

УДК 551.24

Л.И. Демина<sup>1</sup>, В.С. Захаров<sup>2</sup>, М.Ю. Промыслова<sup>3</sup>, С.П. Завьялов<sup>4</sup>

## СООТНОШЕНИЕ КОЛЛИЗИОННОГО И ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА ТАЙМЫРА ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ<sup>5</sup>

Показано, что в пределах Таймырской складчатой области коллизионный и трапповый магматизм пространственно совмещены. Трапповый магматизм во времени сопряжен с позднеколлизионной и постколлизией стадиями. Суперкомпьютерное моделирование показало возможность разогрева мантии и коры на поздних стадиях коллизии, сопровождающегося базальтовым магматизмом в довольно значительном объеме.

*Ключевые слова:* коллизия, магматизм, траппы, суперкомпьютерное моделирование, Таймыр.

It is shown that in the Taymyr folded region the collision and trap magmatism are spatially combined. In time trap magmatism is associated with late-collision and post-collisional stages. Supercomputer modeling showed the possibility of mantle and crust heating in the late stages of collision, accompanied by basaltic magmatism in a quite large amount.

*Key words:* collision, magmatism, traps, supercomputer modeling, Taymyr.

**Введение.** Таймырская складчатая область северного обрамления Сибирской платформы — одна из крупнейших структур Арктики. В ее составе выделяются три зоны — Северо-, Центральная- и Южно-Таймырские. Границами зон служат крупные надвиги Главный Таймырский и Пясино-Фаддеевский. Северо-Таймырская зона сложена ритмично чередующимися метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами а также амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллосланцами [Забияка, 1974; Беззубцев и др., 1986]. В составе Центрально-Таймырской зоны выделяются дорифейские Мамонто-Шренковский и Фаддеевский кратонные блоки (террейны) [Проскурин и др., 2014], а также метаморфизованные магматические, вулканогенно-осадочные и карбонатные образования преимущественно рифейского возраста, перекрытые венд-раннекаменноугольным чехлом. Южно-Таймырская зона — прогиб, выполненный осадочными, карбонатными и вулканогенно-осадочными породами с возрастом от ордовика до триаса [Верниковский, 1996].

Представления о геодинамической эволюции Таймырской складчатой области крайне противоречивы. Часть исследователей связывают ее формирование с тектонической активизацией северной части Сибирской платформы в карбоне-перми [Погребницкий, 1971; Беззубцев и др., 1986].

А.И. Забияка с соавторами [1986] выделили докембрийские байкалиды и карелиды: Мининско-Вальтеровскую миогеосинклиналь в обрамлении Карской платформы и Чукчинско-Челюскинскую эвгеосинклиналь для Сибирской платформы соответственно. Согласно В.А. Верниковскому [1996] развитие Таймырской складчатой области началось в позднем рифее с аккреции и коллизии островной дуги и континентальных блоков с корой раннепротерозойского возраста. В венде произошла коллизия аккреционного блока с Сибирским континентом, после чего область развивалась как пассивная окраина вплоть до позднего карбона-ранней перми, когда произошла коллизия Карского и Сибирского континентов и закрылась Таймырская ветвь Палеоазиатского океана. Этот этап коллизии (306–258 млн л.н.) зафиксирован известково-щелочным гранитным магматизмом и зональным метаморфизмом. В интервале от 264 до 247 млн л.н. проявился постколлизийный гранитоидный магматизм латитового ряда, который сменился интенсивным трапповым магматизмом на границе перми и триаса (249–242 млн л.н.).

Такая пространственная и временная связь коллизионного и траппового магматизма не может быть случайной. Характер их взаимоотношения представляет собой одну из главных проблем геодинамической эволюции Таймырской складчатой

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* lidem06@rambler.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, Университет «Дубна», кафедра общей и прикладной геофизики, профессор, докт. геол.-минерал. н.; *e-mail:* zakharov@geol.msu.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, ассистент, канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* magu\_promyslova@gmail.com

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; *e-mail:* serhantes91@gmail.com

<sup>5</sup> Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 17-05-01270).

области. Преобладающая в настоящее время точка зрения о суперплюмовой природе траппового магматизма региона не учитывает его связь с коллизионным процессом, которая, на наш взгляд, очевидна. Трудно представить, что поднятие горячей мантии, необходимое для формирования базальтового магматизма, происходит совершенно независимым образом и никак не связано с развитием коллизии, в которую вовлечены значительные объемы литосферы и подлитосферной мантии.

Для понимания процессов, сопровождающих коллизию, и для объяснения связи коллизионного и траппового магматизма целесообразно привлечь суперкомпьютерное моделирование. Возможная схема формирования базальтового (траппового) магматизма во внутриконтинентальных условиях без привлечения плюма в ходе развития континентальной коллизии описана, например, в работе [Lustrino, 2005]. Однако подобные построения схематичны и не подтверждены компьютерной моделью.

В настоящее время компьютерному моделированию континентальной коллизии посвящено много работ. Так, в работе [Dymkova et al., 2016] на основании численного моделирования показано возможное сочетание коллизионного и базальтового магматизма — во время субдукции и на начальных стадиях коллизии развивается базальтовый магматизм, который переходит в кислый коллизионный. В наших предыдущих работах, например в [Захаров и др., 2015], также выявлено последовательное проявление кислого (син- и постколлизионного) и базальтового (фор-

мирование базальтовой коры в задуговом бассейне) магматизма.

В ряде моделей, например в [Krystopowicz, Currie, 2013], рассмотрен процесс деламинации погружающейся литосферы в ходе коллизионного взаимодействия, что приводит к поднятию астеносферы под кору и может вызвать обильный базальтовый магматизм в зоне коллизии. Однако в этих работах не рассматривается соотношение базальтового магматизма с коллизионным. В работе [Perchuk et al., 2016] по результатам моделирования также показано, что на поздних стадиях коллизии за счет «отката» слэба происходит формирование широкого ультрагорячего орогена и возникает обширная область базальтового магматизма, но здесь рассмотрены условия, соответствующие палеопротерозою—архею, для которых характерна более высокая (по сравнению с современной) температура мантии, что, несомненно, значительно влияет на процессы магматизма.

