz	Grt-Bt- Pl-Qz	THERMO CALC
		1/2	3	4	5	6/7	8
		Me	табазиты				
		10	КТОНИТЫ	1	I	1	I
1	Grt-Amp-Pl-Chl-Ep-Spn	537/7.7	9.13	8.6 (3.30)			600/8.9
2	Grt-Amp-Pl-Ph-Pg-Ep-Spn-Cb-Chl-Rt	657/12.4	12.7	12.6 (3.4)			672/11.4
3	Grt-Amp-Pl-Spn-Ilm-Zo-Ph	625/14.0	15.4	14.8 (3.5)			633/16.0
4	Grt-Amp-Pl-Spn	642/11.8	12.3				693/10.9
11	Grt-Amp-Pl-Ep-Chl-Spn-Rt	563/10.5	10.4				602/11.1
	Реликт	говые голу	бые слані	ЦЫ			
3/1	Grt-Gln-Ab-Ph-Ep						441/8.9
11/1	Grt-Gln-Ab-Ph-Ep			7.5 (3.35)			433/7.9
	Метабазиты*		7.7	-8.3			
		Метапел	ИТЫ				
		Тектони	ИТЫ				
5	Grt-Pl-Ms-Chl-Qz			12.4 (3.4)	586/12.8		
6	Grt-Pl-Bt-Ms-Kfs-Qz			8.8 (3.3)	574/8.4	612/8.8	
7	Grt-Pl-Bt-Ms-Qz			11.1 (3.4)	614/11.4	576/11	
8	Grt-Ms-Pl-Qz			9.5 (3.3)	627/9.3		
9	Grt-Pl-Bt-Ms-Qz			8.3 (3.2)	570/8.7	591/9.0	
10	Grt-Ms-Pl-Qz			9.0 (3.3)	554/9.4	,	
	Метапелит		580-630	/7.1-8.2			

Примечание. Геотермобарометры: 1 – (Holland, Blundy, 1994), 2 – (Dale et al., 2000), 3 – (Kohn, Spear, 1989,1990), 4 – (Massonne, Schreyer, 1987), 5 – (Wu, Zhao, 2006), 6 – (Perchuk, Lavrent'eva, 1983), 7 – (Wu et al., 2004), 8 – результаты, полученные методом "средних *P-T*" по программе THERMOCALC (Powell, Holland, 1994). В конце каждой группы пород приведены *P-T* параметры фонового регионального метаморфизма для исходных пород – метабазитов* и метапелитов** по (Козлов и др., 2012; Лиханов и др., 2021).



Рис. 6. *Р-Т* условия и *Р-Т* тренды эволюции метаморфизма для исходных пород и тектонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны.

1, 2 – Р-Т области исходных гнейсов и развитых по ним тектонитов для пород Заангарья (светло-коричневые) и Ангаро-Канского блока (сиреневые эллипсы): 3. 4 – усредненные по всем использованным геотермобарометрам *Р-Т* тренды (жирные стрелки) эволюции стресс-метаморфизма со значениями метаморфического градиента. Для метабазитов обр. 3 и 11 с $dT/dH = 15^{\circ}C/км$) и $dT/dH = 20^{\circ}C/км$ соответственно, *P-T* тренды получены методом "средних *P-T*" по программе THERMOCALC; 5 – локальные вариации (тонкие стрелки) Р-Т параметров между реликтовыми гнейсами и тектонитами в разных доменах пород Ангаро-Канского блока; штрихпунктирные линии – положение моновариантных равновесий полиморфов Al₂SiO₅ и равновесия альбит = = жадеит + кварц; точечные линии - границы метаморфических фаций для метабазитовой системы, по (Ernst, 2010), где сланцы: зеленые - 3С, голубые -ГС; эпидотовые амфиболиты - ЭАМФ, амфиболиты – АМФ, гранулиты – ГР, кианитовые гранулиты – КГР, эклогиты – ЭКЛ.

повышение температуры пород за счет магматического тепла, что не согласуется с реконструкциями *P*-*T* эволюции.

Исходя из результатов термобарометрии и вычисленных *P-T* трендов, поздний этап метаморфизма не сопровождался существенным увеличением температуры и происходил в условиях очень низкого геотермического градиента ($dT/dH < 10^{\circ}$ С/км). Поэтому необходимо предложить такой механизм, при котором рост давления происходил в условиях, приближающихся к изотермическим. Это

возможно при быстром надвиге/поддвиге блоков при коллизии с последующей быстрой эксгумацией пород (Коробейников и др., 2006; Лиханов, 2020; Jamieson et al., 2002). Теплофизические модели (Shi, Wang, 1987; Karabinos, Ketchman, 1988) показали, что породы нижней плиты приразломной структуры могут подвергаться изотермическому погружению только при повышенной скорости надвига верхней плиты порядка нескольких сотен метров за миллион лет. В соответствии с моделью тектонического утолшения земной коры в результате тепловой инерции температура погруженных на глубину пород не успевает повыситься до равновесной, прежде чем они оказываются поднятыми к поверхности. В этом случае продолжительность постколлизионной эксгумации обычно не превышает 15-20 млн лет. что соответствует быстрой скорости подъема метаморфических пород около 500-700 м/млн лет (Likhanov et al., 2015). Эти значения хорошо согласуются со скоростью эксгумации (400 м/млн лет), рассчитанной для коллизионных метаморфических комплексов Заангарья Енисейского кряжа, по результатам термомеханического численного моделирования (Likhanov et al., 2004).

При тектонической интерпретации надвиговых структур Новой Англии в США авторы (Spear et al., 2002) продемонстрировали, что изотермическое погружение могло происходить в средней плите, расположенной между нижней и верхней плитами, если движение по разломам происходило одновременно. Температуры в такой плите при этом остаются относительно постоянными, так как прогрев сверху уравновешивается остыванием снизу. Однако для применения этой модели к рассматриваемому случаю необходимо, чтобы под континентальной плитой находились аллохтонные породы, разделенные еще одним разломом, что противоречит геологической ситуации в регионе.

Также несостоятельна для интерпретации метаморфической эволюции региона модель субизотермического увеличения давления при быстром надвиге пластин с контрастной теплопроводностью и теплогенерацией за счет радиоактивных источников тепла, разработанная для случая коллизионного метаморфизма вблизи Панимбинского надвига Енисейского кряжа (Лиханов и др., 2001).

