

ТЕКТОНОТЕРМАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ДЛЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО СИНКОЛЛИЗИОННОГО ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ КАРСКОГО ОРОГЕНА (Северный Таймыр, Центральная Арктика)

В.А. Верниковский^{1,2}, О.П. Полянский³, А.В. Бабичев³, А.Е. Верниковская^{1,2},
В.Ф. Проскурнин⁴, Н.Ю. Матушкин^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

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

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия

Статья посвящена разработке тектонотермальной модели для позднепалеозойского синколлизийного этапа формирования Карского орогена на Северном Таймыре в Центральной Арктике. Модель базируется на новых и опубликованных структурных, петрологических, геохимических и геохронологических данных, а также термодинамических параметрах, полученных для Карского орогена, вмещающего огромный объем 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. В настоящей статье тектонотермальная модель разработана только для синколлизийного этапа формирования Карского орогена, в течение которого произошло образование анатектических гранитов. Выполненное 2D моделирование позволило реконструировать основные тектонотермальные процессы синколлизийного этапа формирования этой структуры, учитывая локальные особенности теплового состояния земной коры региона. Смоделированы механизмы повышения температуры в нижней коре, необходимой для формирования синколлизийных анатектических гранитов. Полученные модельные оценки позволяют определить возрастной промежуток между коллизией/тектоническим скучиванием и образованием гранитов. Моделирование также позволило определить общие закономерности, характерные для орогенов на синколлизийных стадиях.

Коллизия, анатексис, граниты, U-Th-Pb геохронология, термомеханическое моделирование, Арктика, Карский ороген, Таймыр, Карский микроконтинент, Сибирский кратон, метод конечных элементов, источники тепла

TECTONOTHERMAL MODEL FOR THE LATE PALEOZOIC SYNCOLLISIONAL FORMATION STAGE OF THE KARA OROGEN (*northern Taimyr, Central Arctic*)

V.A. Vernikovskiy, O.P. Polyansky, A.V. Babichev, A.E. Vernikovskaya,
V.F. Proskurnin, N.Yu. Matushkin

We present a tectonothermal model for the late Paleozoic syncollisional formation stage of the Kara orogen in northern Taimyr in the Central Arctic. The model is based on new and published structural, petrological, geochemical, and geochronological data, as well as thermophysical properties obtained for the Kara orogen. The latter hosts a significant volume of granites formed as a result of the collision between the Kara microcontinent and the Siberian craton. Based on geological, geochemical, and U-Th-Pb isotope data, the granites were differentiated into syncollisional and postcollisional intrusions that were emplaced in the intervals 315–282 Ma and 264–248 Ma, respectively. The presented tectonothermal model covers only the syncollisional formation stage of the Kara orogen, during which anatectic granites formed. The 2D models help to reconstruct the main tectonothermal processes of the syncollisional stage of formation of this structure, taking into account the local peculiarities of the thermal state of the Earth's crust in the region. The model shows the mechanisms of increase in the lower crust temperature necessary for the formation of syncollisional anatectic granites. The estimates obtained from the model constrain the time interval between the collision/tectonic stacking and the granite formation. The modeling also showed the general regularities typical of orogens at syncollisional stages.

Collision, anatexis, granite, U-Th-Pb geochronology, thermomechanical modelling, Arctic, Kara orogen, Taimyr, Kara microcontinent, Siberian craton, finite element method, heat sources

ВВЕДЕНИЕ

Таймыро-Североземельская складчато-покровная область является одной из ключевых структур Арктики, которая уже много десятков лет привлекает внимание исследователей сложностью геологического строения, труднодоступностью и полезными ископаемыми [Обручев, 1939; Урванцев, 1949; Равич, 1954; Погребницкий, 1971; Забияка, 1974; Махлаев, 1978; Верниковский, Забияка, 1985; Беззубцев и др., 1986; Забияка и др., 1986; Проскурнин, 1991; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1992, 1996; Богданов и др., 1998; Проскурнин и др., 2014, 2016; Khudoley et al., 2018; Vernikovsky et al., 2020; и др.]. В этой структуре уверенно устанавливается ее длительная эволюция от мезонеопротерозоя до настоящего времени, что позволяет сопоставлять определенные этапы ее развития с другими ключевыми структурами Арктики [Зоненшайн, Натапов, 1987; Zonenshain et al., 1990; Верниковский, 1996; Хаин, 2001; Golonka et al., 2003; Metelkin et al., 2005, 2015; Li et al., 2008; Pisarevsky et al., 2008; Pease, Scott, 2009; Drachev et al., 2010; Шипилов, Верниковский, 2010; Lawver et al., 2011; Верниковский и др., 2013; и др.].

В формировании Таймыро-Североземельской складчато-покровной области выделяются два главных этапа — позднедокембрийский, связанный с образованием в неопротерозое Центрально-Таймырского пояса и аккрецией его к Сибирскому континенту в эдиакарии [Уфлянд и др., 1991; Верниковский и др., 1997; Vernikovsky, Vernikovskaya, 2001], и позднепалеозойско-раннетриасовый, связанный с коллизией Карского микроконтинента с Сибирью [Верниковский и др., 1995, 1997] с образованием Карского (Таймыро-Североземельского) орогена, и проявлением траппового магматизма Сибирского плюма с главной фазой 251—249 млн л. н. [Zolotukhin, Al'mukhamedov, 1988; Renne, Basu, 1991; Campbell et al., 1992; Sharma, 1997; Васильев и др., 2000; Dobretsov, Vernikovsky, 2001; Reichow et al., 2002; Vernikovsky et al.; 2003, 2020; Augland et al., 2019].

В настоящей статье основное внимание будет уделено разработке тектонотермальной модели для позднепалеозойского синколлизийного этапа формирования Карского орогена, в течение которого произошло образование огромного объема анатектических гранитов, геологическое положение которых, их геохимические характеристики и возраст позволяют расшифровать тектоническую структуру всего орогенного пояса и механизм его формирования.

Ранее было показано, что формирование Карского орогена происходило в результате косой коллизии Карского микроконтинента и Сибирского кратона, о чем свидетельствуют геологические материалы, в частности, ориентировка основных элементов структуры орогена в соответствии с простиранием крупнейших правосторонних разломно-сдвиговых зон [Погребницкий, 1971; Верниковский, 1996] и палеомагнитные данные [Metelkin et al., 2005; Верниковский и др., 2013]. В структуре Карского орогена коллизийные гранитоиды размещены зонально — в западной и центральной частях региона — синколлизийные (автохтонные), а в восточной части — постколлизийные (аллохтонные) (рис. 1).

Карский ороген можно рассматривать как пример наиболее распространенной косой коллизии, когда ориентировка главного напряжения сжатия отклоняется от направления, перпендикулярного самой конвергентной границе [Dewey et al., 1998]. Это отражается в пространственном расположении термальных полей в пределах орогена и закономерном изменении возрастных характеристик гранитов и метаморфитов в таких комплексах вдоль простирания орогена. При этом продолжительность коллизийных событий может достигать десятков миллионов лет [Кориковский, 1995; Condie et al., 1997; Dewey et al., 1998; Хаин, 2001]. По мнению С.П. Кориковского, коллизийное скупчивание и утолщение коры приводит к прогрессивному зональному метаморфизму и завершается кульминационной стадией ультраметаморфизма и анатексиса, в результате которого образуются анатектические гранитоиды и мигматиты автохтонного типа [Кориковский, 1995]. Интервал, отделяющий ранний зональный метаморфизм от последующего орогенного магматизма, по оценкам автора, составляет от 5 до 20 млн лет. По данным [Gerdes et al., 2000], синкинематические мигматиты формируются через 15—20 млн лет после начала коллизии.

В Карском орогене на основе U-Th-Pb изотопных данных для цирконов выделены стадии синколлизийного (315—282 млн лет) и постколлизийного (264—248 млн лет) гранитоидного магматизма, отличающиеся не только по возрасту, а также по петрохимическим и геохимическим особенностям [Верниковский, 1996; Vernikovsky et al., 2020]. Внедрение аллохтонных постколлизийных гранитов в интервале 264—248 млн лет происходило после прекращения движения Карского микроконтинента в сформировавшейся складчато-надвиговой структуре. Об этом свидетельствует относительно изометричная форма массивов и отсутствие деформаций в них самих. Этот магматический этап представляет собой отдельную задачу для моделирования и в данной работе не рассматривается.

В настоящем исследовании авторы хотели показать, что в отсутствии мантийных магматических источников выплавление в земной коре анатектических гранитов осуществлялось за счет утолщения коры и наращивания радиогенных источников тепла, содержащихся в породах Карского микроконтинента и окраины Сибирского кратона, включая Центрально-Таймырский аккреционный блок. В задачи этого исследования также входило определение температуры в нижней коре, необходимой для форми-