Нами представлено объяснение соотношения коллизионного и траппового магматизма Таймыра в рамках развития континентальной коллизии на основании сопоставления геологических данных и результатов моделирования.

**Коллизионный магматизм Таймырской складчатой области.** В Таймырской складчатой области к коллизионным магматитам относятся преимущественно гранитоиды, разделенные на три типа: автохтонные, параавтохтонные и аллохтонные [Верниковский, 1996]. Первые развиты преимущественно в Северо-Таймырской зоне (рис. 1), остальные распространены шире и встречаются

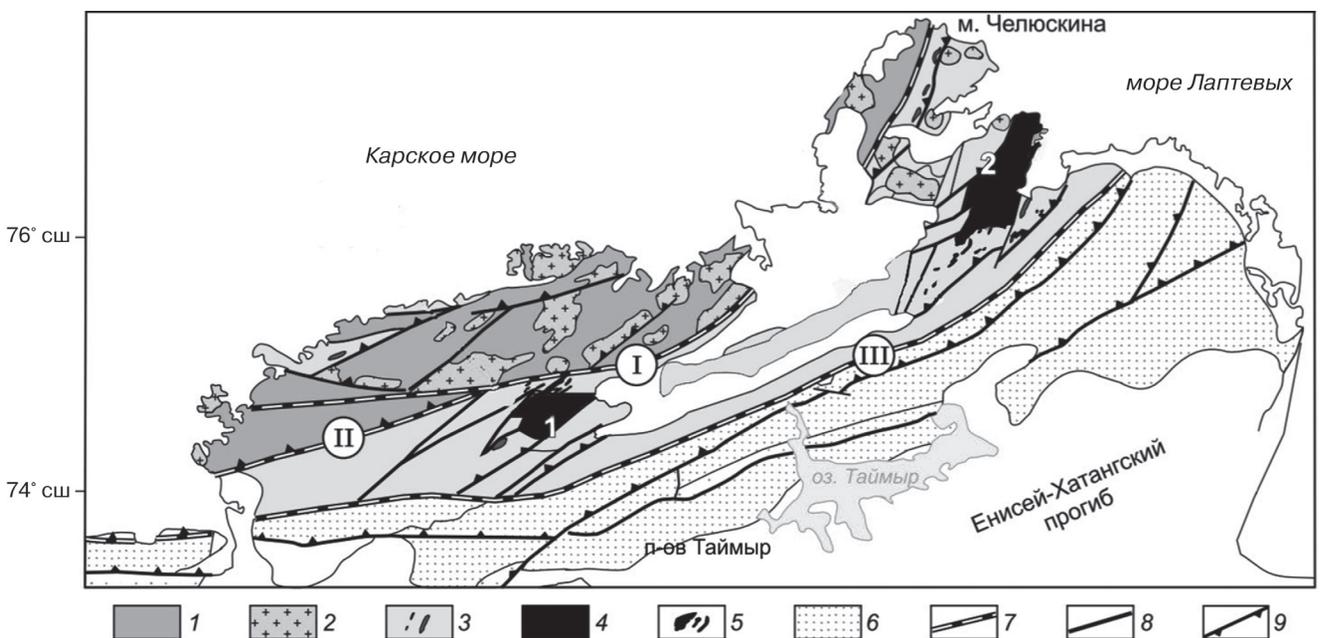


Рис. 1. Схема тектонического районирования Таймырской складчатой области, по [Проскурин и др., 2014], с изменениями: 1 — Карский микроконтинент (NP-PZ); 2 — коллизионные гранитоиды (PZ); 3 — Центрально-Таймырский аккреционный пояс с офиолитами; 4 — Мамонто-Шренковский (1) и Фаддеевский (2) кратонные террейны; 5 — рифейские гранитоиды; 6 — Южно-Таймырский складчатый пояс (PZ-MZ); 7 — сутуры: I — Главная Таймырская, II — Диабазовая, III — Пясино-Фаддеевская; 8 — сбросы, взбросы, сдвиги; 9 — надвиги



Рис. 2. Фото контакта порфировых гранитоидов с амфиболитами, м. Скалистый

как в Центрально-, так и в Южно-Таймырской зонах, где они прорывают толщи позднерифейских метаморфитов и осадочных пород венда–среднего палеозоя.

Автохтонные гранитоиды слагают небольшие (до нескольких десятков квадратных километров) тела и связаны постепенными переходами с вмещающими породами, метаморфизованными в условиях гранат-биотит-мусковит-силлиманитовой и гранат-биотит-ортоклазовой минеральных ступеней амфиболитовой фации. В качестве примера можно привести изученный нами гранито-гнейсовый купол г. Медвежьей, расположенный в правом борту одноименной речки вблизи ее впадения в р. Ленивая. Здесь в обнажениях восточного и южного склонов купола хорошо видно, что его породы наследуют текстуры и состав вмещающих толщ. Например, гранат-биотитовые гранито-гнейсы, гнейсограниты и пегматиты развиты непосредственно в контактах с гранат-биотитовыми кристаллосланцами. На контакте с амфиболитами и амфибол-биотитовыми кристаллосланцами об-



Рис. 3. Фото гранитных жил в амфиболитах, м. Скалистый

разовались более щелочные гранито-гнейсы с розовыми кристаллами калиевого полевого шпата. К этой группе относятся также порфировидные граниты, слагающие небольшие конкордантные тела в гнейсах и амфиболитах. Наиболее крупное тело протяженностью несколько сотен метров мы наблюдали в 3 км на восток от м. Скалистый, где в уступе береговой террасы обнажается контакт его лежачего бока с меланократовыми габбро-амфиболитами (рис. 2).

