

УДК 551.24.02

ТЕКТНОТЕРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА НА ПОСТКОЛЛИЗИОННОМ (ПРЕДПЛЮМОВОМ) ЭТАПЕ РАЗВИТИЯ КАРСКОГО ОРОГЕНА (СЕВЕРНЫЙ ТАЙМЫР, ЦЕНТРАЛЬНАЯ АРКТИКА)

© 2024 г. Академик РАН В. А. Верниковский^{1,2}, А. Н. Семенов³, О. П. Полянский³,
А. В. Бабичев³, А. Е. Верниковская^{1,2}, Н. Ю. Матушкин^{1,2,*}

Поступило 03.10.2023 г.

После доработки 04.10.2023 г.

Принято к публикации 04.10.2023 г.

Рассматривается тектонотермальная модель и эволюция магматизма на позднепалеозойском постколлизийном (предплюмовом) этапе развития Карского орогена на Северном Таймыре в Центральной Арктике. Модель базируется на новых и опубликованных структурных, петрологических, геохимических и геохронологических данных, а также термофизических параметрах, полученных для Карского орогена, вмещающего огромный объем синколлизийных и постколлизийных гранитов, образованных в результате коллизии Карского микроконтинента и Сибирского кратона. На основе геологических, геохимических и U–Th–Pb-изотопных данных среди гранитов были выделены синколлизийные и постколлизийные, образованные соответственно 315–282 и 264–248 млн л. н. Ранее была разработана и опубликована тектонотермальная модель для синколлизийного этапа формирования Карского орогена (315–282 млн л. н.), в течение которого произошло образование анатектических гранитов. В статье главное внимание уделено эволюции постколлизийного магматизма в орогене на рубеже перми и триаса. Наличие многочисленных тел аллохтонных гранитоидов в Карском орогене с возрастом 265–248 млн лет, предшествующем событию массового излияния Сибирских траппов (~250 млн лет), ставит задачу реконструкции термального состояния и механизмов плавления коры на “предплюмовом” этапе. Наряду с использованием геохимических и изотопных данных, отражающих магматические источники гранитоидов, для решения поставленной задачи используется численное моделирование термо-тектонотермальной эволюции коры Карского орогена.

Ключевые слова: Арктика, Карский ороген, Северный Таймыр, Сибирский кратон, коллизия, плюм, граниты, термальная модель

DOI: 10.31857/S2686739724010077

Таймыро-Североземельская складчатопокровная область представляет собой одну из ключевых структур Арктики в северо-западном обрамлении Сибирского кратона. В ее формировании четко выделяются три главных этапа: 1) аккреция мезо-неопротерозойского Центрально-Таймырского пояса к Сибирскому

кратону в эдиакарское время; 2) коллизия Карского микроконтинента с Сибирским палеоконтинентом в карбоне–раннем триасе – собственно формирование Карского орогена; 3) излияние траппов и внедрение интрузивов (долеритов, габброидов, монзонитов и сиенитов), связанных с Сибирским плюмом в триасе (обзор литературы в [1]).

Коллизия и формирование Карского орогена привели к образованию значительных объемов метаморфических пород, измененных в условиях регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации умеренных давлений и гранитов разных геохимических типов в интервале от 315 до 248 млн лет назад (обзор литературы в [2]). Позднекаменноугольные и раннепермские (автохтонные) интрузии были отнесены к синколлизийным,

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской Академии наук, Новосибирск, Россия

*E-mail: MatushkinNY@ipgg.sbras.ru

а позднепермские (аллохтонные) к постколлизии-онным гранитам.

Ранее тектонотермальная модель была разработана авторами только для синколлизиионного этапа формирования Карского орогена, в течение которого произошло образование анатектических гранитов с возрастом 315–282 млн лет [1]. В настоящей статье главное внимание уделено эволюции постколлизиионного магматизма в орогене на рубеже перми и триаса. Наличие многочисленных тел аллохтонных гранитоидов в Карском орогене с возрастом 265–248 млн лет, предшествующем событию массового излияния Сибирских траппов (~250 млн лет), ставит задачу реконструкции термального состояния и механизмов плавления коры на “предплюмовом” этапе.

Постколлизиионные граниты (264–248 млн лет) формируют небольшие штоки, интродуцирующие метаморфические породы Центрального-Таймырского аккреционного пояса, неметаморфизованные палеозойские отложения чехла Сибирского палеоконтинента, а также синколлизиионные граниты карбон-пермского возраста (рис. 1). Они представлены биотит-амфиболовыми гранодиоритами, субщелочными гранитами, гранит-порфирами, кварцевыми сиенитами и монцонитами от слабо пералюминиевых до слабо металюминиевых разностей щелочно-известковой и щелочной магматических серий. Эти породы обогащены крупноионными литофильными элементами, такими как K, Ba и Sr [2].