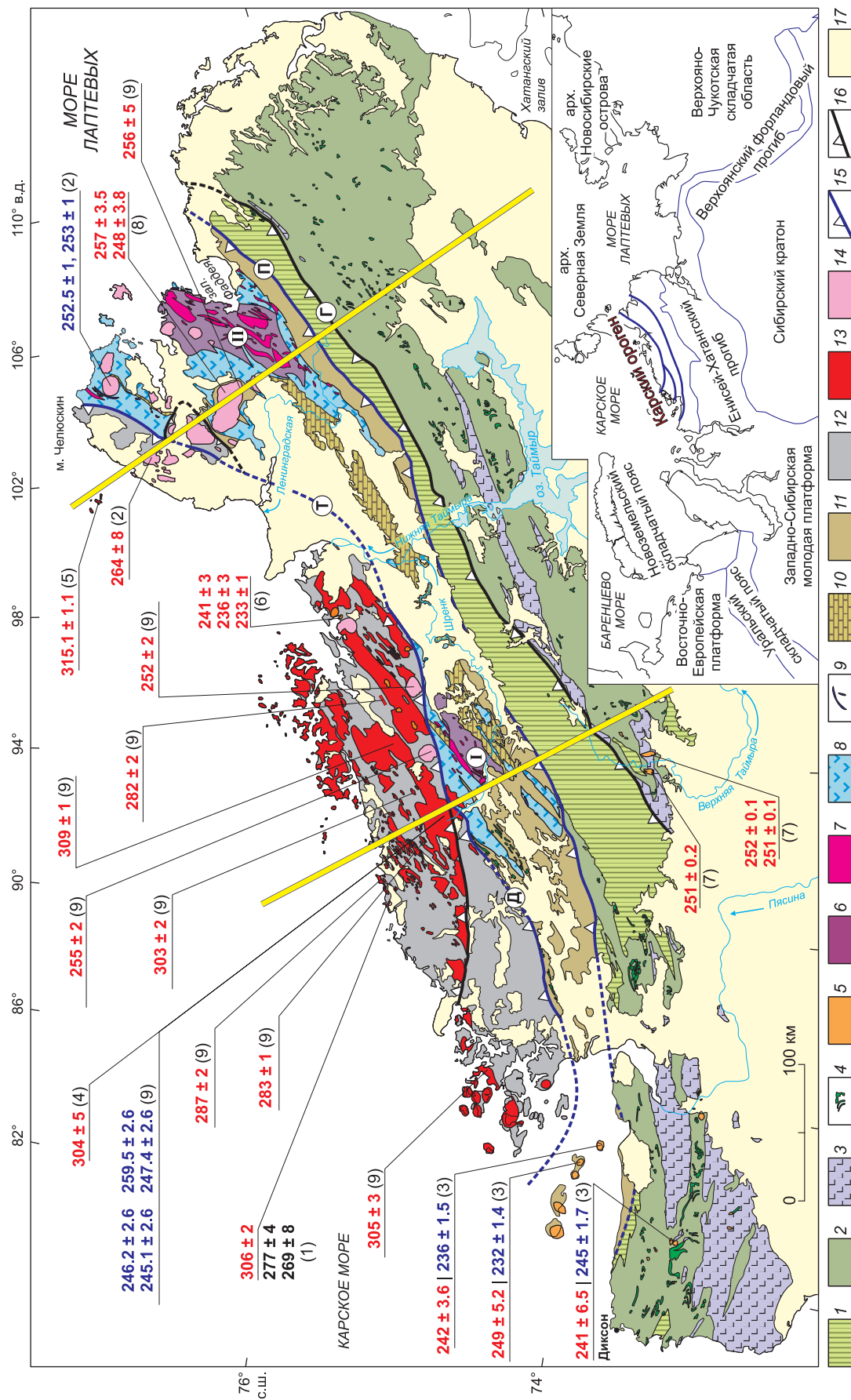


Рис. 1. Тектоническая схема Карского полуострова, по [Vernikovsky et al., 2020].

1, 2 — Южный домен — Южно-Таймырская складчатая зона (деформированная пассивная континентальная окраина Сибирской платформы); 1 — преимущественно доломиты и известняки (O-C₂); 2 — преимущественно песчаники, аргиллиты, угленосные отложения (C₃-P₂); 3–5 — деформированные образования Сибирских траптов (P₃-T₁); 3 — базальты и туфы, 4 — долеритовые силлы, 5 — щелочные сиениты, граниты, монзониты; 6–11 — центральный домен — Центрально-Таймырский аккреционный пояс; 6 — Мамонто-Шренковский (1) и

Фаддеевский (II) кратонные террейны; 7 — неопротерозойские гранитоиды (940—850 млн лет); 8 — преимущественно островодужные комплексы (NP₁); 9 — офиолиты, включающие плагиограниты (750—730 млн лет); 10 — террейны карбонатных комплексов; 11 — осадочный чехол (NP_{3-C}); 12 — Северный домен — деформированные и метаморфизованные породы пассивной континентальной окраины Карского микроконтинента: ритмично переслаивающиеся метапесчаники, метапелиты, металейриты, углистые сланцы (NP_{3-C}); 13 — синколлизионные граниты; 14 — постколлизионные граниты; 15 — сутуры-надвиги: Т — Главный Таймырский, П — Пясино-Фаддеевский, Д — Диабазовый; 16 — другие надвиги (Г — Пограничный); 17 — отложение юрско-четвертичного возраста, в том числе Енисей-Хатангского прогиба. Цветными числами показаны значения возраста для гранитоидов в млн лет: красный — U-Pb для цирконов, синий — Ar-Ar метод, черный — Rb-Sr метод. Ссылки на источники по значениям возраста в скобках: 1 — [Верниковский и др., 1995], 2 — [Верниковский, 1996], 3 — [Vernikovskiy et al., 2003], 4 — [Pease et al., 2015], 5 — [Курапов и др., 2018], 6 — [Проскурнина и др., 2019], 7 — [Augland et al., 2019], 8 — [Khudoley et al., 2018], 9 — [Vernikovskiy et al., 2020]. Желтые линии показывают приближительное положение двух вариантов модели с различной длительностью коллизийного процесса.

рования синколлизионных анатектических (автохтонных) гранитов S-типа и установление промежутка времени между коллизией/тектоническим скучиванием и выплавлением гранитов (длительность термической релаксации коллизийного орогена). Кроме того, авторы сделали попытку выяснить причину пространственного совмещения гранитоидных массивов двух возрастных импульсов синколлизионного магматизма в процессе формирования Карского орогена. Для решения поставленных задач авторами разработана математическая 2D модель позднепалеозойского этапа формирования коллизийной структуры при сближении Карского микроконтинента и Сибирского кратона.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КАРСКОГО ОРОГЕНА

Таймыро-Североземельский складчато-покровный пояс прослеживается почти на 1000 км вдоль побережья Карского моря при северо-восточном простираннии его основных структур [Погребницкий, 1971; Беззубцев и др., 1986; Zonenshain et al., 1990; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996]. Тектонически он приурочен к северному складчатому обрамлению Сибирского кратона [Погребницкий, 1971; Zonenshain et al., 1990; Богданов и др., 1998; Хаин, 2001; и др.] Его южная граница перекрыта мезозойскими и кайнозойскими осадками Енисей-Хатангского прогиба. Таймыро-Североземельский складчато-покровный пояс разделен главными тектоническими швами сдвигонадвиговой кинематики на три структурные зоны (tectonostratigraphic domains): Южную — деформированную пассивную континентальную окраину Сибирской платформы, Центральную — аккреционный пояс и Северную — деформированную и переработанную пассивную континентальную окраину Карского микроконтинента (см. рис. 1) [Беззубцев и др., 1986; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Vernikovskiy et al., 2020]. Таким образом, тектонически совмещены две пассивные континентальные окраины — Сибирского кратона и Карского микроконтинента, а между ними располагается Центрально-Таймырский аккреционный пояс, преимущественно сложенный неопротерозойскими осадочными и вулканогенными породами, включая офиолиты и комплексы палеоостровных дуг, и террейнами континентальной коры [Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Pease et al., 2001; Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2001]. Аккреция этого пояса к Сибирскому континенту произошла в эдиакарии — 606—570 млн л. н., что было установлено по геологическим данным и согласно Sm-Nd и Rb-Sr возрасту метаморфизма протолита гранатовых амфиболитов зоны сочленения Центрально- и Южно-Таймырских структур [Верниковский и др., 1997].

Собственно формирование Карского (Таймыро-Североземельского) орогена началось в каменноугольное время и продолжалось до раннетриасового периода в результате коллизии Карского микроконтинента с Сибирским кратоном. О времени его образования мы можем судить по проявлению регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма (315—248 млн лет) [Верниковский и др., 1995, 1997; Pease et al., 2015; Проскурнина и др., 2016; Курапов и др., 2018; Vernikovskiy et al., 2020], формированию разноранговых надвигов и сдвигов [Погребницкий, 1971; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Богданов и др., 1998; Metelkin et al., 2005; Vernikovskiy et al., 2018].

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ

Большое внимание гранитам Таймыра было уделено еще в 50—70-е годы прошлого столетия. Не имея изотопно-геохимических данных, многие исследователи считали, что основной объем метаморфических и магматических пород Таймыра имеет докембрийский возраст [Равич, Чайка, 1962; Махлаев, Коробова, 1972]. Другого мнения придерживалась А.М. Даминова [1957], которая по геологическим данным считала, что двуслюдяные граниты Таймыра имеют герцинский возраст, т. е. карбон-пермский. Тем не менее Л.В. Махлаев и Н.И. Коробова выделили «генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра» [Махлаев, Коробова, 1972; Махлаев, 1987], т. е., граниты, образованные за счет разного субстрата коры — плавления известково-грауваккового, грауваккового, пелитового и переплавления базитового. Эти автохтонные граниты, локализованные в зонах мигматизации среди пород амфиболитовой фации метаморфизма — мигматизированных

гранат-двуслюдяных, силлиманитовых, гранат-биотитовых и гранат-роговообманковых гнейсов, занимают значительные площади, особенно в пределах центральной части Северо-Таймырской зоны (см. рис. 1). Они формируют разные по размеру неправильной формы тела — линзообразные от первых метров среди мигматитов до крупных (несколько сотен км²) массивов, часто вытянутой формы, согласно простиранию складчатых и сдвигонадвиговых структур.

Гранитоиды, как правило, представлены среднекрупнозернистыми гранодиоритами, иногда переходящими в диориты, или порфиробластическими биотит-роговообманковыми гранодиоритами [Махлаев, Коробова, 1972; Махлаев, 1987; Верниковский, 1996]. Эти породы состоят преимущественно из крупных (до 5 мм) таблитчатых порфиробласт плагиоклаза, находящихся среди разнозернистых (0.2—3.0 мм) гипидиоморфных и аллотриоморфных зерен калиевого полевого шпата, кварца, коричневого биотита и роговой обманки, содержание которой в диоритах становится выше или близкое к биотитом. Породы в разной степени разгнейсованы, что подчеркивается субпараллельным расположением зерен слюды и амфибола. Среди синколлизийных гранитоидов также представлены крупнозернистые (до пегматоидных) порфиробластические граниты и крупнозернистые мусковитизированные разновидности. Эти граниты имеют массивную, пятнистую, участками гнейсовидную текстуру. Пятнистая текстура проявлена за счет скоплений рыжевато-коричневого биотита, ассоциирующего с графитом. В породе в близких количествах находятся плагиоклаз, пертитизированный калиевый полевой шпат и имеющий облачное погасание кварц. Геохимические характеристики этих гранитоидов опубликованы авторами в статье [Vernikovskiy et al., 2020; Appendix B, Table B1]. Все эти гранитоиды мы рассматриваем в качестве синколлизийных, для которых с использованием прецизионных изотопно-геохимических методов установлены два позднепалеозойских возрастных интервала — 315—304 и 287—282 млн лет (табл. 1).

