

УДК 551.25+552.4

ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ МНОГОКАМЕРНЫХ ИНТРУЗИЙ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ СВЯЗИ ПЛУТОНОМЕТАМОРФИЗМА С ГАББРО-ДИОРИТОВЫМИ МАССИВАМИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ТУВА, РОССИЯ

© 2021 г. О. П. Полянский^{1, *}, А. Э. Изох^{1, 2}, А. Н. Семенов¹,
А. Ю. Селятицкий¹, Р. А. Шелепаев¹, В. В. Егорова¹

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

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

*e-mail: pol@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 12.05.2020 г.

После доработки 14.10.2020 г.

Принята к публикации 24.11.2020 г.

Впервые разработана термомеханическая модель системы разноглубинных магматических камер над мантийным тепловым источником для объяснения механизмов формирования интрузивных комплексов и метаморфических ареалов Западного Сангиленна. Предлагаются модель “теплого пятна” на коллизии этапе и модель локального магматического очага на этапе растяжения со сдвигом. Магматический процесс исследован с применением численной термомеханической модели системы “магматический очаг–транспорт магмы–становление промежуточных камер–формирование метаморфических зональных комплексов вокруг интрузий на разных глубинных уровнях”. Моделирование объясняет мозаичный характер распространения зон гранулитового метаморфизма в Сангиленском блоке. Получены модельные оценки длительности интрузивных процессов. Смена тектонических режимов в истории Западного Сангиленна влияет на глубину размещения габбро-монцодиоритовых массивов и окружающих их метаморфических ареалов.

Ключевые слова: плутонометаморфизм, Сангилен, интрузия, термомеханическая модель, плавление, магматический очаг, численное моделирование, термический ареал

DOI: 10.31857/S0016853X21010094

ВВЕДЕНИЕ

Процессы плавления в области магмагенерации, сегрегация расплавов и их экстракция от тугоплавкого остатка, а также механизм транспорта магмы на средне- и верхнекоровые уровни активно обсуждаются с геологической, петрологической и термомеханической точек зрения. В понимании механизмов подъема силикатных расплавов и размещении интрузивных тел в континентальной коре достигнут значительный прогресс. Предполагается существование разных по механизму транспорта магма-проводящих систем:

- миграция расплавов по тектонически-ослабленным, проницаемым, трещиноватым каналам [42],
- диапиризм и адвекция [55],
- термомеханическая эрозия вещества кровли и контаминация магмы [46].

В перечисленных механизмах проблема пространственного размещения решается по-разному. При трещинных интрузиях проницаемые магматические каналы возникают в результате тектонических деформаций, либо сам расплав за счет упругой сжимаемости вмещающей среды создает пути миграции [2]. При диапиризме считается, что происходит конвективное перемещение разуплотненного магматического ядра сквозь пластичную массу более плотных вмещающих пород [33]. В третьем случае предполагается, что перемещение происходит путем эрозии материала кровли камеры и контаминации вещества.

Магматические процессы в коре включают деформирование хрупко-кристаллического каркаса и интродуирование расплава. Такое сложное реологическое поведение геологической среды не поддается описанию в терминах модели ньютоновской вязкой жидкости и требует применения более реалистичных моделей [33]. Разработано и

применяется ограниченное число моделей, в которых контрастные свойства твердой и расплавленной среды учитываются для построения адекватных моделей механизма транспорта магм. Как правило, рассматриваются модели фракционного или порционного плавления, в которых авторы задают реологический порог отделения расплава от твердого каркаса (5–7%, [53]), либо коэффициент удержания расплава (1–2%, [55]), что в некоторых случаях ведет к чрезвычайно высоким или низким значениям доли расплава. Так, в моделях гранитоидного диапиризма [55] предполагается существование области 100%-го расплава в головной части гранитоидного диапира в континентальной коре на глубине 20–25 км. Для этого допускается наличие полностью расплавленного слоя в основании коры при начальной необычайно высокой температуре 1000°C и повышенном тепловом потоке 85–95 мВт/м³. Предполагается также, что при фракционном плавлении [58]:

- расплав извлекается сразу, как только он создается;
- бесконечная малая часть только что появившегося расплава находится в равновесии с твердым остатком;
- происходит изменение валового состава системы;

– расплав экстрагируется при низких процентах плавления (обычно принимаются первые %).

При порционном плавлении:

- доля водосодержащего гранитного расплава достигает 20–70%, из которого 80–95 об. % экстрагируется и 5–20% остается на месте в рестите [32, 54];
- расплав химически полностью уравнивается с твердым остатком;
- сохраняется постоянный валовый состав системы;
- расплав становится мобильным при достижении определенного порога проницаемости, до этого происходит его сегрегация.

В настоящей работе на примере интрузивных и метаморфических комплексов Западного Сангиленского блока выполнено численное моделирование образования системы разноглубинных камер, возникающих над магматическим очагом, расположенным на корово-мантийной границе. Пополняемый магматический резервуар рассматривается как источник тепла, обеспечивающий формирование метаморфических зональных комплексов вокруг интрузий на разных глубинных уровнях. Магматический процесс моделируется с использованием уравнений конвективной гидродинамики, описывающих эволюцию системы:

магматический очаг → транспорт магмы → становление промежуточных камер.

Целью настоящей статьи является построение термомеханической модели плавления и транспорта магмы в коре Сангиленского блока и оценка роли многокамерных интрузий в процессе формирования контактовых и региональных метаморфических ареалов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Петрологические и геохронологические данные по метаморфическим и магматическим ассоциациям Сангиленского блока, входящего в структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса, позволили выделить самостоятельный кембрийско–ордовикский аккреционно-коллизийный этап (510–440 млн лет) [5]. Тектоно-метаморфическая и геодинамическая история развития Сангиленского блока представляет собой смену тектонических режимов, маркируемых термальными событиями и проявлениями разновозрастных и разнотипных ультрабазит-базитовых и гранитоидных ассоциаций [5, 15, 25]. Особенностью этого этапа является проявление высокотемпературных зональных метаморфических комплексов, включая малоглубинные гранулиты [10, 24]. В это же время на Западном Сангилене проявились разнообразные ультрабазит-базито-

вые ассоциации, синхронные с метаморфическими образованиями НТ/ЛР типа (высоких температур/низких давлений) с мощной пироксеновой зоной [8]. Возможными тектоническими моделями, объясняющими причины метаморфизма Сангиленского блока, являются коллизийная и модель мантийного источника тепла (термального пятна). В коллизийной модели суммарное увеличение теплового потока предполагается вследствие концентрации радиогенных источников тепла при утолщении коры и фрикционного разогрева, а главным механизмом теплопереноса является адвективное перемещение гранитоидного вещества. В модели термального пятна, предлагаемого для Западного Сангилена, предполагается дополнительный источник тепла из мантии в виде повышенного теплового потока [15] или магматических интрузий [10]. С учетом масштабов метаморфизма на Сангилене – размера гиперстенной зоны до 100–700 м, общей ширины зональных комплексов до 5–10 км и наличия малоглубинных гранулитов, – мы предполагаем наличие основного/ультраосновного магматического источника, т.к. гранитоидная или диоритовая магма не может обеспечить появление мощной Нур-Kfs зоны (сокращения минералов, по [51]).

Минералогическая характеристика и P – T параметры метаморфических ареалов Западного Сангилен

На площади выходов кристаллического фундамента Западного Сангилен наблюдаются признаки нескольких метаморфических событий – метаморфизм М1 типа Барроу и два этапа высокоградиентного метаморфизма М2 [10]. Метаморфизм этапа М2 НТ/ЛР-типа и умеренных давлений коррелирует со временем внедрения многофазных габбро-монцодиоритовых интрузивов, дифференциация которых проводила в глубинных промежуточных камерах. Проведенные исследования позволяют в пределах кристаллического фундамента Сангилен оконтурить палеотермальный купол, ограничивающий по периферии область этапа метаморфизма М2 (рис. 1). Выделяемый по данным [10] метаморфический ареал размером 75×80 км включает And-, Sil- и Нур-Kfs зону, т.е. наиболее высокометаморфизованные части палеотермальной аномалии. Кианитовая, ставролитовая и мусковитовая зоны отвечают внешним частям ареала и содержат реликты парагенезисов М1.

Мы приводим характеристики высокотемпературных метаморфических зональных комплексов, связанных с габбро-монцодиоритовыми массивами.

Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив. Контактново-метаморфический ареал, окружающий Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив, представляет собой зону высокотемпературного воздействия со стороны габброидов шириной не более сотни метров (рис. 2). Изучение контактов массива показало, что в его северной части наблюдается интрузивный контакт габброноритов краевой фации со сложнодислоцированными вулканогенно-осадочными образованиями Агардагской сдвиговой зоны, в южной части наблюдается интрузивный контакт с дистеновыми сланцами и гнейсами мугур-тесхемского метаморфического комплекса. На контакте с метабазами образуются двупироксеновые роговики. Присутствие гранат-волластонитовых скарнов, пироксен-кордиеритовых и двупироксеновых роговики без граната в контакте габброидов свидетельствует о давлении при метаморфизме не более 2–3 кбар, что согласуется с оценками условий кристаллизации базитового расплава в камере на уровне становления. P – T -оценки параметров контактового метаморфизма выполнены на основании парагенетического анализа [10]. Наблюдаемые ассоциации метапелитов и метабазитов нередко характеризуются практически полным отсутствием водосодержащих минералов (биотита и роговий обманки), что свидетельствует о температуре контакта более 800°C . Используя известные соотношения температур в контакте интрузив–вме-

щающая порода [51], можно предполагать, что температура магмы была 1200 – 1300°C .

Баянкольский массив. Другим примером является контактно-метаморфическая зональность мощностью 430 – 550 м на СЗ контакте Баянкольского массива (рис. 3), который находится на северо-восточном фланге термального ареала. На основании минерального состава пород и текстурно-структурных признаков выделены две метаморфические зоны: внешняя Ms-Sil зона (по устойчивости мусковита и появлению силлиманита вместо кианита) и внутренняя (приконтактовая) Crd-Kfs зона (по развитию кордиерита и появлению калишпата). Граница зон проходит по изограде появления кордиерита. Полученные с использованием программы Thermocalc [50] для приконтактовых крупнозернистых метапелитов Crd-Kfs зоны условия пика метаморфизма составляют (см. рис. 3) [22]:

$P = 7.1$ – 7.2 кбар, $T = 875$ – 885°C с максимальными P – T параметрами на контакте 7.6 кбар, 908°C ; в середине Crd-Kfs зоны $P = 6.9$ кбар, $T = 844^\circ\text{C}$.

Условия регрессивного этапа, восстановленные для приконтактовых метапелитов, – $P = 6.4$ – 6.8 кбар, $T = 841$ – 868°C .

Условия метаморфизма:

- в средней части Ms-Sil зоны – 7.0 кбар, 652°C ;
- на периферии зональности – 6.9 кбар, 638°C .

Для приконтактовых метапелитов характерно то, что наряду с новообразованными ассоциациями контактового метаморфизма М2 (Crd + Sil + Kfs) встречаются реликты ставролита и кианита предшествующего этапа метаморфизма М1, по [22].