Количество калиевого полевого шпата в породах обычно составляет 20–30%, а в отдельных случаях достигает 70%. Таблитчатые порфиробласты размером до 5×10 см ориентированы параллельно контакту, что придает текстуре пород гнейсовидный облик. Среднезернистая основная масса сложена олигоклазом, кварцем, часто дымчатым, биотитом, реже амфиболом. Вторичные минералы представлены эпидотом и хлоритом, акцессорные — апатитом, сфеном и цирконом. Отметим, что процессы гранитизации метаморфических пород развиты очень широко. Глиноземистые разности пород мигматизированы практически полностью, богатые кальцием основные породы часто брекчированы, а гранитный материал выступает в качестве цементирующей массы (рис. 3).

Параавтохтонные и аллохтонные гранитоиды представлены крупными (до нескольких сотен квадратных километров) дискордантными массивами сложного строения и состава. Помимо преобладающих двуслюдяных, биотитовых и биотит-амфиболовых разностей гранитов, присутствуют также гранодиориты, граносиениты, кварцевые сиениты, диориты и монцониты [Забияка и др., 1986]. Возраст гранитоидов составляет 285–306 млн лет, а их образование связывают с коллизией Карского и Сибирского континентов [Верниковский, 1996].

К постколлиззионному типу отнесены гранитоиды пестрого состава — от субщелочных биотитовых порфировидных гранитов и биотит-амфиболовых гранодиоритов до кварцевых сиенитов, диоритов и монцонитов с возрастом от 264 до 247 млн лет [там же].

**Трапповый магматизм Таймырской складчатой области.** Позднепермский–раннетриасовый трапповый магматизм особенно широко развит в Южно-Таймырской зоне и представлен туфобазальтовой, габбродолеритовой, троктолит-габбродолеритовой формациями [Проскурин и др., 2009]. Мощность и площадь развития эффузивных образований закономерно уменьшаются с запада на восток. В пермских отложениях преобладают силлы и дайки габбродолеритов. На западе трапповый магматизм приурочен к грабен-синклинальным структурам субширотного простирания. Например, Усть-Пясинская грабен-синклиналь имеет протяженность около 100 км, а Сырадасайская — 300 км. Они разделены Ефремово-Коундейским горстом [Владимиров, Никулин, 1991]. В западной части

**Химический и нормативный состав долеритов трапповой формации Восточного Таймыра, р. Становая**

Состав	Номер п/п, номер образца					
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	44,7	44,81	45,25	46,1	46,15	45,92
TiO <sub>2</sub>	3,46	3,51	3,55	3,84	3,91	3,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,62	13,5	13,68	13,67	13,8	13,76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,42	3,54	3,39	2,45	2,3	2,31
FeO	9,91	9,81	9,45	11,65	11,5	11,75
MnO	0,18	0,17	0,15	0,2	0,16	0,19
MgO	6,14	6,21	6,05	4,87	4,65	4,64
CaO	10,31	10,2	10,12	8,45	8,3	8,36
Na <sub>2</sub> O	2,98	2,84	2,91	3,61	3,65	3,68
K <sub>2</sub> O	1,21	1,19	1,2	1,18	1,25	1,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	0,4	0,35	0,51	0,55	0,58
ппп	3,03	2,85	2,95	2,54	2,8	2,8
Сумма	99,32	99,03	99,05	99,07	99,02	99,14
<b>Нормы CIPW</b>						
Or	6,03	5,99	6,08	5,97	6,37	6,23
Ab	18,44	20,06	21,24	26,77	27,51	26,7
An	17,05	17,55	17,78	15,09	15,17	14,93
Ne	4,12	1,68	1,16	0,99	0,76	1,64
Di	24,1	23,38	23,33	17,97	17,26	17,4
Ol	14,7	15,22	14,35	17,52	17,1	17,29
Mt	5,02	5,26	5,07	3,66	3,46	3,45
Il	10,16	10,42	10,6	11,46	11,75	11,71
Ap	0,4	0,45	0,39	0,57	0,62	0,65
Сумма	100,02	100,01	100	100	100	100

Примечания. Анализы выполнены в химической лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, аналитик Е.Н. Костылева. Здесь и на рис. 4: Or — ортоклаз, Ab — альбит, An — анортит, Ne — нефелин, Di — диопсид, Ol — оливин, Mt — магнетит, Hem — гематит, Il — ильменит, Ap — апатит.

Сырадасайской структуры находится крупное одноименное платиноносное медно-никелевое месторождение, аналогичное таковым в Норильском районе. В пределах Северной и Центральной зон трапповый магматизм фиксируется многочисленными дайками, реже силлами и небольшими телами долеритов, габбродолеритов и габбро.

Нами отмечены дайки долеритов очень свежего облика в обнажениях бортов рек Становая, Мамонта, Шренка, Медвежья, Ленивая, а также в береговых обрывах Берега Харитона Лаптева. В большинстве случаев дайки мощностью от 0,2 до 10 м имеют крутое (70–80°), иногда вертикальное залегание и разное простирание. Нами изучены долериты с типичной диабазовой структурой, развитые в районе р. Становая. Они состоят из

оливина (5–10%), клинопироксена (35–45%), основного плагиоклаза (45–50%) и титаномагнетита (до 5%). Их химический состав (таблица, рис. 4) относительно постоянен и весьма близок к высокотитанистым разностям трапповой формации Южно-Таймырской зоны и Норильского района.

Возраст траппового магматизма Таймырской складчатой области по геологическим и изотопным данным по валовым пробам оценивается в интервале 268–220 млн лет [Золотухин и др., 1986]. Для дайки габбродолеритов, расположенной в зоне Главного Таймырского надвига, В.А. Верниковским [1996] получено значение возраста в 242 млн лет.

Таким образом, Таймырская складчатая область — уникальная структура, где коллизионный и трапповый магматизм пространственно совмещены, а последний частично сопряжен во времени с коллизионным, но в основном широко проявляется в постколлизионное время.

