



THERMOMECHANICAL MODEL OF MELTING DURING HEAT DISSIPATION AS A POSSIBLE FORMATION MECHANISM FOR THE POSOLNAYA MASSIF OF GRANITOIDS OF THE SOUTH YENISEI RIDGE

A.N. Semenov ¹✉, O.P. Polyansky ¹, S.V. Zinoviev¹, N.V. Popov², A.D. Nozhkin¹

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

ABSTRACT. The paper presents the results of 3D numerical thermomechanical modeling of the formation mechanism for the Posolnaya massif of granitoids in the Posolnaya-Kuzeeva tectonic zone of the South Yenisei Ridge. A mathematical numerical model has been proposed for the massif formation due to heat dissipation during shear deformations in the Posolnaya-Kuzeeva tectonic zone. The modeling was carried out in a 3D formulation by solving the Navier-Stokes equations using the ANSYS Fluent software package. Versions of the structural model of the Posolnaya-Kuzeeva tectonic zone have been considered in relation to the width of an active horizontal shear zone and composition of the crustal rocks (metamorphic protolith) from the tectonic zone. The model of dissipative heating and melting in a 20 km-wide shear zone reproduces the actually observed shape of the Posolnaya massif. The dependence between the height of magma ascent and the rheological properties of crustal rocks has been determined. It has been shown that dissipative heat release during the deformation of rocks, exhibiting the rheological properties of wet granite, results in melting and diapiric ascent of felsic magma from the base of the granite-gneiss layer (45 km) to a depth of 9–11 km. In a crustal model described by the rheological properties of felsic granulite, melting occurs "in situ" in a larger volume, but without further ascent of the magmatic mass. Shear rate is shown to be a key parameter for the efficiency of dissipative heating. A threshold shear rate for the most efficient melting and magmatism under dissipative conditions has been estimated at 4 cm/yr (and higher).

KEYWORDS: Viscous deformations; heat dissipation; melting mechanism; Posolnaya massif of granitoids; Posolnaya-Kuzeeva tectonic zone; Angara-Kan block

FUNDING: The study was carried out with the financial support of RSF (grant No. 21-77-20018-P) and as part of the state assignment of IGM SB RAS (FWZN-2026-0016 and FWZN-2026-0018; sample collection, separation of zircon monofraction) and IPGG SB RAS (FWZZ-2026-0042; geological interpretation).



EDN: CWALEK

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Alexander N. Semenov, semenov@igm.nsc.ru

Received: October 23, 2025

Revised: December 10, 2025

Accepted: December 12, 2025

FOR CITATION: Semenov A.N., Polyansky O.P., Zinoviev S.V., Popov N.V., Nozhkin A.D., 2026. Thermomechanical Model of Melting During Heat Dissipation as a Possible Formation Mechanism for the Posolnaya Massif of Granitoids of the South Yenisei Ridge. *Geodynamics & Tectonophysics* 17 (1), 0879. doi:10.5800/GT-2026-17-1-0879

ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЛАВЛЕНИЯ ПРИ ДИССИПАЦИИ ТЕПЛА КАК ВОЗМОЖНОГО МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ ПОСОЛЬНЕНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

А.Н. Семенов¹, О.П. Полянский¹, С.В. Зиновьев¹, Н.В. Попов², А.Д. Ножкин¹

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

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

АННОТАЦИЯ. В работе представлены результаты выполненного 3D численного термомеханического моделирования процессов формирования гранитоидного Посольненского массива, расположенного в Посольно-Кузеевской тектонической зоне Южно-Енисейского кряжа. Предложена математическая численная модель образования массива за счет диссипации тепла при сдвиговых деформациях в Посольно-Кузеевской тектонической зоне. Моделирование проводилось в 3D-постановке при решении уравнения Навье-Стокса с использованием программного комплекса ANSYS Fluent. Рассмотрены варианты модели строения Посольно-Кузеевской тектонической зоны в отношении ширины активной области горизонтального сдвига и состава пород коры (метаморфический протолит) тектонической зоны. Модель диссипативного нагрева и плавления в сдвиговой зоне шириной 20 км воспроизводит реально наблюдаемую форму Посольненского массива. Определена зависимость высоты подъема магмы от реологических свойств пород коры. Показано, что при диссипативном тепловыделении при деформировании пород, характеризующихся реологией влажного гранита, реализуется плавление и диапировый подъем кислой магмы от основания гранитогнейсового слоя (45 км) до уровня 9–11 км. В модели коры, описываемой реологическими свойствами кислого гранулита, плавление происходит «на месте» в большем объеме, но без дальнейшего всплывания магматической массы. Показано, что скорость сдвига является одним из ключевых параметров эффективности диссипативного нагрева. Определено пороговое значение скорости сдвига – 4 см/год (и выше) для наиболее эффективного плавления и магматизма при диссипативном режиме.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: вязкие деформации; диссипация тепла; механизм плавления; Посольненский гранитоидный массив; Посольно-Кузеевская тектоническая зона; Ангаро-Канский блок

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено при поддержке РФФИ (грант № 21-77-20018-П) и частично по госзаданию ИГМ СО РАН (FWZN-2026-0016 и FWZN-2026-0018 – отбор образцов, выделение монофракции цирконов), ИНГГ СО РАН (FWZZ-2026-0042 – интерпретация геологических данных).

1. ВВЕДЕНИЕ

Тепловыделение за счет диссипации энергии при трении и вязких деформациях рассматривается как один из возможных источников тепла при метаморфических и тектонических процессах [Stüwe, 2002]. Ключевым является вопрос о величине выделяемого тепла в разных геодинамических обстановках. В многочисленных исследованиях роль тепловыделения при деформациях трения, приводящего к плавлению и магмогенерации в сдвиговых зонах и орогенах, остается малоизученной [Chikov et al., 1988; Stüwe, 2002]. Количество тепла, выделяемого при деформациях, зависит от реологических и теплопроводящих свойств сдвиговой зоны, скорости и длительности тектонического процесса. Оценки роста температуры за счет тепловыделения при деформациях трения значительно различаются: от первых десятков градусов при скорости деформаций сейсмических процессов [Mori et al., 2015] до первых сотен градусов, вплоть до условий частичного плавления при крупномасштабных тектонических движениях [Leloup et al., 1999; Nabelek et

al., 2010]. Обычно плавление весьма локально, однако иногда в зонах сдвига предполагается образование значительных объемов кислых расплавов, формирующих гранитоидные массивы.

Определить величину диссипативного нагрева в природных магматических и метаморфических комплексах удается достаточно редко [Mako, Caddick, 2018]. Процесс преобразования механической работы в тепло описан для ряда сдвиговых поясов и проявлен в широком спектре условий метаморфизма: от зеленосланцевого до ультраметаморфизма и анатексиса. По данным [Strong, Hanmer, 1981] оценка роста температуры за счет тепла трения при сдвиге составляет 100 °C (до ~700 °C) в зоне вертикального разлома на глубине, соответствующей литостатическому давлению 5–6 кбар.

Примерами геологических объектов, в которых установлен вклад диссипативного тепла, являются Лепонтийский гнейсовый купол [Burg, Gerya, 2005], мусковит-биотитовые лейкограниты Армориканской сдвиговой зоны [Strong, Hanmer, 1981], интрузии гранитов

и монзонитов в сдвиговой зоне разлома Айлао-Шань – Рэд Ривер (Китай – Вьетнам) [Leloup et al., 1999; Izokh et al., 2004]. В частности, установлено, что плавление лейкогранитов в Гималайском коллизионном орогене возможно за счет тепла трения при прогрессивных деформациях со скоростью 3 см/год в течение 8 млн лет; при этом достигаются условия плавления гранита (700–800 °C) на глубине 20–40 км в обстановке пологого надвига [Nabelek et al., 2010].

Моделирование теплового режима Приенисейской региональной сдвиговой зоны (ПРСЗ) Северо-Енисейского кряжа показало, что для условий плавления за счет тепла трения важными факторами являются скорость деформации, реологические свойства деформируемых пород, длительность деформации и ширина тектонической зоны [Polyansky et al., 2021]. В этой работе показано, что тепловой режим на этапе сдвиговых деформаций в Исаковском блоке не отвечал условиям плавления коры преимущественно метабазитового состава.

Одним из природных объектов, в котором мы предполагаем существенную роль процессов диссипативного нагрева вплоть до плавления, является Посольно-Кузеевская тектоническая зона Южно-Енисейского кряжа (Ангарио-Канский блок). Один из гранитоидных массивов этой зоны, Посольненский, расположен в северной части Южно-Енисейского кряжа среди метаморфических толщ енисейского комплекса (рис. 1). Природа енисейского метаморфического комплекса остается дискуссионной [Sukhorukov, Turkina, 2025]. В одних работах предполагается, что он сформирован при метаморфизме вулканогенно-осадочных толщ [Nozhkin et al., 2019], в других предполагается, что этот комплекс представлен гранулитами Канского блока, подвергшимся ретроградному метаморфизму и милонитизации в районе Енисейской региональной разломной зоны [Kachevsky et al., 1998].

Цель работы – методом термомеханического математического моделирования показать возможность плавления за счет диссипации тепла при сдвиговых вязкопластических деформациях и применить эту модель для выяснения возможного механизма формирования Посольненского гранитоидного массива. Для определения механизма магмогенерации применялось трехмерное численное моделирование, в котором учитывалась реальная геологическая структура Посольно-Кузеевской тектонической зоны и положение в ней Посольненского гранитоидного массива.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОСОЛЬНО-КУЗЕЕВСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ В СТРУКТУРЕ АНГАРИО-КАНСКОГО БЛОКА

В региональном плане Ангарио-Канский блок, кроме метаморфизованных пара- и ортопород, насыщен породами магматического происхождения. Среди магматических пород преобладающими являются гранитоидные – чарнокиты, гнейсограниты и гранитоиды

(таракский комплекс); гнейсограниты, лейкократовые граниты и сиениты (посольненский комплекс); граниты интрузивного облика (Нижнеканский и Белогорский массивы) [Kuznetsov, 1988]. Наши исследования сконцентрированы на гранитоидах, слагающих Посольненский массив, кроме которого к посольненскому комплексу Ю.А. Кузнецов относил Пискуновский массив, а также другие купола и валы гнейсогранитов. По оценке [Datsenko, 1984] около 55 % площади Посольненского массива занимают порфиробластические гнейсограниты, примерно по 20 % приходится на субщелочные магнетитовые гнейсограниты и гнейсы с амфиболитами субстрата и менее 5 % аляскитов и сиенитов.

2.1. Геологическая позиция и геохронологические данные

По сейсмическим данным ПРСЗ прослеживается на большую глубину с падением плоскости сместителя на запад [Detkov et al., 2007]. Она состоит из тектонических пластин и линз, сложенных как интенсивно преобразованными породами (тектоносланцы, бластомилониты, бластокатаклазиты и др.), так и менее деформированными (реликтовые линзы и блоки слабопреобразованного метаморфогенного исходного субстрата) [Kozlov et al., 2020; Likhanov et al., 2021]. Такое контрастное распределение породных ассоциаций наблюдается как вкрест, так и по простиранию, что является характерной особенностью сдвиговой зоны.