Так как большинство из приведенных выше моделей не подкреплены геологическими и структурными наблюдениями для изученных пород, мы рассматриваем альтернативный механизм, предусматривающий значительные превышения давления. Имеющиеся оценки отклонения давления от литостатического, т.е. наличие избыточного тектонического давления из-за девиаторного напряжения, указывают на распространенность подобных явлений в различных временных и пространственных масштабах при метаморфизме и конвергентных процессах, включая столкновение плит (Gerya, 2015). В рассмотренных случаях величины избыточного давления могут сильно изменяться и достигать до 100% от величины литостатического (Pleuger, Podladchikov, 2014) в зависимости от реологии и природы деформированных пород. Реологическая гетерогенность деформирующихся блоков имеет тенденцию усиливать избыточное давление (Schmalholz, Podladchikov, 2014), что наиболее характерно для реологически жестких (сухих) блоков мантийной литосферы (Burov, Yamato, 2008; Faccenda et al., 2009). Однако есть свидетельства, что и небольшие локальные тектонические напряжения могут также способствовать генерации сверхдавлений в бластомилонитах (Li et al., 2010), что подтверждает представления о роли тектонического стресса как дополнительного термодинамического фактора метаморфических преобразований в шовных зонах земной коры.

Наши термобарометрические исследования показывают, что оценки *P-T* параметров значительно различаются между тектонитами непосредственно внутри ПРСЗ и менее деформированными породами на удалении от нее (табл. 3, 4, рис. 6). Установленные вариации давления могли быть вызваны локальной сдвиговой деформацией в неоднородной среде на позднем этапе метаморфической эволюции.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИМИНЕРАЛЬНОГО ГРАНАТ-АМФИБОЛОВОГО АГРЕГАТА ИЗ БЛАСТОМИЛОНИТОВ ПРСЗ

Для тектонитов Ангаро-Канского и Северо-Енисейского Исаковского и гаревского блоков методами геотермобарометрии установлены два параллельных тренда с ростом давления и почти постоянной температурой (рис. 6). В тектонитах Заангарья и Ангаро-Канского блока локально фиксируются повышенные значения давления в сравнении с фоновыми (литостатическими), определенными для менее деформируемых участков. В исследуемых породах были обнаружены новообразованные высокобарические минеральные ассоциации в условиях фации амфиболовых эклогитов. Из геологических данных следует, что изменения *P-T* параметров происходили в условиях транспрессии на постсубдукционном этапе, в связи с чем возникает вопрос о механизме генерации высокого давления. Поэтому для обоснования пиковых параметров метаморфизма требуется привлечение подходящей модели, альтернативной субдукционной. В работах (Лиханов, 2020, 2021) было высказано предположение, что локальные касательные напряжения могли быть причиной давления, превышающего литостатическое. Мы считаем, что, как и в отношении температуры, минеральная ассоциация фиксирует общее давление (включая

его нелитостатическую компоненту), независимо от причин, которые его создали. Таким образом, тождественность величин термодинамического и давления, определяемого из тензора напряжений (динамического), в настоящей работе не оспаривается. Для проверки этой гипотезы нами разработан новый подход для описания поведения поликристаллического агрегата, который на основе численного моделирования методами МДТТ позволяет описать условия генерации сверхдавления.

Разработаны две термомеханические численные модели поведения полиминерального агрегата в масштабе шлифа с характерным размером 1×1 см. Первая модель построена для описания эволюции глаукофансодержащих метабазитов Исаковского террейна (Северо-Енисейский кряж) и соответствует *P-T* трендам с градиентами 15– 20°С/км (красные стрелки на рис. 6). Вторая модель отражает эволюцию бластомилонитов в условиях сдвиговых деформаций и соответствует трендам с градиентами <10°С/км на *P*–*T* диаграмме для бластомилонитов Заангарской и Ангаро-Канской зоны тектонической пластины ПРСЗ (рис. 6).

Цель моделирования состоит в том, чтобы показать, как распределяются напряжения, деформации и давление, испытываемые полиминеральной средой при двух возможных сценариях:

 в условиях постоянного всестороннего однородного давления (9 кбар) и нагревания от 400 до 650°С при отсутствии внешних наложенных деформаций (модель a);

 под воздействием сдвиговых деформаций в течение геологически значимого интервала времени (1 млн лет) и последующей релаксации при постоянном внешнем давлении и температуре (модель б).

Расчетная область в обеих моделях представляет собой цифровой образ изображений шлифов бластомилонитов. Начальная конфигурация модельной среды в двух вариантах показана на рис. 7. Модели (а) и (б) полиминерального агрегата, состоящего из шести минеральных фаз Grt₁, Grt₂ гранаты первой и второй генерации, *Bt* – биотит, *Pl* – плагиоклаз, *Атр* – амфибол, *Qz* – кварц, построены на основе изображений шлифов гранат-амфиболовых бластомилонитов, приведенных на рис. Зе и Зв соответственно. В модели (а) дополнительно рассмотрено влияние наличия мелких включений плагиоклаза, фенгита, амфибола в гранатах первой генерации (крупные зерна на рис. 3а). В качестве аналогов природным гранатам первой и второй генерации мы использовали данные по свойствам граната состава *Pyr*₂₃*Alm*₂₀*Grs*₅₇, содержащего до 300 мас. % H₂O (Xu et al., 2013), и состава $Pyr_{31}Alm_{32}Grs_{37}$ (Mei et al., 2010) соответственно.

Решалась система уравнений в двухмерной постановке, включающая уравнение механического



Рис. 7. Две цифровые модели, используемые для термомеханического 2D-моделирования напряженно-деформированного состояния. Полиминеральный агрегат состоит из шести минеральных фаз (шкала обозначений слева): $Grt_1 u Grt_2$ – гранаты первой и второй генерации, *Bt*, *Pl*, *Amp* и *Qz*. Размер модельной области 1 × 1 см.

(а) Модель бластомилонита из Ангаро-Канского блока (обр. 06—1). Показаны граничные условия при отсутствии сдвиговых деформаций. Нижняя и левая границы являются горизонтальной и вертикальной осью симметрии, соответственно, правая и верхняя границы изобарические, подвижные. (б) Модель гранат-амфиболового бластомилоита Северо-Енисейского кряжа (обр. 3). Граничные условия правостороннего сдвига в условиях постоянного внешнего давления (P) и температуры с заданной скоростью перемещениями (V) на боковых границах (горизонтальные стрелки).