**Суперкомпьютерное моделирование процесса континентальной коллизии. Описание модели.** Для воспроизведения динамики Таймырской коллизионной зоны нами использован оригинальный согласованный код для двумерного термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов, разработанный Т.В. Герей с коллегами [Gerya, Yuen, 2003]. В моделях рассматривается деформация вязко-пластической среды под действием приложенных тектонических сил, при этом решаются уравнения движения, неразрывности и теплопроводности в движущейся среде. Учитывается влияние фазовых переходов, в том числе частичное плавление и кристаллизация, степень и интенсивность которых зависят от *PT*-условий и содержания флюида, а также миграция флюидов и расплавов. Для представления литологической структуры модели использовано около 20 млн лагранжевых маркеров.

В ходе работы мы моделировали динамику литосферы и верхней мантии (астеносферы) в вертикальном сечении, горизонтальный размер модели 4000 км, вертикальный — 400 км. Для сопоставления результатов моделирования с природными комплексами со сложной геометрией необходимо высокое разрешение моделей (1 км в центральной зоне, где происходит конвергенция). Подобная детальность требует больших вычислительных ресурсов и применения суперкомпьютеров.

Начальное состояние модели — два блока континентальной литосферы, разделенных океанским бассейном шириной 600 км, при этом задается скорость движения левого континента; коллизии предшествует субдукция океанической литосферы под правый континент. В работе рассмотрен случай, при котором конвергенция прекращается после полного поглощения океанической литосферы.

В настоящее время большинство исследователей сходятся во мнении, что переход к современ-

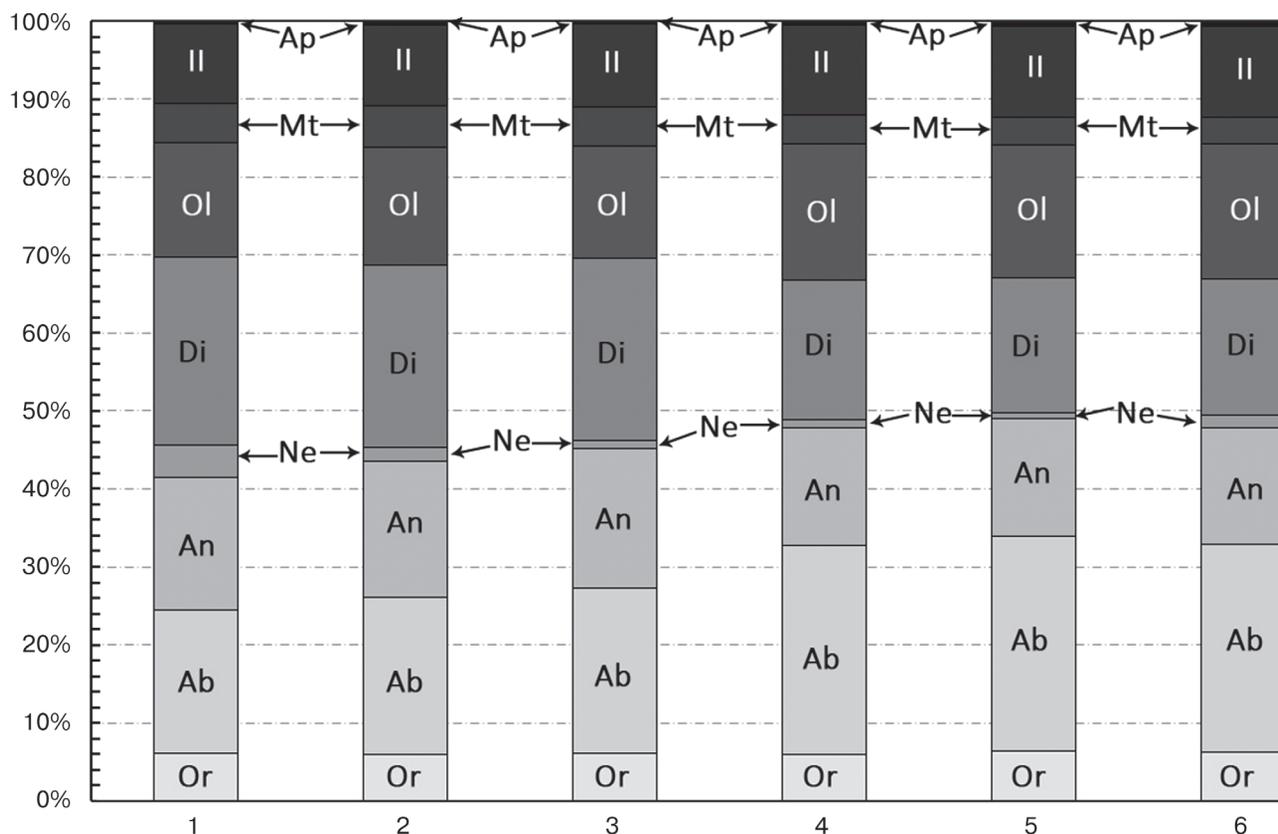


Рис. 4. Нормативный состав долеритовых даек, р. Становая. Названия нормативных минералов см. в таблице

ному стилю тектоники плит произошел не позднее рубежа архея и палеопротерозоя (вероятно, в архее) [Хаин, Божко, 1988; Smithies et al., 2007]. Поэтому при моделировании Таймырской пермско-триасовой коллизии использовались параметры, отвечающие современным геодинамическим условиям: мощность литосферы 100–120 км, скорость конвергенции 3–5 см/год. Для континентальной литосферы принята кусочно-линейная геотерма: температура на подошве литосферы 1300 °С, на подошве коры — 500 °С. Тепловой режим океанической литосферы определяется на основании модели остывания полупространства [Теркот, Шуберт, 1985], в модели рассматривается океаническая литосфера с возрастом 30 млн лет. Тепловой режим подлитосферной мантии определяется мантийной адиабатой с геотермальным градиентом 0,5 °С/км. Океаническая кора состоит из верхнего базальтового слоя (2 км) и нижнего слоя габбро (5 км). Континентальная кора мощностью 30 км имеет трехслойное строение: верхняя и средняя кора (по 10 км) состоят из кислых пород, нижняя кора (10 км) — из основных пород. Более подробно характеристики и особенности модели описаны в работах [Захаров и др., 2015; Perchuk et al., 2016]. В модели учтены процессы эклогитизации; принято, что плотность базальта и габбро при этом увеличивается на 500 кг/м<sup>3</sup> [Рингвуд, Грин, 1968].