Примечательно, что одновременно с завершением постколлизиионного гранитоидного магматизма в пределах Карского орогена 252–248 млн лет назад проявилась главная фаза траппового магматизма Сибирского плюма – 251–249 млн лет назад [3]. Главной фазе Сибирского плюма соответствует возраст долеритов и базальтов Тунгусской синеклизы и дифференцированных интрузивов трапповой формации на Таймыре [4, 5]. Они так же, как и самостоятельные интрузивы сиенитов и монцонитов, прорывающие трапповые базальты и коллизиионные граниты, образовались в хорошо прогретой коллизиионными процессами литосфере Карского орогена в раннем и среднем триасе [6]. Монцониты, кварцевые монцониты и сиениты, формирование которых связано с Сибирским плюмом, характеризуются смешанным корово-мантийным источником, являются металюминиевыми породами щелочно-известковой и щелочной серий, с более высокими концентрациями крупноионных литофильных и высоkozарядных элементов, таких как Ba, K, Sr, La, Ce, Nd, P,

Sm, Tb и Yb по сравнению с таковыми для постколлизиионных пород.

Анализ картографических материалов показывает, что мафитовые интрузии и покровы основной фазы Сибирской крупной магматической провинции сконцентрированы южнее Пясино-Фаддеевского шва и деформированы в соответствии с механизмом продольного сжатия с СЗ на ЮВ (рис. 2 в [2]). Поздние проявления этого плюмового события представлены дайками мафитового и фельзитового состава, локализованными севернее Пясино-Фаддеевского шва и малыми сиенитовыми штоками, приуроченными к самым шовным зонам. Такая закономерность указывает на то, что проградация деформаций Карского орогена продолжалась на юго-восток вплоть до среднего триаса включительно. При этом в тыловой части орогена развивалась обстановка растяжения, обусловленная в том числе вращением и сдвиговой компонентой деформаций.

Наряду с использованием геохимических и изотопных данных, отражающих магматические источники гранитоидов, для решения поставленной задачи эффективным подходом является численное моделирование термотектономагматической эволюции коры Карского орогена.

Моделирование проводилось для пермско-триасового постколлизиионного этапа длительностью около 20 млн лет (265–248 млн лет). Известно, что предшествующая стадия коллизии привела к утолщению коры за счет надвигания и тектонического скупивания окраин Карского микроконтинента и Сибирского кратона [1]. Толщина современной литосферы в области сочленения Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского блока и Сибирского кратона определена сейсмологическими методами [7]. По этим данным отчетливо различаются литосферные блоки Карского микроконтинента толщиной до 190–200 км и северной части Сибирского кратона толщиной до 200–210 км. Промежуточная область между ними в районе Южного Таймыра и наложенного рифтогенного Енисей-Хатангского прогиба характеризуется явным утонением литосферы до 160–180 км.

Рассматривается область земной коры и литосферы в зоне сочленения Карского микроконтинента и Сибирского кратона (рис. 1). Размер области в поперечном к границе плит направлении задан 700 км, переменной глубины 160–200 км. По результатам сейсмических исследований установлено, что современная земная