Посольно-Кузеевская тектоническая зона расположена в южной части Енисейского кряжа и является одним из сегментов ПРСЗ. Эта протяженная деформационно-метаморфическая линейная структура региона разделяет кратонный Ангарио-Канский блок и островодужный Предивинский террейн. В полосах концентрации деформации наблюдаются признаки приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма. Ширина деформации определяется шириной полосы проявления стресс-метаморфизма и варьируется от нескольких до первых десятков километров. В ее строение входят разграничительные дизъюнктивы, наиболее крупные из которых ограничивают зоны бластомилонитов и образуют с ними единый структурно-метаморфический парагенезис. Кроме того, присутствуют магматические тела-включения, к которым относится рассматриваемый массив.

Посольненский гранитоидный массив ограничен двумя региональными разломами северо-западного простирания – Канско-Посольненским с запада и Канско-Шилкинским с востока (рис. 2). Площадь выхода на дневную поверхность составляет около 150 км². Границы и форма массива установлены по геологическим и геофизическим данным приближенно, однако в целом положение массива представляется конформным по отношению к вмещающим метаморфическим комплексам [State Geological Map..., 2002]. По результатам интерпретации гравиметрического поля массив представляет в плане эллипс, вытянутый в направлении

сдвига, а в разрезе имеет вид воронки с подводящим каналом мощностью более 8 км [State Geological Map..., 2002].

Известны следующие изотопные определения возраста пород, относящихся к Посольненскому грани-

тоидному массиву и вмещающих метаморфические комплексы. Установлен возраст субщелочного гранита А-типа – 511±9 млн лет (циркон, U-Pb) из центральной части массива (обр. 617-1) [Vernikovskaya et al., 2004]. Из того же образца получена оценка возраста

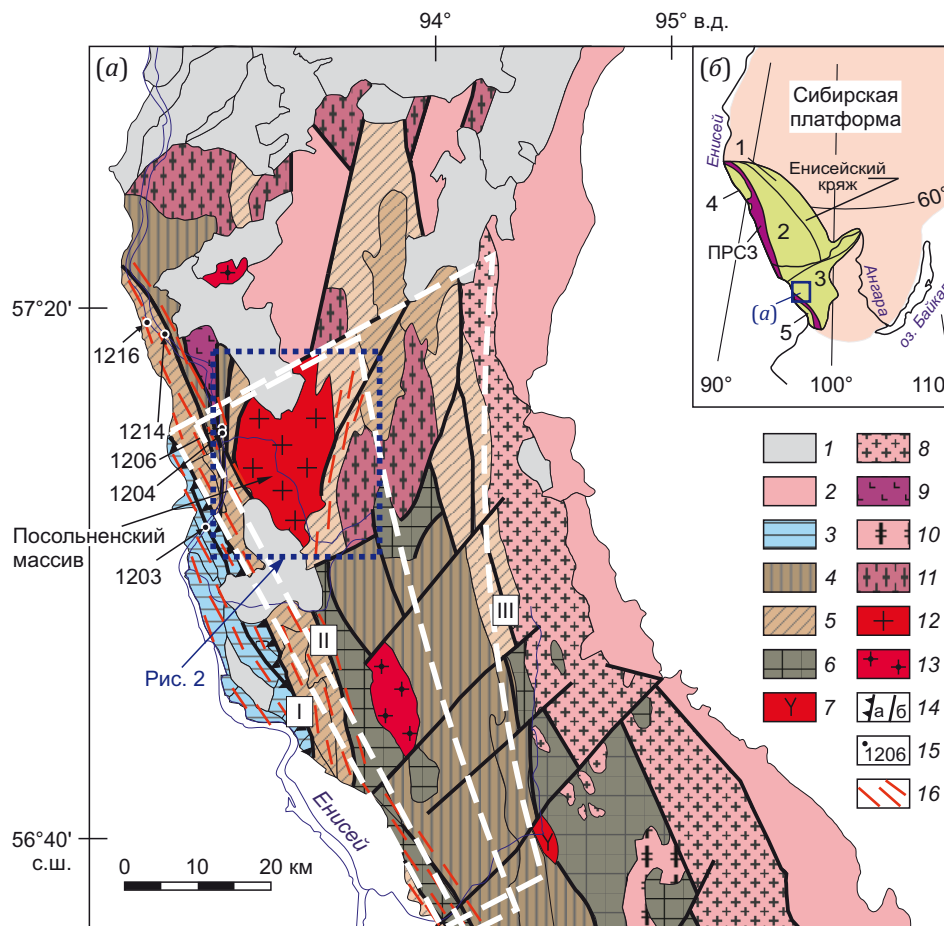


Рис. 1. Схема геологического строения Ангаро-Канского блока Енисейского кряжа (по данным [Popov, 2001], с дополнениями из работы [Kovrigina, 1977]) (а).

1, 2 – отложения фанерозойского (1) и позднепротерозойского (2) возраста; 3 – офиолиты и островодужные комплексы (NP₃); 4 – кузеевский гранулит-метабазит-гнейсовый комплекс; 5 – енисейский амфиболит-гнейсовый комплекс; 6 – атамановский гранулит-гнейсовый комплекс; 7 – сиениты и щелочные граниты; 8 – таракский гранито-гнейсовый комплекс; 9 – кимбирский комплекс расслоенных габбро-норитов; 10 – мигматит-гнейсовый комплекс (PR₁); 11 – гранито-гнейсовый комплекс (MP₃-NP₁); 12 – Посольненский гранитоидный массив; 13 – аллохтонные граниты (PZ₁); 14 – тектонические нарушения: надвиги (а), сдвиги (б); 15 – точки отбора blastsмилолитов и катаклазитов, показанных на рис. 3; 16 – положение Приенисейской региональной сдвиговой зоны. Региональные разломы: I – Приенисейский, II – Канско-Посольненский, III – Канско-Шилкинский (названия разломов по [Kovrigina, 1977]). Пунктирными линиями показаны области моделирования в двух вариантах модели (см. текст ниже).

Врезка (б): положение тектонических блоков Енисейского кряжа: 1 – Восточный, 2 – Центральный Заангарский; 3 – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский), 4, 5 – Исаковский и Предивинский островодужные блоки.

Fig. 1. Scheme of the geological structure of the Angara-Kan block of the Yenisei Ridge (on the data in [Popov, 2001], supplemented from [Kovrigina, 1977]) (a).

1, 2 – Phanerozoic (1) and Late Proterozoic (2) deposits; 3 – ophiolites and island-arc complexes (NP₃); 4 – Kuzeeva granulite-metabasite-gneiss complex; 5 – Yenisei amphibolite-gneiss complex; 6 – Atamanovo granulite-gneiss complex; 7 – syenites and alkaline granites; 8 – Tarak granite-gneiss complex; 9 – Kimbirka complex of layered gabbro-norites; 10 – migmatite-gneiss complex (PR₁); 11 – granite-gneiss complex (MP₃-NP₁); 12 – Posolnaya massif of granitoids; 13 – allochthonous granites (PZ₁); 14 – tectonic faults: thrusts (a), shears (b); 15 – sampling points for blastomylonites and cataclasites shown in Fig. 3; 16 – position of the Yenisei regional shear zone. Regional faults: I – Pri-Yenisei, II – Kansk-Posolnaya, III – Kansk-Shilka (fault names after [Kovrigina, 1977]). The dotted lines indicate the modeling areas in two model versions (see text below).

Inset (b): position of tectonic blocks of the Yenisei Ridge: 1 – Eastern, 2 – Central Trans-Angara, 3 – South Yenisei (Angara-Kan), 4, 5 – Isakovka and Predivinsk island-arc blocks.

485.6±4.6 млн лет по биотиту (Ar–Ar), который интерпретирован как этап остывания при выведении тела к поверхности. В работе [Popov et al., 2020] возраст амфибол-биотитового порфиробластового гнейсогранита (обр. 9746; см. рис. 2) определен в 1789.8±8.9 млн лет по циркону (SHRIMP-II). Из того же образца Ar–Ar методом получены оценки возраста 544.2±7.6 млн лет по амфиболу и 544.5±1.3 млн лет по биотиту [Popov et

al., 2020]. Следует отметить временной разрыв в возрасте биотита из гнейсогранита контактовой зоны массива 544 млн лет и из гранита центральной части массива 511 млн лет.

На основании изучения гнейсов и развитых по ним бластомилонитов Ангаро-Канского сектора ПРСЗ в работе [Likhanov et al., 2015] получены данные о проявлении мезопротерозойских тектонометаморфических

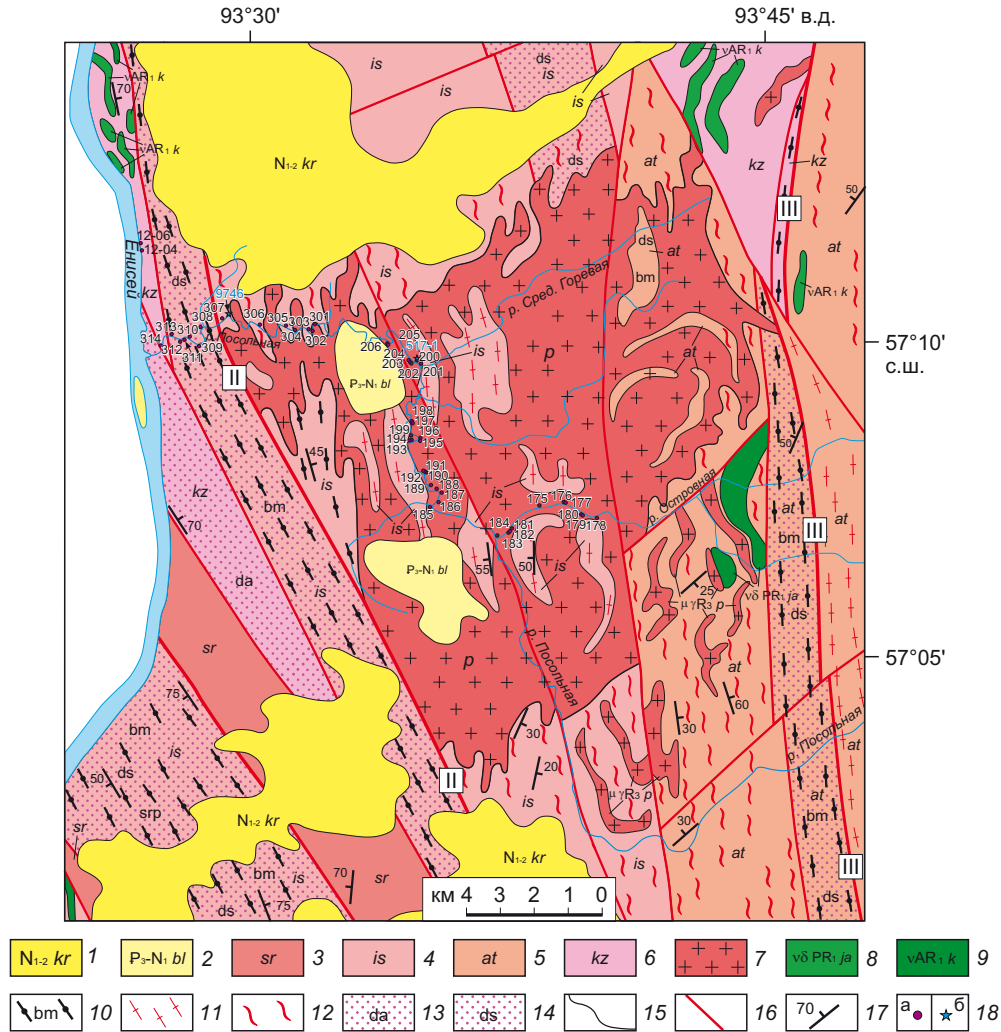


Рис. 2. Геологическое строение Посольненского массива с использованием [State Geological Map..., 2002]. 1–2 – палеоген-неогеновые отложения; 3–4 – енисейский метаморфический комплекс: 3 – средняя серия (sr), 4 – исаевская серия (is); 5–6 – канский метаморфический комплекс: 5 – атамановская серия (at), 6 – кузеевская серия (kz); 7–8 – посольненский комплекс мигматит-гранитовый: 7 – жилы пегматитов, 8 – граниты; 9 – ярлычихинский комплекс метагаббровый; 10 – кимбирский комплекс метапироксенит-метагаббровый; 11 – бластомилониты по породам канского и енисейского комплексов; 12 – гранитогнейсы; 13 – мигматиты; 14 – диафториты амфиболитовой и зеленосланцевой фаций; 15 – геологические границы между разновозрастными образованиями и телами разного состава; 16 – разломы; 17 – элементы залегания метаморфической полосчатости; 18 – точки отбора проб на геохимические исследования (а), с установленным возрастом (б). II – Канско-Посольненский разлом, III – Канско-Шилкинский разлом.