Для метаморфических пород в провесах кровли Баянкольского массива характерно плавление и широкое развитие диатектитов (50% и более расплава). Диатектиты развиваются по регионально метаморфическим породам барровианского типа (М1), которые содержали критическую ассоциацию Gr + St + Ku. По расчетам с использованием программы Thermocalc [50] пиковые условия образования диатектитов в контакте с габброидами в центральной части массива составляют 7.6 – 7.8 кбар, 941 – 952°C , регрессивного этапа – 6.4 – 7.3 кбар, 850 – 897°C [22].

Мугурский зональный метаморфический комплекс. Наиболее представительным примером метаморфической зональности на Западном Сангилене является мугурский зональный метаморфический комплекс, который пространственно приурочен к Башкымугурскому вебстерит-габбро-монцодиоритовому массиву. Здесь отчетливо проявлен постепенный переход от метаморфической толщи типа Барроу этапа М1 к малоглубинным гранулитам этапа М2 с мощной зоной (до 5 км) Sil-Kfs и Нур-Kfs мигматитов [9] (см. рис. 2). Близкий по параметрам образования фрагмент метаморфической толщи находится с западной стороны

95°02' в.д.

95°56' в.д.

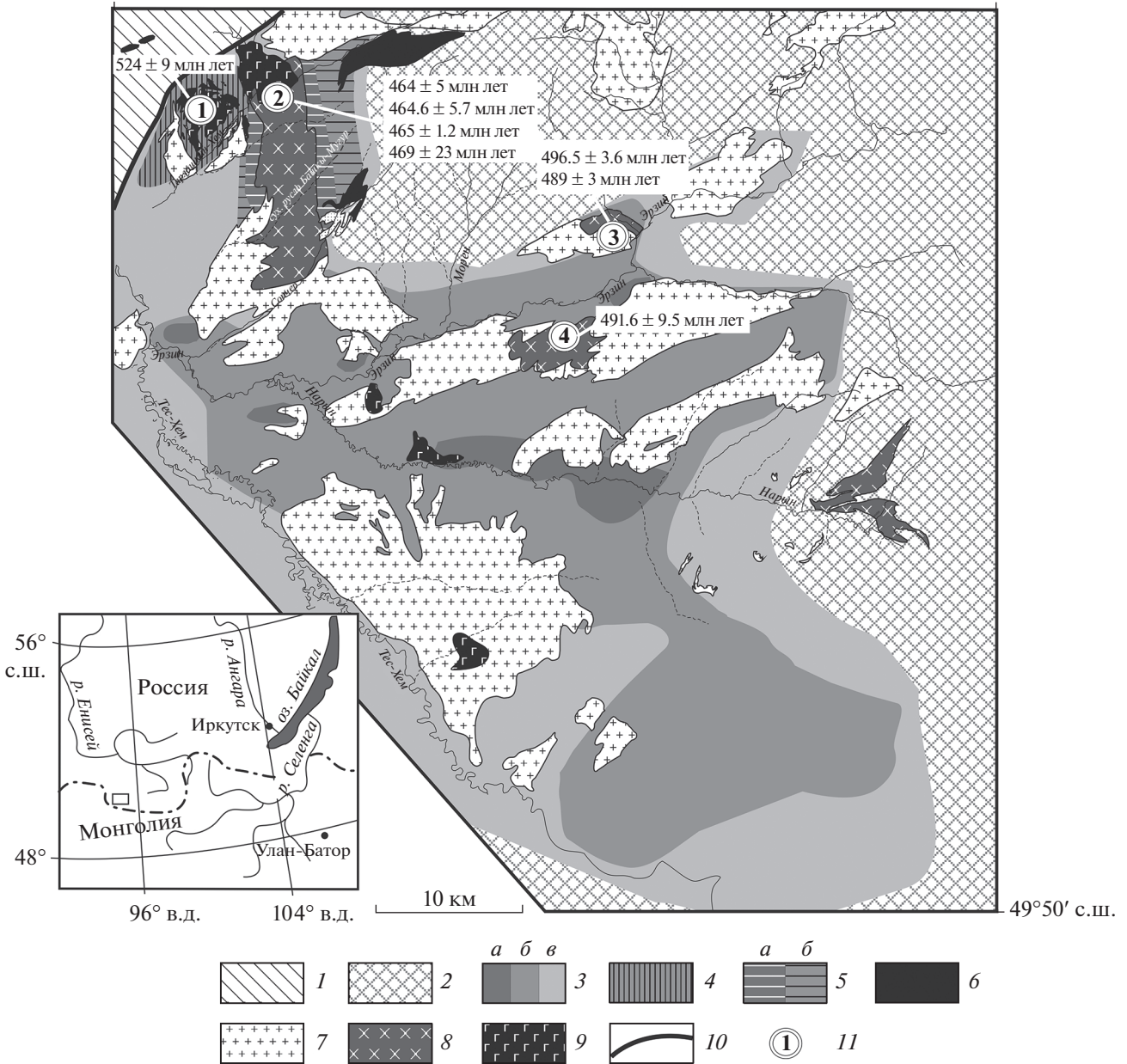


Рис. 1. Схема распространения и этапы высокоградиентного метаморфизма Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) (по данным [8, 10, 25], с изменениями и дополнениями). На врезке показан (прямоугольник): регион исследования. 1 – метавулканы венда–раннего кембрия Агардагской шовной зоны; 2 – область распространения барровианского (Ку-сланцевого) метаморфизма М1; 3–5 – высокоградиентные метаморфические породы М2: 3 – зонально-метаморфические образования палеотермального купола М2: а – Нур-зона, б – Sil-зона, в – And-зона, 4 – двупироксеновые и Sil-Kfs роговики контактового ореола Правотарлашкинского массива, 5 – метаморфические образования контактового ореола Башкымугурского массива: а – Нур-зона, б – Sil-зона; 6 – гипербазиты; 7 – граниты; 8 – диориты и монцодиориты; 9 – дифференцированные габброиды; 10 – разлом; 11 – интрузивы габброидов: 1 – Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый, 2 – Башкымугурский вебстерит-габбронорит-монцодиоритовый, 3 – Баянкольский габбро-монцодиоритовый, 4 – Эрзинский габбро-монцодиоритовый

Батышкымугурского габбро-монцодиоритового массива, в низовье р. Тарлашкин-Хем. Симметрия расположения фрагментов метаморфических зональных комплексов доказывает пространственную и генетическую связь с Башкымугурским габбро-монцодиоритовым массивом.

В пределах Мугурского зонального комплекса выделены изограды исчезновения: Ку, St, Ms, And (+Kfs), появления Kfs Sil, Нур (см. рис. 2). Во внутренней зоне, ограниченной изоградой Sil, наблюдается повсеместная мигматизация, достигающая до диатектитов, распространены двупиро-

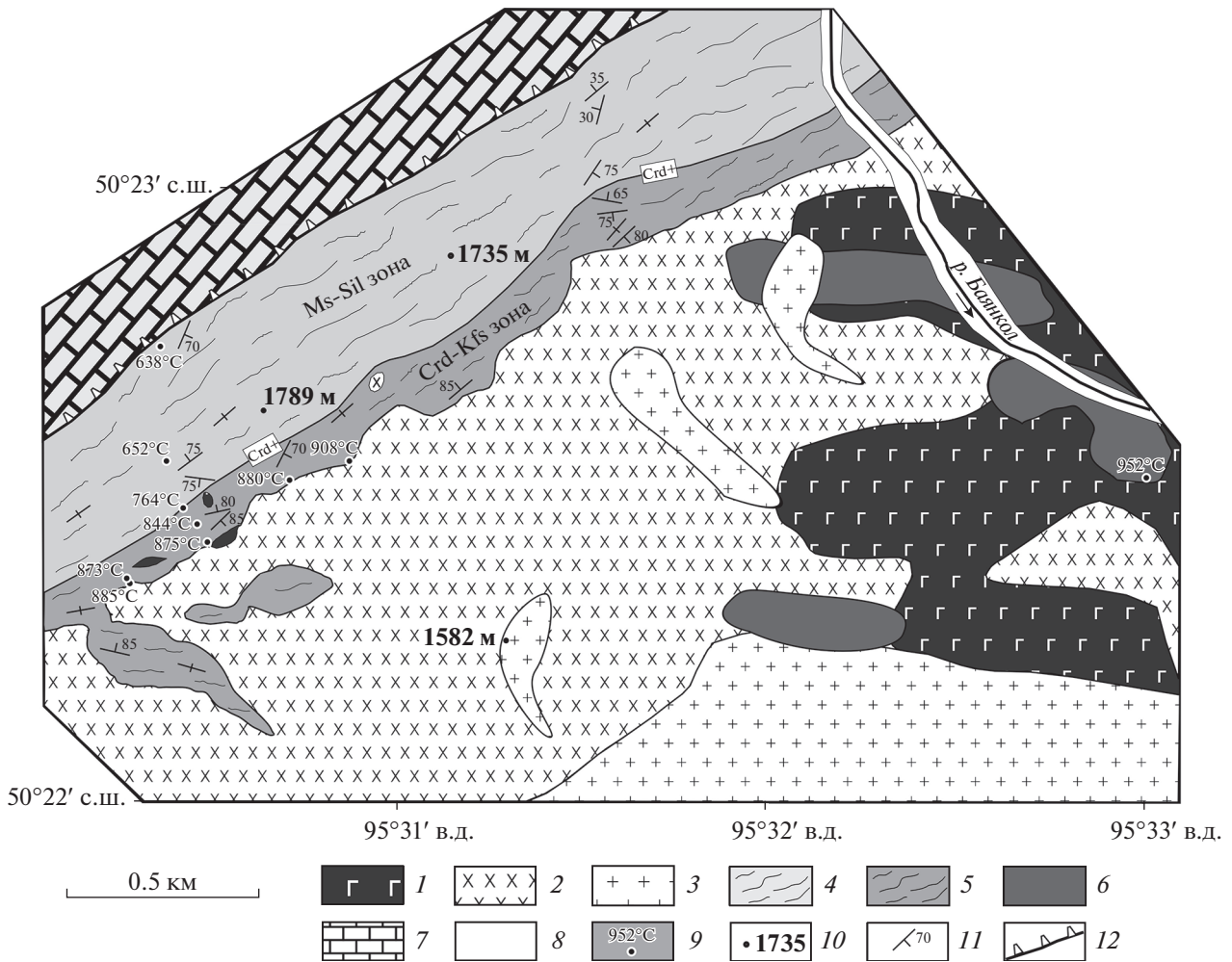


Рис. 3. Схема глубинной (7–8 кбар) контактово-метаморфической зональности в северо-западном обрамлении Байанкольского массива, по [22].