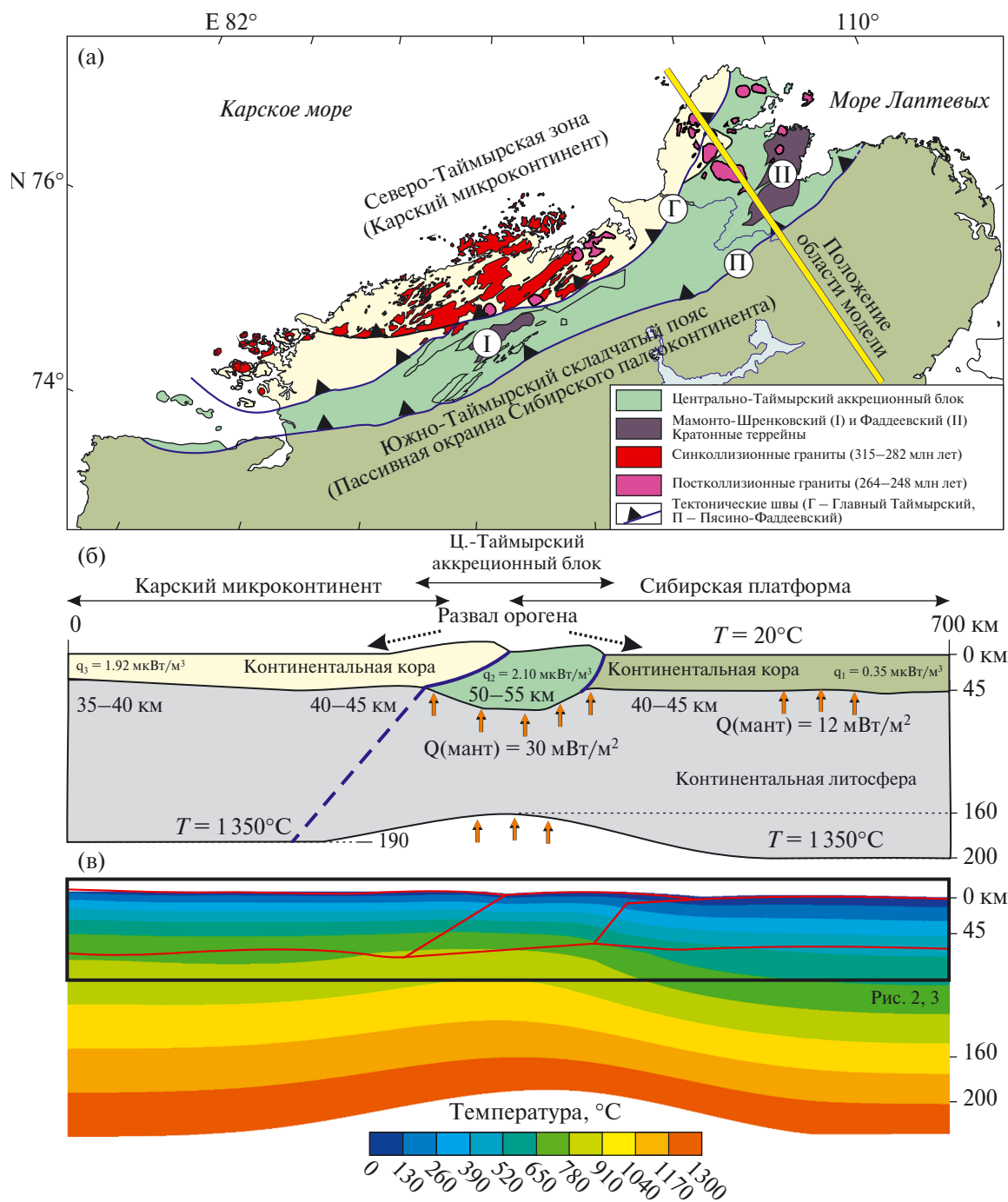


Рис. 1. Геологические и физические вводные параметры модели: упрощенное геологическое строение Карского орогена с положением и возрастом массивов гранитоидов (а); 2-мерная схема строения области моделирования вдоль желтой линии на (а), геометрия блоков (размеры – вне масштаба) и температурные граничные условия (б), температурное поле на момент окончания коллизии, принятое за начальное для рассматриваемой задачи (в). $Q(\text{манти})$ – мантийный тепловой поток, q – тепловыделение за счет радиоактивных источников в коре. Красные линии – границы блоков в модели.

кора в пределах Карского микроконтинента утолщается от 35–40 на шельфе до 40–45 км на северной окраине Таймыра, составляет 45–50 км под Центрально-Таймырским аккреционным блоком и вновь утоняется до 40–45 км под северной окраиной Сибирского кратона [8]. Существенное утонение коры под Енисей-Хатангским прогибом до 35–36 км не учитывается в модели, т.к. он является наложенной структурой на передовой прогиб Карского орогена, и его формирование происходило позднее моделируемых коллизионных событий [9].

Приведенные выше данные о строении современной земной коры и литосферы используются как обоснование разделения на блоки, принадлежащие различным тектоническим структурам во время Карской орогении. Кора на начальный момент постколлизионного этапа (270–265 млн лет) задавалась утолщенной до 50 км для Карского микроконтинента, 55 км для Центрально-Таймырского блока и около 40 км для Сибирского кратона [1]. Такая геометрия следует из геологических и геофизических данных о строении региональных швов и предполагает надвигание окраинно-континентальных комплексов Карского микроконтинента на Центрально-Таймырский блок и на окраину Сибирского кратона (обзор литературы в [9]). Надвигание терригенно-карбонатных и вулканогенных отложений Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского пояса на окраинные структуры Сибирского кратона в модели рассматривается без учета последующей эрозии.