Fig. 2. Geological structure of the Posolnaya massif (after [State Geological Map..., 2002]). 1–2 – Paleogene-Neogene deposits; 3–4 – Yenisei metamorphic complex: 3 – Srednyaya series (sr), 4 – Isaevka series (is); 5–6 – Kansk metamorphic complex: 5 – Atamanovo series (at), 6 – Kuzeeva series (kz); 7–8 – Posolnaya migmatite-granite complex: 7 – pegmatite veins, 8 – granites; 9 – Yarlychikha metagabbro complex; 10 – Kimbirka metapyroxenite-metagabbro complex; 11 – blastomylonites formed from rocks of the Kansk and Yenisei complexes; 12 – granite-gneisses; 13 – migmatites; 14 – diaphthorites of amphibolite and greenschist facies; 15 – geological boundaries between heterochronous formations and bodies of variable composition; 16 – faults; 17 – dip and strike of the banding in metamorphic rocks; 18 – sampling points for geochemical studies (a), with a determined age (b). II – Kansk-Posolnaya fault, III – Kansk-Shilka fault.

событий в истории Южно-Енисейского кряжа и выделено несколько этапов деформационно-метаморфических преобразований в интервале от позднего палеопротерозоя до венда. Возраст деформаций во вмещающих породах западного контакта массива определен Ar-Ar методом по мусковиту из Grt+Ms+Bt+Pl+Kfs сланцев 583.8 ± 5.1 млн лет (рис. 3; обр. 1216) и из Qz+Grt+Ms+Pl+Pug метавулканита 565.7 ± 5.3 млн лет (обр. 1203; см. рис. 1) [Likhonov et al., 2021] (сокращения минералов по [Warr, 2021]). Определены параметры метаморфизма исходных гнейсов (рис. 3; обр. 1206, 1214) для этапа ~1.7 млрд лет: $P=5.9$ кбар, $T=635$ °C. На завершающем этапе породы подверглись динамометаморфизму при условиях $P=7.4$ кбар и $T=660$ °C. Пиковые параметры гранулитового метаморфизма пород атамановской серии канского комплекса на восточном обрамлении По-

солненского массива по данным [Gerya, Maresch, 2004] составляют: $T=750-790$ °C, $P=4-5$ кбар. Позднее гранулиты претерпели регрессивный метаморфизм и были выведены на более высокий гипсометрический уровень, соответствующий $T=550$ °C, $P=2.5$ кбар.

История структурно-метаморфических событий канского и енисейского гранулит-гнейсовых комплексов реконструирована в работе [Smit et al., 2000]. Установлены три деформационных этапа в каждом из метаморфических комплексов: D1 – начальное низкотемпературное формирование структуры, D2 – основной этап складчато-сдвиговых деформаций, приведших к надвиганию канского комплекса, метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации, D3 – формирование крупноамплитудных сдвиговых зон, бластомилонитизация.

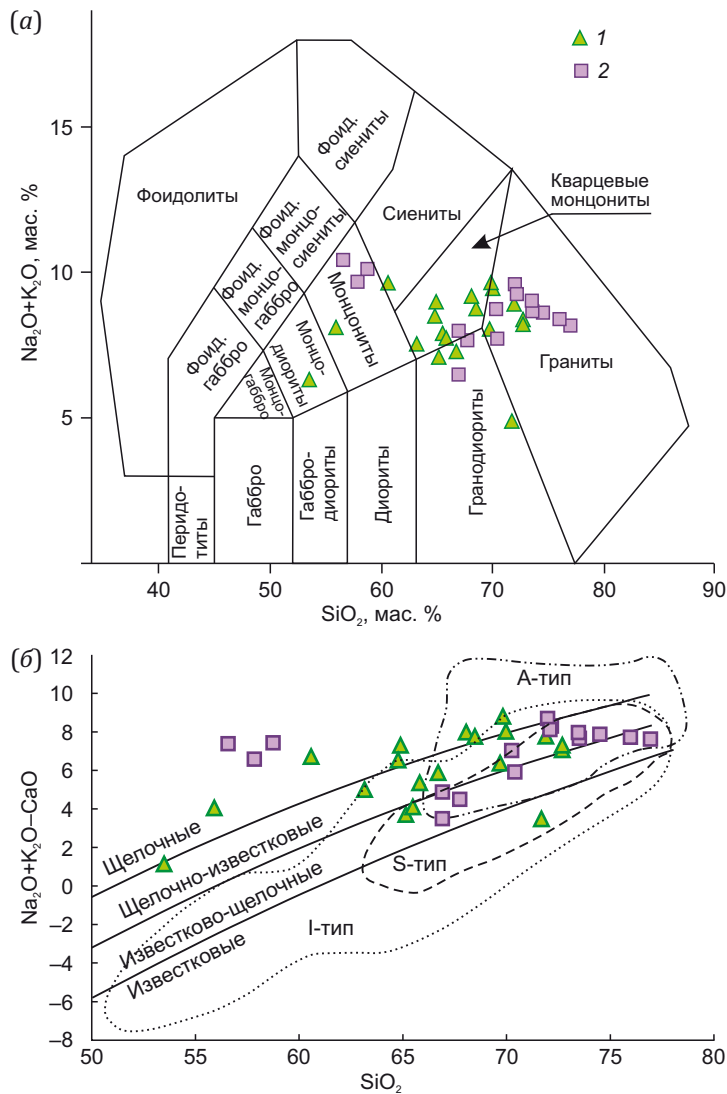


Рис. 3. Состав гранитоидов Посольненского массива на классификационных диаграммах. (a) – по [Middlemost, 1994]; (б) – SiO₂ – MALI (по [Frost et al., 2001]). 1 – данная работа (точки отбора образцов показаны на рис. 2); 2 – данные по [Vernikovskaya et al., 2004].

Fig. 3. Compositions of the granitoids of the Posolnaya massif on classification diagrams. (a) – after [Middlemost, 1994]; (b) – SiO₂ – MALI (after [Frost et al., 2001]). 1 – on the data presented in this paper (sample collection points are shown in Fig. 2); 2 – on the data presented in [Vernikovskaya et al., 2004].

2.2. Петрохимическая характеристика

На рис. 3 показаны данные нашей работы и из статьи [Vernikovskaya et al., 2004], характеризующие состав гранитоидов Посольненского массива и пород его западного обрамления.

По петрохимическому составу в пределах Посольненского массива выделяется четыре типа пород: субщелочные граниты (1); граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты (2); плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-биотит-амфиболовые кристаллосланцы (3); порфиробластические (мигматизированные) гнейсы и гранитогнейсы (4).

1. Субщелочные граниты, розовато-желтые средне-мелкозернистые, слабогнейсовидные, с редкими порфиroidными выделениями калиевого полевого шпата, являются наиболее распространенным типом пород, слагающих основную часть Посольненского массива. Состав этих пород отвечает железистому ($FeO^*/FeO^* + MgO = 0.80-0.94$), а по отношению SiO_2 к $(Na_2O + K_2O - CaO)$ – щелочно-известковому и частично щелочному типу (по [Frost et al., 2001]). В целом, это пералюминиевые породы ($A/CNK = 1.0-1.2$), от существенно натрий-калиевых ($K_2O/Na_2O = 1.0-2.6$) до калий-натриевых ($K_2O/Na_2O = +0.7-1.0$) с повышенным содержанием щелочей ($K_2O + Na_2O = 8.0-10.0$).

2. Граносиениты, кварцевые сиениты и сиениты развиты локально. Они могут быть связаны постепенными переходами с субщелочными гранитами или образовывать самостоятельную фазу. Ответ на этот вопрос могут дать изотопно-геохронологические данные или анализ редкоэлементных составов. По соотношению щелочей ($K_2O/Na_2O = 0.9-1.4$) это натрий-калиевые породы, как и граниты предыдущей группы. Из этого следует, что они, скорее всего, связаны постепенными переходами с субщелочными гранитами.

3. Плагиоклаз-амфиболовые, плагиоклаз-биотит-амфиболовые кристаллосланцы. В этой группе можно выделить незамещенные гранитоидной магмой базиты, обогащенные железом, магнием и кальцием. По химическому составу они отвечают метабазитам и, судя по структурным признакам и взаимоотношениям с минералами гранитоидов, эти минеральные ассоциации представляют собой реститы от замещения пироксен-плагиоклазовых и гранат-пироксен-плагиоклазовых пород канского и амфиболитов енисейского комплекса. В процессе регрессивного метаморфизма пироксен замещается зеленой роговой обманкой. В дальнейшем роговая обманка и гранат замещаются биотитом. Одновременно с этим возрастает содержание кварца, появляется решетчатый микроклин. По химическому составу такая перекристаллизованная, метасоматически измененная порода отвечает гранодиориту или низкощелочному граниту.

4. Порфиробластические гнейсы и гранитогнейсы широко представлены в западной части в приконтактовой зоне (предустьевая часть р. Посольной), где они ассоциируют с пегматитовыми жилами, секущими порфиробластические гнейсы и являющимися наи-

более поздними образованиями среди парагенетически единого ряда пород Посольненского массива. Химический состав порфиробластических пород соответствует гранодиориту или граносиениту и характеризуется повышенным содержанием калия, сосредоточенного в основном в порфиробластах решетчатого микроклина.

На классификационной диаграмме (рис. 3) точки составов группируются в основном в поле гранитов, кварцевых монцонитов и гранодиоритов и, реже, в поле монцонитов-монцодиоритов. Содержание щелочей охватывает диапазон от ≈ 10 до 7.5 мас. %. По модифицированному щелочно-известковому индексу MAlI [Frost et al., 2001] граниты массива представляют спектр составов в основном щелочно-известковых, реже – щелочных гранитов и попадают в поле как А-типа, так и S-типа.