равновесия, уравнение теплопроводности и определяющее соотношение, которое описывает реологические свойства материалов. Рассматривалась 2D-постановка связной термомеханической задачи

в приближении плоских деформаций. Численное моделирование выполнялись с использованием пакета программ MSC. Магс с учетом реологических свойств минеральных фаз. Использовалась комбинированная вычислительная сетка из 24 тыс. плоских 3- и 4-угольных элементов с 12 тыс. узлов, средний размер элемента равен 0.1 мм. Подробные формулировки уравнений и описание численного метода приведены в работах (Коробейников и др., 2000; Полянский и др., 2010; Reverdatto et al., 2019) и здесь не повторяются. Реологическое поведение метаморфической породы при умеренных и высоких *P-T* параметрах описывается законом течения упруго-вязко-пластического тела аналогично (Полянский и др., 2012). Для описания пластического поведения использована модель материала с функцией текучести Друкера-Прагера в виде:

$$f(\sigma) \equiv \alpha J_I + J_{II}^{\frac{1}{2}} - \frac{\sigma_y}{\sqrt{3}} = 0, \qquad (1)$$

модифицированная для закона пластичности Мизеса, где $J_I \, u \, J_{II}$ – первый и второй инвариант тензора напряжений, $\alpha \, u \, \sigma_y$ – эмпирические константы, аналогичные параметрам сцепления и угла трения в законе Кулона–Мора (Коробейников и др., 2011).

Для описания дислокационной ползучести (крипа) использовался закон течения для модели материала Максвелла (Ranalli, 1995) в виде:

$$\dot{\overline{\varepsilon}}^{c} = 3^{-\frac{n+1}{2}} 2^{1-n} A \overline{\sigma}^{n} e^{\frac{H}{RT}}, \qquad (2)$$

где $\bar{\epsilon}^c$ – скорость деформации крипа, $\bar{\sigma}^n$ – дифференциальное напряжение, A – масштабный коэффициент, n – показатель нелинейности (n = 1 для ньютоновой вязкости), H – энергия активации деформации. Температурная зависимость дифференциального напряжения, способного поддерживаться в конкретной минеральной фазе, приведена на рис. 8, реологические коэффициенты фаз использованы согласно (Wang et al., 2020 и ссылки там). Другие теплофизические свойства минеральных фаз характеризуются параметрами, указанными в табл. 5.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Модель однородного давления в отсутствии деформаций сдвига

Данная модель разработана с целью оценки величины возникающих напряжений при нагревании в отсутствие наложенных деформаций сдвига. Цифровая модель соответствует текстуре породы, показанной на рис. За, граничные условия задачи приведены на рис. 7а. Учитывалось наличие включений плагиоклаза, фенгита и других минералов в центрах гранатов первой генерации, моделирующее зональность порфиробластов граната на рис. 36. Начальные условия модели соответствуют *P-T* параметрам субдукционного этапа (9 кбар, 400°С), показанным трендами с градиентами 15 и 20°С/км на рис. 6. В этой модели граничные условия задаются посредством приложения давления к верхней и правой границам области, которые способны перемещаться в зависимости от давления. На левой и нижней границах выполняется условие симметрии, тем самым предполагается периодическая структура полосчатого гранат-амфиболового агрегата бластомилонита.

Задавалось нагревание объема среды от 400 до 650°С. Результаты моделирования приведены на рис. 9. Показаны поля распределения давления (рис. 9а, 9б), эквивалентных деформаций пластичности (рис. 9в) и эквивалентных деформаций ползучести (рис. 9г) на момент окончания нагревания до температуры 650°С. Цветом показаны области превышения давления над литостатическим, светло-серые области на рис. 9а, 9б – участки не превышающие литостатическое давление.

Фрагмент модели постоянного давления без деформаций сдвига, в которой учитывается наличие включений, приведен на рис. 96. Показано поле неоднородного давления в диапазоне выше литостатического (цветовая шкала в кбар), в сером поле вне гранатов давление не превышает литостатическое. Наблюдается зональность в распределении параметра давления: близкое к литостатическому (9 кбар) в ядерной части граната и повышенное (14–15 кбар) – в краевой.

В терминах механики сплошных сред давление равно среднему значению главных компонент (т.е. первому инварианту) тензора напряжений:

$$P = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}.$$
 (3)

При росте температуры объем вещества увеличивается ввиду теплового расширения, таким образом, все деформации в среде определяются термической релаксаций вещества на изменение температуры. Ввиду различия в коэффициентах теплового расширения и реологических параметров крипа в разных минералах напряжение и, следовательно, давление и деформации распределены неравномерно. Максимальные деформации испытывают наиболее пластичные материалы: кварц в режиме ползучести (крипа) и биотит в режиме пластичности. Гетерогенное распределение деформаций в полиминеральном агрегате определяется различием в прочности минеральных фаз, характеризующейся кривыми напряжения крипа на рис. 8.

Зерна граната второй генерации (мелкие гранаты и краевые части более крупных) ведут себя как концентраторы высоких напряжений и давления. В крупных гранатах, ядра которых представляют первую генерацию, а каймы — вторую, в краевых

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 1 2024



Рис. 8. Экспериментальные кривые, приведенные для скорости деформаций $\varepsilon = 10^{-13}$ (1/с) в законе течения (2), показывающие зависимость напряжения от температуры для минеральных фаз, применяемые в моделях. Использованы экспериментальные данные зависимостей напряжение—скорость деформации для мономинеральных агрегатов из работ, указанных в легенде (Wang et al., 2020; Полянский и др., 2022).

частях зерен наблюдаются повышенные значения давления (рис. 9а, 9б).

Модель изотермических сдвиговых деформаций

В отличие от предыдущего варианта во второй модели рассматривалась задача генерации напряжений при деформации сдвига при постоянной температуре. Согласно оценкам параметров метаморфизма, по минеральным равновесиям задавалась температура 600°С при всестороннем давлении 7 кбар. Начальные параметры этой модели соответствуют фоновым значениям параметров регионального метаморфизма (табл. 4), т.е. начальным параметрам трендов с градиентами <10°С/км (рис. 6).