1–2 – породы Байанкольского массива: 1 – монцодиориты, 2 – габброиды; 3 – гранитоиды; 4–5 – контактово-метаморфический ореол в метapelитах моренского комплекса (волнистыми линиями показано направление сланцеватости); 4 – Ms-Sil зона, 5 – Crd-Kfs зона; 6 – диатектиты провесов кровли; 7 – карбонаты чехла, 8 – аллювиальные отложения; 9 – температуры контактово-метаморфической зональности, по [22]; 10 – отметки высот; 11 – элементы залегания; 12 – граница тектонического покрова

К высокоглиноземистой низкощелочной ассоциации расслоенных массивов относится Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый комплекс. К умеренно-щелочному габбро-монцодиоритовому формационному типу относятся Байанкольский, Эрзинский и Башкымугурский многофазные интрузивы. Вероятно, монцодиоритовые тела многофазных комплексов (Башкымугурский, Байанкольский, Эрзинский) представляют собой дифференциаты родоначальной магмы.

Вещественные характеристики этих массивов и оценки температуры в магматическом очаге и при внедрении на уровне становления массивов используются в качестве начальных данных и теплофизических свойств магм (плотность, вязкость, теплопроводность) при построении термомеханической модели.

Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив. Расслоенный Правотарлашкинский троктолит-анортозит-габбровый массив приурочен к северо-западной границе Сангиленского блока, которая отделяет его от Агардаг-тесхемского офиолитового пояса (см. рис. 2). В его строении принимают участие породы закалочной краевой фации (габбронориты с пойкилитовым амфиболом) и расслоенной серии (троктолиты, оливковые габбро, оливковые габбронориты, рудные габбро и анортозиты). Моделирование с использованием программы “КОМАГМАТ” [28] показало, что породы массива образовались в ходе кристаллизационной дифференциации из высокоглиноземистой базальтовой магмы при давлении 2–3 кбар, в температурном интервале

1300–1100°C и летучести кислорода, контролируемой QFM буфером.

Баянкольский габбро-монцодиоритовый массив. Данный массив представляет собой несколько отдельных пластовых недифференцированных тел габброидов, различающихся по меланократовости (см. рис. 3). В северо-восточной части Сангиленского блока среди метапелитов мугурской толщи наблюдаются выходы меланократовых габброидов с пойкилитовой структурой (пикритов). Содержание MgO в базитах достигает 24%, при этом наблюдаются кумулюсные выделения оливина и ортопироксена. Клинопироксен, амфибол и подчиненные им плагиоклаз и биотит слагают интеркумулюсный парагенезис. Приконтактовое частичное плавление характерно для интрузивных контактов монцодиоритов и оливиновых габброноритов в провесах кровли Баянкольского массива. В непосредственном контакте наблюдаются явления смешения (минглинг) кислого и базитового расплава с образованием гибридных пород.

Для определения параметров кристаллизации базитовых расплава, используемых в термомеханических моделях, было проведено петрологическое моделирование с помощью программы КОМАГМАТ 3.3 [28]. Рассчитаны параметры кристаллизации для биотит-роговообманкового оливинового меланогаббронорита, с пойкилитовой структурой. Максимальная температура кристаллизации оливина составляет 1530°C, минимальная температура кристаллизации породы при 80% кристалличности составляет 1160°C. Даже если предположить, что оливин является интрателлурической фазой, температура магмы в источнике не могла быть ниже 1350°C. Для мезократового оливинового габбронорита расчеты при таких же условиях кристаллизации дали следующие результаты: максимальная температура 1330°C, минимальная 1140°C. Таким образом, исходя из этих оценок, температура базитовой магмы в глубинной магматической камере на границе кора–мантия принималась в моделях 1300°C.

Оценка давления сделана по магматическому зелено-бурому амфиболу из Vt-Nbl-Ol меланогаббронорита с использованием трех калибровок мономинерального амфиболового барометра, основанного на содержании Al в амфиболе [38, 40, 56]. Полученные по разным калибровкам оценки давления очень близки, средние значения для четырех составов магматических амфиболов составляют 7.7–7.8 кбар [22].

Башкымугурский вебстерит-габбро-монцодиоритовый массив. Данный массив представляет собой крупное многофазное тело, вытянутое в меридиональном направлении (5×17 км) (см. рис. 2). Первая фаза представлена габброидами, которые образуют тело (3×4 км) в северной части Башкымугурского массива. В нем фиксиру-

ются расслоенность и дифференцированность, которая выражается в появлении горизонтов и отдельных прослоев, сложенных в нижних частях массива пироксенитами и меланократовыми габброноритами, а в верхней части интрузива преобладают лейкократовые габбро и анортозиты. Породообразующими минералами габброидов являются оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз и пижонит. Второстепенные минералы – биотит (флогопит) и ортоклаз, которые имеют интеркумулюсный характер. Присутствие во всех породах этого массива интеркумулюсного ортоклаза характеризует их как монцогаббро. Вторая фаза представлена крупнолейстовыми порфиroidными монцодиоритами, образующими штокообразное тело в западной части Башкымугурского массива. Монцодиориты сложены моноклинным и ромбическим пироксенами, крупными (до 4 см) удлиненно-таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, ксеноморфными зернами ортоклаза, мелкими (до 3 мм) чешуйками биотита. Породы третьей фазы слагают основную часть пород Башкымугурского массива и представлены равномерно-зернистыми биотит-амфиболовыми кварцевыми монцодиоритами. Модель фракционирования геохимически однотипного родоначального расплава [25] показала, что монцодиориты являются продуктами фракционной кристаллизации габброидной магмы.

Моделирование физико-химических условий кристаллизации расслоенного интрузива с помощью программы КОМАГМАТ 3.3 [28] при давлении 3 кбар, фугитивности кислорода, отвечающей буферу QFM, и содержании воды в расплаве не менее 0.3 мас. % показало, что температуры кристаллизации составляют 1300–1050°C. Таким образом, Башкымугурский массив представляет собой многофазный плутон, сформировавшийся в результате последовательного внедрения на уровень становления дифференциатов высокоглиноземистого, пикробазитового расплава из глубинной промежуточной камеры.

Геохронологические данные о возрасте магматизма и метаморфизма Сангилен

В границах Сангиленского плато установлены рубежи ультрабазит-базитового магматизма и связанного с ним метаморфизма [8, 13, 14, 20, 25]. В кембрий-ордовикском временном диапазоне формируются:

- Правотарлашкинский перидотит-габбровый массив 524–515 млн лет [25, 6];
- Баянкольский и Эрзинский габбро-монцодиоритовые массивы, 496–489 млн лет [8, 14];
- Башкымугурский габбро-монцодиоритовый массив, 464–465 млн лет [13, 19, 25];
- завершается базитовый магматизм формированием в позднем ордовике щелочно-базальто-

идных даек Агардагского комплекса, 447–441 млн лет [7].

Геохронологическое исследование пойкилитового амфибола из меланократовых габбро Баянкольского массива показало, что время внедрения базитов близко к кембро-ордовикскому этапу высокоградиентного метаморфизма М2 (490 млн лет). Этим данным не противоречат датировки, выполненные U–Pb методом по монцодиоритам и гранодиоритам Баянкольского массива — 496 ± 3 млн лет, а также возраст эндербитов Западного Сангиленга (490 млн лет) [14]. Такая синхронность позволяет считать, что базитовые магмы, продуктом кристаллизации которых являются фазы Баянкольского массива, могли быть тепловым источником высокоградиентного метаморфизма.

Изотопным датированием U–Pb методом по цирконам и Rb–Sr по минералам для кварцевых монцодиоритов Башкымугурского массива получен возраст 464.6 ± 5.7 млн лет [13]. Для габброидов и монцодиоритов массива были получены близкие Nd–Nd изотопные характеристики: ϵ_{Nd} для габброноритов составляет ± 4.2 , а для кварцевых монцодиоритов ± 4.17 с возрастом изохроны 469 ± 23 млн лет [25]. Близкие изотопные данные указывают на формирование габброидов и монцодиоритов в процессе фракционирования геохимически однотипного родоначального расплава без заметной контаминации материалом коры. Оценка времени кристаллизации монцодиоритов, выполненная Ar–Ar-методом по биотиту (465 ± 1.2 млн лет), и образование пород зонально метаморфического комплекса показали, что они синхронны и генетически связаны [25]. Это позволяет относить контактово-метаморфические породы к среднеордовикскому этапу HT/LP метаморфизма.

Возраст регионального метаморфизма М1 (Gr–St–Ku сланцы) составляет 536–521 млн лет [13], что определено U–Pb методом по секущим гранитоидам. Два этапа высокоградиентного метаморфизма М2 фиксируются на момент внедрения габброидов и монцодиоритов Баянкольского и Эрзинского массивов 490 млн лет. Время второго термического события этапа М2 соответствует времени формирования Башкымугурской габбро-монцодиоритовой ассоциации с возрастом 465 млн лет. Площадной характер распространения имеют метаморфические породы этапа 490 млн лет, тогда как для этапа 465 млн лет они связаны только с Башкымугурским массивом. Таким образом, пространственная приуроченность метаморфических комплексов к местоположению базитовых массивов позволяет говорить о генетической обусловленности формирования метаморфической зональности в региональном и локальном масштабах. Участки, где установлен гранулитовый метаморфизм, приурочены к выхо-

дам габброидов, рассматриваемых как апофизы глубинных камер [8, 22].

ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КАМЕР

Постановка задачи

При построении модели учитывалось, что габбро-монцодиоритовые массивы образовались с временным перерывом около 25 млн лет (490–465 млн лет), за который произошла смена типа мантийного источника [25] и изменение термотектонической обстановки с коллизионной на трансформно-сдвиговое растяжение [5]. Поэтому при моделировании нами предложены две модели, в которых принята разная глубина и геометрия магматического источника, состав, теплофизические свойства и толщина коры, определяющие разные режимы транспорта магмы. Первая модель теплового пятна соответствует утолщенной фертильной коре на этапе сжатия, вторая модель соответствует этапу растяжения деплетированной коры и локализации магматического очага.

Модель формирования системы магматических камер охватывает участок коры шириной 80 км и глубиной 45 или 40 км. Кора предполагается трехслойной, состоящей из нижнего (гранулитового), среднего (гранитного/диоритового) и верхнего (метапелитового) слоев (рис. 4, а). Трехслойное строение коры Сангиленского массива принято согласно плотностной модели земной коры восточной части Алтае-Саянской складчатой области, построенной на основе сейсмологических и данных о гравитационных аномалиях [4]. По этой модели средняя плотность пород верхнего слоя Сангиленской части разреза составляет 2670 кг/м^3 . Мощность верхнего слоя коры, состоящего из осадков и метапелитов, 15 км. Промежуточный слой представлен гранитоидами с плотностью 2780 кг/м^3 . Нижняя кора соответствует по составу гранулитовым образованиям со средней плотностью 2900 кг/м^3 .

Предполагается, что в нижней коре в результате андерплейтинга возникает пластовая камера базитовой магмы мощностью 5 км и шириной 20 км в модели теплового пятна или 7.5 км в модели локального резервуара (см. рис. 4, а). Мощность камеры выбрана аналогичной 4-х километровой силлу, подстилающему частично-расплавленному слою коры в комплексе Эль Оро (Эквадор) [52]. Нижняя граница модельной области (45 км) соответствует глубине кровли магматического очага, в соответствии с положением современной границы Мохо, определенной по гравитационным и сейсмическим данным [37]. Эта глубина совпадает с оценками положения глубинной камеры, полученной по ксенолитам в камптонитовых дайках, секущих Правотарлашкинский массив [35].