**Результаты моделирования.** В ходе конвергенции происходит субдукция океанической лито-

сферы под активную окраину правого континента. Состояние модели к моменту полного поглощения океанической литосферы (около 12 млн лет после начала конвергенции со скоростью 5 см/год) представлено на рис. 5. Результаты моделирования показывают, что при субдукции океанической литосферы происходит ее дегидратация. Это вызывает гидратацию и снижение температуры плавления надсубдукционного мантийного клина, включая вышележащую континентальную литосферу, которые вследствие этого подвергаются плавлению. Формируется область частично расплавленной гидратированной мантии, где происходит генерация базальтового расплава. В результате плавления мантийного вещества начинает проявляться основной магматизм, который отмечается на поверхности в небольшом объеме. В процессе субдукции при погружении океанического слэба в горячую мантию, а также за счет фрикционного тепловыделения происходит разогрев погружающейся океанической литосферы, особенно ее коры. При достижении на поверхности слэба температуры солидуса начинается плавление коры, что приводит к формированию в нависающем континентальном крыле кислого субдукционного магматизма, но не в очень значительном объеме.

После закрытия океанского бассейна начинается континентальная коллизия. При этом в модели скорость левого континента «выключается», и дальнейшее развитие модели происходит

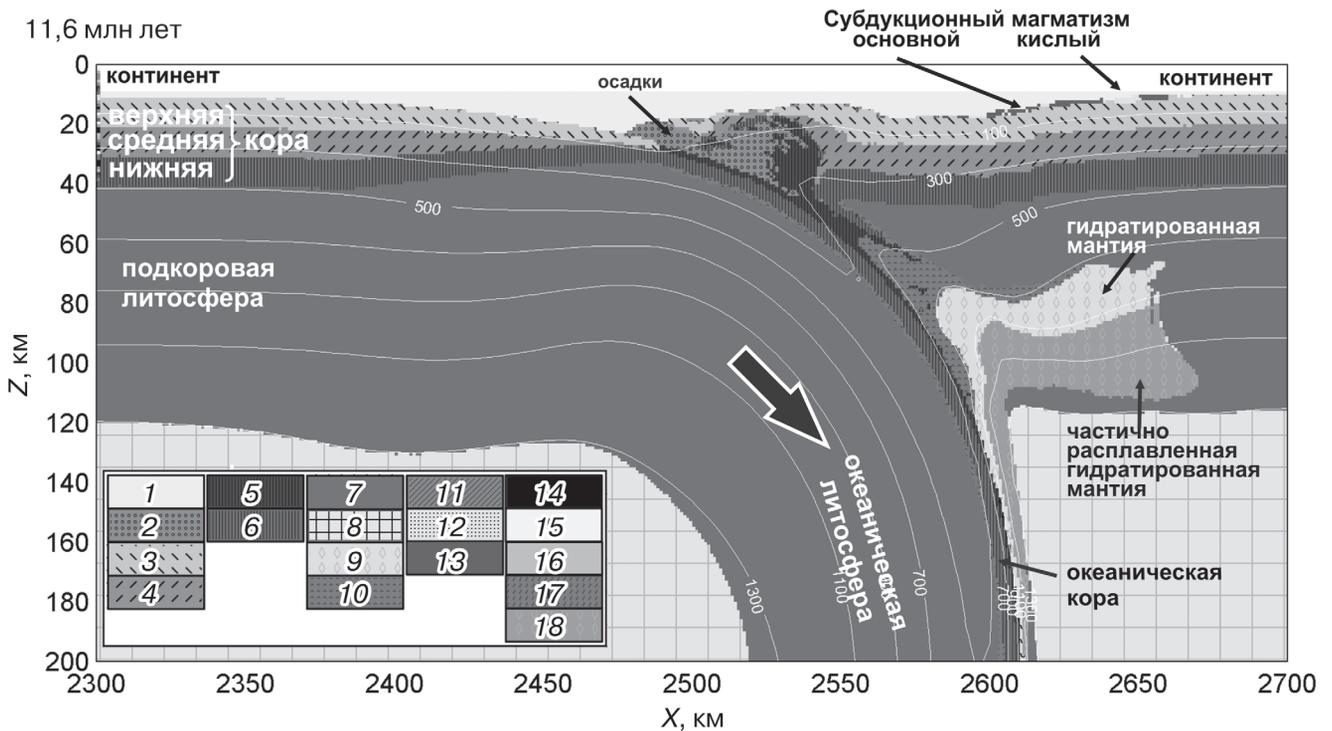


Рис. 5. Состояние модели к моменту окончания субдукции. Проявления субдукционного магматизма: 1 — вода; 2 — осадочные образования, формирующиеся в процессе субдукции и коллизии; 3 — верхняя континентальная кора, включая осадочный чехол; 4 — средняя континентальная кора; 5 — верхняя океаническая кора (базальты); 6 — нижняя кора (габбро); 7 — «сухая» литосферная мантия; 8 — «сухая» астеносферная мантия; 9 — гидратированная мантия; 10 — серпентинизированная литосфера; 11 — кислые породы (граниты, дациты), выплавленные из частично расплавленных метасадков и пород континентальной коры; 12 — кислые породы (дациты), выплавленные из частично расплавленного базальта; 13 — базальты, выплавленные из частично расплавленной гидратированной мантии; 14 — частично расплавленные осадочные образования; 15 — частично расплавленные породы континентальной коры; 16 — частично расплавленные основные породы (базальты и габбро); 17 — частично расплавленная «сухая» мантия; 18 — частично расплавленная гидратированная мантия. Изотермы — в °С. Большой стрелкой показано направление движения левой плиты. Здесь и далее приводится модельное время после начала конвергенции

самопроизвольно за счет сил затягивания, которые возникают вследствие эклогитизации погружившейся коры. Скорость конвергенции при этом значительно уменьшается — от 5 до ~1 см/год. В ходе этого погружения происходит плавление затянутых в зону конвергенции осадков. Экстракт из расплава этих осадков вызывает обильный кислый (гранитоидный) коллизионный магматизм, который добавляется и отчасти накладывается на продолжающийся основной магматизм, связанный с плавлением гидратированной мантии, а также на кислый магматизм, вызванный плавлением погружившейся океанической коры.