Современный мантийный тепловой поток под Сибирской платформой составляет 12 мВт/м^2 в соответствии с данными [10], что ниже среднего мантийного потока в стабильных континентальных областях (25 мВт/м^2). Можно предполагать существование восходящих мантийных течений под окраину кратона и под утоненную литосферу согласно моделям [11]. Вследствие этого в области сочленения Карской и Сибирской плит мантийный поток принят повышенным. По представлениям F. Vea [12] субкоровый поток, вызывающий плавление в нижней части утолщенной коры, может достигать 40 мВт/м^2 или выше. В нашей модели под корой Центрально-Таймырского блока принят мантийный тепловой поток 30 мВт/м^2 с учетом данных о резком скачке поверхностного теплового потока до 80 мВт/м^2 в поздней перми на окраине Сибирской платформы по данным [13]. Повышенный тепловой поток начинал действовать с момента 275 млн лет назад и линейно набирал

свою мощность за 10 млн лет, так что в момент 265 млн лет назад он был равен 30 мВт/м^2 .

МЕТОД И ПАРАМЕТРЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Решение задачи проводилось с помощью программного комплекса ANSYS Fluent, основные уравнения и описание численного метода изложены в [14, 15]. На рис. 1 приведена геометрия модели, использованная в данной работе, с граничными температурными условиями. Физические свойства для земной коры Карского, Центрально-Таймырского и Сибирского блоков задавались одинаковыми: плотность от 2300 до 2800 кг/м^3 для ликвидуса и солидуса соответственно, температура солидуса 750°C , ликвидуса 950°C , теплоемкость 1250 Дж/К , теплопроводность 2.5 Вт/(м К) , скрытая теплота плавления 380 кДж/кг . Реологические свойства вещества земной коры с параметрами влажного гранита определяются законом ползучести (крипа) в виде нелинейной зависимости эффективной вязкости от температуры и скорости деформации согласно [16]. Для мантии задавалась плотность 3000 кг/м^3 , теплоемкость 1250 Дж/К , теплопроводность 3.5 Вт/(м К) и постоянная вязкость $10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$. Под Центрально-Таймырским блоком задан повышенный тепловой поток 30 мВт/м^2 в связи с подъемом астеносферы до уровня 160 км под распадающимся орогеном и ввиду теплового воздействия предполагаемого плюма. Граничные температурные условия соответствуют фиксированной температуре 1350°C в основании литосферы, 20°C на поверхности и теплоизолированным боковым границам. В земной коре учитываются радиационные источники тепла $q_3 = 1.92$, $q_2 = 2.10$ и $q_1 = 0.35 \text{ мкВт/м}^3$ в коре Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского блока и Сибирского кратона, соответственно, мощность которых экспоненциально снижается с глубиной [12].

Выбор температурных оценок условий формирования исследуемых гранитов А-типа опирается на цирконовую термометрию по классификации [17], согласно которой они относятся к высокотемпературному типу ($T_{Zr} > 800^\circ\text{C}$). Используемые в модели параметры плавления соответствуют условиям образования субщелочных, щелочно-известковых гранитов А-типа, образование которых происходило в постколлизионной обстановке. Формированию таких высокотемпературных гранитов способствовали, как привнос дополнительного тепла, имеющего мантийную природу, так и вклад в их магматический источник мантийного компонента. Расчеты