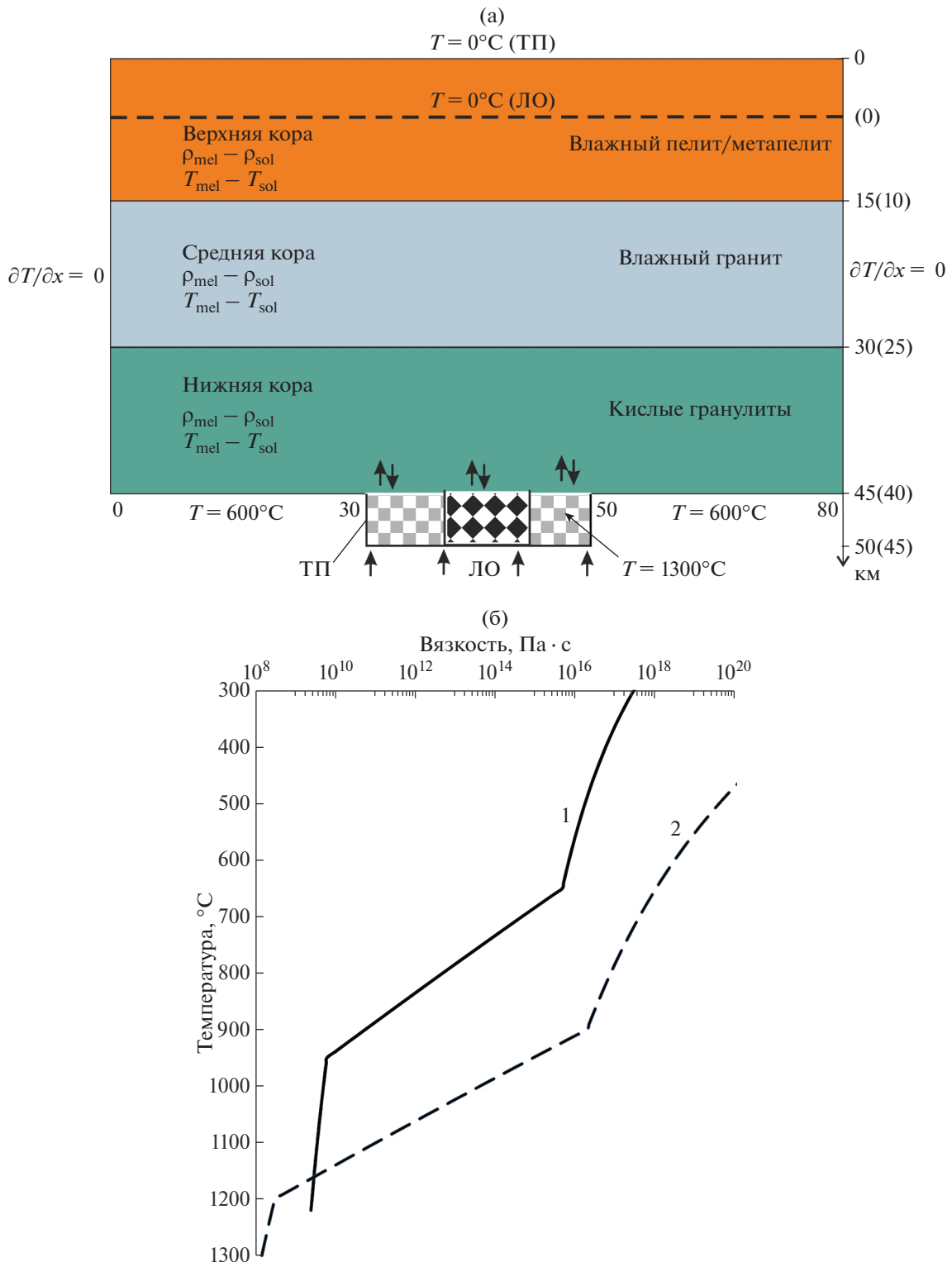


Рис. 4. Постановка задачи формирования многокамерной системы над активным магматическим источником в двух вариантах – модель теплового пятна (ТП) и локального магматического очага (ЛО).
 (а) – геометрия расчетной области, представляющей трехслойную кору и граничные условия; температуры плавления и плотность расплава/твердого вещества (см. табл. 1); орнаментом в основании коры показан магматический резервуар размером 20×5 (модель ТП) или 7.5×5 км (модель ЛО) с постоянной температурой 1300°C .
 (б) – температурные зависимости эффективной вязкости, принятые в моделях, 1 – вещества коры, описываемого реологическими свойствами влажного кварцита (по данным [43]); 2 – базитовой магмы, описываемой реологическими свойствами оливин-базальтового агрегата в присутствии воды (по данным [41]); в интервале плавления $650\text{--}950^\circ\text{C}$ и $900\text{--}1200^\circ\text{C}$ соответственно, доля расплава задается линейной от 0 до 1; значения эффективной вязкости рассчитаны по зависимости (1) при скорости деформации 10^{-8} (c^{-1}).

Таблица 1. Физические свойства пород и магмы, принятые в моделях.

Вещество коры, вариант модели		Температура плавления		Плотность		Вязкость
		$T_{sol}, ^\circ\text{C}$	$T_{mel}, ^\circ\text{C}$	ρ_{sol}	ρ_{mel}	
Кора верхняя	МТП	650	700	2700	2600	$n = 2.6, A = 4e-21, H = 134e3$ (по [43])
	МЛО	750	800	2700	2600	
Кора средняя	МТП	650	700	2800	2700	
	МЛО	750	900	2800	2600	
Кора нижняя	МТП	800	850	2900	2800	
	МЛО	850	1050	2900	2700	
Базитовая магма		925	1200	2900	2400	$n = 3, A = 1.75e-14, H = 430e3$ (по [41])
Диоритовая магма		800	1000	2700	2300	

Примечание. МТП – модель теплового пятна; МЛО – модель локального очага. Параметры вязкости n, A, H соответствуют коэффициентам в реологической зависимости (1). Параметры базитовой и диоритовой магмы вычислены с использованием пакета MELTS [29].

Граничные условия соответствуют теплоизолированным, непроницаемым боковым границам, неподвижной верхней поверхности с постоянной температурой 0°C . В средней части нижней коры расположен прямоугольный магматический резервуар, заполненный в начальный момент фракционированной магмой диоритового и базитового состава. Смесь магм рассматривается как однородная двухкомпонентная жидкость в объемном отношении 40% диоритового/60% базитового компонента. В базовой модели использовались следующие параметры (табл. 1):

– для базитовой магмы температура солидуса/ликвидуса принята $925/1200^\circ\text{C}$ и плотность в интервале плавления меняется линейно от 2900 до 2400 кг/м^3 ;

– для диоритовой магмы температура $800/1000^\circ\text{C}$ и плотность $2700/2300 \text{ кг/м}^3$.

Теплоемкость, теплопроводность и скрытая теплота плавления для всех слоев коры задавались, ввиду их незначительных вариаций, одинаковыми 1250 Дж/кг К , 2.5 Вт/м К и 380 КДж/кг соответственно. Начальная температура 1300°C в магматическом очаге принята в соответствии с параметрами родоначальной магмы габброноритов Баянкольского массива (см. выше). Кровля и дно резервуара являются проницаемыми для перемещения вещества, на боковых границах камеры выполняется условие жесткой стенки. На участках основания вне камеры ставятся условия непроницаемой неподвижной стенки и постоянной температуры 600°C . Температура в коре в начальный момент времени задается линейной от 0 до 600°C .

Петрологическая модель коры рассматривалась в упрощенном виде. Следуя [30], содержание легкоплавких и летучих компонентов снижается с глубиной в метapelитовом, гранитном/диоритовом и гранулитовом слоях. Рассматривалось два варианта параметров плавления коры (см. рис. 4, а, см. табл. 1):

– легкоплавкий состав вещества коры (водосодержащий и обогащенный кремнеземом);

– тугоплавкий состав вещества коры (безводный и менее силикатный).

В качестве параметров плавления водонасыщенных и сухих метapelитов использовались данные [34], на основании которых задавались интервалы температур плавления для метapelитового, гранитного/диоритового слоев коры. Для гранулитового слоя нижней коры параметры плавления заданы в соответствии с данными [48]. Плотность частично расплавленного вещества в температурном диапазоне плавления задается линейно-зависимой от доли расплава, максимальная степень плавления принимается равной 75%. Учитывается ступенчатое на границах слоев коры увеличение плотности расплава/породы с глубиной.

Закон вязкого течения (крипа), вещества коры и магмы задается согласно экспериментальной зависимости [47]:

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

где T – температура, $\dot{\epsilon}_{II}$ – скорость деформации, Φ – доля расплава, $c = 30-45$ – параметр степени плавления, реологические параметры $n; A, H$ (см. табл. 1) соответствуют свойствам водосодержащего кварцита (модельная кора) и оливинового агрегата (магма) соответственно [41, 43]. Для обеспечения численной устойчивости задавался верхний предел вязкости $10^{20} \text{ (Па} \cdot \text{с)}$, который определяет максимально допустимую величину напряжений в поверхностном холодном слое коры. В подобном подходе авторы [55] производили “усечение” интервала допустимых величин вязкости гранитной коры в диапазоне $\lg \eta \text{ (Па} \cdot \text{с)} = 18-24$. Для условий частичного плавления вязкость вычислялась с учетом степени кристалличности [47]. Показана зависимость эффективной вязкости вещества коры и магмы от температуры и степени плавления (см. рис. 4, б).

Метод решения

Решается система уравнений Навье–Стокса для однофазной среды в приближении сжимаемой жидкости: уравнение неразрывности, уравнение движения и уравнение сохранения энергии. Подробное описание системы уравнений, используемых в модели, приведено в [23] и здесь не повторяется. Для решения задачи применяется вычислительный пакет ANSYS Fluent [26], в котором реализованы численные алгоритмы для решения задач течения нелинейно-вязкой, температурно-зависимой жидкости. Для расчета используется структурированная расчетная сетка 8000 на 4500 ячеек с размером ячейки 10 м. В каждом узле сетки определяются компоненты скорости, температура, давление, соотношение жидкой/твердой фазы (степень частичного плавления), соотношение базитового и диоритового компонентов в магме. Теплофизические и реологические свойства вещества в объеме ячейки определяются аддитивно с учетом долей разных компонентов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Моделирование выполнено в двух постановках, характеризующих два этапа магматизма: с протяженным по латерали и локализованным магматическим очагом.