Здесь, во второй модели, режим сдвиговых деформаций задается с помощью кинематических условий на боковых границах. Рассматривается условие правостороннего сдвига со скоростью перемещения верхней и нижней границы области ± 0.5 мм/млн лет относительно неподвижных точек в серединах правой и левой боковых границ. Такая скорость соответствует относительному смещению 1 км при ширине сдвиговой зоны 10 км, что соответствует структурным параметрам ПРСЗ.

Результаты моделирования приведены на рис. 10 в виде полей распределения давления (10а, 10г), эквивалентного напряжения (10б, 10д) и деформации

Мине- рал	Плот- ность	Модуль Юнга	Коэф. Пуас- сона	Тепл. расши- рение	Тепло- прово- дность	Тепло- емкость	Параметры крипа			Предел пластич- ности*
	ρ, кг/ м ³	Е, ГПа	ν	α (1e-5 1/K)	λ, Вт/м К	С _р , Дж∕ кг К	$\begin{array}{c} A, \\ \Pi a^{-n} c^{-1} \end{array}$	Н, кДж/ моль	п	σ _γ , МПа
Grt_1	4324	234	0.275	4	5.31	693	1.e-32	215	4.5	_
Grt_2	3593	270	0.23	3.9	3.56	693	2.50e-19	280	3	_
Bt	2804	55.6	0.325	1.3	2.02	819	1.00e-138	51	18	50
Pl	2635	77	0.285	4.6	1.35	780	3.16e-20	235	3	_
Amp	3200	137	0.26	2.8	1.6	807	6.30e-27	244	3.7	_
Qz	2711	946	0.127	6.9	4.3	742	4.00e-21	134	2.6	_

Таблица 5. Теплофизические свойства минералов указаны для 1 ГПа и 500°С, согласно соотношениям в (Hacker, Abers, 2004)

Примечание. Параметры крипа указаны для температурно-зависимого, степенного закона ползучести (крипа) (соотношение 2), где A, H, n – реологические коэффициенты, согласно (Wang et al., 2020 и ссылкам там). Состав гранатов $Pyr_{23}Alm_{20}Grs_{57}$ (Grt_1) и $Pyr_{31}Alm_{32}Grs_{37}$ (Grt_2) (Xu et al., 2013; Mei et al., 2010).

*Предел пластичности Мизеса биотита по (Shea, Kronenberg, 1992).

ползучести (крипа) (10в, 10е). На рис. 10а, 10г показано поле распределения давления, рассчитанного по уравнению (3), которое интересно сравнить с полученными оценками пикового давления с помощью традиционной минеральной термобарометрии. Эти оценки составляют 11-15 кбар в метабазитах и 8–13 кбар в метапелитах (Лиханов и др., 2021). Отметим, что сверхлитостатическое давление охватывает участки зерен граната, плагиоклаза, амфибола, биотита, т.е. фиксируется в минералах, используемых для геобарометрии (см. табл. 4). Области развития максимального давления (темно-серые участки) соответствуют приконтактовым зонам вокруг граната и контролируются ориентацией главных максимальных напряжений. Там, где зерна гранатов расположены вдоль направления максимальных главных напряжений (СЗ-ЮВ направление в координатах шлифа), можно видеть полосы повышенных значений давления. Основная деформация происходит вдоль границ пластинок биотита и амфибола, расположенных параллельно направлению сдвига.

На рис. 11а приведена увеличенная область центральной части рис. 10г с целью детализации картины распределения давления между минеральными фазами. Максимальные значения давления (не менее 18 кбар) достигаются в области между порфиробластами граната, которую занимают минералы матрикса (рис. 11б). В пределах порфиробластов наблюдается зональное распределение давления, с пониженным значением в ядерной части и повышенным — в краевой. В крупных гранатах зональность может не быть концентрической, разделяя зерно на высокобарную и низкобарную область.

Важным вопросом является не только способ генерации сверхдавления в деформированных породах, но и способность поддерживать высокое давление в течение интервала времени, достаточного для его фиксации в стресс-метаморфических минералах. Для этого было проведено тестирование модели при конечной длительности деформации сдвига. Производился расчет, когда деформирование продолжалось 1 млн лет, а затем следовал этап релаксации в течение 2 млн лет в неподвижной среде. На рис. 11в показана эволюция локального динамического давления в точках зерен минералов граната (2, 3, 4), плагиоклаза (1, 7), амфибола (5, 6) и биотита (8, 9), участвовавших при оценках термодинамического давления по геобарометрам (табл. 4). Рассчитанные модельные значения давления могут рассматриваться как результат виртуальной (численной) геобарометрии и сравниваться с традиционным методом минеральных равновесий.

Эволюционные кривые на рис. 11в состоят из двух сегментов – начальные отрезки отражают повышение давления в ходе сдвиговой деформации в интервале от 0 до 1 млн лет (прогрессивный этап), после прекращения деформаций кривые характеризуют снижение давления за счет релаксации напряжений во всех минеральных фазах (регрессивный этап). В течение 2 млн лет устанавливается квазистационарное состояние за счет деформаций крипа по границам и внутри зерен, происходит релаксация напряжений и, соответственно, давления. Пиковые модельные значения давления в разных минеральных фазах составляют от 9 до 18 кбар и затем постепенно снижаются до 9–14.5 кбар. Разница между пиковым давлением





Рис. 9. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния в поликристаллическом агрегате с учетом наличия включений плагиоклаза и фенгита в гранатах первой генерации при нагревании от 400 до 600°C, внешнем давлении 9 кбар, в отсутствии деформаций сдвига.

(а) Поле распределения давления (среднего главных компонент тензора напряжений), варианты модели с реологией граната (Mei et al., 2010). (б) Фрагмент модели рис. 7а. Показано поле неоднородного давления в диапазоне выше литостатического в цветовой гамме; в сером поле вне порфиробластов граната давление не превышает литостатическое. Шкала давления в кбар. (в) Поле эквивалентных деформаций ползучести, (г) эквивалентных деформаций пластичности.

в момент окончания деформаций и в стационарном состоянии через 3 млн лет не превышает 20%. Снижение давления до значений, предшествующих деформациям, не происходит, что показывают эволюционные кривые всех минеральных фаз. Таким образом, моделирование предсказывает устойчивую картину распределения давления во времени, и это позволяет говорить о возможности существования сверхдавления в геологическом масштабе времени уже после прекращения сдвиговых деформаций.