В тектоническом положении очень важно, что синколлизийные граниты отсутствуют южнее Главной Таймырской и Диабазовой сдвигово-надвиговых сутур, тем самым подчеркивая их исключительную локализацию в блоках орогена, выдвинутых с глубоких уровней к поверхности. В отличие от последних, постколлизийные гранитные штоки прорывают породы и северного, и центрального доменов, в том числе неметаморфизованные палеозойские отложения чехла Центрально-Таймырского аккреционного пояса, формируя отчетливые контактовые ореолы роговиков. Они имеют овальную и округлую форму плутонов, небольшие размеры, обычно от нескольких десятков до первых сотен км², и локализованы преимущественно в восточной части орогена (см. рис. 1).

ИСХОДНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ МОДЕЛИ

Толщина литосферы в области сочленения Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского блока и Сибирского кратона (рис. 2) определена на основе сейсмологических методов в работе [Priestley, McKenzie, 2013]. 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 Таймыра и Енисей-Хатангского прогиба характеризуется явным утонением литосферы до 160—180 км.

По результатам сейсмических исследований установлено, что современная 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 [Сенин и др., 1989; Kashubin et al., 2014; Кашубин и др., 2021]. Существенное утонение коры под Енисей-Хатангским прогибом до 35—36 км [Мазарович и др., 2007] не учитывается в модели, так как он является наложенной структурой на форландовый бассейн Карского орогена, и его формирование происходило позднее моделируемых коллизийных событий [Афанасенков и др., 2016; Vernikovskiy et al., 2018].

Современный поверхностный тепловой поток в регионе характеризуется зональным распределением [Тепловое поле..., 1987]. В наземной части Карского микроконтинента, включая северную и центральную часть Таймырского складчатого пояса фиксируются средние значения теплового потока на уровне 50—70 мВт/м², площадь Енисей-Хатангского прогиба характеризуется величинами 40—60 мВт/м², а на северной окраине Сибирской платформы (склоны базальтового плато Путорана) тепловой поток снижается до 30—40 мВт/м².

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛИЗИОННОГО КАРСКОГО ОРОГЕНА И АНАТЕКТИЧЕСКИХ ГРАНИТОВ

Рассматривается область коры и мантии при коллизии Карского микроконтинента и Сибирского кратона (см. рис. 1). Размер области в поперечном к границе плит направлении задан 700 км, по глубине — 120 км. Поскольку интересующие нас процессы происходят в пределах коры, модель ограничена снизу и не учитывает вариацию глубины границы между литосферой и астеносферой. Приведенные

Таблица 1. Гранитоиды Карского орогена (местонахождение и координаты) и их U-Pb возраст по цирконам

№ п/п	Номер пробы	Место отбора пробы	Порода, состав	U-Pb возраст, млн лет	Источник
Синколлиззионные позднекаменноугольные граниты (315—303 млн л. н.)					
1	139-1	о-ва Гейберга, прол. Вилькицкого, Карское море	Порфиroidный двуслюдяной гранит	315 ± 1	[Курапов и др., 2018]
2	13103	р. Коломейцева, N 75°35'25.23", E 94°26'07.39"	Биотит-роговообманковый гранодиорит	309 ± 1	[Vernikovsky et al., 2020]
3	254	Мыс Каминского	Гранит биотит-амфиболовый, порфиробластический	306 ± 2	[Верниковский и др., 1995]
4	18032	Мининский массив, м. Минина N 74°42'57.3", E 86°14'42.0"	Биотит-роговообманковый гранодиорит	305 ± 3	[Vernikovsky et al., 2020]
5	VP98-002a	Истоки р. Шренк	Гранит	304 ± 5	[Pease et al., 2015]
6	204064	Верхнее течение р. Шренк, Коломейцевский массив N 75°24'56.0", E 93°20'27,7"	Гранодиорит биотитовый	303 ± 2	[Vernikovsky et al., 2020]
Синколлиззионные раннепермские граниты (287—282 млн л. н.)					
7	203004	Южнее м. Дубинского, между м. Тило и м. Дубинского N 75°37'46.6", E 90°52'12.4"	Двуслюдяной гранит	287 ± 2	[Vernikovsky et al., 2020]
8	203009	Нижнее течение р. Ориентирная, правый приток р. Каменная N 75°23'03.5", E 91°58'18.1"	Двуслюдяной лейкогранит	283 ± 1	»
9	203025	Устье р. Спокойная, правый приток р. Коломейцева N 75°42'17.56", E 95°39'17.19"	Плагипорфир	282 ± 2	»
Постколлиззионные позднепермские граниты (264—248 млн л. н.)					
10	2284	гора Свердруп, п-ов Челюскин	Биотит-амфиболовый гранодиорит	264 ± 8	[Верниковский, 1996]
11	G-1	Верховья рек Кельха и Скалистая, к с.-з. от горы Академика Смирнова	Гранодиорит	257.0 ± 3.5	[Khudoley et al., 2018]
12	554	Верховья р. Тихая N 76°32'00.3", E 104°26'29.1"	Биотит-роговообманковый субщелочной гранит	256 ± 5	[Vernikovsky et al., 2020]
13	204025/4	Каменистинский массив, верховья руч. Шумящий E 75°18'23.56", N 93°58'59.66"	Субщелочной гранит	255 ± 2	»
14	204001	Волчий массив, истоки р. Спокойная N 75°25'25.0", E 96°20'19.6"	Субщелочной биотитовый гранит	252 ± 2	[Vernikovsky et al., 2020]
15	G-2	Верховья рек Кельха и Скалистая, к с.-з. от горы Академика Смирнова	Граносиенит	248.0 ± 3.8	[Khudoley et al., 2018]

Примечание. Местонахождение см. на рис. 1.

выше данные о строении литосферы используются как обоснование разделения коры на блоки, принадлежащие различным крупным литосферным структурам. Мощность коры на момент коллизии плит неизвестна, поэтому с учетом предполагаемого утолщения в ходе коллизии, а также за вычетом более молодых осадочных отложений, которых на это время еще не существовало, мощность задавалась меньше современной: 30 км для Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского блока и увеличенной до 40 км для Сибирского кратона. Контакты блоков коры в модели представляют собой наклонные

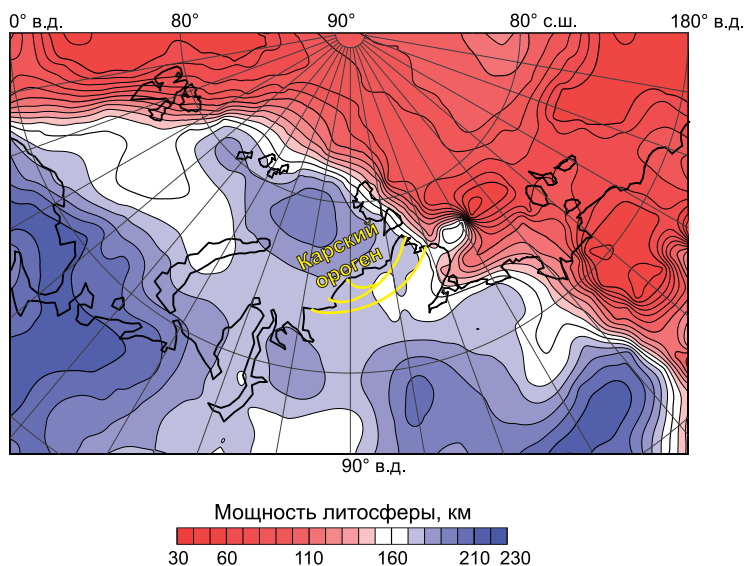


Рис. 2. Мощность континентальной литосферы арктической окраины Евразии по данным поверхностно-волновой томографии модели PM_v2_2012 из [Priestley, McKenzie, 2013].

в сторону Карского микроконтинента плоскости. Такая геометрия следует из геологических данных и предполагает надвигание окраинно-континентальных комплексов Карского микроконтинента на Центрально-Таймырский блок и на окраину Сибирского кратона [Урванцев, 1949; Погребницкий, 1971; Беззубцев и др., 1986; Уфлянд и др., 1991; Верниковский, 1996; Богданов и др., 1998]. Надвигание терригенно-карбонатных отложений Карского микроконтинента и

надсубдукционных и офиолитовых комплексов Центрально-Таймырского пояса на окраинные структуры Сибирского кратона в модели рассматривается без учета последующей эрозии.

Моделировался позднепалеозойский коллизионный этап (каменноугольно-пермский) длительностью 50 млн лет (340—290 млн лет). В интервале 264—248 млн лет в сформировавшейся складчато-надвиговой зоне происходило внедрение аллохтонных гранитов [Vernikovskiy et al., 2020] на этапе постколлизионного магматизма после прекращения движения Карского микроконтинента. Этот магматический эпизод в данной работе не рассматривается.

Предполагается, что коллизия приводит к утолщению коры за счет смятия и тектонического скупивания окраин Карского микроконтинента и Сибирского кратона, включающего Центрально-Таймырский аккреционный пояс. При этом Сибирский кратон рассматривается как неподвижный упор.

По данным о современном строении коры Таймыра [Кашубин и др., 2021], значительной разницы в ее мощности вдоль орогена с запада на восток не наблюдается. Поэтому мы предполагаем, что степень утолщения коры в результате коллизии была одинаковой в разных частях орогена. Вращение Карского микроконтинента относительно Сибирской платформы определяет режим косой коллизии, как предполагалось в [Vernikovskiy et al., 2020]. При одинаковой угловой скорости вращения Карского микроконтинента на разном удалении от полюса вращения линейная скорость будет различаться. Геологические данные о положении границ Карского микроконтинента и Сибирской платформы, а также увеличение ширины Центрально-Таймырского блока в восточном направлении позволяют предположить, что сближение (скупивание) в западном и центральном сегментах орогена было в три раза больше, чем в восточном. Чтобы учесть эти данные, в моделях принята скорость конвергенции плит в восточном сегменте 3 см/год при длительности 10 млн лет, а в западном — 1 см/год при длительности 40—50 млн лет (рис. 3, а). Моделирование проводилось в 2D постановке для двух сегментов Карского орогена — западного и восточного, положение модельных сечений показано на рис. 1.