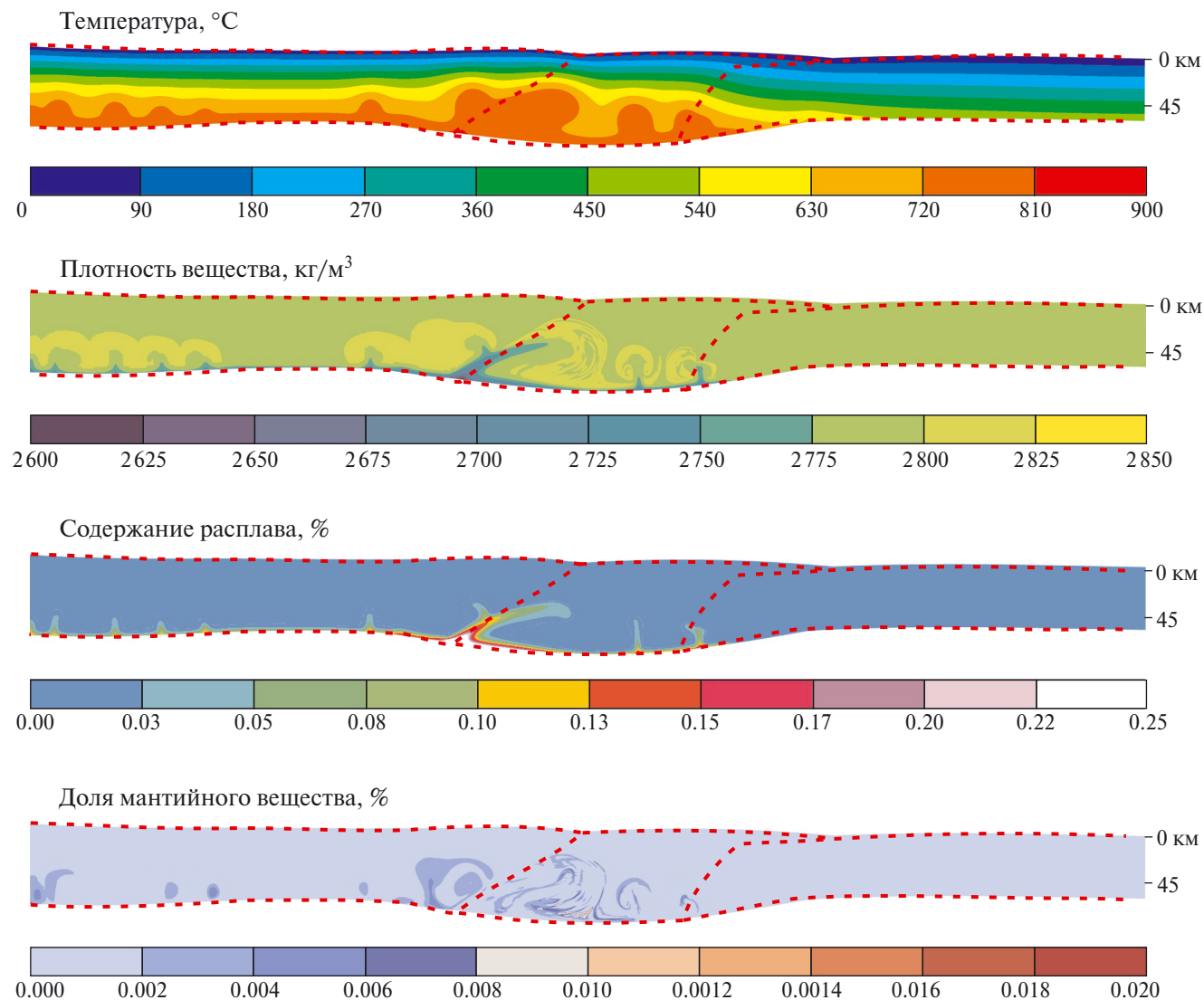


Рис. 2. Результаты расчета на момент времени действия повышенного теплового потока через 1.2 млн лет (возраст ~264 млн лет), показывающие распределение температуры, плотности вещества (2600 соответствует 25% расплава, 2800 – плотность твердой коры), доли расплава в магме, доли мантийной компоненты.

доказывают возможность вклада мантийного компонента и одновременно согласуются с имеющимися представлениями о преимущественно континентальном коровом источнике этих пород, как было показано ранее [2].

Результаты моделирования приведены в виде эволюционных картин, которые показывают распределение температуры, доли расплава в магме (степени плавления коры), плотности (зависящей от степени плавления), объемное содержание в магме мантийного вещества (рис. 2, 3). Для визуализации движения магмы в коре удобно использовать распределение доли

расплава (в относительных единицах от 0 до 0.25 (полный расплав не достигается в расчетах).

За начальный момент (модельное время $t = 0$) в расчетах принят возраст 265 млн лет, т.е. момент завершения коллизионной стадии и предшествующий появлению постколлизийных гранитов. Во всех моделях плавление наступает в наиболее погруженном и нагретом слое коры. Практически одновременно с началом действия повышенного теплового потока расплавы, сформированные в низах коры в процессе утолщения на коллизионном этапе (315–265 млн лет назад), становятся мобильными за счет повторного плавления. Процесс