2.3. Структурно-текстурные особенности бластомилонитов

Метаморфические породы канского и енисейского комплексов, окружающие Посольненский гранитоидный массив, сильно милонитизированы и катаклазированы, что позволяет предполагать существенную роль деформаций при его формировании. Граниты массива обладают ясно выраженной гнейсовидностью, совпадающей с гнейсовидностью вмещающих пород. Ниже дается характеристика структурно-текстурных особенностей наиболее типичных разновидностей пород, вовлеченных в процессы динамометаморфизма, достигающего до уровня ультраметаморфизма и образования псевдотахилитов. Бластомилониты развиваются практически по всем типам пород и сопровождаются низкотемпературными изменениями зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Иногда встречаются маломощные (1–2 см) жилки псевдотахилитов (устное сообщение А.Д. Ножкина) [Попов, 2001].

На рис. 4 приведены микрофотографии бластомилонитов (обр. 1206, 1204, 1216), иллюстрирующие сдвиговый характер деформаций, которые, по-видимому, соответствуют этапу D3, выделяемому в работе [Smit et al., 2000]. Характерной особенностью бластомилонитов является деформационная полосчатость. Она связана с перераспределением материала в процессе сдвигового течения и представлена чередованием полос и линз, сложенных существенно кварцевым или кварц-полевошпатовым агрегатом, и полос, обогащенных слюдястыми минералами, преимущественно биотитом. Такое перераспределение материала происходило одновременно с перекристаллизацией и формированием ориентированных структур. На породном уровне отчетливо проявлена рекристаллизация зерен, сланцеватость S-типа, образованная ориентацией слюд, кварца, плагиоклазов, линейность из вытянутых зерен и минеральных агрегатов.

Основными породообразующими минералами бластомилонитов являются гранат, биотит, силлиманит,

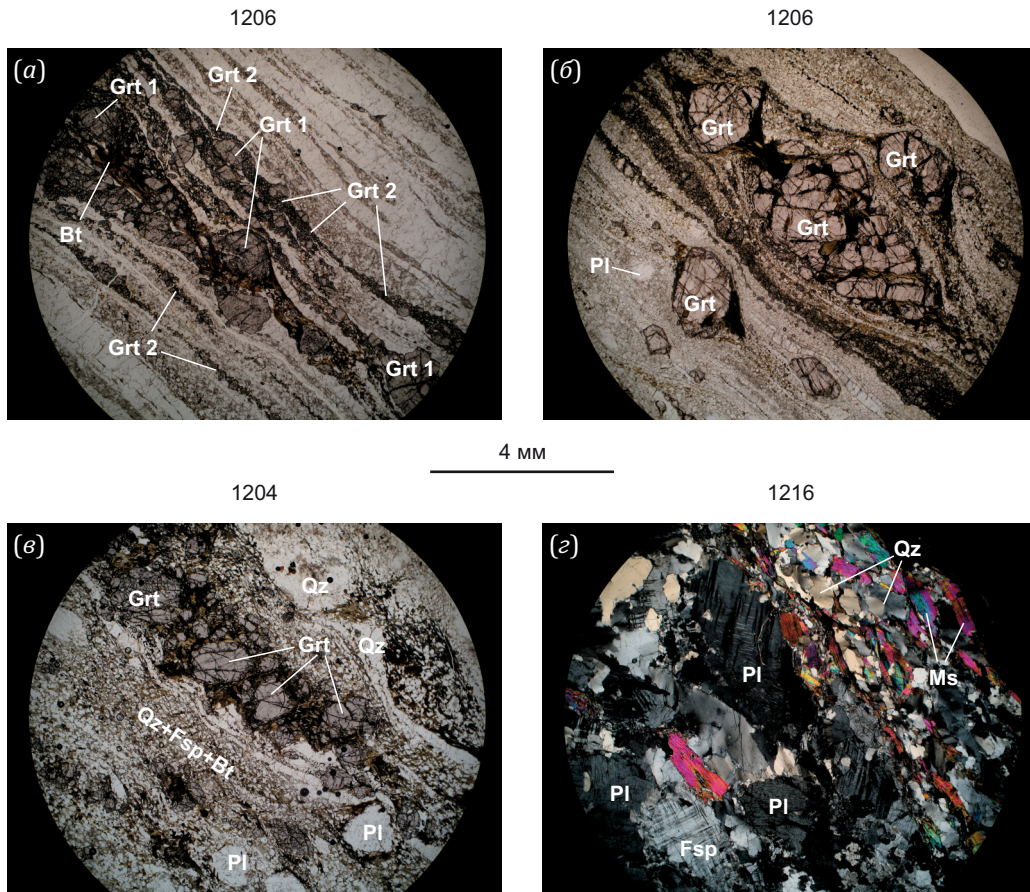


Рис. 4. Структурно-текстурные особенности blastomylonитов Ангаро-Канского блока (положение см. на рис. 1), сформированных по породам канского (а-б) и енисейского (в) метаморфических комплексов.

Fig. 4. Structural and textural features of blastomylonites of the Angara-Kan block (see Fig. 1 for the position), formed from rocks of the Kansk (a-b) and Yenisei (v) metamorphic complexes.

кварц и плагиоклаз. Порфиробласты граната имеют изометричную или линзовидную морфологию. Они часто трещиноваты и содержат мелкие включения кварца, плагиоклаза, биотита, циркона, монацита (рис. 4, а-в). Выделяется две генерации гранатов по размеру зерен и составу: крупная (3–5 мм) и мелкая (до 1 мм) [Likhanov et al., 2015] (рис. 4, а-в). В крупном гранате наблюдаются микротрещины скола и отрыва, фрагментация кристаллов на отдельные блоки со смещением, характерным для право- или левосдвиговых деформаций (рис. 4, б, в). По трещинкам в гранате часто развивается биотит и кварц. Мелкий синтетектонический гранат более поздней генерации обрастает крупные порфиробласты граната ранней генерации, образуя скопления в «теньях» давления или самостоятельные сегрегационные обособления линзовидно-полосчатой морфологии, ориентированные вдоль плоскостей скольжения (рис. 4, а-в). Для кварца характерно волнистое угасание и развитие деформационных ламелей; в большинстве случаев он формирует линзовидные сегрегационные обособления ленточной морфологии (рис. 4, в). Зерна плагиоклаза изгибаются в процессе сдвигового течения материала с характерным вращением зерен. Следствием пластической деформации

плагиоклазов также является образование механических двойников и структур kink-bands (рис. 4, г).

3. ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИ И ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Согласно данным сейсмопрофилирования [Detkov et al., 2007] мощность коры Енисейского кряжа составляет 55–60 км, включая гранулитогнейсовый комплекс, расположенный до глубины 40–50 км, и нижележащую переходную коромантийную зону толщиной 15–20 км. Принято, что по глубине модельная область ограничена гранулит-гнейсогранитным слоем верхней – средней коры мощностью 45 км согласно рис. 1 в работе [Vernikovskiy et al., 2009] (рис. 5).

Геометрия модели в плане соответствует строению Посольно-Кузеевской тектонической зоны с увеличением ширины с юга на север от 5 до 20 км (вариант «узкой» модели) либо от 10 до 40 км для варианта «широкой» модели (см. рис. 1; рис. 5). В зависимости от принятой модели, западной границей служит либо Приенисейский разлом для широкой модели, либо Канско-Посольненский разлом для узкой. С востока модель граничит с Таракским гранитным массивом, рассматриваемым как жесткий неподвижный блок. В упрощенной

модели предполагается, что сдвиговая зона однородна по составу и описывается разными реологическими свойствами: влажного гранита (далее – WGr) [Ranalli, 1995], либо кислого гранулита (FGn) [Wilks, Carter, 1990]. В основании коры задан тепловой поток 0.018 Вт/м². Для расчета начального стационарного распределения температуры использовались данные по среднему содержанию радиоактивных теплогенерирующих элементов (Th=17.6 г/т, U=1.3 г/т, K=2.4 %) в составе канского гранулитового комплекса Южно-Енисейского края [Nozhkin, Turkina, 1993]. Учитываются радиационные источники тепла мощностью 1.92 мкВт/м³, экспоненциально затухающие с глубиной в коре. На поверхности задана температура 0 °С, на боковых стенках ставился нулевой тепловой поток (условие теплоизолированной поверхности). Параметры плавления соответствуют плавлению влажного гранита с температурой солидуса 700 °С, ликвидуса – 900 °С. Предполагается, что субдуцированные карбонатно-терригенные водонасыщенные осадки океанической коры Предивинского террейна были поставщиком летучих в

перекрывающий гранулит-гнейсовый слой, что позволяет использовать в модели параметры плавления водосодержащего кислого гранулита [Johnson et al., 2008]. Плотность твердого вещества до полного расплава линейно меняется от 2700 до 2500 кг/м³, теплоемкость 1250 Дж/(кг·К), теплопроводность 2.5 Вт/(м·К), скрытая теплота плавления 380 кДж/кг. Скорость сдвига задается на всей протяженности западной боковой стенки, при этом скорость линейно снижается от основания модели до поверхности земли от V_{base} до 0, где V_{base} менялась в расчетах от 1 до 10 см/год. На южной, северной и восточной боковых стенках, а также на нижней границе модели ставится условие скольжения.

Закон вязкого течения вещества коры (крипа) определяется в виде нелинейной зависимости вязкости от температуры и скорости деформации:

$$\eta = A^{-\frac{1}{n}} [\dot{\epsilon}_{II}]^{\frac{1-n}{n}} \exp\left(\frac{H}{nRT}\right), \tag{1}$$

где $\dot{\epsilon}_{II}$ – второй инвариант тензора скорости деформаций, T – температура, A – эмпирический коэффициент,