Динамически меняющаяся конфигурация коры в области коллизии определяется из решения задачи о деформировании контактирующих блоков коры с разными реологическими свойствами, лежащих на вязкопластичной мантии. Тепловой режим сталкивающихся плит определяется с учетом распределения радиоактивных теплогенерирующих источников (РТИ) в коре переменной толщины.

Расчетная область, включающая участки коры и мантийной литосферы, представлена на рис. 4. В моделируемой области предварительно рассчитывалось стационарное распределение температуры, которое соответствует мантийному тепловому потоку $Q = 17$ мВт/м² [Тепловое поле..., 1987], радиоактивными тепловыми источниками в коре $q_3 = 1.92$, $q_2 = 2.10$ и $q_1 = 0.35$ мкВт/м³ в коре Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского блока и Сибирского кратона соответственно [Розен, 1992; Верниковский, 1996; Ножкин и др., 2019]. Выбор значений тепловых источников описан ниже. Другие теплофизические параметры коры и мантии указаны в табл. 2. Полученное поле температур использовалось как начальное условие для коллизионного этапа. Начальное распределение соответствует температуре 550 °С в основании коры Сибирского кратона и 650 °С — в основании коры Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского блока.

Для тепловой задачи задавались граничные условия изотермической верхней поверхности ($T = 0$ °С), теплоизолированных боковых границ, постоянной адиабатической температуры на нижней границе ($T = 1430$ °С). Тепловыделение за счет радиоактивных источников в коре сталкивающихся плит

задавалось однородным по глубине. Концентрация радиоактивных элементов в целом снижается с глубиной согласно распределению Бёрча—Лашенбраха (Birch—Lachenbruch), однако для многих коллизионно-складчатых областей такая закономерность в пределах коры не наблюдается [Jaupart, Mareschal, 2003]. Исследования фракционирования РТИ при плавлении корового вещества показывают, что их концентрация в гранитных выплавках и в глубинном источнике одинаковая или выше в последнем [Веа, 2012]. Считая, что измеренное содержание РТИ характеризует средний состав всей коры, мы используем модель с однородным тепловыделением. Значения рассчитаны по данным о содержаниях радиоактивных элементов пород Мамонто-Шренковского и Фаддеевского блоков (Центрально-Таймырский пояс) (в пересчете теплогенерация составляет 2.10 мкВт/м^3), гранитогнейсам ($1.15\text{—}1.58 \text{ мкВт/м}^3$), метапелитам (теплогенерация 2.35 мкВт/м^3) и амфиболитам Карского микроконтинента (теплогенерация 1.04 мкВт/м^3). Содержания радиоактивных элементов и теплогенерация в породах коры на основе анализов составов пород Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского аккреционного блока и фундамента Сибирской платформы представлены в табл. 2. Считалось, что состав коры Карского микроконтинента характеризуется соотношением метапелитового к метабазитовому веществу как 2/1. Кора Сибирского кратона предполагалась соответствующей по составу породам анабарского гранулитового комплекса Сибирской платформы с характерным для них содержанием радиоактивных элементов (теплогенерация 0.35 мкВт/м^3) [Розен, 1992].

Граничные условия для механической задачи следующие: свободная верхняя поверхность (нулевые касательные и нормальные напряжения), условия свободного перемещения на нижней границе, литостатическое давление на боковых границах в коре и мантии $P(y)$ (см. рис. 4, а). В коре Карского

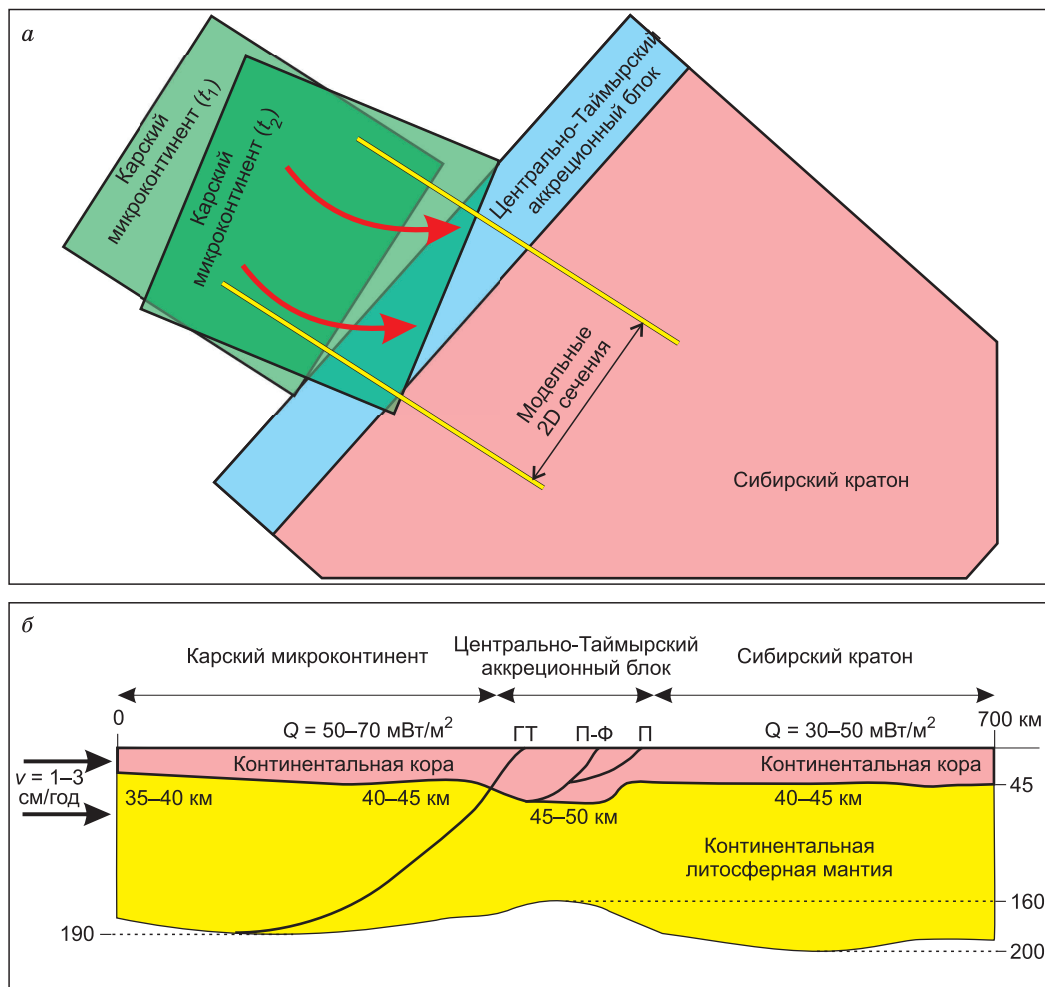


Рис. 3. Кинематическая схема движения Карского микроконтинента относительно Сибирского кратона (а) и обобщенный вертикальный разрез, используемый для создания модели (б), по данным:

о структуре рельефов [Шишилов, Верниковский, 2010], мощности коры [Kashubin et al., 2014; Кашубин и др., 2021], мощности литосферы [Priestley, McKenzie, 2013], теплового потока [Тепловое поле..., 1987]. Главные надвиги: ГТ — Главный Таймырский, П-Ф — Пясино-Фаддеевский, П — Пограничный.

микроконтинента заданы скорости перемещения в горизонтальном направлении, удаленный край коры Сибирского кратона принимается неподвижным. На контактах коровых блоков и мантии выполняется условие прилипания.

Решались уравнения в двухмерной постановке: уравнения механического равновесия, уравнения неразрывности, уравнения теплопроводности и определяющее соотношение, которое описывает реологические свойства материала. Рассматривалась постановка связанной термомеханической задачи в приближении плоских деформаций.

В настоящей работе использовались определяющие соотношения с учетом деформаций: термоупругой, пластической и ползучести (крипа). В комбинированной реологической модели среды компоненты тензора скорости деформаций представляются в виде суммы компонент скоростей всех видов деформаций. Механические свойства вещества коры и мантии характеризуются различной реологией: Сибирский кратон представляет собой «жесткое» упругое тело, Карский микроконтинент и Центрально-Таймырский блок рассматриваются как упруговязкопластичные деформируемые тела. Пластические деформации вещества коры и мантии описываются законом Хубера—Мизеса [Korobeynikov et al., 2011]:

$$F^h(\sigma) \equiv \left(\frac{1}{6} \left((\sigma_{11} - \sigma_{22})^2 + (\sigma_{22} - \sigma_{33})^2 + (\sigma_{33} - \sigma_{11})^2 \right) + \sigma_{12}^2 + \sigma_{23}^2 + \sigma_{31}^2 \right)^{1/2} - \frac{\sigma_Y}{\sqrt{3}}, \quad (1)$$

где $F^h(\sigma)$ — поверхность пластичности, σ_{ij} — компоненты тензора напряжений, σ_Y — предел пластичности. Для коры принято $\sigma_Y = 28$ МПа. Другие параметры коры задавались следующими: плотность