Приведены результаты моделирования с протяженным магматическим очагом (модель теплового пятна) в виде картин изменения температуры, плотности и доли расплава при длительности действия теплового источника 0.5 млн лет (рис. 5). Начальным моментом моделируемого процесса является возникновение магматического резервуара в основании коры. Из модели следует, что из резервуара происходит подъем отдельных порций магмы с образованием диапировых тел в нижней коре (см. рис. 5, время составляет 15 тысяч лет). Ввиду быстрого остывания при отделении от магматического очага основной и средней расплавы затвердевают, и подъем происходит в виде частично-расплавленной массы. Магма поднимается по каналам шириной от 150 м до 1.5 км до границы нижней и средней коры (на глубине около 30 км) и концентрируется там ввиду наличия плотностного барьера. Скапливаясь на границе, магма формирует тело линзовидной формы протяженностью 30–40 км с неоднородным по латерали распределением расплава. Вокруг образуется прогретая область с температурой выше 800°C, соответствующая параметрам гранулитового метаморфизма. В процессе подъема до плотностной границы нижней–средней коры объем магмы на этом плотностном барьере увеличивается. При достижении доли основного расплава 5–10% в промежуточной камере магма становится легче материала среднего слоя коры и проникает в

последний. Отдельные порции магмы проникают через плотностную границу (см. рис. 5, время составляет 36 тысяч лет), на картинах распределения плотности и температуры показано, как первая порция магмы внедряется в среднюю кору.

Движение магмы через среднюю кору происходит по каналам шириной 300–900 м. На границе средней и верхней коры затем формируются малоглубинные очаги диоритовой магмы. В этих камерах, как следует из моделей, происходит фракционирование и наблюдается вертикальная стратификация с увеличением доли расплава от подошвы к кровле камер (см. рис. 5, время составляет 545 тысяч лет). Форма интрузий, наблюдаемых в численных экспериментах, представляет всплывающие капли, перемещающиеся по вертикальным каналам в нижней коре, вертикальные каналы и дайки в средней коре. Интрузии возникают над магматическим резервуаром и образуют регулярную структуру каналов на расстоянии 2.5–4.5 км друг от друга (см. рис. 5, время составляет 545 тысяч лет). Вблизи плотностной границы средней и верхней коры на глубине 15 км камеры приобретают форму силлов или лополитов мощностью 1.3–2.5 км и шириной 5–6.5 км (см. рис. 5, время составляет 545 тысяч лет).

Модель локального очага в утоненной и деплетированной коре

Приведены результаты моделирования с локальным очагом в виде картин изменения температуры, плотности и состава интрузии (рис. 6, рис. 7). В модели с локальным источником возникает только один канал, расположенный в центре магматической камеры. Структура восходящего потока магмы характеризуется наличием узкого питающего канала и головной части интрузива (см. рис. 6, время составляет 2 тысячи лет и позже). На начальных этапах всплывания магма формирует каплевидный диапир, затем интрузия приобретает грибовидную форму с опускающимися потоками по периферии. Купольная верхняя поверхность интрузии со временем подъема превращается в плоскую с мелкими провесами и поднятиями (см. рис. 6, время составляет 25.5 тысячи лет). В этой модели режим подъема магмы не контролируется наличием плотностных границ в коре, при этом промежуточных камер не формируется. В отличие от предыдущей модели питающий магматический канал не прерывается на пути от нижне-корового резервуара до образовавшейся малоглубинной камеры. Положение последней определяется не плотностной границей, а реологическим барьером, выше которого магма не поднимается (8 км в настоящей модели) ввиду температурной зависимости вязкости среды. Вязкость на этой глубине становится критической для подъема расплава ввиду низкой температуры вблизи поверхности коры. Так как свойства магм

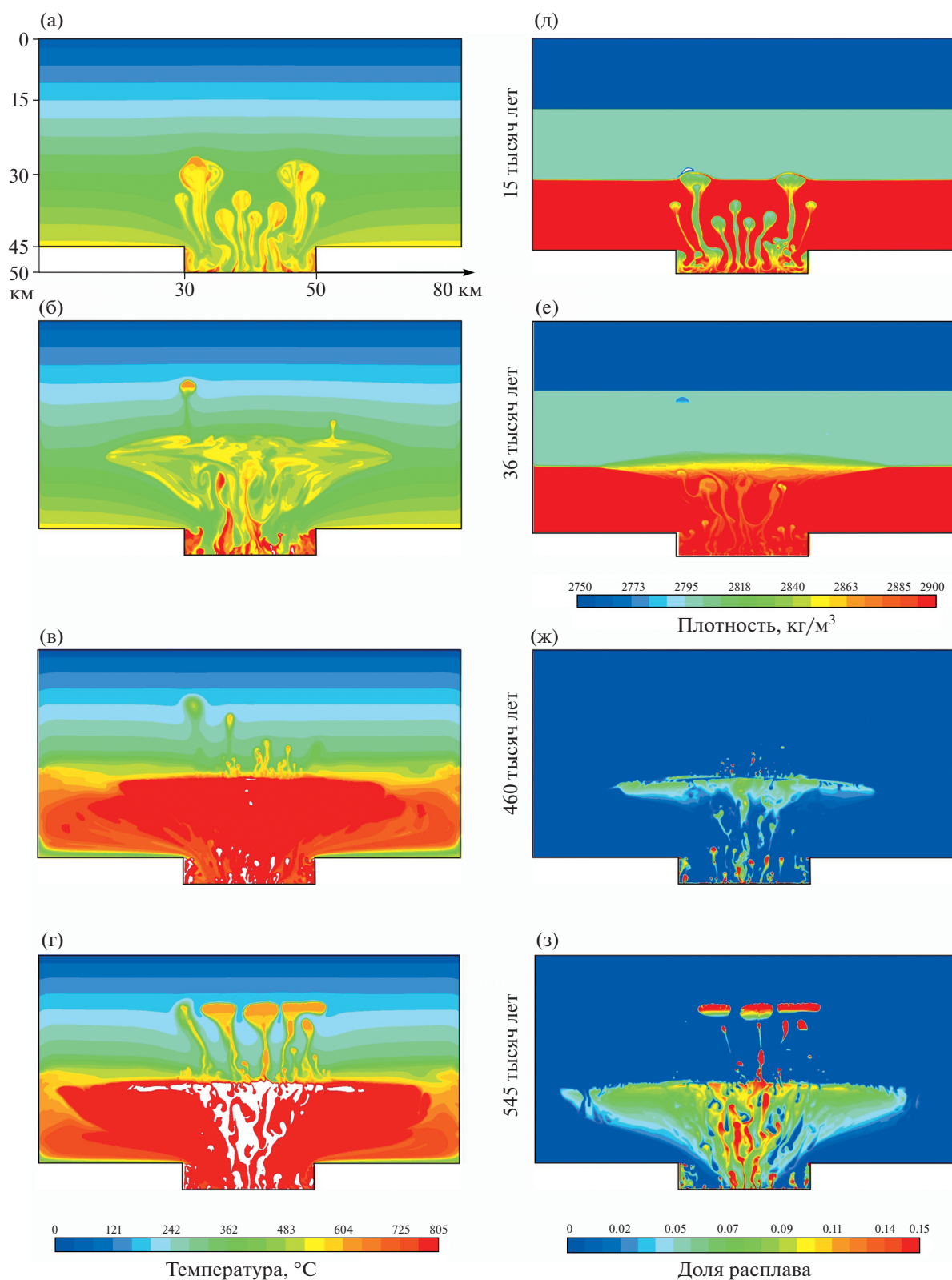


Рис. 5. Результаты с использованием термомеханической модели с широким магматическим резервуаром (модель “теплового пятна” этапа 520–490 млн лет).

(а)–(г) – эволюция температуры (цветовая шкала температуры 0–805°C, выше 805°C показана белым);
 (д), (е) – распределение плотности в моменты времени 15 и 36 тыс. лет (шкала расположена под фрагментом (е));
 (ж), (з) – развитие магматических камер в виде распределения доли расплава (шкала 0–15% расположена под фрагментом (з)) в моменты времени 460 и 545 тыс. лет от внедрения магмы под основание коры.
 Время отсчитывается от внедрения магмы под основание коры.

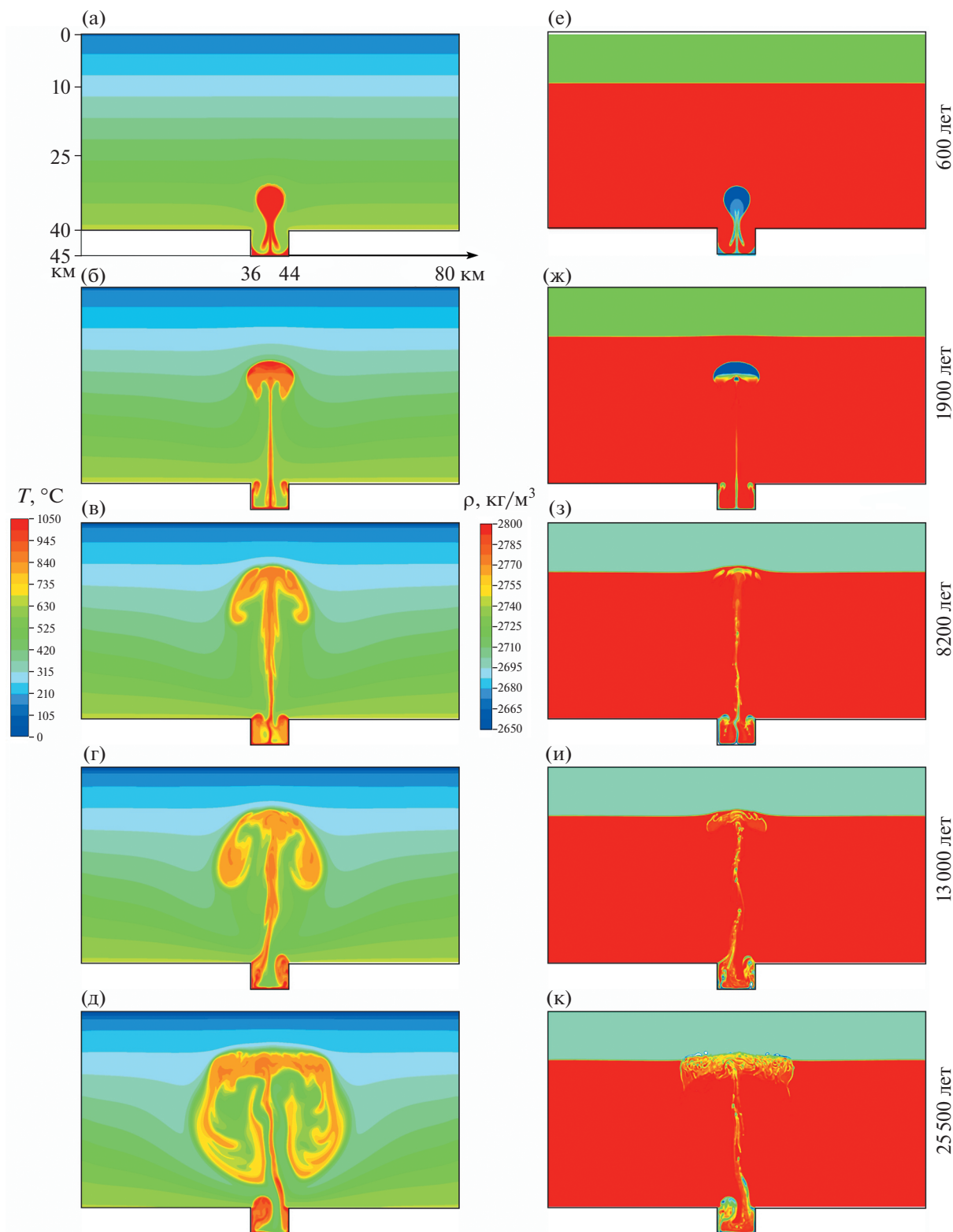


Рис. 6. Результаты с использованием термомеханической модели с локальным магматическим резервуаром, описывающей формирование малоглубинных гранулитов на этапе метаморфизма М2 (465 млн лет).