Проведена серия расчетов, результаты которых характеризуют возможность генерации свехлитостатического давления при повышенных скоростях деформаций (десятки см/млн лет–м/млн лет), т.е. в условиях, приближающихся к высокоскоростным (сейсмогенным) деформациям. Для этого выполнены расчеты для той же модели,

ПОЛЯНСКИЙ и др.



Рис. 10. Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния в поликристаллическом агрегате при сдвиговых деформациях. Картины приведены для длительности деформаций 1 млн лет в поликристаллическом агрегате при температуре 600°С, внешнем давлении 7 кбар и с реологией граната первой (а–в) и второй генерации (г–е); (а, г) – поле распределения давления, кбар; (б, д) – эквивалентного напряжения, кбар; (в, е) – деформации крипа в безразмерных единицах.

показанной на рис. 10г–10е, но со скоростью сдвига на три порядка выше. Перемещения, равные предыдущей модели, достигались на три порядка быстрее, т.е. за 1 тыс. лет. При этом происходило вращение тела как жесткого целого, без деформаций сдвига, а избыточное давление на момент прекращения движения не возникало. Далее тело вязким образом деформировалось и приобретало форму параллелограмма за 100 тыс. лет. возникала картина с наличием локальных областей сверхлитостатического давления, аналогичная "медленной" модели. Таким образом, при скоростях сдвига, близких к сейсмогенным, выбранная реологическая модель материала не соответствует быстропротекающим процессам. В случае высокоскоростных деформаций требуется адекватный выбор описания среды и модификация модели в рамках механики твердого тела. что выходит за рамки настоящей работы.

Было определено, как изменятся оценки избыточного давления в случае деформирования при низких температурах (например, при $T \sim 300^{\circ}$ С) в режиме хрупких деформаций в верхней коре и, наоборот, при высоких $T \sim 800^{\circ}$ С, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма, т.е. условиям нижней коры. Мы провели дополнительные численные эксперименты с указанными параметрами. На рис. 12 сравниваются расчеты при 300, 600, 800°С. Установлено, что при высоких температурах (близких к солидусным для данного состава пород) напряжения релаксируют и сверхдавления не возникают.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Разработанная микромасштабная модель, учитываюшая контрастные реологические свойства отдельных минеральных фаз и межзерновое взаимодействие, построена, опираясь на развиваемые в последние годы подходы к решениям задач о роли неоднородного давления/напряжения при деформации метаморфических пород. Особенностью подобного рода задач является определение динамического давления как среднего значения главных компонент тензора напряжений (уравнение (3)) в отличие от классического термодинамического определения. Подобный подход с учетом нелитостатической компоненты (девиаторного стресса) использовался в ряде работ: для решения проблемы определения глубины при метаморфизме (Moulas, 2013; Bauville, Yamato, 2021), при учете гетерогенного давления в задачах минимизации энергии Гиббса (Vrijmoed, Podladchikov, 2015), проблемы влияния тектонического стресса на термодинамическое равновесие (Wheeler, 2018), для задачи о генерации избыточного давления в модели "автоклава" (Vrijmoed et al., 2009) или "мульти-анвильной" модели (Tajchmanova et al., 2014).

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 1 2024



Рис. 11. Результаты моделирования, показывающие эволюцию напряжений после прекращения деформирования. Приведен увеличенный фрагмент модели сдвига (показан пунктирным прямоугольником на рис. 7б) с указанием контуров минеральных зерен (а), областей сверхлитостатического давления (б) (цветовая шкала), (в) эволюционные кривые давления в точках, показанных на рис. (а), на этапе сдвига (0-1 млн лет) и релаксации напряжений после прекращения действия внешних сил (1-3 млн лет).

Мы полагаем, что сравнение разработанной численной модели с оценками *P-T* параметров по минеральным равновесиям является новым эффективным подходом для верификации гипотезы



Рис. 12. Сравнение результатов моделирования при разной температуре деформируемой среды: 300, 600 и 800°С. Шкала давления (слева) — единая для трех вариантов.

об избыточном давлении при формировании тектонитов в сдвиговых зонах. Предложенный метод моделирования, по-видимому, является первой попыткой рассмотреть поведение на микроуровне поликристаллического и многоминерального агрегата, несмотря на недостаток экспериментальных реологических данных для ряда минеральных фаз. Наиболее детально изучены основные породообразующие минералы или мономинеральные агрегаты, такие как кварц (природный или синтетический кварцит), плагиоклаз (базальт), амфиболы (амфиболит), кальцит (мрамор), мантийные минералы и породы (гранат, оливин, дунит, эклогит) и др. В то же время для некоторых минеральных фаз экспериментальные данные единичны и показывают значительный разброс параметров, например для слюды (Shea, Kronenberg, 1992; Hacker, Christie, 1990). Модельные ограничения не позволяют в рамках рассматриваемой постановки учесть рост новообразованного граната в процессе нагревания или сдвиговых деформаций. Поэтому мы рассматриваем модели с разным по составу гранатом в предположении о более высоких скоростях минеральных преобразований относительно скорости деформаций и нагревания. Ввиду того, что границы минеральных зерен и цифровой "двойник" метаморфической породы заданы в упрощенном виде, мы не ставили своей задачей получить полное соответствие модельных значений давления и локальных микрозондовых определений методом минеральной термобарометрии. Однако полученная картина распределения давления хорошо соответствует геобарометрическим оценкам давления в тектонитах приразломных зон и полосах интенсивных деформаций Енисейского кряжа.

Модель, в которой рассматривается только нагревание без влияния деформаций (модель рис. 7а), показала, что избыточное давление развивается

только в порфиробластах граната как наиболее реологически прочной минеральной фазы. Полученные оценки напряжений в одиночных порфиробластах граната по порядку величины соответствуют наблюдаемым касательным напряжениям 50-350 МПа в гроссуляр-андрадитовых гранатах, вызванных напряжением гетерометрии (несоответствия параметров элементарной ячейки) в зернах с неоднородностями (Shtukenberg et al., 2001). Следует отметить, в остальных минеральных фазах, кроме граната, в модели нагревания в отсутствие сдвиговых деформаций давление не превышало литостатическое. По-видимому, одних термоупругих напряжений недостаточно, чтобы давление в породе оказалось превышенным на 4-5 кбар относительно окружающего. Другая картина наблюдается по результатам численного эксперимента в модели рис. 76 сдвиговой деформации в гранат-амфиболитовых протолитах бластомилонитов. Различие в картине распределения на рис. 10а и 10г говорит о том, что избыточное давление существенно зависит от состава минералов (в рассмотренном примере от граната). Так, максимальное избыточное давление достигает $\Delta P = 2 - 3$ и 4-5 кбар в моделях с гранатами первой и второй генерации. Детальный анализ влияния составов минералов твердых растворов, однако, выходит за рамки настоящей статьи. Обзор современных работ по этому направлению и обсуждение о применимости экспериментальных результатов для описания природных сред приведено в (Wang et al., 2020).