В процессе коллизии начинается формирование орогена, которое сопровождается ростом небольшого коллизионного поднятия высотой до 1 км. На ранних стадиях коллизии происходит частичное погружение литосферы левого континента под правый. При погружении материала верхней и средней кислой коры левого континента происходит его прогрев и частичное плавление, что не только приводит к продолжению кислого гранитоидного магматизма, но и к значительному увеличению его объема (рис. 6). Верхняя и средняя континентальная кора обладают меньшей плотностью и меньшей прочностью по сравнению с нижней корой. В результате большие

блоки верхней и средней континентальной коры отрываются от субдуцирующейся плиты и быстро поднимаются вверх по сдвиговым зонам (на рис. 6 показано односторонней стрелкой). Формируются и развиваются разрывные нарушения, надвиги, происходит скучивание континентальной коры. В процессе коллизии сначала продолжается рост коллизионного орогена (до 4–5 км в высоту), но по мере продолжающейся конвергенции начинается коллапс коллизионного орогена, увеличение его высоты прекращается, начинается растяжение и расширение по латерали (рис. 6, 7).

Как отмечено выше, уже на ранних стадиях конвергенции из-за гидратации происходит снижение прочности и температуры плавления надсубдукционного астеносферного клина и вышележащей континентальной литосферы, которые вследствие этого подвергаются растяжению и плавлению (рис. 6–8). Эти процессы продолжаются при дальнейшем развитии коллизии. Происходят деламинация и откат погружающейся континентальной литосферной мантии и нижней коры (рис. 6–8), что приводит к подъему под ороген горячей, частично расплавленной и «влажной» астеносферной мантии, в которой происходит генерация значительного объема базальтового расплава. Плавление вещества верхней мантии, которое сопровождает

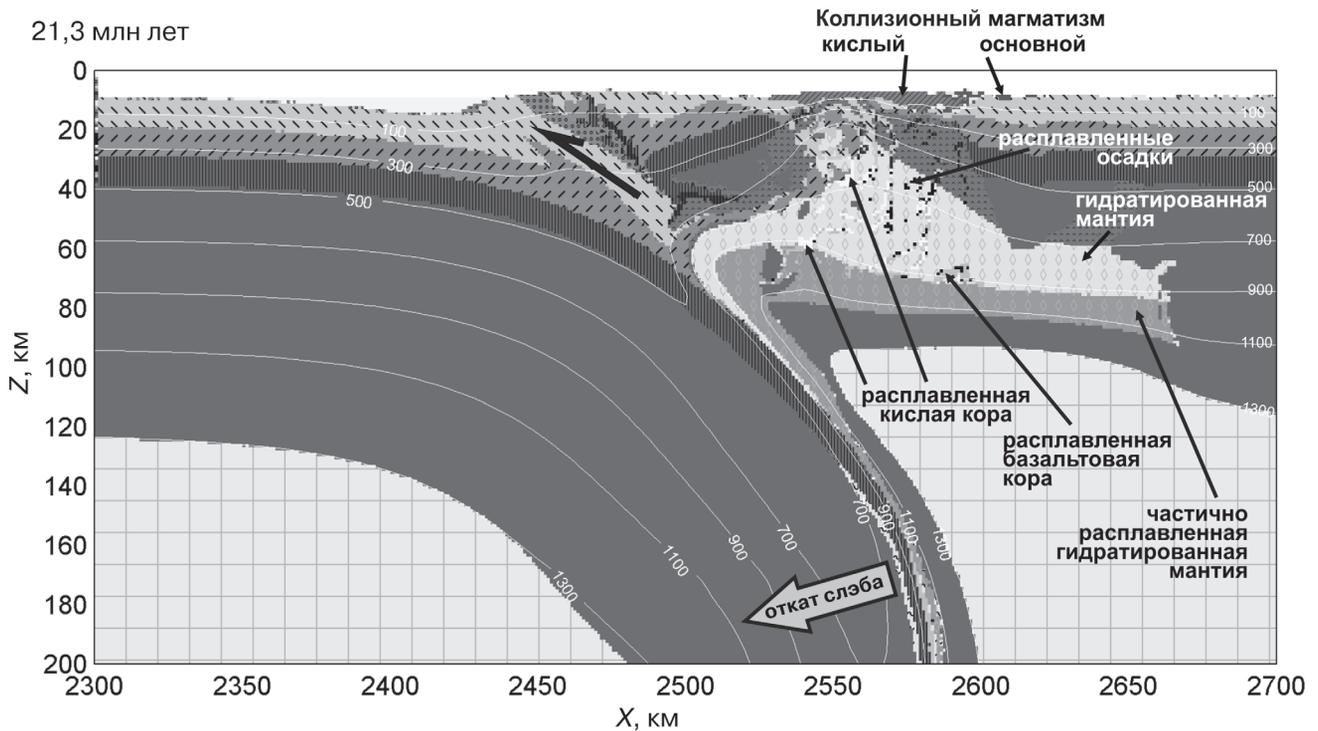


Рис. 6. Результаты моделирования для начала коллапса орогена. Развитие гранитоидного магматизма. Черной односторонней стрелкой показан надвиг. Условные обозначения см. на рис. 5

растяжение коллизионной зоны, дает начало новой стадии развития коллизии — проявлению базальтового (траппового) магматизма (рис. 7), причем в ходе общей динамики коллизии.