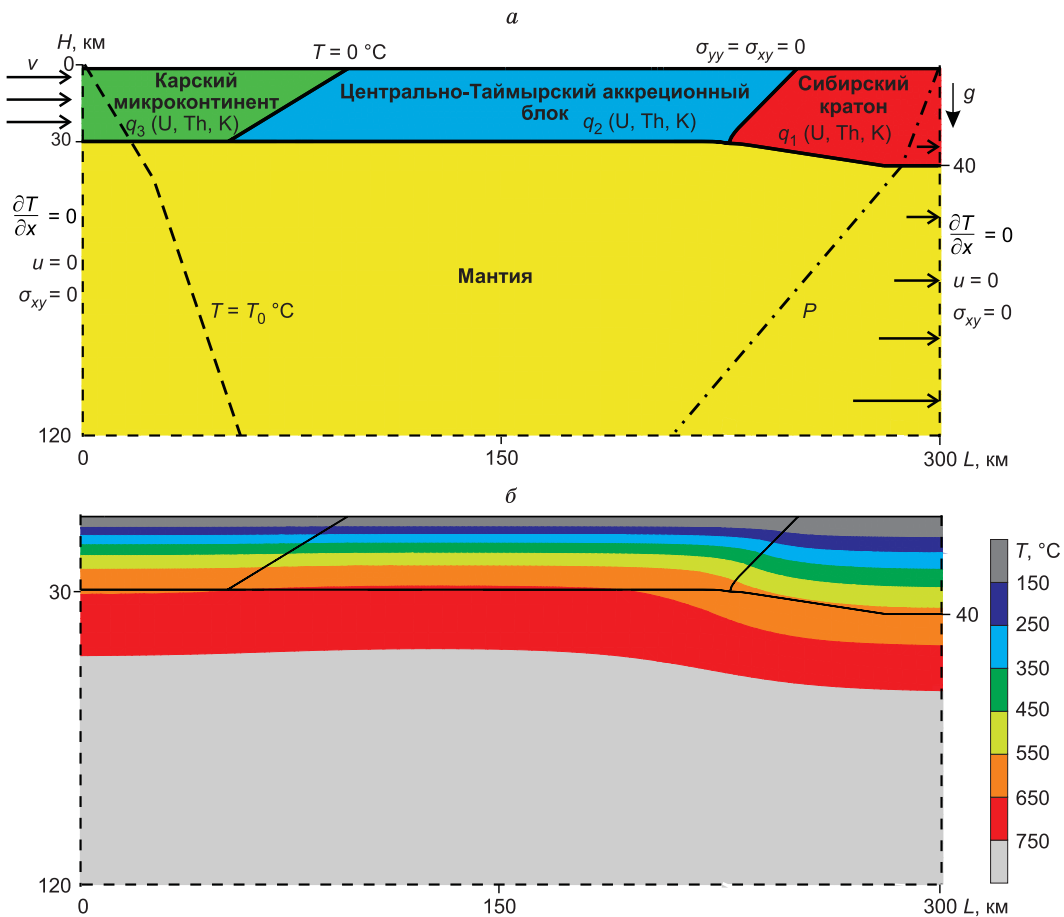


Рис. 4. Геометрия области моделирования и начальная температура.

Показана центральная область модели шириной 300 км (при общей ширине 700 км), граница кора—мантия вне области рисунка не меняет глубину. a — конфигурация зоны контакта плит на позднепалеозойском этапе (~344 млн лет) соответствует начальному моменту коллизии Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского блока и Сибирского кратона. Боковые граничные условия приведены для удаленных границ. Штриховая и штрихпунктирная линии обозначают граничную температуру и литостатическое давление; b — начальная (доколлизийная) температура в модельной области, соответствующая стационарному распределению с учетом неоднородного содержания радиогенных тепловых источников и заданному строению коры взаимодействующих плит. Темно-серым и светло-серым показаны области вне температурного диапазона 150—750 $^\circ\text{C}$. Обозначение символов: v — скорость, u — перемещение, остальные — см. в тексте.

2800 кг/м³; модуль Юнга $E = 100$ ГПа; $\nu = 0.25$ — коэффициент Пуассона; теплоемкость $C_p = 1250$ Дж/(кг·К), теплопроводность 2.0 Вт/(м·К), коэффициент термического расширения $\alpha = 1.Е-5$ К⁻¹.

Температурно-зависимые, нелинейно-вязкие деформации вещества коры и мантии описываются законом дислокационной ползучести [Ranally, 1995]:

$$\dot{\epsilon} = A\bar{\sigma}^n \exp\left(-\frac{H}{RT}\right), \quad (2)$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации, $\bar{\sigma}$ — эффективное напряжение. Для коры приняты реологические параметры диабазы: $A = 3.30E-20$ Па^{- n} с⁻¹, $n = 3.05$, $H = 276$ кДж/моль [Carter, Tsenn, 1987]. Упругопластические деформации мантии описываются законом Хубера—Мизеса (1) с пониженным пределом пластичности $\sigma_y = 10$ МПа [Sizova et al., 2014], в законе ползучести (2) используются параметры сухого оливина: $A = 1.43E-15$ (Па^{- n} с⁻¹), $n = 3.5$, $H = 540$ кДж/моль [Karato, Wu, 1993]. Другие параметры мантии задавались следующими: плотность 3300 кг/м³; модуль Юнга $E = 100$ ГПа; $\nu = 0.49$ — коэффициент Пуассона (малая упругая сжимаемость); теплоемкость $C_p = 1250$ Дж/(кг·К), теплопроводность 3.5 Вт/(м·К), коэффициент термического расширения $\alpha = 1.Е-5$ К⁻¹.

Подробные формулировки уравнений и описание численного метода решения приведены в работах [Korobeunikov et al., 2011; Полянский и др., 2012, 2016, 2019] и здесь не повторяются.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результаты моделирования приведены в виде эволюционных картин, которые показывают деформированную конфигурацию блоков коры в области сочленения и картину распределения температуры. При этом анализируются ключевые характеристики модели: положение изотермы 650 °С, толщина коры Карского орогена, степень сжатия и надвигания фрагментов коры Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского блока на Сибирский кратон. Высокотемпературные, сверхсолидусные области коры рассматриваются здесь как зоны возможного формирования очагов плавления.

Утолщение коры в области коллизии происходит за счет сжатия и надвигания фрагментов коры Карского микроконтинента на Центрально-Таймырский блок по Главному Таймырскому шву и надвигания этих структур по Пясино-Фаддеевскому шву на окраину Сибирского кратона. Кора утолщается неравномерно: максимальное утолщение наблюдается в районе Главного Таймырского шва, надвигание интенсивнее происходит по Пясино-Фаддеевскому шву. Максимальное погружение границы Мохо происходит в лежачем блоке Главного Таймырского шва.

При формировании орогена происходит разогрев континентальной коры за счет радиоактивных источников тепла в процессе наращивания коры при надвигании метапелит-гранитового слоя и погружения основания коры. В момент соприкосновения блоков (начальное состояние в модели) температура в основании коры Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского блока не превышает 650 °С, в основании коры Сибирского кратона — не превышает 550 °С (см. рис. 4, б). В интервале 344—290 млн лет температура в коре Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского блока увеличивается, в коре Сибирского кратона практически не меняется.

Таблица 2. Содержания радиоактивных элементов и теплогенерация в породах коры Карского орогена

Порода	U, г/т	Th, г/т	K, мас.%	n	q , мкВт/м ³
Карский микроконтинент					
Метапелиты	5.05	11.67	2.66	6	2.35
Амфиболиты	2.33	4.0	1.71	3	1.04
Центрально-Таймырский аккреционный блок					
Гранитоиды Мамонто-Шренковского и Фаддеевского блоков	2.96	14.1	3.90	8	2.10
Фундамент Сибирской платформы					
Гнейсы гиперстен-двуполевошпатовые	0.9	13.5	3.4	6	1.48
Плаггиогнейсы гиперстеновые	0.18	0.7	0.93	21	0.18
Основные кристаллосланцы (метабазиты)	0.09	0.97	0.44	7	0.13

Примечание. Значения взяты на основе анализов составов пород Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского аккреционного блока, по [Верниковский, 1996], фундамента Сибирской платформы — по [Ножкин и др., 2019]. Величина теплогенерации определялась по формуле q [мкВт/м³] = $10^{-5}\rho(9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K)$, принимая плотность 2700 кг/м³ [Розен, 1992]. n — количество проанализированных образцов.

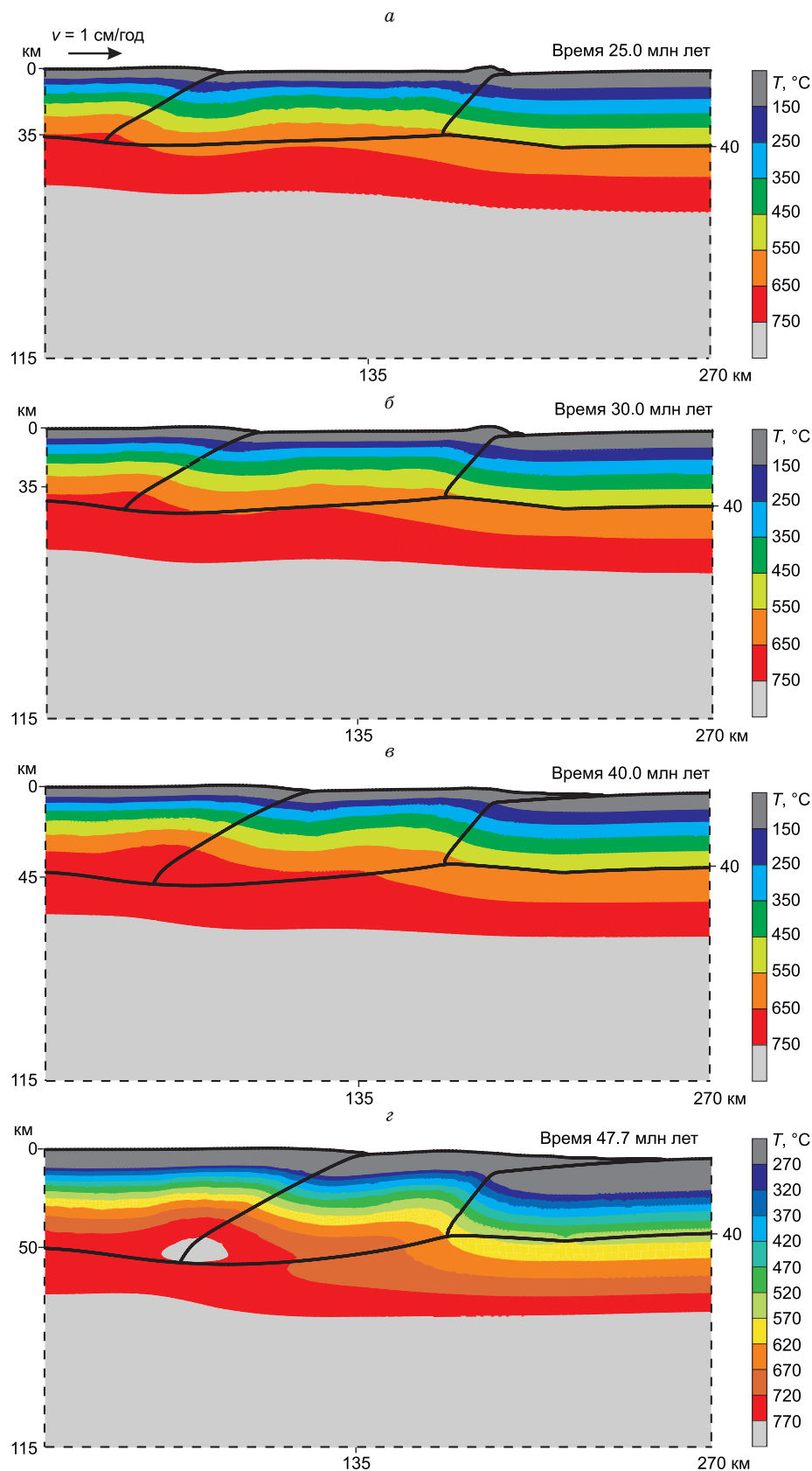


Рис. 5. Результат моделирования коллизионной истории Карского орогена при скорости конвергенции плит 1 см/год.