Приведены картины эволюции температуры (а)–(д) и плотности (е)–(к) при формировании малоглубинного интрузивного тела.

Время отсчитывается от внедрения магмы под основание коры.

Шкала плотности приведена в ограниченном интервале от 2650 до 2800 кг/м³ для детализации структуры интрузии.

в источнике в моделях не менялись, определяющим фактором является размер магматического резервуара. В случае локального магматического источника поток фокусируется в едином канале шириной около 1 км на начальных временах подъема (первые тысячи лет) и сохраняет устойчивую траекторию на более поздних этапах подъема (первые десятки тысяч лет). Магма проплавляет по пути подъема меньший в отличие от предыдущей модели объем вмещающих пород, и тем самым, энергия расходуется локально.

Эффективность передачи тепла вверх возрастает, при этом скорость восходящего потока и формирования камеры на порядок выше, чем в предыдущей модели, при меньшей длительности (25 тысяч лет).

Эволюция распределения базитового и диоритового компонентов магме показана на (рис. 7, а, б). Начальное объемное соотношение 60/40% базитового к диоритовому компоненту в нижнекоревом резервуаре соответствует составам гибридных пород Бургасского кварц-сиенитового массива [3] и интрузивного комплекса Салмас (Иран) [36]. При обратном соотношении базитового к диоритовому компоненту (40/60%) характер всплывания и скорость подъема меняются незначительно. Соотношение остается неизменным при перемещении магмы по каналу и при становлении (размещении) интрузивного тела в верхней коре их дифференциации не происходит. В пределах магматической колонны и головной части интрузии в этой модели не фиксируется смешивания с расплавами корового материала.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные ранее исследования показали, что повсеместно на площади выходов кристаллического фундамента Западного Сангилена наблюдаются признаки нескольких метаморфических событий: метаморфизм М1 типа Барроу с возрастом не позднее 515–510 млн лет, и два этапа высокоградиентного метаморфизма М2, связанного с внедрениями габбро-монцодиоритовых интрузивов (490 и 465 млн лет), дифференциация которых проходила в промежуточных камерах на разной глубине [35]. Данные термобарометрических расчетов, а также минеральные парагенезисы и составы минералов свидетельствуют о том, что формирование габбро-монцодиоритовых массивов Западного Сангилена происходило на разных глубинах. Параметры кристаллизации ультраба-

зит-базитовых интрузивов и условия метаморфизма для кембро-ордовикского коллизионного орогена по данным авторов позволяют говорить о трех уровнях промежуточных камер или размещения массивов:

- ниже-коровые и субкоровые резервуары ($P = 11–13$ кбар, 41–48 км), установленные по $P–T$ оценкам параметров ксенолитов, выносимых Агардагскими щелочно-базальтоидными трещинными интрузиями [35];

- среднекоровые промежуточные камеры ($P = 7–8$ кбар, 26–30 км) – как правило, недифференцированные (Эрзинский и Баянкольский массивы на этапе 490 млн лет) [15, 22];

- малоглубинные ($P = 2–4$ кбар, 7–14 км) – как правило, разновозрастные расслоенные массивы (Правотарлашкинский на этапе 524 млн лет, Башкымугурский на этапе 465 млн лет) [8, 10, 25].

Оценки пиковых T и P гранулитового метаморфизма вблизи Баянкольского массива, полученные в работе [22], близки с $P–T$ параметрами образования гнейсогранитов из восточного эндоконтакта Матутского массива (800°C, 7.5 кбар), Grt-Crd-Spl реститовых гранулитов и мигматит-гранитов нижеэрзинского метаморфического комплекса к западу от него (835°C, 7.2 кбар) [11], Grt-Орх гнейсов (метатрондьемитов) того же района (846°C, 6.9 кбар) [1] и глиноземистых сланцев вблизи Баянкольского массива (642°C, 6.0 кбар) [15].

Представленные термомеханические модели доказывают возможность механизмов формирования как многокамерных магматических образований, так и однокамерных малоглубинных интрузий. Нами рассматривается следующая схема геодинамических режимов базитового магматизма и метаморфизма Западного Сангилена кембрийско-ордовикского этапа с учетом геохронологических данных [6, 25] и результатов моделирования (рис. 8). Формирование базитовых комплексов и метаморфических ареалов происходит на разных тектонических этапах. Модель теплового пятна в утолщенной коре коллизионного этапа (525–490 млн лет) показывает, что при достаточно широком магматическом резервуаре под основанием коры энергии достаточно для прогрева области нижней-средней коры и для миграции базитового/среднего расплава через размягченное, частично расплавленное вещество коры (Баянкольский, Эрзинский массивы, нижеэрзинские гранулиты).

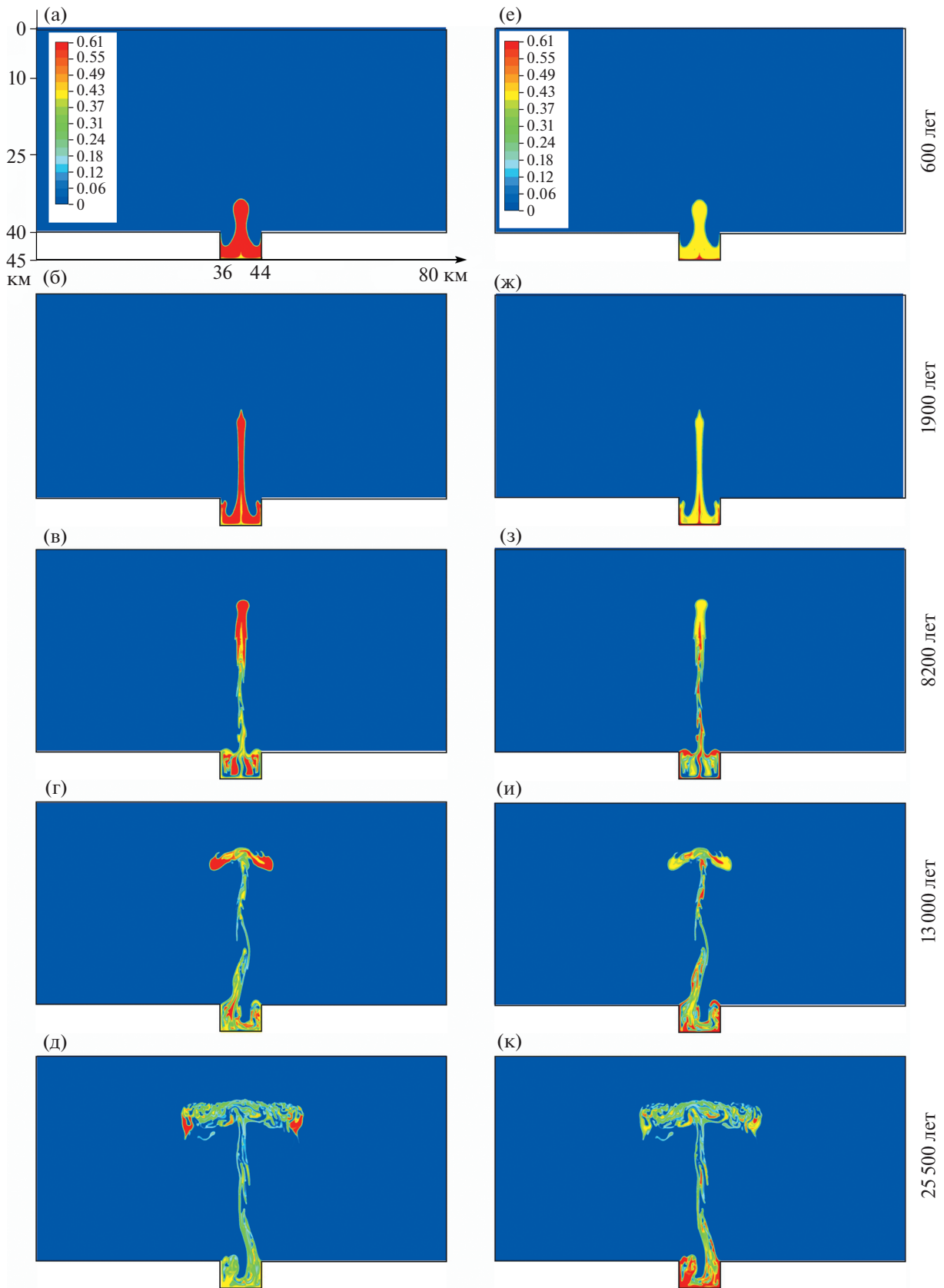
Малоглубинные параметры становления Башкымугурской и Правотарлашкинской интрузий и

Рис. 7. Результаты с использованием термомеханической модели с локальным магматическим резервуаром, показывающие механизм формирования интрузий двухфазного, габбро-диоритового состава.

Показана эволюция состава магмы в форме содержания базитового (а)–(д) и диоритового (е)–(к) компонентов.

Используется единая шкала состава с максимальным содержанием базитовой магмы 60% (красная область) и диоритовой магмы 40% (желтая область).

Время отсчитывается от внедрения магмы под основание коры.



высокотемпературная метаморфическая зональность вокруг них вполне удовлетворительно объясняются в рамках модели локализованного источника в утоненной коре. На этапе трансформно-сдвигового растяжения в утоненной коре (этап 465–440 млн лет, см. рис. 8) глубинная тепловая аномалия исчезает, а преобладающим становится одноактное внедрение магм из локализованного источника на верхне-коровый уровень. Этот этап соответствует метаморфизму M2 высоких температур/низких давлений. Вокруг плутонов формируются высокоградиентные зонально-метаморфические комплексы на уровне 6–8 км. Таким образом, гранулитовый метаморфизм низких давлений объясняется внедрением магмы на соответствующий уровень, а не путем выведения гранулитов по синметаморфическим надвигам или субвертикальным сдвигам, как предполагается в [15].

Интересной особенностью модели является то, что из единого очага развивается несколько мало-глубинных камер на уровне границы средней и верхней коры (в модели их насчитывается четыре с характерным размером 5–6 км), что хорошо согласуется с размерами реальных габбро-монцодиоритовых массивов. При этом в обеих моделях контаминации и перемешивания с материалом коры не происходит. Это соответствует распределениям петрогенных, редких элементов, а также изотопным данным, наблюдаемым в габбро-монцодиоритовых массивах Западного Сангиленга [25].