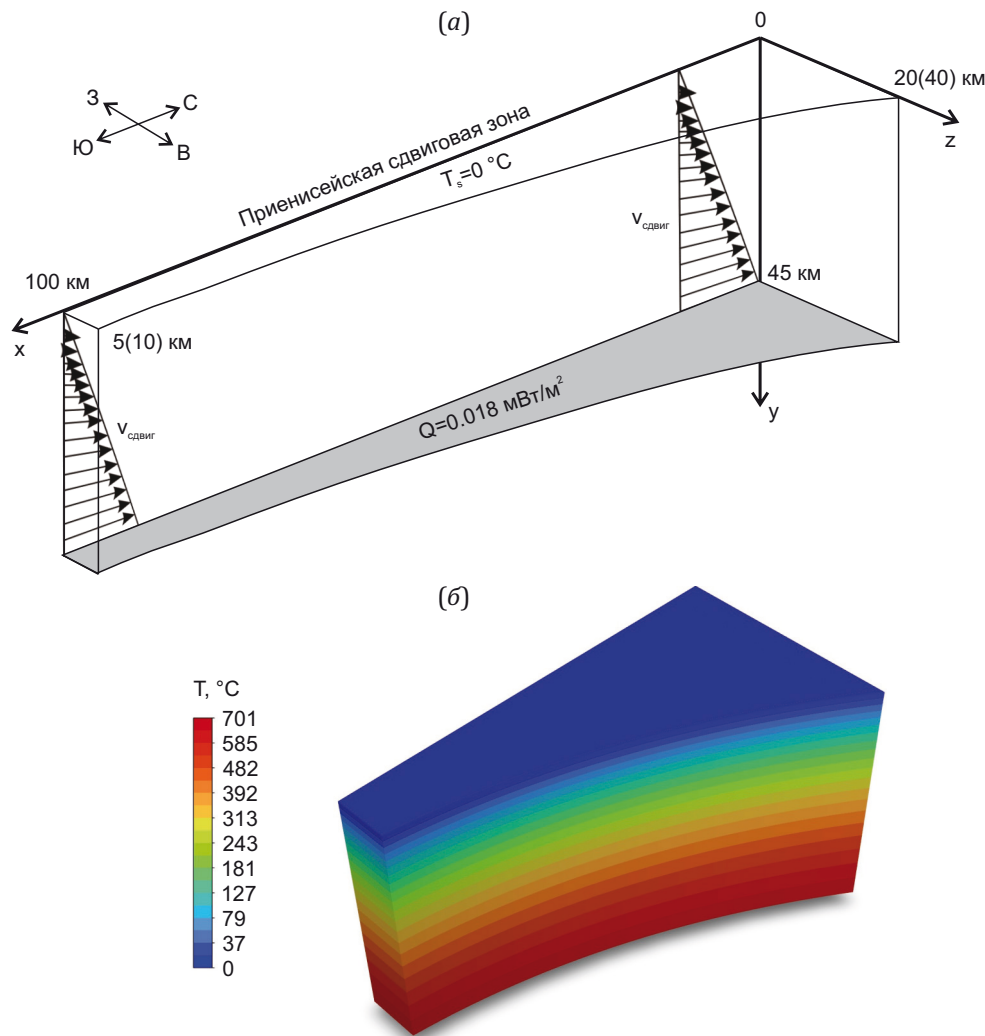


Рис. 5. Геометрия модели и граничные условия (а) и начальное распределение температуры в модельной области (б).
 Fig. 5. Model geometry and boundary conditions (a) and initial temperature distribution in the model domain (b).

n – показатель нелинейности, H – энергия активации. В зависимости от состава коры Ангаро-Канского блока задавались следующие параметры: для реологии WGr [Ranalli, 1995] – $n=2.3$, $H=154$ КДж/моль, $A=5.07e-18$ Па $^{-n} \cdot c^{-1}$; для реологии FGn [Wilks, Carter, 1990] – $n=3.1$, $H=243$ кДж/моль, $A=2e-21$ Па $^{-n} \cdot c^{-1}$.

Моделирование проводилось в 3D-постановке, решались уравнения Навье-Стокса с использованием программного комплекса ANSYS Fluent. В уравнении сохранения энергии учитывается член $q = \bar{\tau} \cdot \vec{v}$, описывающий вязкостную диссипацию тепла q , где $\bar{\tau}$ – напряжение, \vec{v} – скорость течения. Полная система уравнений и детали численного метода приведены в статье [Semenov, Polyansky, 2017].

4. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Численное моделирование выявило значительное влияние вязкостной диссипации на тепловой режим земной коры, которое определяется составом коры (реология) и скоростью сдвига. Результаты представлены для двух реологических моделей WGr [Ranalli, 1995] и FGn [Wilks, Carter, 1990] и двух геометрических моделей, отличающихся шириной зоны сдвига (20 и 40 км). Каждая из моделей тестировалась при разных скоростях сдвига (1–10 см/год).

Для моделей с реологией WGr, характеризующейся сильной температурной зависимостью вязкости, вязкостная диссипация вызывает значительный нагрев и формирование зон частичного плавления. При низкой скорости сдвига (1–2 см/год) температура в основании коры повышается на 15–20 °C. Уже при 2 см/год возникают локальные зоны плавления размером ~7×10 км и высотой над основанием коры ~300 м (рис. 6, а) для узкой модели и размерами 9×18 км высотой 300 м для широкой модели (рис. 6, б). При этом ширина (поперек зоны сдвига) области расплава увеличивается более чем в два раза в сравнении с узкой моделью, т.е. коли-

чество расплава растет нелинейно с ростом ширины сдвиговой зоны.

При скорости ≥8 см/год формируются магматические тела размером 9×14 км, поднимающиеся на глубину до 10 км за счет положительной плавучести для узкой модели. (Положительная плавучесть возникает, когда $\rho_{(магмы)} < \rho_{(коры)}$). В случае широкой модели такие структуры формируются при скорости сдвига 4 см/год и выше. Это обусловлено тем, что область теплогенерации растет с увеличением сдвиговой зоны, расплав достигает критической массы, которой хватает для образования положительно плавучего вещества при заданной реологии. При этом уровень подъема практически не меняется при вариации ширины зоны сдвига, так как величина генерируемого тепла за счет вязкостной диссипации зависит от скорости сдвига.

В течение 4 млн лет от начала сдвига со скоростью 8 см/год в случае узкой модели на глубине 10 км сохраняется область с расплавом диаметром ~6 км, в которой за счет внутренней конвекции расплава вязкостная диссипация дает дополнительную энергию и несколько замедляет процесс остывания. Максимальное повышение температуры в основании коры за счет вязкостной диссипации достигает ~70 °C, что согласуется с оценками этой величины для коллизионных зон [Burg, Schmalholz, 2008].

В случае широкой модели для скорости сдвига 8 см/год за 3.35 млн на глубине 10 км образуется область расплава эллипсоидальной формы высотой до 15 км, 8 км в продольном и 18 км в поперечном направлении относительно сдвига (рис. 7). Для скорости сдвига 6 см/год эта область имеет размер высотой до 12 км, 7 км в продольном и 14 км в поперечном направлении.

Эволюция развития гранитного интрузива представлена на рис. 7 для моментов времени 1.8–4.0 млн лет с начала движения для широкой модели WGr при

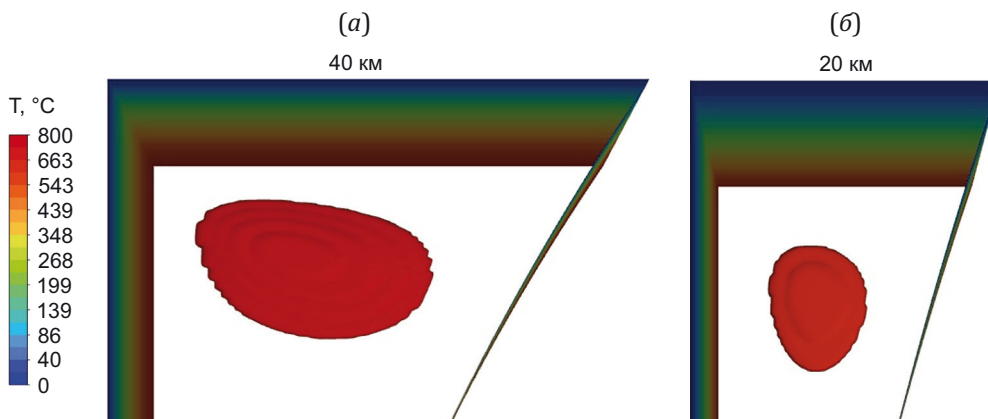


Рис. 6. Область плавления при сдвиге со скоростью 2 см/год и длительностью 4 млн лет для широкой (а) и узкой (б) модели при реологии WGr. Вид сверху на северную область модели, глубина среза – 45 км. Цветом показана температура на участках боковых поверхностей.

Fig. 6. Melting zone at a shear rate of 2 cm/yr and a shear duration of 4 Myr for the wide (a) and narrow (b) models with consideration of WGr rheology. A top view of the northern region of the model, cutting depth – 45 km. Colors indicate temperature at the lateral surfaces.

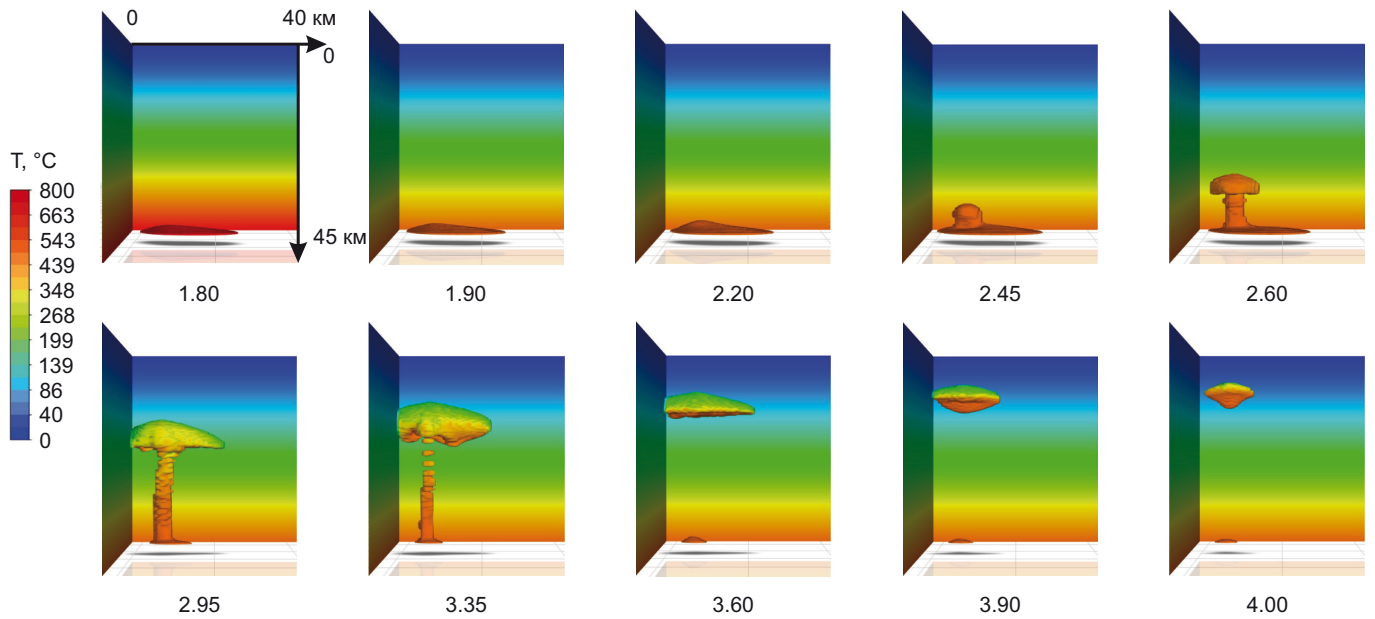


Рис. 7. Эволюция развития интрузии, сформированной за счет вязкостной диссипации тепла при скорости сдвига 8 см/год. Широкая модель, реология WGr. Вид с юга на север. Числа под картинками – время с начала сдвиговых деформаций (млн лет). Форма тела соответствует области наличия расплава (доля расплава >0.1 %).

Fig. 7. Evolution of intrusions formed by viscous heat dissipation at a shear rate of 8 cm/yr. Wide model, WGr rheology. South to north view. Numbers under the images indicate time since onset of shear deformations (Myr). Body shape corresponds to the melt-rich region (melt fraction >0.1 %).