Наличие водного флюида как самостоятельной фазы в модели не учитывается ввиду вычислительных ограничений из-за огромного контраста вязкости минеральной и флюидной фаз. Однако влияние флюида на качественном уровне вполне очевидно из экспериментальных данных о влиянии на вязкость и скорость деформации крипа в водных

и безводных условиях, а также в присутствии и без расплава. Так, по данным (Mei et al., 2002), отношение скорости крипа для образцов, деформированных при водонасышенных условиях, к скорости деформаций того же вещества в безводных условиях составляет 10-20 в режиме дислокационной ползучести. Это означает, что при деформациях в водонасыщенных условиях материал становится более текучим и напряжения будут сильнее релаксировать. Соответственно, следует ожидать, что сверхдавления в последнем случае не возникнет или их величина будет незначительна. Аналогичный эффект оказывает связная вода, присутствующая в минералах. Например, в случае граната в экспериментах (Xu et al., 2013) разница напряжений в сухом и влажном гранате достигает почти порядка величины при одинаковой скорости деформаций.

Интересно сравнить полученные результаты с моделированием условий неоднородного давления в среде с наличием единичного жесткого включения или пары жестких порфиробластов граната в мягком кварц-полевошпатовом матриксе (Tajchmanova et al., 2015; Vrijmoed, Podladchikov, 2015). Важно отметить, что учет неоднородно-слоистой текстуры породы с наличием множества порфиробластов в поликристаллическом матриксе позволяет установить, что область избыточного давления может захватывать матрикс, а не ограничиваться самой прочной минеральной фазой либо жестким включением.

Полученные распределения нелитостатического давления при стресс-метаморфизме в гранат-амфиболовых тектонитах и оценки его максимальной величины позволяют предложить новые свидетельства неоднородности давления в природных минеральных ассоциациях. Полученные результаты согласуются с численными экспериментами, согласно которым динамическое давление, генерированное в зонах пластического сдвига, в 1.4–2 раза превышало литостатическое (Тен, 1993; Moulas, 2013; Petrini, Podladchikov, 2000; Schmalholz, Podladchikov, 2013). Эти результаты вносят вклад в дискуссию о возможных причинах нелитостатического давления, а также в решение проблемы соответствия давления и глубины проявления метаморфических процессов (Moulas et al., 2013; Gerya, 2015).

выводы

На основании предложенной оригинальной модели напряженно-деформированного состояния полиминерального вещества показана возможность превышения давления над литостатическим в локальном масштабе в породах, попавших в условия сдвиговых деформаций. Для тектонитов южного и северного сегментов ПРСЗ получены значения максимального избыточного давления от 2–3 до

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 1 2024

4—5 кбар, что составляет от 25 до 50% от литостатического. Обязательным условием для генерации сверхдавления в породе должно быть наложение деформации сдвига на структурно-неоднородные породы.

Показано, что избыточные давления могут сохраняться в локальном объеме вещества в геологическом масштабе времени, достаточном для их фиксации в метаморфических минералах.

Используя результаты моделирования эволюции бластомилонитов ПРСЗ, можно заключить, что сверхлитостатическое давление на стадии син-деформационного метаморфизма возможно при температурах 600–650°С и не достигающих 800°С; наличие флюида или частичного расплава препятствуют возникновению сверхдавления. Величина избыточного давления за счет напряжений сдвига зависит от минерального состава и структуры породы.

Благодарности. Авторы благодарят чл.-корр. РАН Ю.А. Морозова, профессора, А.Л. Перчука и канд. геол.-мин. наук П.Я. Азимова за ценные обсуждения, замечания и интерес к выполненному исследованию.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018), с дополнительной поддержкой полевых работ по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400176-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беляев О.А. Митрофанов Ф.П., Петров В.П. Локальные вариации *РТ*-параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // Докл. АН. 1998. Т. 361. № 3. С. 370–374.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А. Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 169-181.

Качевский Л.К. Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (второе издание). Красноярск: ПГО Красноярскгеология, 2002. 200 с.

Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса как свидетельство проявления гренвильских событий на западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1476–1496.

Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д. Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое (западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54. № 1. С. 62–78. *Коробейников С.Н.* Нелинейное деформирование твердых тел. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 262 с.

Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И. и др. Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 4. С. 512–516.

Коробейников С.Н., Полянский О.П., Ревердатто В.В. и др. О влиянии выбора реологического закона на результаты компьютерного моделирования субдукции плит// Сиб. журн. вычисл. математики. 2011. Т. 14. № 1. С. 71–90.

Кулаковский А.Л., Морозов. Ю.А., Смульская А.И. Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.

Лиханов И.И. Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 4–22.

Лиханов И.И. Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж) // Петрология. 2023. Т. 31. № 1. С. 49–80.

Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В. и др. Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, *P-T* параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1205–1220.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В., Ножкин А.Д. Возраст бластомилонитов Приенисейской региональной сдвиговой зоны как свидетельство вендских аккреционно-коллизионных событий на западной окраине Сибирского кратона // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 2. С. 199–203.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. *P-T-t* реконструкция метаморфической истории южной части Енисейского кряжа (Сибирский кратон): петрологические следствия и связь с суперконтинентальными циклами // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 6. С. 1031–1056.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В. и др. Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 4. С. 423–440.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018а. Т. 52. № 1. С. 28–51.

Лиханов И.И., Крылов А.А., Ренье Ж.-Л. Приразломные тектониты Енисейского кряжа. Статья 1: геолого-структурные, минералогические и геохронологические свидетельства полиметаморфизма // Вест. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2018б. № 2. С. 56-71.

Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника. 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 2. С. 312–332.

Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И. и др. Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации (Предивинский террейн Енисейского кряжа) // Геология и геофизика. 20166. Т. 57. № 11. С. 1992–2014.

Перчук Л.Л., Геря Т.В., ван Ринен Д.Д., Смит С.А. Р-Т тренды и проблемы высокотемпературного полиметаморфизма // Петрология. 2006. Т. 14. № 2. С. 131–167.