Наши модели разработаны в развитие предложенных ранее механизмов всплывания магм в виде:

- гранитоидного диапира в коре [16, 17, 31];
- механизма двухфазного течения расплава с декомпрессией/компрессией среды [55];
- по трещинам растяжения [42].

Однако ни один из приведенных механизмов не подходит в полной мере для объяснения осо-

бенностей магматизма Западного Сангиленга. В большинстве проявлений габбро-гранитных комплексов Западного Сангиленга фиксируется одновременное существование в очаге мафитовых и средних магм [12]. Подобные ситуации наблюдаются в некоторых композитных интрузивных массивах [3, 36, 45]. Модели взаимодействия контрастных по составу расплавов в магматической камере [23] показывают, что взаимодействие магм приводит к магматическому минглингу без заметной химической ассимиляции (миксинга, перемешивания) корового материала.

В предлагаемой модели степень плавления определяется из решения задачи, в соответствии с параметрами плавления без наложенных ограничений на условие мобильности магмы; соотношение расплав/порода может изменяться в процессе подъема и остывания. В моделях критическая доля расплава, способная отделяться от рестила, увеличивается с подъемом от около 8–10% в средне-коровой камере до 15% в верхне-коровой. Установлено, что диоритовые расплавы проникают до границы верхней коры и останавливаются на уровне нейтральной плавучести, где плотности магмы и вмещающих пород уравниваются.

Результатом моделирования является оценка длительности формирования многокамерных габбро-диоритовых комплексов. Время существования гранитоидных магматических систем оценивается на основании геохронологических и петрологических данных в интервале 0.1–1 млн лет [44]. Так, в отношении полифазного габбро-гранодиоритового интрузивного комплекса Адамелло (Италия) оценки длительности формирования составляют [57]:

- 10–30 тысяч лет – для подъема мафитовой магмы;
- 200 тысяч лет – для подъема и размещения интрузивной фазы среднего-кислого состава;

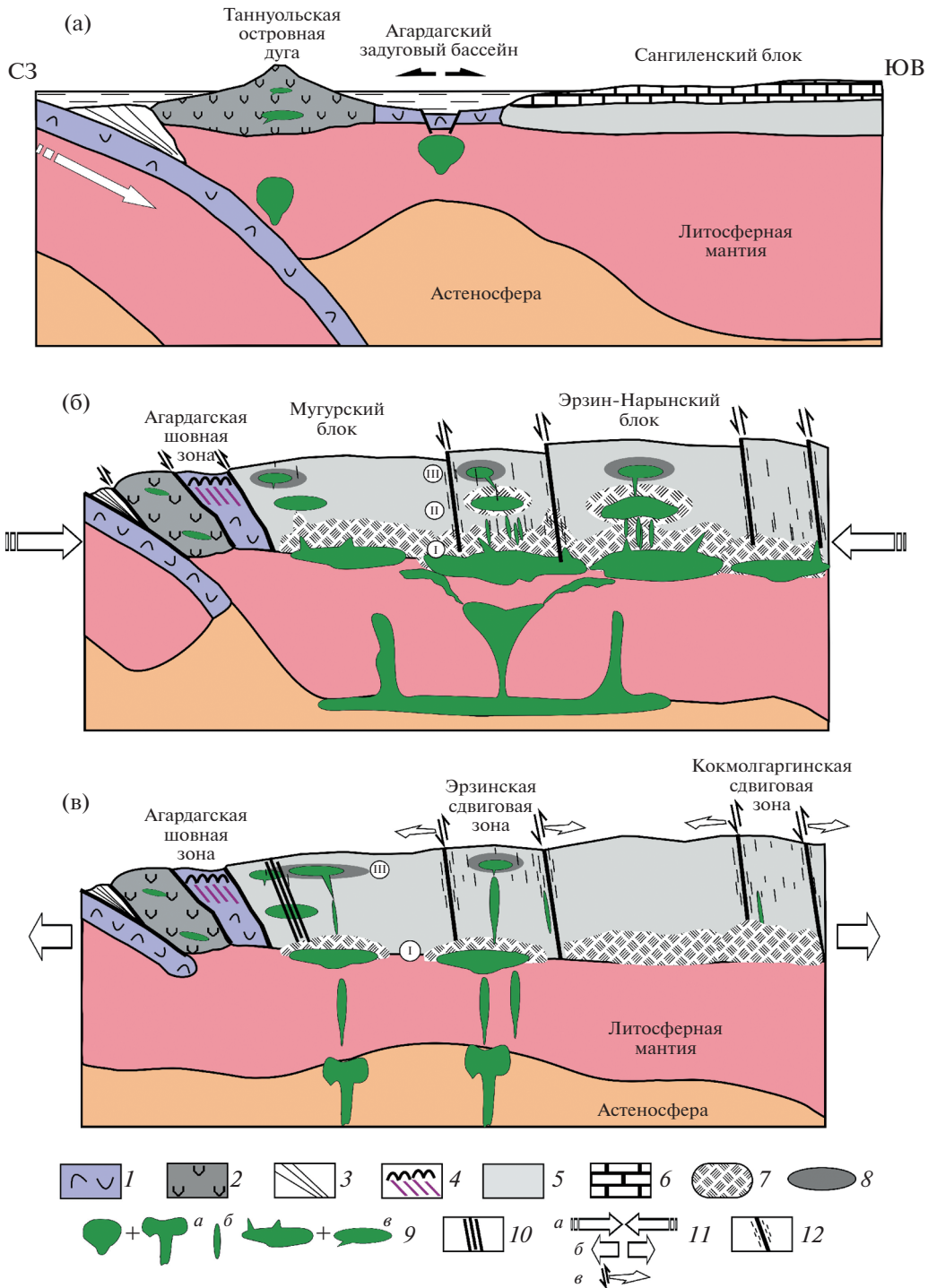
Рис. 8. Тектоническая реконструкция, отражающая стадии базитового магматизма и сопряженного с ним высокоградиентного гранулитового метаморфизма Сангиленского фрагмента ранних каледонид на западной окраине Тувино-Монгольского континента, по трем возрастным интервалам (выполнена с использованием тектонических и геохронологических данных [5, 13, 14, 20], геолого-петрологических данных по магматизму и метаморфизму региона [8, 10, 12, 25], результатов моделирования по полученным данным и по данным [17]).

(а) – аккреционно-островодужная стадия 570–525 млн лет, активная окраина Тувино-Монгольского континента, формирование Gr-St-Ку сланцев этапа M1;

(б) – стадия 525–490 млн лет – образование Сангиленской коллизионной системы в результате сближения окраины ТМК и Таннуольской островной дуги, внедрение синколлизионных базитовых расплавов с сопутствующим высокоградиентным гранулитовым метаморфизмом M2, сформировавшим палеотермальный купол. Обозначены (римские цифры) коровые уровни размещения промежуточных базитовых камер: I – нижний, II – средний, III – верхний;

(в) – стадия 465–440 млн лет – режим сдвигового растяжения, локальные мало-глубинные интрузии, гранулитовый HT/LP метаморфизм.

1 – океаническая кора; 2 – Таннуольская островная дуга; 3 – аккреционная призма; 4 – офиолиты Агардагской зоны; 5 – однородные по реологии блоки континентальной коры (метаморфизованный “фундамент” Сангиленского блока – Gr-St-Ку сланцы этапа M1, Ку-Sill тип); 6 – карбонаты чехла Сангиленского блока; 7–8 – ареалы высокоградиентного метаморфизма M2: 7 – УНТ гранулитовый метаморфизм M2 в нижней/средней коре, 8 – гранулитовая зона HT/LP метаморфизма M2 в верхней коре (And-Sill типа); 9 – мантийные базитовые расплавы: а – области магмогенерации, б – магмоподводящие каналы, в – интрузивные камеры; 10 – дайки камптонитов агардагского щелочно-базальтоидного комплекса; 11 – геодинамические режимы: а – коллизии, б – растяжения, в – растяжения со сдвигом; 12 – разломы и минглинг-дайки



• ~300 тысяч лет – общее время становления комплекса.

Представленные в работе модели дают количественное соответствие модельных и геохронологических оценок длительности: подъем габброидной магмы составил 25 тысяч лет до уровня становления массивов в верхней коре, а формирование многокамерной системы габбро-диоритовых ин-

трузий в нижней, средней и верхней коре продолжалось в течение 400–500 тысяч лет.

ВЫВОДЫ

1. Результаты моделирования подтверждают тесную пространственную и временную связь высокоградиентного метаморфизма с интрузиями

габбро-монцодиоритового формационного типа, а также их двухэтапное проявление в Западном Сангилене. Модель предсказывает возможность существования двух уровней становления массивов: низкобарических — Башкы-Мугурского, Правотарлашкинского, и более глубинных — Баянкольского, Эрзинского, Матутского массивов, а также нижнеэрзинских гранулитов.

2. Моделирование позволяет установить некоторые петрологические следствия. Модель объясняет мозаичный характер распространения зон гранулитового метаморфизма в Сангиленском блоке; единый протяженный по латерали глубинный магматический очаг может произвести несколько отдельных массивов.

3. Преобладающая форма интрузивов в нижней коре — вертикально-ориентированные каналы или каплевидные диапиры, в верхней коре — горизонтальные пластовые тела. Получены модельные оценки длительности интрузивных процессов.

4. Получены модельные оценки длительности интрузивных процессов. Подъем базитовой магмы в утолщенной при коллизии коре происходит посредством формирования системы промежуточных ниже-среднекорových камер за время 400–500 тысяч лет, а через ослабленную зону растяжения на постколлизии этапе магма поднимается путем одноактного внедрения до малоглубинного уровня становления массива за ~25 тысяч лет.

5. Смена тектонических режимов в истории Западного Сангилене влияет на размещение габбро-монцодиоритовых массивов и метаморфических ареалов. На стадии коллизии магматические тела и сопряженные гранулитовые комплексы формируются на уровне нижней–средней коры, на стадии растяжения со сдвигом они формируются в низкобарических верхнекорových условиях.

Благодарности. Авторы благодарят анонимных рецензентов за полезные комментарии и докт. геол.-мин. наук А.А. Щипанского (ГИН РАН) за интерес к результатам проведенных исследований, канд. физ.-мат. наук А.В. Бабичева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), канд. геол.-мин. наук С.В. Зиновьева (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), канд. геол.-мин. наук С.А. Каргополова (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за участие в полевых работах, а также редактора журнала “Геотектоника” М.Н. Шуплецову за внимательное отношение к статье и тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ИГМ СО РАН и проекта РФФИ 17-05-00848.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азимов П.Я., Козаков И.К., Глебовицкий В.А. Раннепалеозойский сверхвысокотемпературный низкобарный (УНТ/LP) метаморфизм в Сангиленском

блоке Тувино-Монгольского массива // ДАН. 2018. Т. 479. № 2. С. 158–162.