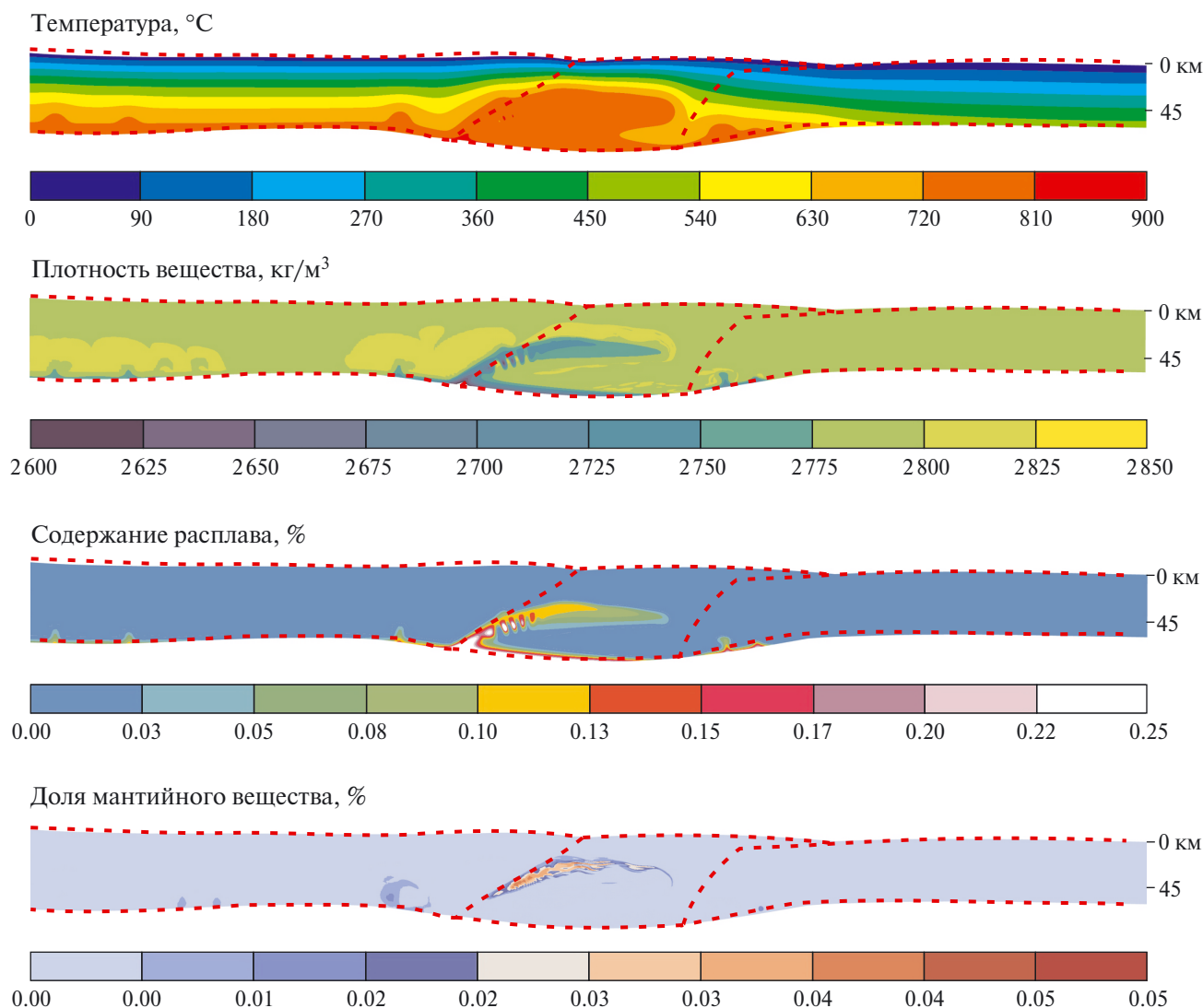


Рис. 3. Результаты расчета на момент времени действия повышенного теплового потока через 11 млн лет (возраст ~252 млн лет), показывающие распределение температуры, плотности вещества, доли расплава в магме, доли мантийной компоненты (с измененной шкалой).

подъема магматического материала начинается при достижении доли расплава примерно 6–7%. Эти значения степени плавления гранитного вещества соответствуют реологическому порогу (объемная доля расплава 6–8% согласно [18]), при превышении которого резко снижается прочность частично расплавленного материала и расплав способен к сегрегации.

Как следует из моделирования, образуется несколько самостоятельных диапироподобных тел всплывающей магмы. Средняя степень плавления в земной коре 25% при максимальных значениях 30–40%. Магматические массивы формируются в средней части коры Центрально-Таймырского

блока, что по большей части соответствует их действительному геологическому положению. Вертикальный подъем магм от подошвы коры до глубины остановки и кристаллизации составляет 30–35 км (рис. 2). Вертикальная скорость всплывания достигает величин 10^{-9} м/с = 3 см/год в момент начала подъема вещества и замедляется по мере подъема магмы.

Далее при подъеме магма охлаждается и частично кристаллизуется, а в основании коры плавление продолжается в силу непрерывного действия повышенного мантийного потока и формируются новые порции расплава. Последующие магматические интрузии

контролируются положением Главного Таймырского шва. Магма поднимается вдоль плоскости разлома в лежащем блоке, образуя наклонный канал от основания коры до уровня глубины около 15 км (рис. 3). Степень плавления, т.е. доля расплава в магме значительно снижается и составляет 10–20%. Ранее сформированные очаги магмогенерации на удалении от шва остывают и в дальнейшем не появляются.