Полянский О.П., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование гранитогнейсового диапиризма в земной коре: контролирующие факторы, длительность и температурный режим // Петрология. 2010. № 4. С. 450–466.

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., Бабичев А.В., Семенов А.Н., Ревердатто В.В. Моделирование теплогенерации при трении и вязкопластической деформации на примере Приенисейской сдвиговой зоны (Восточная Сибирь) // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 4. С. 909–928.

Полянский О.П., Ножкин А.Д., Сокол Э.В. и др. Псевдотахилиты Главного Анабарского разлома (Северная Якутия) – петрологические и хронологические индикаторы плавления при высокоскоростных тектонических деформациях // Докл. АН. 2022. Т. 503. № 1. С. 18–25.

Попов Н.В., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Савко К.А. Палеопротерозойский гранитоидный магматизм в тектонической истории Ангаро-Канского блока юго-западного обрамления Сибирской платформы // Докл. АН. 2020. Т. 490. № 2. С. 39–44.

Тен А.А. Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного эксперимента) // Докл. АН. 1993. Т. 328. № 3. С. 322–324.

Aerden D.G.A.M., Bell T.H., Puga E. et al. Multi-stage mountain building vs. relative plate motions in the Betic Cordillera deduced from integrated microstructural and petrological analysis of porphyroblast inclusion trails // Tectonophysics. 2013. V. 587. P. 188–206.

Bauville A., Yamato P. Pressure-to-depth conversion models for metamorphic rocks: Derivation and applications // Geochem. Geophys. Geosystems. 2021. V. 22. e2020GC009280.

Beaumont C., Jamieson R.A., Nguyen M.H., Lee B. Hymalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation // Nature. 2001. V. 414. P. 738–742.

Bell T.H., Rieuwers M.T., Cihan M. et al. Inter-relationships between deformation partitioning, metamorphism and tectonism // Tectonophysics. 2013. V. 587. P. 119–132.

Brown E.H. High-pressure metamorphism caused by magma loading in Fiordland, New Zealand // J. Metamorph. Geol. 1996. V. 14. P. 441–452.

Burg J.-P., Gerya T.V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps // J. Metamorph. Geol. 2005. V. 23. P. 75–95.

Burg J.-P., Schmalholz S.M. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal scale buckling: numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes // Earth Planet. Sci. Let. 2008. V. 274. P. 189–203.

Burov E., Yamato P. Continental plate collision, *P-T-t-z* conditions and unstable vs. stable plate dynamics: insights from thermo-mechanical modeling // Lithos. 2008. V. 103. P. 178–204.

Chu X., Ague J.J., Podladchikov Y.Y., Tian M. Ultrafast eclogite formation via melting-induced overpressure // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 479. P. 1–17.

Dale J., Holland T., Powell R. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 353–362.

El-Shazly A.E.K. Petrology of lawsonite-pumpellyite, and sodic amphibole-bearing metabasites from northeast Oman // J. Metamorph. Geol. 1994. V. 12. P. 23–48.

Ernst W.G. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist *P*-*T* paths // Geology. 1988. V. 16. P. 1081–1084.

Evans B.W. Phase relations of epidote-blueschists // Lithos. 1990. V. 25. P. 3–23.

Faccenda M., Gerya T.V., Burlini L. Deep slab hydration induced by bending related variations in tectonic pressure // Nature Geosci. 2009. V. 2. P. 790–793.

Fornash K.F., Cosca V.F., Whitney D.L. Tracking the timing of subduction and exhumation using ⁴⁰Ar/³⁹Ar phengite ages in blueschist- and eclogite-facies rocks (Sivrihisar, Turkey) // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. P. 67.

Gerya T. Tectonic overpressure and underpressure in lithospheric tectonics and metamorphism // J. Metamorph. Geol. 2015. V. 33. P. 785–800.

Hacker B.R., Abers G.A. Subduction Factory 3: An Excel worksheet and macro for calculating the densities, seismic wave speeds, and H_2O contents of minerals and rocks at pressure and temperature // Geochem. Geophys. Geosystems. 2004. V. 5. Q01005.

https://doi.org/10.1029/2003GC000614

Hacker B.R., Christie J.M. Brittle/ductile and plastic/ cataclastic transitions in experimentally deformed and metamorphosed amphibolite // Geophys. Monograph Ser. 1990. V. 56. P. 127–147.

Holdaway M.J. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 881–889.

Holland T.J., Blundy J.D. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase geothermometry // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 433–447.

Holland T.J., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.

Jamieson R.A., Beaumont C., Nguyen M.H., Lee B. Interaction of metamorphism, deformation and exhumation in large convergent orogens // J. Metamorph. Geol. 2002. V. 20. P. 9–24.

Karabinos P., Ketchman R. Thermal structure of active thrust belts // J. Metamorph. Geol. 1988. V. 6. P. 559–570.

Kelsey D.E. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // Gondwana Res. 2008. V. 13. P. 1–29.

Kohn M.J., Spear F.S. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + + plagioclase + quartz // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 77–84.

Kohn M.J., Spear F.S. Two new barometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont // Amer. Mineral. 1990. V. 75. P. 89–96.

Kohn M.J., Spear F.S. Error propagation for barometers // Amer. Mineral. 1991. V. 76. P. 138–147.

Li Z.H., Gerya T.V., Burg P. Influence of tectonic overpressure on *P-T* paths of HP-UHP rocks in continental collision zones: thermomechanical modeling // J. Metamorph. Geol. 2010. V. 28. P. 227–247.

Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2019. V. 478. P. 89–115.

Likhanov I.I. Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and geochronological evidence // Geosciences (Switzerland). 2022. V. 12. № 11. P. 402.

Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambr. Res. 2017. V. 300. P. 315–331.

Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambr. Res. 2019. V. 328. 128–145.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S. et al. Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, east-ern Siberia, Russia // Lithos. 2001. V. 58. P. 55–80.

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. P. 743–762.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. et al. P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 391–410.

Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.

Mancktelow N.S. Tectonic pressure: Theoretical concepts and models // Lithos. 2008. V. 103. P. 149–177.

Maruyama S., Liou J.G., Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation // Int. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 485–594.

Massonne H.J., Schreyer W. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 96. P. 212–224.