скорости сдвига 8 см/год. Стадия прогрева и накопления энергии занимает до 1.5 млн лет, далее за 1 млн лет скапливается критическая масса расплава, формирующая интрузию с активной стадией подъема длительностью 250–300 тыс. лет. По мере подъема идет замедление скорости подъема, остывание и кристаллизация расплава в финальной магматической камере. Ее горизонтальный размер в завершающий момент может достигать 20 км.

Результаты моделирования диссипативного механизма нагревания на **рис. 8** представлены в виде трех сечений в вертикальном (продольное и поперечное к сдвигу) и горизонтальном направлении на глубине 10 км. Неоднородность температуры внутри поднимающегося расплава обусловлена тем, что скорость конвекции внутри расплава может быть более чем на порядок выше скорости подъема. За счет внутреннего трения тепло генерируется внутри расплава с максимальной интенсивностью, и этот процесс поддерживает существование расплава и замедляет его остывание.

На **рис. 9** представлена форма гранитного тела, ограниченного поверхностью области плавления (доля расплава >0.1 %) для модели с реологией WGr (**рис. 9, а**) и FGn (**рис. 9, б**) при длительности сдвига 3.5 и 4.0 млн лет со скоростью сдвига 6 и 8 см/год соответственно. На **рис. 9, а**, показано окончание активной стадии подъема магмы и момент начала кристаллизации. На **рис. 9, б**, при реологии FGn расплав при длительности сдвига 3 млн лет сформировал критическую массу, к моменту 4 млн лет произошел незначительный подъем до глубины 38 км ввиду того, что высокая эффек-

тивная вязкость гранулитового вещества коры не позволяет расплаву достичь меньшей глубины.

Динамика нагревания показывает, что первые признаки плавления появляются через 1.0–1.5 млн лет после начала деформации, а зрелые диапиры формируются через 3–4 млн лет. Долгосрочные расчеты (20 млн лет) указывают на циклический характер процесса: после охлаждения диапира запускаются новые эпизоды нагрева и плавления.

Для более жесткой реологии гранулита (FGn) теплогенерация существенно ниже из-за высокой вязкости и слабой температурной зависимости. Зоны плавления формируются в виде линз в основании коры, при скорости 6 см/год их размеры составляют 6×5 км, толщина ~150 м, при 10 см/год – 6×8 км, толщина ~250 м. Подъем магм в верхнюю кору в этих условиях не происходит, так как реологические свойства гранулитовой коры ограничивают способность к деформациям. Обобщенное представление результатов моделирования дано на **рис. 10**, где указаны варианты моделей, в которых плавления либо не происходит, либо образовавшийся расплав в основании коры остается на месте, либо поднимается на определенный уровень в форме диапирового тела.

При скорости сдвига от 1 до 10 см/год диссипативное тепловыделение в основании коры, где скорость сдвига максимальна, от $2 \cdot 10^{-7}$ до $1.4 \cdot 10^{-5}$ Вт/м³ и от $1.1 \cdot 10^{-7}$ до $2.5 \cdot 10^{-6}$ Вт/м³ для реологии WQz и FGn соответственно. При скорости 1–2 см/год диссипативное тепловыделение (10^{-7} – 10^{-6} Вт/м³) сопоставимо с радиогенным нагревом верхней коры (1 – $2 \cdot 10^{-6}$ Вт/м³).

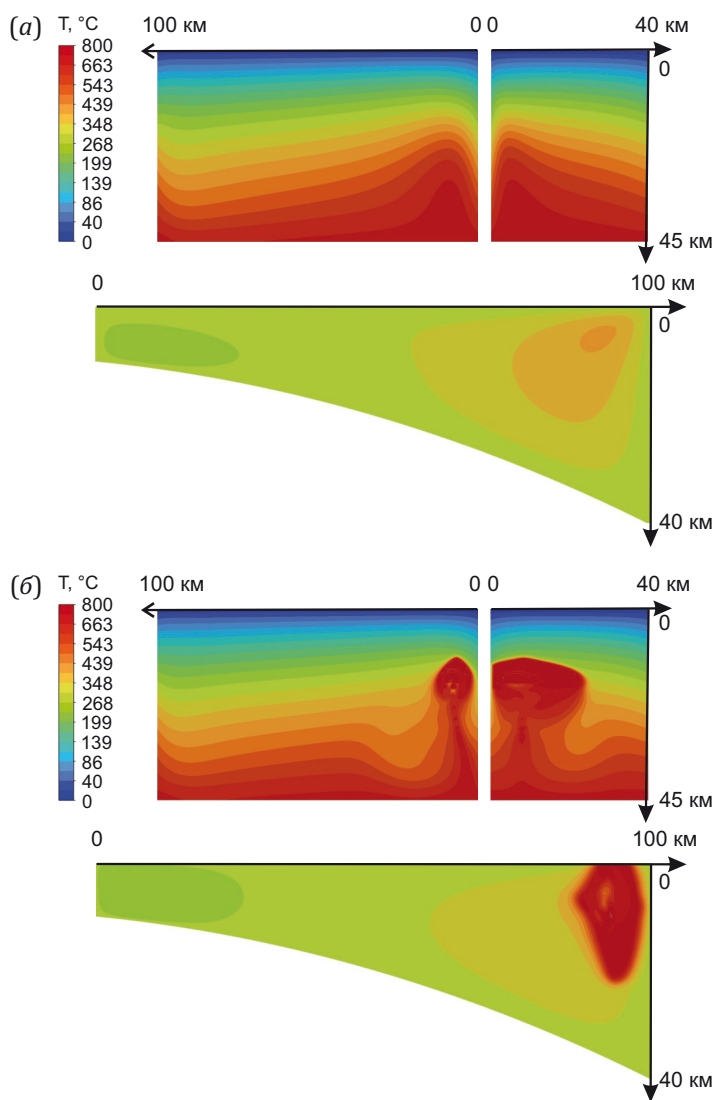


Рис. 8. Результаты моделирования диссипативного механизма нагрева при скорости сдвига 8 см/год, момент времени 3.35 млн от начала сдвиговых деформаций. Горизонтальное сечение на глубине 10 км. Модель шириной 40 км. (а) – реология FGn, (б) – реология WGr.

Fig. 8. Results of modeling the dissipative heating mechanism at a shear rate of 8 cm/yr; 3.35 million years time since onset of shear deformations. Horizontal section at a depth of 10 km. Model width is 40 km. (a) – FGn rheology, (b) – WGr rheology.

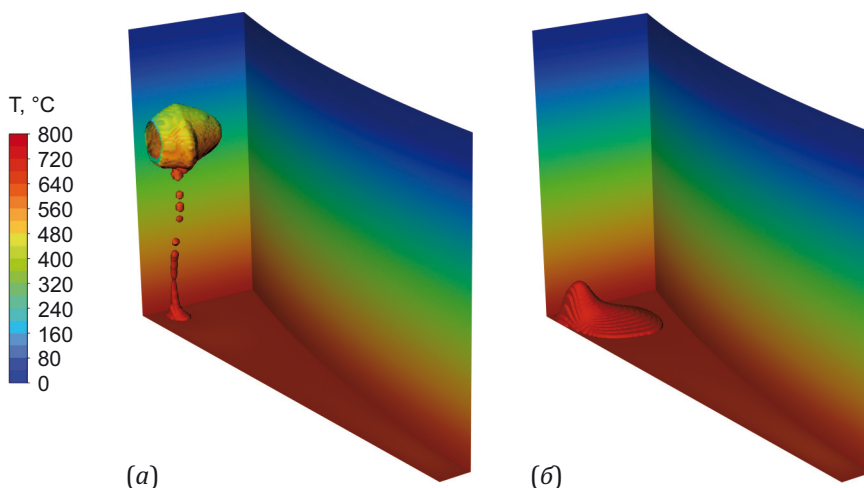


Рис. 9. Сравнение результатов моделирования, показывающих влияние реологических свойств вещества коры сдвиговой зоны.

(а) – реология WGr, скорость сдвига 6 см/год, длительность сдвига 3.6 млн лет; (б) – реология FGn, скорость сдвига 8 см/год, длительность сдвига 4 млн лет. Форма тела соответствует области наличия расплава (доля расплава >0.1 %).

Fig. 9. Comparison of modeling results showing the influence of rheological properties of the shear zone crustal material. (a) – WGr rheology, shear rate of 6 cm/yr, shear duration of 3.6 Myr; (b) – FGn rheology, shear rate of 8 cm/yr, shear duration of 4 Myr. The shape of the body corresponds to the melt-rich region (melt fraction >0.1 %).

Реология, ширина модели	Скорость сдвига, см/год					
	1	2	4	6	8	10
WGr, узкая	Нет плавления					
		Нет подъема	Нет подъема	Нет подъема	9 км	9 км
WGr, широкая	Нет плавления					
		Нет подъема	11 км	9 км	9 км	9 км
FGn, узкая	Нет плавления	Нет плавления	Нет плавления			
				Нет подъема	Нет подъема	Нет подъема
FGn, широкая	Нет плавления					
		Нет подъема	Нет подъема	Нет подъема	38 км	33 км

Рис. 10. Результаты моделирования диссипативного режима теплогенерации. В случае отсутствия подъема магмы представлен вид сверху, в случае подъема магмы показан вид сбоку и указан уровень подъема (км).

Fig. 10. Results of dissipative heat generation modeling. A top view is shown for the case of no magma ascent; a side view is shown for the case of magma ascent (in km).

Однако при скорости ≥ 4 см/год (реология WGr) диссипация тепла превышает радиогенный вклад, а при ≥ 8 см/год становится доминирующим источником тепла, особенно в основании коры.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

В качестве возможного механизма формирования Посольненского массива нами предлагается диссипация тепла при вязкопластических деформациях, роль которой обсуждается в ряде работ [Leloup et al., 1999; Burg, Gerya, 2005; He et al., 2009; Nabelek et al., 2010; Mako, Caddick, 2018; Polyansky et al., 2021; Matveev et al., 2022].

Можно предположить, что протолитами посольненских гранитоидов были мигматизированные биотит-амфиболсодержащие гнейсы, сформированные на стадии метаморфизма амфиболитовой фации и мигматизации на рубеже 1.8–1.7 млрд лет [Popov, 2001]. Во время субдукции Предивинского террейна 637–628 млн лет назад [Vernikovskiy et al., 2009], завершившейся в интервале 615–603 млн лет [Likhanov et al., 2015], произошло погружение карбонатно-терригенных водонасыщенных осадков океанической коры и обогащение нижней

коры летучими компонентами. В постсубдукционный период активации Посольно-Кузеевской тектонической зоны ПРСЗ (540–510(?) млн лет) диссипативный нагрев при сдвиговых деформациях мог быть причиной повторного плавления (мобилизация по [Eskola, 1948] или реоморфизм по [Shkodzinsky, 1985]) гранулит-гнейсового протолита и образования Посольненского гранитоидного массива.

Другой часто рассматриваемой причиной плавления и магматизма является воздействие на породы коры высокотемпературных базитовых магм мантийного происхождения. В пределах Посольно-Кузеевской тектонической зоны встречаются тела габбро-долеритов шишинского метабазитового комплекса, однако его возраст остается неустановленным [State Geological Map..., 2002]. Дайки метабазитового комплекса пересекают все образования позднего докембрия, в том числе тектоносланцы приенисейского и граниты посольненского комплекса. Однако геологических данных о соотношении даек и гранитоидов недостаточно для определения причины гранитоидного магматизма. Вопрос о том, могли ли базитовые магмы являться тепловым источником кислого магматизма при

формировании Посольненского гранитоидного массива, остается открытым и может быть решен при получении изотопных определений возраста базитов шешинского комплекса.