Дальнейшее развитие коллизии определяется следующими основными факторами: продол-

жается откат слэба, ороген, подстилаемый поднимающейся горячей и частично расплавленной астеносферной мантией, расширяется в сторону субдуцирующего литосферного блока (рис. 8). Над субдуцирующей частью плиты возникает локальная конвективная ячейка (на рис. 8 пока-

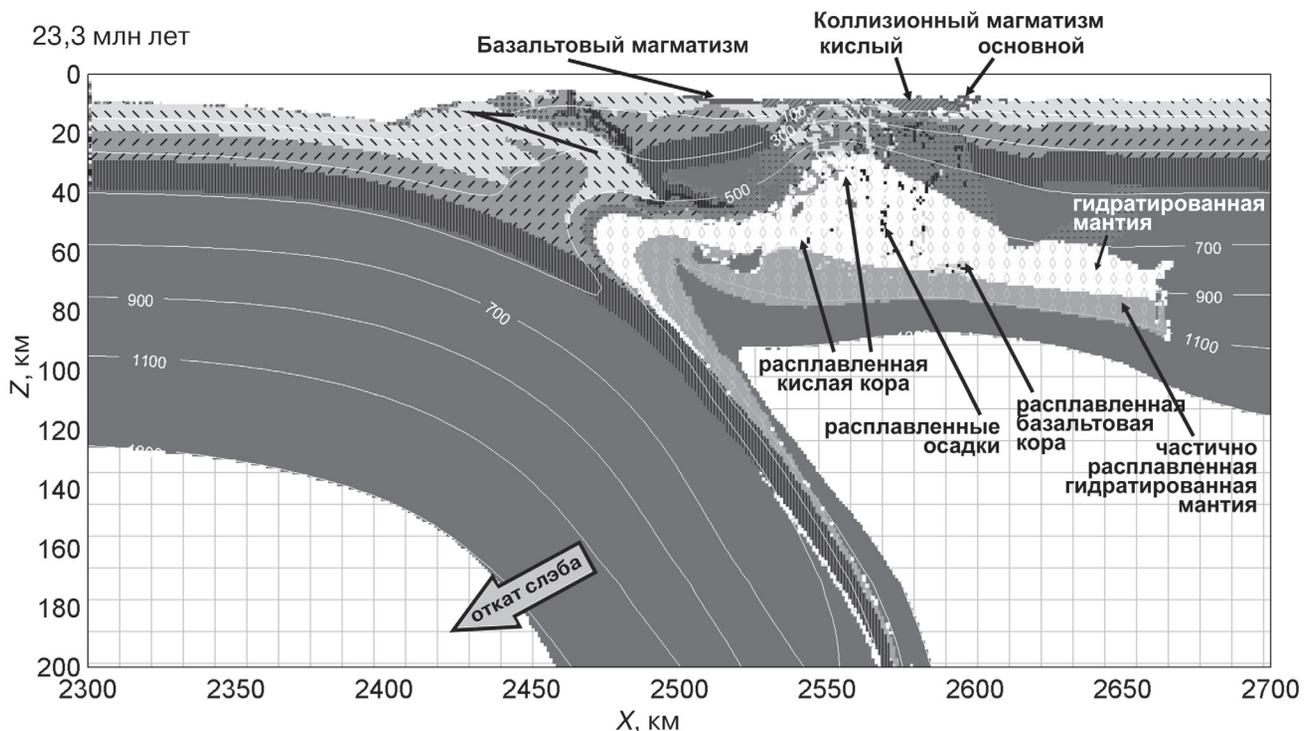


Рис. 7. Результаты моделирования на момент начала базальтового (траппового) магматизма — откат деламинарующей погружающейся плиты и подъем горячей астеносферы под расширяющийся ороген. Черной односторонней стрелкой показан надвиг. Условные обозначения см. на рис. 5

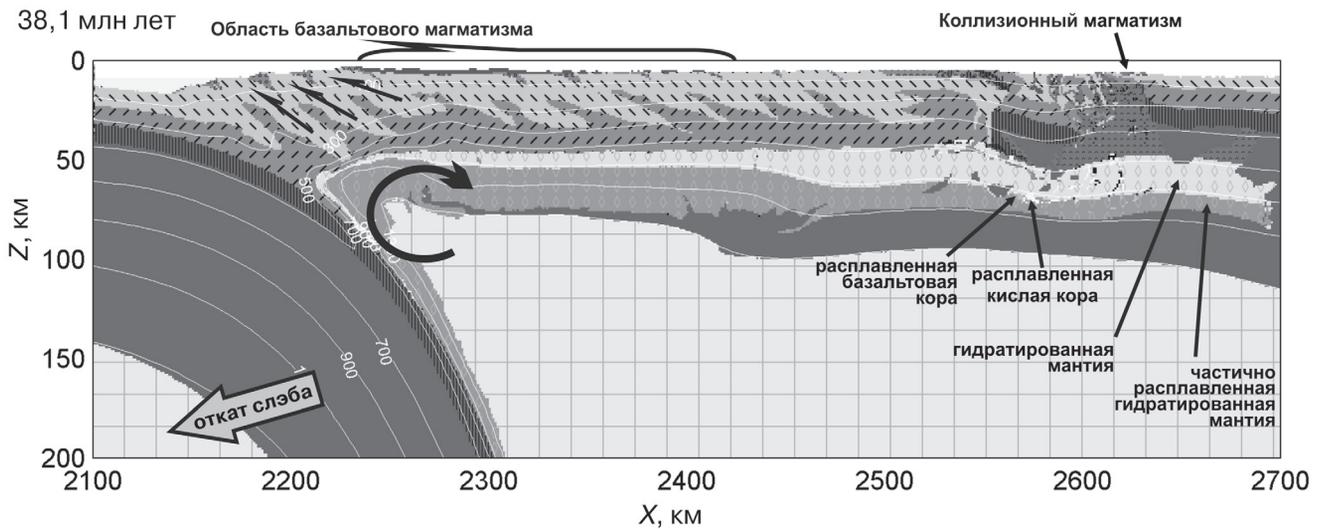


Рис. 8. Результаты моделирования для развитой коллизии. Откат погружающейся плиты и формирование обширной области базальтового магматизма. Черными односторонними стрелками показаны надвижки, полужирной круговой стрелкой — направление движения горячей мантии. Условные обозначения см. на рис. 5

зана черной стрелкой), в которой горячая мантия поднимается в направлении, противоположном движению субдуцирующей плиты. За счет этого происходит быстрый разогрев фронтальной части орогена, что создает условия для существенной переработки (метаморфизм и частичное плавление) пород верхней и средней коры, а также осадочных отложений. В течение 15 млн лет образуется ороген, ширина которого составляет более 400 км, при этом протяженность зоны базальтового магматизма достигает 200 км при мощности 1–2 км. В результате трапповый магматизм занимает весьма обширную область и имеет значительный объем (рис. 8), при этом следует учитывать, что часть базальтов, особенно сформировавшихся на ранних этапах, срезается в результате процессов эрозии, которые учтены в модели.