Mei S., Suzuki A.M., Kohlstedt D.L., Xu L. Experimental investigation of the creep behavior of garnet at high temperatures and pressures // J. Earth Sci. 2010. V. 21. P. 532–540.

Moulas E., Podladchikov Y.Y., Aranovich L.Y., Kostopoulos D. The problem of depth in geology: When pressure does not translate into depth // Petrology. 2013. V. 21. \mathbb{N}_{2} 6. P. 577–587.

Perchuk L.L., Lavrent'eva I.V. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite // Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Berlin–Heidelberg–New York: Springer, 1983. P. 199–239.

Petrini K., Podladchikov Y.Y. Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. P. 67–77.

Pleuger J., Podladchikov Y.Y. A purely structural restoration of the NFP20-east cross section and

potential tectonic overpressure in the Adula nappe (central Alps) // Tectonics. 2014. V. 33. P. 656–685.

Powell R., Holland T.J.B. Optimal geothermometry and geobarometry // Amer. Mineral. 1994. V. 79. P. 120–133.

Price N.J., Cosgrove J.W. Analysis of Geological Structures. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 502 p.

Ranalli G. Rheology of the Earth. London: Chapman & Hall, 1995. 413 p.

Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al. Causes, geodynamic factors and models of metamorphism // The Nature and Models of Metamorphism. Switzerland: Springer Geology, 2019. Cham. P. 83–228. https://doi.org/10.1007/978-3-030-03029-2_3

Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Tectonic overpressure in weak crustal-scale shear zones and implications for exhumation of high-pressure rocks // Geoph. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 1984–1988.

Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Metamorphism under stress: The problem of relating minerals to depth // Geology. 2014. V. 42. P. 733–734.

Shea W., Kronenberg A.K. Rheology and deformation mechanisms of an isotropic mica schist // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. B11. P. 15.201–15.237.

Shi Y., Wang C. Two-dimensional modeling of the *P-T* paths of regional metamorphism in simple overthrust terranes // Geology. 1987. V. 15. P. 1048–1051.

Shtukenberg A.G., Punin Yu.O., Frank-Kamenetskaya O.V. et al. On the origin of anomalous birefringence in grandite garnets // Mineral. Mag. 2001. V. 65. \mathbb{N}_{2} 3. P. 445–459.

Spear F.S. NaSi-CaA1 exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: an empirical model // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 72. 33–41.

Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F. Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // J. Petrol. 2002. V. 43. P. 2097–2120.

Tajcmanova L., Podladchikov Y., Powell R. et al. Grainscale pressure variations and chemical equilibrium in high-grade metamorphic rocks // J. Metamorph. Geol. 2014. V. 32. P. 195–207.

Tajchmanova L., Vrijmoed J., Moulas E. Grain-scale pressure variations in metamorphic rocks: implications for the interpretation of petrographic observations // Lithos. 2015. V. 216–217. P. 338–351.

Triboulet C. The (Na-Ca) amphibole-albite-chlorite-epidote-quartz geothermobarometer in the system S-A-F-M-C-Na-H₂O. 1. An empirical calibration // J. Metamorph. Geol. 1992. V. 10. P. 545–556.

Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y. Thermodynamic equilibrium at heterogeneous pressure // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. V. 170. P. 10. https://doi.org/10.1007/s00410-015-1156-1

Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y., Andersen T.B., Hartz E.H. An alternative model for ultra-high pressure in the Svartberget Fe-Ti garnet-peridotite, Western Gneiss Region, Norway // Eur. J. Mineral. 2009. V. 21. P. 1119–1133.

Wang Z.H., Shi F., Zhang J.F. Effects of water on the rheology of dominant minerals and rocks in the continental lower crust: a review // J. Earth Sci. 2020. V. 31. \mathbb{N}_{2} 6. P. 1170–1182.

Wheeler J. The effects of stress on reactions in the Earth: Sometimes rather mean, usually normal, always important // J. Metamorph. Geol. 2018. V. 36. № 4. P. 439–461. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187. Winkler H.G.F. Petrogenesis of metamorphic rocks. New York: Springer-Verlag, 1976. 348 p. *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. P. 1907-1921.

Wu C.M., Zhao G.C. Recalibration of the garnet–muscovite geothermometer and the garnet–muscovite–plagioclase–quartz geobarometer for metapelitic assemblages // J. Petrol. 2006. V. 47. P. 2357–2368.

Xu L., Mei Sh., Dixon N. et al. Effect of water on rheological properties of garnet at high temperatures and pressures // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 379. P. 158–165.

Zuza A.V., Levy D.A., Mulligan S.R. Geologic field evidence for non-lithostatic overpressure recorded in the North American Cordillera hinterland, northeast Nevada // Geosci. Frontiers. 2022. V. 13. 101099.

Fault Tectonites of the Yenisei Shear Zone (Yenisei Ridge): Evidence and Thermomechanical Numerical Model of Generation of Tectonic Overpressure

O. P. Polyansky¹, I. I. Likhanov¹, A. V. Babichev¹, P. S. Kozlov¹, S. V. Zinoviev¹, V. G. Sverdlova¹

¹Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

Based on the proposed numerical model of the stress-strain state of polymineral rocks, which describes the formation of blastomylonites in the Yenisei Regional Shear Zone (PRSZ) in the Yenisei Ridge, the possibility of local tectonic overpressure exceeding the lithostatic pressure in rocks subjected to shear deformations is shown. For tectonites of the southern (Angara-Kan block) and northern (Isakovka terrane and Garevka complex) segments of the PRSZ, estimates of the maximum overpressure were obtained from 2-3 to 4-5 kbar, which range from 25 to 50% of the lithostatic pressure. It is shown that excess pressures can be preserved in a local volume on a geological time scale sufficient for their fixation in metamorphic minerals. Model values of overlithostatic pressure in garnet-amphibole tectonites and geobarometric estimates of peak values during stress metamorphism allow us to offer new evidence of pressure inhomogeneity in natural mineral associations. Using the results of numerical modeling for the evolution of fault metabasite blastomylonites, it was established that the overpressure at the stage of syn-deformation metamorphism in the shear zone are possible at temperatures up to $600-650^{\circ}$ C and not reaching 800° C; the presence of fluid or partial melt prevents the occurrence of overpressure. The amount of excess pressure due to shear stresses depends on the mineral composition and structure of the rock.

Keywords: overlithostatic pressure, numerical modelling, fault tectonites, geothermobarometry, rheology, Yenisei Ridge