2. Бабичев А.В., Полянский О.П., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В. Математическое моделирование магморазрыва и формирования даек // ДАН. 2014. Т. 458. № 6. С. 692–695.
3. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.
4. Василевский А.Н., Болдырев М.А., Михеев В.В., Дергачев А.А., Красавин В.В., Кишин Ю.М., Фомин Ю.Н., Филина А.Г., Благовидова Т.Я., Кучай О.А. Научно-технический отчет Алтае-Саянской опытно-методической сейсмологической экспедиции. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 243 с.
5. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектонометаморфической эволюции Сангилене (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизиионного тектогенеза // ДАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
6. Гибшер А.С., Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Шелепаев Р.А., Терлеев А.А., Сухоруков В.П., Руднев С.Н. Природа и возраст высокобарического (кианитового) метаморфизма Западного Сангилене (юго-восточная Тува). — Мат-лы конф. “Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое”, Санкт-Петербург, 24–26.10.2017, ИГГД РАН. — СПб: Sprinter, 2017. С. 52–53.
7. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белусова Е.А., Шарыгин В.В., Коц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса Западного Сангилене на основании Ag/Ag и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.
8. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений. — Мат-лы конф. “Актуальные вопросы геологии и минерогении юга Сибири”, пос. Елань, Кемеровская обл., 31.10–2.11.2001. — Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.
9. Каргополов С.А. Метаморфизм мугурского зонального комплекса (Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 1991. Т. 32. № 3. С. 109–119.
10. Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува); Дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск: ОИГМ СО РАН, 1997. 272 с.
11. Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Владимиров А.Г. Синкинематический гранитоидный магматизм Западного Сангилене (Юго-Восточная Тува) // Петрология. 2017. Т. 25. № 1. С. 92–118.
12. Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Шелепаев Р.А., Руднев С.Н., Яковлев В.А., Семенова Д.В. Баянкольская габбро-гранитная ассоциация: состав, возрастные рубежи, тектонические и геодинамические обстановки (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 916–933.

13. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибилова Е.В. и др. О полихронности развития палеозойского гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U–Pb геохронологических исследований // Петрология. 1999. Т. 7. № 6. С. 631–643.
14. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
15. Козаков И.К., Азимов П.Я. Геодинамическая обстановка формирования гранулитов Сангиленского блока Тувино-Монгольских террейна (Центрально-азиатский складчатый пояс) // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 635–645.
16. 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.
17. Полянский О.П., Каргополов С.А., Изах А.Э., Семенов А.Н., Бабичев А.В., Василевский А.Н. Роль магматических источников тепла при формировании регионального и контактовых метаморфических ареалов Западного Сангилен (Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 309–323.
18. 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.
19. Петрова А.Ю. Rb–Sr изотопная система метаморфических и магматических пород Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува). Автореф. дис. ... к. г. м. н. М.: ИМГРЭ, 2001. 26 с.
20. Петрова А.Ю., Костицын Ю.А. Возраст высокоградиентного метаморфизма и гранитообразования на Западном Сангилене // Геохимия. 1997. № 3. С. 343–347.
21. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: СО РАН, 2013. 300 с.
22. Селятицкий А.Ю., Полянский О.П., Шелепаев Р.А. Глубинный метаморфический ореол Баянкольского габбро-мондиоритового массива – индикатор нижнекоровых базитовых камер (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2020, DOI 10.15372/GiG2020183
23. Семенов А.Н., Полянский О.П. Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 11. С. 1664–1683.
24. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изах А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
25. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изах А.Э., Зельтман Р. Коллизионный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.
26. ANSYS Fluent Theory Guide, 2009. Release 12.1. URL: <https://www.ansys.com/products/fluids/ansys-fluent> (Accessed May 18, 2020).
27. Aranovich L.Y., Podlesskii K.K. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: Experiments and applications, In: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*, Ed. by S.K. Saxena, (N.Y., Springer, 1983), P. 173–198.
28. Ariskin A.A., Frenkel M.Yr., Barmina G.S., Nielsen R.L. Comagmat: a fortran program to model magma differentiation processes // Comput. Geosci. 1993. Vol. 19. № 8. P. 1155–1170.
29. Asimow P.D., Ghiorso M.S. Algorithmic modifications extending MELTS to calculate subsolidus phase relations // Amer. Miner. 1998. Vol. 83. № 9–10. P. 1127–1132.
30. Bea F. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // Lithos. 2012. Vol. 153. P. 278–291.
31. Bittner D., Schmelting H. Numerical modelling of melting processes and induced diapirism in the lower crust // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 123. № 1. P. 59–70.
32. Clemens J.D. Melting of the continental crust: Fluid regimes, melting reactions, and source-rock fertility, In: *Evolution and differentiation of the continental crust*, Ed. by M. Brown, T. Rushmer, (Cambridge, Camb. Univ. Press, 2006), P. 297–331.
33. Cruden A.R., Weinberg R.F. Mechanisms of magma transport and storage in the lower and middle crust—magma segregation, ascent and emplacement, In: *Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Understanding Magma Transport, Storage, Evolution in the Earth's Crust*, Ed. by S. Burchardt, (N.Y., Elsevier, 2018), P. 13–53.
34. Droop G.T.R., Brodie K.H. Anatectic melt volumes in the thermal aureole of the Etive Complex, Scotland: the roles of fluid-present and fluid-absent melting // J. Metamorph. Geol. 2012. Vol. 30. № 8. P. 843–864.
35. Egorova V.V., Volkova N., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: Evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineral. Petrol. 2006. Vol. 88. № 3. P. 419–441.
36. Ghaffari M., Rashidnejad-Omran N., Dabiri R., Santos J.F., Mata J., Buchs D., McDonald I., Appel P., Garbe-Schönberg D. Interaction between felsic and mafic magmas in the Salmas intrusive complex, Northwestern Iran: Constraints from petrography and geochemistry // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 111. P. 440–458.
37. Guy A., Holzrichter N., Ebbing J. Moho depth model for the Central Asian Orogenic Belt from satellite gravity gradients // J. Geophys. Res. 2017. Vol. 122. P. 7388–7407.
38. Hammarstrom J.M., Zen E. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer // Am. Mineral. 1986. Vol. 71. P. 1297–1313.
39. Harley S.L. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050°C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg70)-orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica // J. Metamorph. Geol. 1998. Vol. 16. P. 541–562.
40. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Am. Mineral. 1987. Vol. 72. P. 231–239.
41. Karato S.-I., Paterson M. S., FitzGerald J. D. Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. № B8. P. 8151–8176.

42. Keller T., May D.A., Kaus B.J. P. Numerical modelling of magma dynamics coupled to tectonic deformation of lithosphere and crust // *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 195. P. 1406–1442.
43. Kronenberg A.K., Tullis J. Flow strength of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 4281–4297.
44. Lipman P.W., Bachmann O. Ignimbrites to batholiths: integrating perspectives from geological, geophysical, and geochronological data // *Geosphere*. 2015. Vol. 11. № 3. P. 705–743.
45. Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Wickham S.M., Jahn B.M., Vapnik Y., Kanakin S.V., Karmanov N.S. Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // *J. Asian Earth Sci.* 2017. Vol. 136. P. 16–39.
46. Marsh B.D. On the Mechanics of Igneous Diapirism, Stopping, and Zone Melting // *Amer. J. Sci.* 1982. Vol. 282. P. 808–855.
47. Mei S., Bai W., Hiraga T. et al. Influence of melt on the creep behavior of olivine-basalt aggregates under hydrous conditions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 201. P. 491–507.
48. Nair R., Chacko T. Fluid-absent Melting of High-grade Semi-pelites: *P–T* Constraints on Orthopyroxene Formation and Implications for Granulite Genesis // *J. Petrol.* 2002. Vol. 43. № 11. P. 2121–2142.
49. Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. Vol. 135. P. 62–74.
50. Powell R., Holland T., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via nonlinear equations, with examples using Thermocalc // *J. Metamorph. Geol.* 1998. Vol. 16. P. 577–588.
51. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. The nature and models of metamorphism, (Cham, Springer, 2019), 330 p.
52. Riel N., Mercier J., Weinberg R.F. Convection in a partially molten metasedimentary crust: Insights from the El Oro Complex (Ecuador) // *Geology*. 2016. Vol. 44. № 1. P. 31–34.
53. Rosenberg C.L., Handy M.R. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust // *J. Metamorph. Geol.* 2005. Vol. 23. P. 19–28.
54. Sawyer E.W. Melt segregation in the continental crust: Distribution and movement of melt in anatectic rocks // *J. Metamorph. Geol.* 2001. Vol. 19. № 3. P. 291–309.
55. Schmelting H., Marquart G., Weinberg R., Wallner H. Modelling melting and melt segregation by two-phase flow: new insights into the dynamics of magmatic systems in the continental crust // *Geophys. J. Int.* 2019. Vol. 217. P. 422–450.
56. Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Miner. Petrol.* 1992. Vol. 110. P. 304–310.
57. Schoene B., Schaltegger U., Brack P., Latkoczy Ch., Stracke A., Gunther D. Rates of magma differentiation and emplacement in a ballooning pluton recorded by U–Pb TIMS-TEA, Adamello batholith, Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 355–356. P. 162–173.
58. Tirone M. Petrological geodynamics of mantle melting II. AlphaMELTS + Multiphase flow: dynamic fractional melting // *Front. Earth Sci.* 2018. Vol. 6. Article 18.
59. Tropper P., Wyhlidal S., Haefeker U.A., Mirwald P.W. An experimental investigation of Na incorporation in cordierite in low *P*/high *T* metapelites // *Miner. Petrol.* 2018. Vol. 112. P. 199–217.
60. Thompson A.B. Mineral reaction in pelitic rocks: II. Calculation of some *P–T–X* (Fe–Mg) face relations // *Am. J. Sci.* 1976. Vol. 276. P. 425–454.

Thermomechanical Modeling of the Formation of Multi-Chamber Intrusions for Identifying the Relationship of Plutonic Metamorphism with Gabbro-Diorite Massifs of Western Sangilen, Tuva, Russia

O. P. Polyansky^{a,*}, A. E. Izokh^{a,b}, A. N. Semenov^a, A. Yu. Selyatitskii^a, R. A. Shelepaev^a, V. V. Egorova^a

^a*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences,
Akad. Koptuyg prosp., bld. 3, 630090 Novosibirsk, Russia*

^b*Novosibirsk State University, Pirogova str., bld. 1, 630090 Novosibirsk, Russia*

^{*}*e-mail: pol@igm.nsc.ru*

For the first time, a thermomechanical model of a system of multi-level magmatic chambers above the mantle heat source has been developed to explain mechanisms of formation of intrusive complexes and metamorphic aureoles in Western Sangilen. A model of “thermal blur” at the collision stage and a model of local magma reservoir at the stage of transtension are proposed. The magmatic process was studied with using a numerical thermomechanical model of the system “magma reservoir—magma transport—formation of intermediate chambers—formation of metamorphic zonal complexes around intrusions at different depth levels”. Modeling explains the mosaic distribution of granulite metamorphism zones in the Sangilen block. Model estimates of the duration of intrusive processes were obtained. The change in tectonic regimes in the evolution of Western Sangilen affects the depth of the emplacement of gabbro-monzodiorite massifs and the surrounding metamorphic aureoles.

Keywords: plutonic metamorphism, Sangilen, intrusion, thermomechanical model, melting, magma chamber, numerical modeling, thermal aureole