Показано деформированное строение коры сочленения блоков Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского блока и Сибирского кратона (жирные линии) с наложенным температурным полем в моменты времени 25.0, 30.0, 40.0 и 47.7 млн лет с начала коллизии. Темно-серым и светло-серым показаны области вне температурного диапазона 270—770 °С.

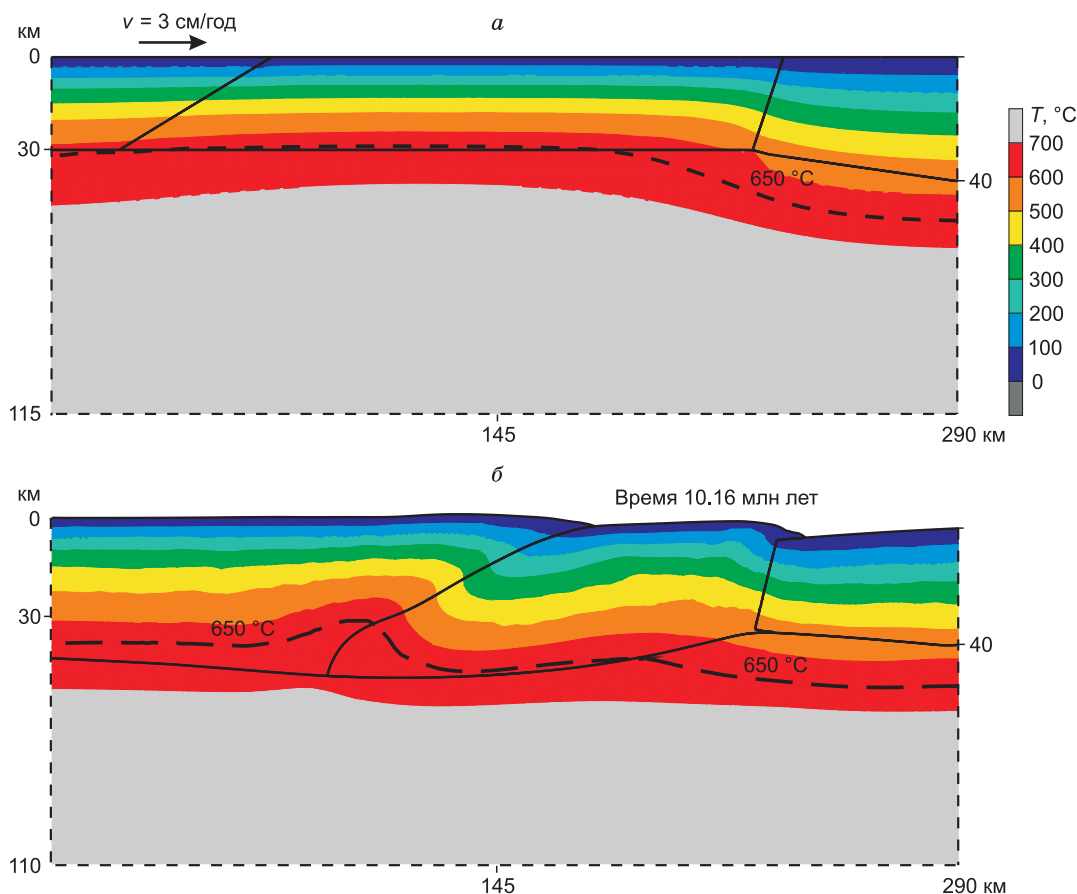


Рис. 6. Температурное поле и конфигурация коры орогена при условии скорости конвергенции 3 см/год.

Показаны моменты времени до коллизии (а) и через 10 млн лет (б). Температурная шкала слева от 0 до 700 °С, с шагом 100 °С, светло-серым показана область с температурой выше 700 °С.

Эволюция температуры в модели конвергенции плит со скоростью 1 см/год показана на рис. 5. Превышение температуры в нижнекоревой области выше 650 °С наступает после 20—25 млн лет с момента начала формирования орогена, выше 750 °С — после 40 млн лет, выше 770 °С — после 45 млн лет. На момент 47.7 млн лет формируется тепловая аномалия с $T_{\max} = 785$ °С, которая находится в нижней коре, в зоне контакта Карского микроконтинента Центрально-Таймырского блока. Размеры области плавления и глубина ее верхней границы указаны в табл. 3.

Для оценки влияния длительности коллизии плит был проведен расчет с меньшей продолжительностью конвергенции и большей скоростью (3 см/год) при неизменных остальных параметрах. Результат этой модели приведен на рис. 6.

Расчет велся до момента, когда конфигурация блоков и толщина деформированной коры была аналогична варианту модели, приведенному на рис. 5. Поскольку механические свойства блоков не менялись, такая конфигурация была достигнута в три раза быстрее — примерно через 10 млн лет, пропорционально скорости конвергенции. Таким образом, существенным для температурного режима оказа-

Таблица 3. Параметры прогрева в модели коллизии в центральном сегменте Карского орогена

Время с начала коллизии, млн лет	Толщина слоя в нижней коре с температурой $T \geq 650$ °С до границы Мохо, км	Глубина изотермы 650 °С, км
25.0	5.4	34.5
30.0	10.6	36.4
40.0	21.2	31.8
47.7	31.8	30.6

лась не скорость, а длительность процесса сближения: в текущей конфигурации температура в основании утолщенной коры достигла более 650 °С с характерной аномалией в зоне сочленения Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского блока, но не превышала 700 °С.

ОБСУЖДЕНИЕ

Разработанная математическая модель позволяет непротиворечиво описать позднепалеозойский этап формирования коллизионной структуры при сближении Карского микроконтинента, Центрально-Таймырского аккреционного блока и Сибирского кратона. Показано, что в отсутствии мантийных магматических источников плавление в коре осуществлялось за счет утолщения коры и наращивания слоя, содержащего радиогенные источники тепла в породах континентальной коры Карского микроконтинента и Центрально-Таймырского блока. Кора Сибирского кратона не была затронута этим процессом из-за невысокой концентрации РТИ, а утолщение здесь было ограничено надвиганием на платформу карбонатно-терригенных отложений чехла. По-видимому, этим объясняется практически полное отсутствие гранитоидных интрузий в южной части Карского орогена. Смоделированы механизмы повышения температуры в нижней коре, необходимой для формирования синколлизионных анатектических (автохтонных) гранитов *S*-типа. Модельная температурная аномалия соответствует расположению пояса проявления гранитоидного магматизма, локализованного в основном в коре Карского микроконтинента, захватывая при этом участки Центрально-Таймырского блока.

Наши модельные оценки позволяют определить возрастной промежуток между коллизией/тектоническим скучиванием и образованием гранитов, для того чтобы сравнить их с данными по известным геологическим объектам и результатами, полученными в предыдущих моделях.

Среди них можно отметить следующее. Латеральный рост объема корового материала в процессе коллизии увеличивает теплогенерацию в формирующемся орогене и приводит к росту температуры до $T \geq 700$ °С в значительных объемах средней и нижней коры за 20—25 млн лет после начала коллизии, как следует из модельных результатов [Jamieson, Beaumont, 2013]. Близкие оценки даны в модельных исследованиях [Gerdes et al., 2000] на примере варисийской орогении, во время которой синкинематические мигматиты формируются через 15—20 млн лет после начала коллизии и концентрирования радиоактивных источников тепла, в отсутствие магматического андерплейтинга и аномального теплового потока из мантии. Аналогичная оценка продолжительности разогрева до температур плавления влажного гранита 20 млн лет приведена в [Parphenuk, 2016] для этапа протерозойской коллизии при формировании деформационных поясов Анабарского щита.

Оценки временного интервала с начала коллизии до формирования гранитных расплавов были получены в ряде случаев при изучении конкретных геологических структур. В частности, сравнительный анализ различных изотопно-геохронологических данных и оценок возраста тектонических деформаций приводит к выводу, что выплавление щелочных и известково-щелочных гранитоидов внутренней части Тувино-Монгольского массива происходило на 15—25 млн лет позже его коллизии с обрамляющими структурами [Кузьмичев, 2004]. Аналогичные оценки существования временного интервала в 20 млн лет между коллизией и кульминацией батолитообразования в каледонских структурах Центральной Азии приводятся в работе [Владимиров и др., 1999], где представлен обзор изотопно-геохронологических данных. Пиковые условия метаморфизма, достигающие мигматитовой стадии, установились через 26 ± 10 млн лет после начала тектонического утолщения радиогенной коры в Транс-Хадсон орогене (Канада), по данным [Berman et al., 2010].

Таким образом, если рассматривать радиоактивные элементы в качестве возможного источника тепла, то следует ожидать, что между этапом коллизии/скучивания коры и этапом анатексиса и формирования мигматитов должен существовать некоторый период «прогрева», разделяющий эти этапы.