Модели показывают, что в процессе корового плавления на границе раздела кора–мантия осуществляется ограниченный обмен веществом. Ввиду механического и/или химического миксинга мантийные порции смешиваются с коровыми расплавами и захватываются подъемными потоками. Наблюдаемый в моделях эффект миксинга согласуется с представлениями о границе “кора–мантия”, как о некоторой проницаемой для вещества переходной зоне сложного состава [19]. Объемная доля мантийной компоненты, захваченная нижнекоровыми расплавами, составляет в среднем 2–3 об. %, а максимальное содержание не превышает 5 об. % (рис. 3).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы полагаем, что Сибирский суперплюм на начальной стадии воздействовал на литосферу как термальный, с избыточной температурой около 250 °С относительно окружающей мантии, а его апикальная часть находилась в области сочленения края Сибирской и Карской плит согласно [11]. Такой температурный градиент вызвал повышенный тепловой поток над плюмом, разогревший и размягчивший зону контакта плит. Под действием теплового потока в “предплюмовый” период развития Карского орогена температура в основании земной коры увеличивается примерно на 100 °С, что вызывает повторное плавление в глубинных участках коры и формирование постколлизийных высокотемпературных гранитоидных расплавов.

В результате плавления формируются интрузии в форме мелких диапиров, которые достигают уровня 15 км и глубже (4 кбар, т.е. уровня эпидот-амфиболитовой/амфиболитовой фации) и имеют ширину от нескольких км до 20 км. Постколлизийное магматическое событие отражает процесс развала орогена, поэтому размещение субщелочных гранитоидных интрузий контролируется положением основных проницаемых структур – разломов, надвигов и швов, в частности Главного Таймырского (граница Карского микроконтинента), что подтверждается проведенным моделированием. Наличие мантийных геохимических меток

в составе субщелочных, известково-щелочных гранитоидов, по-видимому, объясняется контаминацией последних мантийным материалом на границе раздела частично подплавленной коры и верхних горизонтов мантии при содержании около 2–3 об. % и конвективным переносом на среднекоровые уровни.

Однако в представленном варианте расчеты не позволяют смоделировать подъем постколлизийных интрузий до верхнекоровых глубин, хотя некоторые из крупнейших массивов (напр. Лодочниковский в южной части полуострова Челюскин) прорывают неметаморфизованные кембрийско-силурийские толщи [9, 2]. Предположительно подъем магм до уровня неметаморфизованных осадков верхних частей коры происходил после развала орогена и был обусловлен появлением высокотемпературных магматических источников уже на плюмовом этапе. Модель сложной эволюции магматической камеры в результате смены различных источников тепла была предложена для формирования одного из лейкогранитных массивов Енисейского кряжа при тектонической трансформации от постколлизийной обстановки к активной окраине – его становление происходило в интервале 17 млн лет [20]. Так, для Лодочниковского массива на Таймыре, прорывающего кембрийско-силурийские толщи, также существуют оценки U–Pb-возраста по цирконам (257, 256 и 248 млн лет) [2], которые вполне могут отражать его многоэтапное внедрение.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ (проекты 19-17-00091-П; 22-27-00178).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. Тектонотермальная модель для поздне-палеозойского синколлизийного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.
2. Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. Late Paleozoic – Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara-Siberia Oblique Collision and Plume Events // Minerals. 2020. V. 10(6). 571. <http://dx.doi.org/10.3390/min10060571>
3. Renne P.R., Basu A.R. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo–Triassic Bound-