В работе выполнено моделирование механизма диссипативного тепловыделения при трении и вязкопластических деформаций (бластомилонитизация) в геологически неоднородной сдвиговой зоне. Выбор такого механизма обусловлен двумя факторами. (1) Породы в обрамлении Посольненского массива испытали значительные сдвиговые деформации, приведшие к развитию бластомилонитов, катаклазитов и других разновидностей пород разломной зоны [Likhhanov et al., 2021]. При этом породы деформационной зоны испытывали сверхлитостатическое давление, которое способствует сильному разогреву при диссипации тепла трения и сдвиговых деформаций [Polyansky et al., 2021]. (2) Возраст деформаций 583.8 ± 5.1 млн лет, определенный Ar-Ar методом по мусковиту из Grt+Ms+Bt+Pl+Kfs сланцев (обр. 1216; см. рис. 3), и 565.7 ± 5.3 млн лет, определенный по мусковиту из Qz+Grt+Ms+Pl+Pyx метавулканита [Likhhanov et al., 2021], предшествует возрасту формирования Посольненского массива 511 ± 9 млн лет (циркон) [Vernikovskaya et al., 2004] и возрасту метаморфических пород его обрамления 544.2 ± 7.6 млн лет (Amf) и 544.5 ± 1.3 млн лет (Bi) [Popov et al., 2020]. Деформационное событие D_3 по данным [Smit et al., 2000], связанное с формированием крупномасштабных зон милонитизации, считалось более поздним относительно возраста гранулитового метаморфизма пород канско-и енисейского комплексов [Nozhkin et al., 1989]. Имеющиеся данные о возрасте сдвиговых деформаций, полученные Ar-Ar методом по метаморфическим минералам из бластомилонитов, подтверждают это и дают более определенный возрастной интервал 585–565 (либо 544) млн лет. Существует временной разрыв около 30 млн лет в возрасте гнейсогранита контактовой зоны массива (544 млн лет) и субщелочных гранитоидов поздней фазы магматизма (511 млн лет). Эти датировки пород тектонической зоны единственные в регионе, с чем можно сравнить возраст деформаций и возраст формирования массива. Если предположить длительную либо повторяющуюся активность сдвиговой тектонической зоны, то процесс магмогенерации, вызванный (как предполагается) диссипативными процессами, мог происходить на финальной стадии деформаций, но не предшествовать им. В этом смысле приведенные данные не противоречат рассматриваемой модели. Однако очевидно, что требуется проведение дополнительных геохронологических определений возраста деформаций в Посольно-Кузеевской тектонической зоне.

Так как природа метаморфического обрамления Посольненского массива остается дискуссионной [Sukhorukov, Turkina, 2025], мы рассмотрели два варианта модели Посольно-Кузеевской тектонической зоны. Предполагается, что реология вещества зоны описывается либо свойствами влажного гранита (модель WGr),

либо свойствами кислого гранулита (модель FGn). Модельные эксперименты показали, что тепловой режим сдвиговой зоны разного состава существенно различается. На тепловой режим в зоне вязкопластических деформаций совместное влияние оказывают разнонаправленные процессы: наибольшее выделение энергии происходит там, где напряжения и скорости деформации максимальны согласно вкладу диссипативного тепла ($q = \bar{\tau} \cdot \bar{\nu}$), зависящего от напряжения и скорости деформирования. При этом рост температуры приводит к снижению вязкости согласно формуле (1), что, в свою очередь, вызывает снижение напряжений, и диссипативный нагрев сокращается. Предсказать плавление и магматизм в тектонической зоне деформаций возможно только при решении задачи численно. По результатам выполненных численных экспериментов оказалось, что для вещества с реологическими свойствами водонасыщенного гранита диссипативного тепла вязких деформаций достаточно для плавления и формирования объема магмы, способного подниматься (всплывать) на верхние уровни коры. Для вещества с реологическими свойствами кислого гранулита плавление происходит только при высоких скоростях сдвига, и выплавившийся объем практически остается «на месте», в основании гранулитогнейсового слоя.

Неопределенность в начальной геометрии и ширины тектонической зоны деформаций требует рассмотреть по крайней мере две модели: с «узкой» и «широкой» зоной сдвига (рис. 11). По геологическим данным в структуре ПРСЗ его западной границей может рассматриваться Приенисейский либо Канско-Посольненский разлом. Восточная граница модельной области определяется положением Канско-Шилкинского разлома. Полученная расчетная форма интрузива отличается в двух вариантах модели: в узкой формируется массив с соотношением продольного и поперечного размера 1:1, а в широкой – с соотношением сторон 3.5:1.0. При сравнении модельных результатов и реальной формы Посольненского массива оказывается, что при ширине 20 км Посольно-Кузеевской тектонической зоны форма реального и смоделированного массивов совпадает лучше (рис. 11). Кроме того, в широкой модели модельный массив ориентирован поперек направления сдвига, что противоречит геологическим данным.

Важным вопросом для реконструкции механизма формирования Посольненского массива является глубина его размещения. Границы массива трудно установить по геологическим данным, для них характерны постепенные переходы гранитоидов в гнейсы и сланцы [State Geological Map..., 2002], поэтому по форме контактов сложно определить, является массив аллохтонным или автохтонным. Оценки давления метаморфизма вмещающих пород также не могут дать однозначного ответа, так как возраст гранулитового метаморфизма значительно превышает возраст сдвигово-деформационного этапа эволюции Посольно-Кузеевской тектонической зоны. Для оценки возраста,

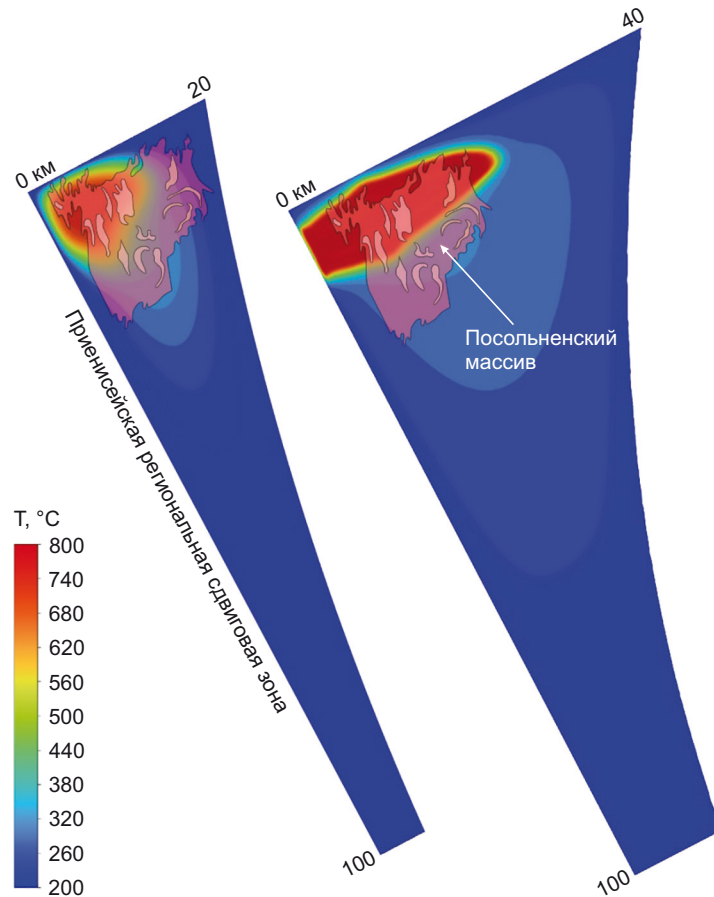


Рис. 11. Сравнение модельных результатов и реального положения Посольненского массива в Посольно-Кузеевской тектонической зоне в одинаковом масштабе для моделей с 20- и 40-километровой сдвиговой зоной. Модельное горизонтальное сечение проведено на глубине 10 км.

Fig. 11. A same-scale comparison of model-based and actual position of the Posolnaya massif in the Posolnaya-Kuzeeva tectonic zone for 20-km and 40-km shear zone models. The model horizontal section is drawn at a depth of 10 km.

длительности и теплового источника магмогенерации Посольненского массива необходимы дополнительные исследования.

Ранее было установлено [Popov et al., 2020], что Посольненский гранитоидный массив является полифазным. Среди основной массы гранитов отмечаются также гранитоиды сиенитового, субщелочного состава. Первые могут быть непротиворечиво объяснены моделью диссипативного нагрева при сдвиговых деформациях, описанной выше. Однако для сиенитов и гранитов субщелочного состава температура в области магмогенерации должна быть не менее 800 °C [Polyansky et al., 2017]. Для образования сиенитовых магм следует предположить, что температура в источнике была около или более 800 °C [Polyansky et al., 2017], т.е. существенно выше, чем достигалась при диссипативном нагреве в наших численных экспериментах. В связи с этим для формирования этих пород возможно наличие скрытой базитовой интрузии мантийного происхождения в качестве источника тепла. Этот механизм требует отдельного рассмотрения и дополнительных петрологических и геохронологических данных.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложена математическая численная модель формирования Посольненского массива за счет диссипации тепла при сдвиговых деформациях в Посольно-Кузеевской тектонической зоне, основанная на результатах 3-мерного моделирования термомеханических процессов в сдвиговой зоне.

Рассмотрены варианты модели строения Посольно-Кузеевской тектонической зоны в отношении ширины активной области горизонтального сдвига и состава метаморфического протолита. Модель узкой (20 км) сдвиговой зоны воспроизводит наблюдаемую форму магматического тела.

Определена зависимость режима магматизма от реологических свойств вещества тектонической зоны. Показано, что при деформировании и диссипации тепла в модели с реологией влажного гранита реализуется плавление и диапировый подъем гранитной магмы до уровня 9–11 км. В случае модели с реологическими свойствами кислого гранулита плавление происходит в большем объеме, но ограничивается областью в основании коры, без дальнейшего всплывания магматической массы.

Скорость сдвига является одним из ключевых параметров эффективности диссипативного нагрева. Получена оценка порогового значения скорости сдвига 4 см/год (и выше) для масштабного плавления за счет диссипации и мобилизации гранитной магмы.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам статьи за внимательное отношение к представленной работе и ценные замечания, а также А.А. Крылову за помощь в построении петрохимических диаграмм. Петрохимические анализы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

8. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Все авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

All authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

9. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

The authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Burg J.-P., Gerya T.V., 2005. The Role of Viscous Heating in Barrovian Metamorphism: Thermomechanical Models and Application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *Journal Metamorphic Geology* 23 (2), 75–95. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00563.x>.

Burg J.-P., Schmalholz S.M., 2008. Viscous Heating Allows Thrusting to Overcome Crustal Scale Buckling: Numerical Investigation with Application to the Himalayan Syntaxes. *Earth and Planetary Science Letters* 274 (1–2), 189–203. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.022>.