Причины совмещения по площади гранитоидов двух импульсов синколлизионного магматизма 315—304 и 287—282 млн лет. В центральной части Северного домена (см. рис. 1) интрузии как первой, так и второй синколлизионной стадии оказываются совмещенными на ограниченной площади. Это можно объяснить следующим образом. Первый этап синколлизионного магматизма мог быть вызван ростом температуры выше солидуса водонасыщенного гранита 650 °С, а второй этап магматизма вероятно происходил при условии достижения температуры реакции плавления при дегидратации мусковита 750—780 °С при $P = 8—10$ кбар [Johannes, Holtz, 1996; Brown, 2013] (рис. 7). Временной интервал повышения температуры от 650 до 785 °С составил по модельным результатам 20 млн лет (на моменты времени 25 и 47 млн лет после начала коллизии), что соответствует длительности перерыва между импульсами синколлизионного магматизма позднекаменноугольного (315—304) и раннепермского (287—282 млн лет) возраста [Vernikovskiy et al., 2020].

В моделях с разными скоростями и длительностью коллизии (1 см/год, 40 млн лет и 3 см/год, 10 млн лет) были получены неодинаковые максимальные температуры разогрева в участках нижней

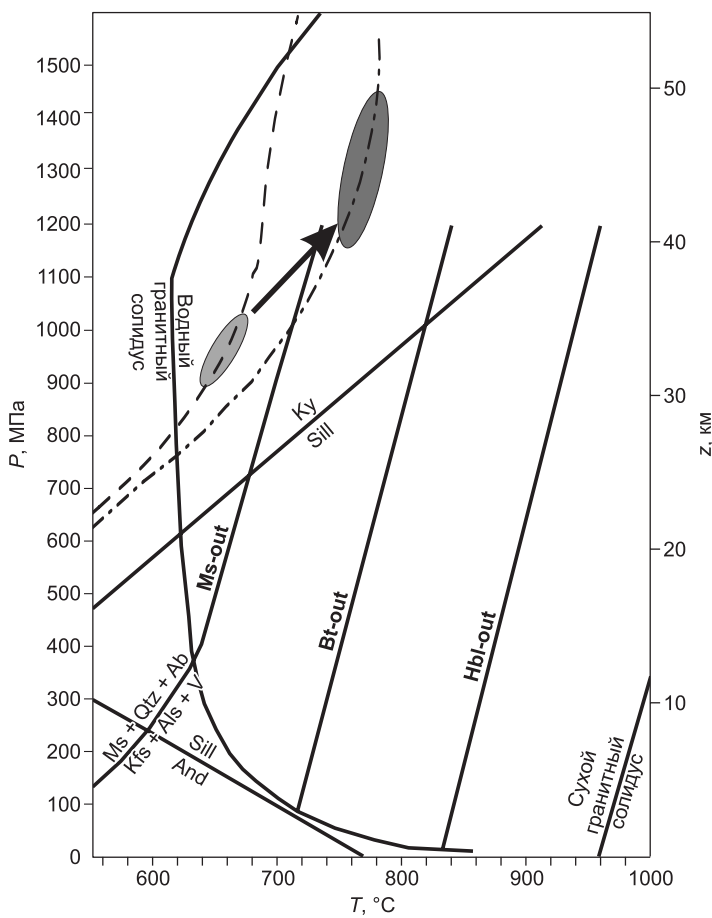


Рис. 7. Изменение условий плавления в процессе формирования Карского коллизионного орогена, показанное на диаграмме плавления и генерации кислого расплава по данным [Johannes, Holtz, 1996; Nahodilová et al., 2011].

Штриховая и штрихпунктирная линии соответствуют температурным кривым в коре Карского микроконтинента в области максимального разогрева на время 306 и 287 млн л. н. соответственно. Овалами со стрелкой показаны условия образования гранитов первой и второй коллизионной стадии. Границы начала дегидратационного плавления при распаде мусковита, биотита и роговой обманки показаны символами Ms-out, Bt-out, Hbl-out соответственно. Линии минеральных равновесий проведены согласно [Pattison et al., 2003].

кору. При большей длительности величина разогрева была выше (785 и 680 °C соответственно). Эти оценки могут иметь значение для объяснения времени и последовательности формирования коллизионных гранитов в разных частях орогена. Данные показывают, что наиболее древний возраст синколлизионных гранитов зафиксирован на северо-востоке орогена (315 млн лет) и более поздних синколлизионных гранитов там не наблюдается. Это может объясняться тем, что в Северо-Восточном домене длительность коллизии была

меньше и температура достигала не более 650—700 °C, а в Центральном домене длительность была больше и температура достигала 785 °C и плавление коры происходило повторно.

Дополнительным показателем является то, что сближение при коллизии происходило неравномерно. Поперечный размер Центрально-Таймырского блока, т. е. расстояние между Главным Таймырским и Пясино-Фаддеевским швами в центре орогена и на северо-востоке различается в 3—4 раза (40—50 и 140—150 км соответственно). В моделях мы проводили расчет до состояния, когда достигалась одинаковая величина сжатия, но даже при этом модельные максимальные температуры различались примерно на 100 °C. Такая разница температур вполне объясняет присутствие гранитов либо одной, либо двух генераций в разных частях орогена. Этот результат подтверждает геологические данные о неравномерной величине сближения блоков, а значит предположение авторов [Vernikovskiy et al., 2020] о косой коллизии Карского микроконтинента и Сибирского кратона представляется обоснованным.

ВЫВОДЫ

1. Впервые разработана термотектоническая численная модель позднепалеозойского этапа развития Карского коллизионного орогена с учетом геологических, геофизических данных о строении коры, геохронологических и геохимических данных о возрасте и характеристиках гранитоидного магматизма.

2. На основе моделирования предложен механизм образования гранитоидных комплексов Карского орогена за счет теплогенерации от радиоактивных элементов (K, U и Th) в утолщенной коре орогена без значимого вклада мантийных источников тепла.

3. Показано, что между началом скучивания (утолщения) коры и основным импульсом гранитоидного магматизма в коллизионных орогенах существует временной интервал длительностью около 25 млн лет, требующийся для разогрева до температур формирования гранитных расплавов.

4. Предложен реалистичный сценарий неравномерного по скорости и длительности сближения плит (косой коллизии), объясняющий последовательность этапов синколлизионного магматизма в Карском орогене в интервалах 315—304 и 287—282 млн лет.

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект 19-17-00091) и РФФИ (проект № 20-05-00360), частично по госзаданию ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасенков А.П., Никишин А.М., Унгер А.В., Бордунов С.И., Луговая О.В., Чикишев А.А., Яковишина Е.В. Тектоника и этапы геологической истории Енисей-Хатангского бассейна и сопряженного Таймырского орогена // Геотектоника, 2016, № 2, с. 23—42.

Беззубцев В.В., Залялеев Р.Ш., Сакович А.Б. Геологическая карта горного Таймыра. М-б 1:500 000. Объяснительная записка. Красноярск, ПГО «Красноярскгеология», 1986, 177 с.

Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М-б: 1:2 500 000. Объяснительная записка. М., Федеральная служба геодезии и картографии России, 1998, 127 с.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1696—1705.

Верниковский В.А. Метаморфические формации и геодинамика Северного Таймыра // Геология и геофизика, 1992 (11), с. 51—60.

Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996, 202 с. (Труды ОИГГМ СО РАН, вып. 831).

Верниковский В.А., Забияка И.Д. Метаморфические комплексы Северо-Восточного Таймыра // Геология и геофизика, 1985 (7), с. 57—64.

Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е., Киреев А.Д., Кузьмин Д.С. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (12), с. 50—64.

Верниковский В.А., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Травин А.В. Позднерифейско-вендское событие в формировании Северного Таймыра (на основе Sm-Nd-, Rb-Sr-, K-Ar-датирования гранатовых амфиболитов Становского офиолитового пояса) // ДАН, 1997, т. 352, № 2, с. 218—221.

Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1083—1107.

Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН, 1999, т. 369, № 6, с. 795—798.

Даминова А.М. Возраст комплекса кристаллических сланцев Таймырского полуострова // Советская геология, 1957, № 58, с. 50—55.

Забияка А.И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск, Краснояр. кн. изд-во, 1974, 128 с. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 143).

Забияка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А., Злобин М.Н., Сердюк С.С. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск, Наука, 1986, 144 с.

Зоненшайн, Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники. М., Наука, 1987, с. 31—57.

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>.

Кориковский С.П. Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции // Петрология, 1995, т. 3, № 1, с. 45—63.

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

Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Худoley А.К., Лучицкая М.В., Прокопьев А.В. Каменноугольный магматизм Северного Таймыра: результаты изотопно-геохимических исследований и геодинамические следствия // Геотектоника, 2018, т. 2, с. 76—90.

Махлаев Л.В. Таймырская складчатая область // Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск, Наука, 1978, с. 147—168.

Махлаев Л.В. Изолитогенные гранитные ряды. Новосибирск, Наука, 1987, 153 с.

Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра. Красноярск, Краснояр. кн. изд-во, 1972, 130 с.

Мазарович О.А., Милановский Е.Е., Костюченко С.Л. Тектоническая карта России, сопредельных территорий и акваторий, м-б 1:4 000 000. М., ФГУП «Картография», 2007.

Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А., Крылов А.А., Серов П.А. Сапфиринсодержащие гранулиты Анабарского щита // *Геохимия*, 2019, т. 64, № 5, с. 486—502.

Обручев В.А. Докембрий Таймырского края и Северной Земли // *Стратиграфия СССР*, 1939, т. 1, с. 493—501.

Погребницкий Ю.Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971, 284 с. (Тр. НИИГА, т. 166).

Полянский О.П., Коробейников С.Н., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Формирование и подъем мантийных диапиров через литосферу кратонов на основе численного термомеханического моделирования // *Петрология*, 2012, т. 20 (2), с. 136—155.

Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабичев А.В., Свердлова В.Г. Механизм подъема магмы через «твердую» литосферу и связь мантийного и корового диапиризма: численное моделирование и геологические примеры // *Геология и геофизика*, 2016, т. 57 (6), с. 1073—1091.

Полянский О.П., Каргополов С.А., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Высокоградиентный метаморфизм и анатексис в Телецко-Чульшманском поясе (Горный Алтай): новые данные о возрасте, оценка *PT*-параметров и термотектоническая модель // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60 (12), с. 1775—1796.

Проскурнина М.А., Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Ларионов А.Н. Кольцевые интрузивы Беспаятинского ареала: проявления шошонит-латитового магматизма на Северном Таймыре // *Региональная геология и металлогения*, 2019, № 79, с. 5—22.

Проскурнин В.Ф. Магматические формации Таймыро-Североземельской складчатой системы, их рудоносность и геодинамические особенности формирования // *Рудоносность магматических формаций Сибири*. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1991, с. 33—39.

Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // *Геология и геофизика*, 2014, т. 55 (1), с. 23—40.

Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В., Нагайцева Н.Н., Романов А.П., Громов П.А., Проскурнина М.А., Мохов В.В., Нелюбин В.В., Лохов Д.К., Проскурнина А.В., Бондаренко С.А., Ремизов Д.Н., Виноградова Н.П., Шнейдер А.Г., Багаева А.А., Петрушков Б.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 — Тарей. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016, 490 с. + 23 вкл.

Равич М.Г. Докембрий Таймыра. Л., Водтрансиздат, 1954, 312 с. (Тр. НИИГА, вып. 76).

Равич М.Г., Чайка Л.А. Метаморфические и магматические формации Таймырского докембрия // *Петрография Восточной Сибири*, 1962, т. 1, с. 590—719.

Розен О.М. Теплогенерация земной коры Анабарского щита и проблемы формирования нижней коры континентов // *Геология и геофизика*, 1992 (12), с. 22—29.

Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника арктической зоны перехода от океана к континенту. Мурманск, Мурманск. кн. изд-во, 1989, 176 с.

Тепловое поле недр Сибири / Ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск, Наука, 1987, 196 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 681).

Урванцев Н.Н. Таймырская складчатая зона // *Бюллетень Норильского комбината*, 1949, с. 4—12.

Уфлянд А.К., Натанов Л.М., Лопатин В.М., Чернов Д.В. О тектонической природе Таймыра // *Геотектоника*, 1991, № 6, с. 76—93.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2001, 606 с.

Шипилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит, геодинамические обстановки ее формирования // *Геология и геофизика*, 2010, т. 51 (1), с. 75—92.

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>.

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>.

Berman R.G., Sandeman H.A., Camacho A. Diachronous Palaeoproterozoic deformation and metamorphism in the Committee Bay belt, Rae Province, Nunavut: insights from ⁴⁰Ar–³⁹Ar cooling ages and thermal modelling // *J. Metamorph. Geol.*, 2010, v. 28 (5), p. 439—457, <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00873.x>.

Brown M. Granite: from genesis to emplacement // *GSA Bull.*, 2013, v. 125 (7—8), p. 1079—1113, <https://doi.org/10.1130/B30877.1>.

Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., Stepanov V. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic Boundary // *Science*, 1992, v. 258, p. 1760—1763, <https://doi.org/10.1126/science.258.5089.1760>.

- Carter N.L., Tsenn M.C.** Flow properties of continental lithosphere // *Tectonophysics*, 1987, v. 136, p. 27—63, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90333-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90333-7).
- Condie K.C.** Plate tectonics and crustal evolution. 4th ed. Oxford, UK, Bookcraft (Bath) Ltd., 1997, 287 p.
- Dewey J.F., Holdsworth R.E., Strachan R.A.** Transpression and transtension zones // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 1998, v. 135, p. 1—14, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.135.01.01>.
- Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A.** Mantle plumes and their geologic manifestations // *Int. Geol. Rev.*, 2001, v. 43 (9), p. 771—787, <https://doi.org/10.1080/00206810109465047>.
- Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.** Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview // *Geol. Soc. London, Petroleum Geology Conference series*, 2010, v. 7, p. 591—619, <http://dx.doi.org/10.1144/0070591>.
- Gerdes A., Worner G., Henk A.** Post-collisional granite generation and HT–LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // *J. Geol. Soc.*, 2000, v. 157, p. 577—587, <http://dx.doi.org/10.1144/jgs.157.3.577>.
- Golonka J., Bocharova N.Y., Ford D., Edrich M.E., Bednarczyk J., Wildharber J.** Paleogeographic reconstructions and basins development of the Arctic // *Mar. Petrol. Geol.*, 2003, v. 20 (3—4), p. 211—248, [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00043-6](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00043-6)
- Jamieson R.A., Beaumont C.** On the origin of orogens // *GSA Bull.*, 2013, v. 125 (11—12), p. 1671—1702, <https://doi.org/10.1130/B30855.1>.
- Jaupart C., Mareschal J.-C.** 3.02 — Constraints on crustal heat production from heat flow data // *Treatise on geochemistry*. Oxford, Elsevier, 2003, v. 3, p. 65—84, <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03017-6>.
- Johannes W., Holtz F.** Formation of granitic magmas by dehydration melting // *Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Minerals and rocks*, 1996, v. 22, Berlin, Heidelberg, Springer, https://doi.org/10.1007/978-3-642-61049-3_9.
- Karato S., Wu P.** Rheology of the upper mantle: a synthesis // *Science*, 1993, v. 260, p. 771—778, <https://doi.org/10.1126/science.260.5109.771>.
- Kashubin S.N., Petrov O.V., Androsov E.A., Morozov A.F., Kaminsky V.D., Poselov V.A.** Crustal thickness in the circumpolar Arctic // *ICAM VI: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI*, Fairbanks, Alaska, May 2011. St. Petersburg, VSEGEI, 2014, p. 1—17, Petersburg, https://vsegei.ru/public/icam/icam-all_vvs.pdf.
- Khudoley A.K., Verzhbitskiy V.E., Zastrozhnov D.A., O’Sullivan P., Ershova V.B., Proskurnin V.F., Tuchkova M.I., Rogov M.A., Kyser T.K., Malyshev S.V., Schneider G.V.** Late Paleozoic—Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // *J. Geodyn.*, 2018, v. 119, p. 221—241, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.002>.
- Korobeynikov S.N., Reverdatto V.V., Polyanskii O.P., Sverdlova V.G., Babichev A.V.** Influence of the choice of a rheological law on computer simulation results of slab subduction // *Numer. Anal. Appl.*, 2011, v. 4 (1), p. 56—70, <https://doi.org/10.1134/S199542391101006X>.
- Lawver L.A., Ganagan L.M., Norton I.** Paleogeographic and tectonic evolution of the Arctic region during the Paleozoic // *Arctic petroleum geology. Geol. Soc. London Mem.*, 2011, v. 35, p. 61—77, <https://doi.org/10.1144/M35.5>.
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovskiy V.** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis // *Precambrian Res.*, 2008, v. 160 (1—2), p. 179—210, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Y., Bogolepova O.K., Gubanov A.P.** Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // *Tectonophysics*, 2005, v. 398 (3—4), p. 225—243, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.008>.
- Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu.** Arctida between Rodinia and Pangea // *Precambrian Res.*, 2015, v. 259, p. 114—129, <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013>.
- Nahodilová R., Faryad Sh.W., Dolejš D., Tropper P., Konzett J.** High-pressure partial melting and melt loss in felsic granulites in the Kutná Hora complex, Bohemian Massif (Czech Republic) // *Lithos*, 2011, v. 125, p. 641—658, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.03.017>.
- Parphenuk O.I.** Thermal regime and heat transfer during the evolution of continental collision structures // *Russ. J. Earth. Sci.*, 2016, v. 16, ES6006, <http://dx.doi.org/10.2205/2016ES000589>.
- Pattison D.R.M., Chako T., Farquhar J., McFarlane C.R.M.** Temperatures of granulite-facies metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected from retrograde exchange // *J. Petrol.*, 2003, v. 44 (5), p. 867—900, <https://doi.org/10.1093/petrology/44.5.867>.

Pease V., Scott R.A. Crustal affinities in the Arctic Uralides, northern Russia: Significance of detrital zircon ages from Neoproterozoic and Palaeozoic sediments in Novaya Zemlya and Taimyr // *J. Geol. Soc.*, 2009, v. 166 (3), p. 517—527, <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-093>.

Pease V., Gee D.G., Vernikovskiy V., Vernikovskaya A., Kireev S. Geochronological evidence for late-Grenvillian magmatic and metamorphic events in central Taimyr, northern Siberia // *Terra Nova*, 2001, v. 13 (4), p. 270—280, <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00351.x>.

Pease V.L., Kuzmichev A.B., Danukalova M.K. The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia // *J. Geol. Soc.*, 2015, v. 172 (1), p. 1—4, <https://doi.org/10.1144/jgs2014-064>.

Pisarevskiy S.A., Natapov L.M., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Vernikovskiy V.A. Proterozoic Siberia: A promontory of Rodinia // *Precambrian Res.*, 2008, v. 160 (1—2), p. 66—76, <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.016>.

Priestley K., McKenzie D. The relationship between shear wave velocity, temperature, attenuation and viscosity in the shallow part of the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013, v. 381, p. 78—91, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.022>.

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

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Ya., Kirida N.P. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the West Siberian Basin: Siberian Flood Basalt Province doubled // *Science*, 2002, v. 296 (5574), p. 1846—1849, <https://doi.org/10.1126/science.1071671>.

Renne P.R., Basu A.R. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // *Science*, 1991, v. 253 (5016), p. 176—179, <https://doi.org/10.1126/science.253.5016.176>.

Sharma M. Siberian traps // Large Igneous Provinces: Continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Geophysical Monograph Series. Washington, DC, USA, American Geophysical Union, 1997, v. 100, p. 273—295, <https://doi.org/10.1029/GM100p0273>.

Sizova E., Gerya T., Brown M. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision // *Gondwana Res.*, 2014, v. 25 (2), p. 522—545, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.12.011>.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // *Precambrian Res.*, 2001, v. 110 (1—4), p. 127—141, [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00184-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00184-X).

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).

Vernikovskiy V., Shemin G., Deev E., Metelkin D., Matushkin N., Pervukhina N. Geodynamics and oil and gas potential of the Yenisei-Khatanga Basin (Polar Siberia) // *Minerals*, 2018, v. 8, 510, <https://doi.org/10.3390/min8110510>.

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>.

Zolotukhin V.V., Al'mukhamedov A.I. Traps of the Siberian Platform // *Continental Flood Basalts. Petrology and Structural Geology Book Series*, 1988, v. 3, p. 273—310, https://doi.org/10.1007/978-94-015-7805-9_8.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: A plate tectonic synthesis. Geodynamic series. Washington, DC, USA, American Geophysical Union, 1990, v. 21, 242 p., <http://dx.doi.org/10.1029/GD021>.

*Поступила в редакцию 20 сентября 2021 г.,
принята в печать 11 ноября 2021 г.*