- ary // *Science*. 1991. V. 253(5016). P. 176–179. <https://doi.org/10.1126/science.253.5016.176>
4. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Романов А.П. Изотопно-геохимические характеристики рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов западного Таймыра (Россия) // *ДАН*. 2014. Т. 458. № 3. С. 327–329.
 5. Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S., Jerram D.A., Svensen H.H. The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition // *Sci. Rep.* 2019. V. 9. 18723. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-54023-2>
 6. Vernikovskiy V.A., Pease V.L., Vernikovskaya A.E., Romanov A.P., Gee D.G., Travin A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? // *Lithos*. 2003. V. 66(1–2). P. 23–36. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00192-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00192-5)
 7. Priestley K., McKenzie D. The relationship between shear wave velocity, temperature, attenuation and viscosity in the shallow part of the mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 381. P. 78–91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.022>
 8. Кашубин С.Н., Петров О.В., Шокальский С.П., Мильштейн Е.Д., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Тарасова О.А. Глубинное строение земной коры северо-восточной Евразии и ее континентальных окраин // *Геодинамика и тектонофизика*. 2021. Т. 12(2). С. 199–224. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0521>
 9. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области / *Труды ОИГГМ*; Вып. 831. Новосибирск: Изд. СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
 10. Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Тепловое поле недр Сибири. Ред. Э.Э. Фотиади. *Труды ИГиГ СО АН СССР*; Вып. 681. Новосибирск: Наука, 1987. 196 с.
 11. Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivoluts-kaya N.A., Petrunin A.G., Arndt N.T., Radko V.A., Vasiliev Y.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes // *Nature*. 2011. V. 477. P. 312–316. <https://doi.org/10.1038/nature10385>
 12. Bea F. The sources of energy for crustal melting and the geochemistry of heat-producing elements // *Lithos*. 2012. V. 153. P. 278–291. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.017>
 13. Ларичев А.И., Бостриков О.И., Хабаров А.Н. Условия нефтегазообразования, формирования и разрушения скоплений УВ и прогноз нефтегазоносности в пермских отложениях Восточно-Таймырского лицензионного участка (Анабаро-Хатангская НГО). // *Геология и геофизика*. 2023 (в печати).
 14. 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.
 15. Полянский О.П., Изох А.Э., Семенов А.Н., Селятицкий А.Ю., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Термомеханическое моделирование формирования многокамерных интрузий для выявления связи плутонометаморфизма с габбро-диоритовыми массивами Западного Сангилена, Тува, Россия // *Геотектоника*. 2021. № 1. С. 3–22.
 16. Ranalli G. *Rheology of the Earth*. London: Chapman & Hall, 1995. 413 p.
 17. Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // *Geology*. 2003. V. 31(31). P. 529–532. [https://doi.org/10.1130/00917613\(2003\)031%3C0529:НАСГИО%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00917613(2003)031%3C0529:НАСГИО%3E2.0.CO;2)
 18. Rosenberg C.L., Handy M.R. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust // *J. Metamorphic Geol.* 2005. V. 23(1). P. 19–28. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00555.x>
 19. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Moho vs crust–mantle boundary: Evolution of an idea // *Tectonophysics*. 2013. V. 609. P. 535–546. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.031>
 20. Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Вингейт М.Т.Д., Богданов Е.А., Травин А.В. А-граниты криогения Енисейского кряжа – индикаторы тектонической перестройки в юго-западном обрамлении Сибирского кратона // *Геология и геофизика*. 2023. Т. 64. № 6. С. 783–807.

TECTONOTHERMAL MODEL AND MAGMATISM EVOLUTION OF THE POSTCOLLISIONAL (PRE-PLUME) DEVELOPMENT STAGE OF THE KARA OROGEN (NORTHERN TAIMYR, CENTRAL ARCTIC)

Academician of the RAS V. A. Vernikovsky^{a, b}, A. N. Semenov^c, O. P. Polyansky^c,
A. V. Babichev^c, A. E. Vernikovskaya^{a, b}, N. Yu. Matushkin^{a, b, #}

^a*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

^b*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

^c*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Novosibirsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: MatushkinNY@ipgg.sbras.ru*

We consider a tectonothermal model and the evolution of magmatism during the late Paleozoic postcollisional (pre-plume) development stage of the Kara orogen in northern Taimyr, Central Arctic. The model is based on new and published structural, petrologic, geochemical and geochronological data, as well as thermophysical parameters obtained for the Kara orogen that includes great amounts of syncollisional and postcollisional granites formed due to the collision of the Kara microcontinent and the Siberian craton. Based on geological, geochemical and U–Th–Pb isotope data, the granites have been differentiated into syncollisional and postcollisional intrusions formed 315–282 Ma and 264–248 Ma respectively. Our previously published tectonothermal model [1] concerned the syncollisional formation stage of the Kara orogen at 315–282 Ma, during which the emplacement of anatectic granites took place. In this new study, we focus on the evolution of postcollisional magmatism in the orogen at the Permian–Triassic boundary. The existence of multiple bodies of allochthonous granitoids aged 265–248 Ma in the Kara orogen that predate the extensive eruption of the Siberian traps (~250 Ma) motivates us to reconstruct the thermal state and melting mechanisms of the crust on the “pre-plume” stage. To solve this problem, numerical modeling of the thermal, tectonic and magmatic evolution of the Kara orogen’s crust is used alongside geochemical and isotope data reflecting the magmatic sources of the granitoids.

Keywords: Arctic, Kara orogen, northern Taimyr, Siberian craton, collision, mantle plume, granite, thermal model