Chikov B.M., Zinov'ev S.V., Podtsibastenkova E.A., 1988. Morphological Types of Flow Structures in Blastomylonites of the Irtysh Crumpling Zone. *Russian Geology and Geophysics* 29 (8), 8–11.

Datsenko V.M., 1984. Granitoid Magmatism of the Southwestern Margin of the Siberian Platform. *Nauka, Novosibirsk*, 120 p. (in Russian) [Даценко В.М. Гранитоидный магматизм юго-западного обрамления Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.].

Detkov V.A., Valchak V.I., Gorunov N.A., Evgrafov A.A., 2007. Some Features of the Earth's Crust and Upper Mantle Structure of the Southern Siberian Platform in Transects Batolit and Altai – Severnaya Zemlya. In: *Models of the Earth's Crust and Upper Mantle Based on Deep Seismic Profiling. Proceedings of the International Scientific and Practical Seminar (September 18–20, 2007)*. VSEGEI, Saint Petersburg, p. 82–85 (in Russian) [Детков В.А., Вальчак В.И., Горюнов Н.А., Евграфов А.А. Особенности строения зем-

ной коры и верхней мантии юга Сибирской платформы в сечении опорных маршрутов Батолит и Алтай – Северная Земля // *Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы международного научно-практического семинара (18–20 сентября 2007 г.)*. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 26–31].

Eskola P.E., 1948. The Problem of Mantled Gneiss Domes. *Quarterly Journal of the Geological Society* 104, 461–476. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1948.104.01-04.21>.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D., 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42 (11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>.

Gerya T.V., Maresch W.V., 2004. Metapelites of the Kanskii Granulite Complex (Eastern Siberia): Kinked P-T Paths and Geodynamic Model. *Journal of Petrology* 45 (7), 1393–1412. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh017>.

He J., Lu Sh., Wang X., 2009. Mechanical Relation Between Crustal Rheology, Effective Fault Friction, and Strike-Slip Partitioning Among the Xiaojiang Fault System, South-eastern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences* 34 (3), 363–375. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.06.003>.

Izokh A.E., Tran T.H., Polyakov G.V., Ngo T.P., Tran T.A., Travin A.V., 2004. Syn-Kinematic Ultramafic-Mafic Magmatism in the Red River Shear Zone. *Journal of Geology. Series B* (23), 26–41.

Johnson T.E., White R.W., Powell R., 2008. Partial Melting of Metagreywacke: A Calculated Mineral Equilibria Study. *Journal of Metamorphic Geology* 26 (8), 837–853. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00790.x>.

Kachevsky L.K., Kachevskaya G.I., Grabovskaya J.M., 1998. Geological Map of the Yenisei Ridge. Scale of 1:500000. Krasnoyarskgeolsemka, Krasnoyarsk (in Russian) [Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. Геологическая карта Енисейского кряжа. Масштаб 1:500000. Красноярск: Красноярскгеолъемка, 1998].

Kovrigina E.K., 1977. Tectonics of the Angara-Kan Part of the Yenisey Range. *Materials on Tectonics and Magmatism of Siberia*. VSEGEI, Leningrad, p. 24–40 (in Russian) [Ковригина Е.К. Тектоника Ангаро-Канской части Енисейского кряжа // Материалы по тектонике и магматизму Сибири. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. С. 24–40].

Kozlov P.S., Filippov Y.F., Likhanov I.I., Nozhkin A.D., 2020. Geodynamic Model of the Neoproterozoic Evolution of the Yenisei Paleosubduction Zone (Western Margin of the Siberian Craton), Russia. *Geotectonics* 54 (1), 54–67. <https://doi.org/10.1134/S0016852120010069>.

Kuznetsov Yu.A., 1988. Selected Papers. Vol. 1: Petrology of the Precambrian South Yenisei Ridge. *Novosibirsk, Nauka*, 221 p. (in Russian) [Кузнецов Ю.А. Избранные труды. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1988. Т. 1. 221 с.].

Leloup P., Ricard Y., Battaglia J., Lacassin R., 1999. Shear Heating in Continental Strike-Slip Shear Zones: Model and Field Examples. *Geophysical Journal International* 136 (1), 19–40. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00683.x>.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinoviev S.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., 2015. P-T-t Reconstructions of South Yenisei Ridge Metamorphic History (Siberian Craton): Petrological Consequences and Application to the Supercontinental Cycles. *Russian Geology and Geophysics* 56 (6), 805–824. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.05.001>.

Likhanov I.I., Zinoviev S.V., Kozlov P.S., 2021. Blastomylonite Complexes of the Western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): Geological Position, Metamorphic Evolution and Geodynamic Models. *Geotectonics* 55 (1), 36–57. <https://doi.org/10.1134/S0016852121010076>.

Mako C.A., Caddick M.J., 2018. Quantifying Magnitudes of Shear Heating in Metamorphic Systems. *Tectonophysics* 744, 499–517. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.003>.

Matveev M.A., Smulskaya A.I., Morozov Yu.A., 2022. Features of Frictional Melting of Rocks and Melt Crystallization in a Seismic Process: Case Study of Pseudotachylites of the Ladoga Region. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 58 (6), 902–928. <https://doi.org/10.1134/s106935132206009x>.

Middlemost E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. *Earth-Science Reviews* 37 (3–4), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).

Mori H., Wallis S., Fujimoto K., Shigematsu N., 2015. Recognition of Shear Heating on a Long-Lived Major Fault Using Raman Carbonaceous Material Thermometry: Implications for Strength and Displacement History of the MTL, SW Japan. *Island Arc* 24 (4), 425–446. <https://doi.org/10.1111/iar.12129>.

Nabelek P.I., Whittington A.G., Hofmeister A.M., 2010. Strain Heating as a Mechanism for Partial Melting and Ultrahigh Temperature Metamorphism in Convergent Orogens: Implications of Temperature-Dependent Thermal Diffusivity and Rheology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115 (B12), B12417. <https://doi.org/10.1029/2010JB007727>.

Nozhkin A.D., Malishev V.I., Sumin A.V., Ostapenko E.I., Gerya T.V., 1989. Age of Metamorphic Complexes in Southwestern Part of Siberian Platform After the Data of Pb-Isotopic Studies. *Russian Geology and Geophysics* 1, 13–22.

Nozhkin A.D., Turkina O.M., 1993. Geochemistry of Granulites from Kansk and Sharyzhalgay Complexes. *United Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk*, 221 p. (in Russian) [Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: ОИГМ СО РАН, 1993. 223 с.].

Nozhkin A.D., Turkina O.M., Likhanov I.I., Savko K.A., 2019. Paleoproterozoic Metavolcanosedimentary Sequences of the Yenisey Metamorphic Complex, Southwestern Siberian Craton (Angara-Kan Block): Subdivision, Composition, and U-Pb Zircon Age. *Russian Geology and Geophysics* 60 (10), 1101–1118. <https://doi.org/10.15372/RGG2019112>.

Polyansky O.P., Babichev A.V., Semenov A.N., Reverdatto V.V., 2021. Modelling Heat Generation During Friction and Vis-

coplastic Deformation Based on the Example of the Yenisei Shear Zone (Eastern Siberia). *Geodynamics & Tectonophysics* 12 (4), 909–928 (in Russian) [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]. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0563>.

Polyansky O.P., Semenov A.N., Vladimirov V.G., Karmysheva I.V., Vladimirov A.G., Yakovlev V.A., 2017. Numerical Simulation of Magma Mingling (Case of Bayankol Gabbro-Granite Series, Sangilen, Tuva). *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (2), 385–403 (in Russian) [Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Владимиров А.Г., Яковлев В.А. Численная модель магматического минглинга (на примере баянкольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 385–403]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0247>.

Popov N.V., 2001. Early Precambrian Evolution of the South Yenisei Ridge. *Russian Geology and Geophysics* 42 (7), 972–983.

Popov N.V., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Savko K.A. 2020. Proterozoic Granitoid Magmatism at the Southwestern Margin of the Siberian Platform in the Tectonic History of the Angara-Kan Block. *Doklady Earth Sciences* 490 (2), 81–86. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20020129>.

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

Semenov A.N., Polyansky O.P., 2017. Numerical Modeling of the Mechanisms of Magma Mingling and Mixing: A Case Study of the Formation of Complex Intrusions. *Russian Geology and Geophysics* 58 (11), 1317–1332. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.11.001>.

Shkodzinsky V.S., 1985. Phase Evolution of Magmas and Petrogenesis. *Nauka, Moscow*, 232 p. (in Russian) [Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.].

Smit C.A., Van Reenen D.D., Gerya T.V., Varlamov D.A., Fed'kin A.V., 2000. Structural-Metamorphic Evolution of the Southern Yenisey Range of Eastern Siberia: Implications for the Emplacement of the Kanskiy Granulite Complex. *Mineralogy and Petrology* 69 (1–2), 35–67. <https://doi.org/10.1007/s007100050018>.

State Geological Map of the Russian Federation, 2002. Yenisei Series. Scale of 1:200000. Sheet O-46-XXVIII (Bol. Murta). Explanatory Note. Publishing House of VSEGEI, Moscow–Saint Petersburg, 217 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Енисейская серия. Масштаб 1:200000. Лист O-46-XXVIII (Бол. Мурта): Объяснительная записка. М.–СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 217 с.].

Strong D.F., Hanmer S.K., 1981. The Leucogranites of Southern Brittany: Origin by Faulting, Frictional Heating, Fluid Flux and Fractional Melting. *The Canadian Mineralogist* 19 (1), 163–176.

Stüwe K., 2002. *Geodynamics of the Lithosphere. An Introduction*. Springer, Berlin, Heidelberg, 449 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-71237-4>.

Sukhorukov V.P., Turkina O.M., 2025. Metasedimentary Rocks of the Yenisei Series (Southwest of the Siberian Craton): U-Pb Age of Zircon and Monazite, Metamorphic Conditions and Origin of Protoliths. *Russian Geology and Geophysics* 66 (12), 1577–1595 (in Russian) [Сухоруков В.П., Туркина О.М. Метаосадочные породы енисейской серии (юго-запад Сибирского кратона): U-Pb возраст циркона и монацита, условия метаморфизма и происхождение протолитов // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 12. С. 1577–1595]. <https://doi.org/10.15372/GiG2025160>.

Vernikovskaya A.E., Vernikovskiy V.A., Yasenev A.M., Datsenko V.M., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Kotov A.B.,

Travin A.V., 2004. Manifestation of Early Paleozoic Magmatism in the South Yenisei Ridge. *Doklady Earth Sciences* 397 (6), 747–752.

Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., Matushkin N.Yu., Metelkin D.V., Sovetov J.K., 2009. The Geodynamic Evolution of the Folded Framing and the Western Margin of the Siberian Craton in the Neoproterozoic: Geological, Structural, Sedimentological, Geochronological, and Paleomagnetic Data. *Russian Geology and Geophysics* 50 (4), 380–393. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.03.014>.

Warr L.N., 2021. IMA–CNMNC Approved Mineral Symbols. *Mineralogical Magazine* 85 (3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>.

Wilks K.R., Carter N.L., 1990. Rheology of Some Continental Lower Crustal Rocks. *Tectonophysics* 182 (1–2), 57–77. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90342-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90342-6).