Таким образом, формирующийся ороген включает новообразованные метабазиты и метасадки, дезинтегрированные блоки ранней коры и продукты плавления коры и мантии, что и наблюдается в Таймырской складчатой области.

Результаты для модели с мощностью литосферы 120 км в основном схожи с описанными выше, но вследствие большей мощности литосферы откат слэба выражен слабее. Из-за этого ороген имеет меньшие горизонтальные размеры (около 200 км), и область базальтового магматизма также имеет меньший размер (около 50 км). Те же главные особенности выявлены и для моделей со скоростью конвергенции 3 см/год, но формирование орогена и области траппового магматизма происходит медленнее.

В целом можно заключить, что модель с самопроизвольным развитием коллизии дает результаты, достаточно хорошо согласующиеся с геологическими данными как по продолжительности формирования, так и по размеру области проявления магматизма.

**Обсуждение результатов.** Трапповый магматизм Таймырской складчатой области, как и Сибирской платформы, подавляющее большинство исследователей относят к внутриплитному типу, обусловленному глубинным мантийным суперплюмом, проявления которого, как правило, не связывают с взаимодействующими границами литосферных плит [Добрецов, 2003]. Таймырская складчатая область — уникальная структура, на примере которой становится очевидна связь между процессами коллизии и трапповым магматизмом, который последовал сразу же после ее завершения.

В настоящее время геодинамическая обстановка всех трапповых провинций определяется как рассеянный рифтогенез, под которым понимают такое проявление процесса, когда растяжение и сопутствующие вулканические излияния не сконцентрированы в пределах единой доминирующей линейной зоны, а рассредоточены на достаточно широкой площади [Основы..., 1997]. Формирование мощных базальтоидных толщ в областях рассеянного рифтогенеза связывают с глубинным разогревом в условиях слабо проявленных растягивающих тектонических напряжений, которые возникают над шляпкой восходящего мантийного плюма, создающего условия для дисперсного трещинообразования. В этом случае рифтогенные структуры имеют небольшие размеры и разную ориентировку. Среди отечественных геологов подобные структуры известны как малые рифтовые трюги. В пределах Таймырской складчатой области и Сибирской платформы они закартированы, хорошо изучены геофизическими методами и имеют очень важное значение для поисков полезных ископаемых. Например, Норильская, Талнахская и другие рудоносные (Cu, Ni, Co, Pt, Ag, Au) интрузии на северо-западе Тунгусской провинции локализованы в осевых зонах малых рифтовых трюгов длиной до 100 км и шириной 5–10 км.

Образование этих рифтов связано с растяжением, что фиксируется структурами типа дайка в дайке, силл в силле [Багдасаров и др., 2001].

В последнее время появились и другие гипотезы, среди которых наиболее интересна модель, связывающая источник траппового магматизма с переходным водонасыщенным слоем мантии [Sharma, 1997; Ivanov, Litasov, 2014], формирование которого обязано предшествующим субдукционным и коллизионным процессам.

Детальное изучение химического состава базальтов сибирских траппов показало, что среди них преобладают низкотитанистые толеитовые разновидности, геохимически сходные с надсубдукционными базальтами островных дуг. Для них характерно умеренное обогащение легкими редкоземельными элементами, а также некогерентными элементами (Rb, Ba, K, Sr, U, Th) и обеднение тяжелыми REE, высоkozарядными элементами (Ti, Ta, Nb, Zr, Hf) с хорошо выраженной отрицательной Ta или Ta-Nb аномалией [Sharma, 1997]. А.В. Иванов и К.Д. Литасов [Ivanov, Litasov, 2014] считают, что подобное соотношение элементов с крупными ионными радиусами и высоkozарядными ионами в траппах происходит по тому же сценарию, что и в случае с надсубдукционными базальтами — дегидратация слэба и перенос водным флюидом некогерентных элементов, насыщающих плавящийся субстрат. Авторы гипотезы допускают также транспортировку водного флюида (без расплава) из переходной зоны мантии к подлитосферным глубинам.

Действительно, погружающиеся слэбы могут задерживаться и распространяться в мантии вдоль границы 660 км достаточно долгое время, что фиксируется методами сейсмической томографии. Они носят название остаточных слэбов (*remnant slab*). Например, в настоящее время подобные слэбы установлены под Охотско-Чукотским поясом, где субдукция прекратилась в конце мела [Gorbatov et al., 2000]. В перми сибирская часть суперконтинента Пангея была окружена субдукционными системами практически со всех сторон, так что погружающиеся слэбы могли продвинуться под континент на достаточно большое расстояние. Их переработка (дегидратация) способствовала насыщению водой переходной зоны мантии (660–410 км), что вызвало уменьшение ее плотности, снижение солидуса перидотита, его объемное плавление и как следствие всплытие в виде мантийного диапира (плюма). Однако в данном случае интервал времени между проявлениями коллизионного и траппового магматизма должен быть существенно больше, чем не наблюдается в Таймырской складчатой области.

На основании результатов проведенного нами моделирования мы предлагаем несколько иной сценарий развития коллизионного магматизма и объяснение причины последующего за ним траппового.

Процессы дегидратации погружающегося слэба и гидратации вышележащих мантийного клина и литосферы играют в наших моделях также важную роль, однако источник флюида, в отличие от концепции [Sharma, 1997; Ivanov, Litasov, 2014], находится не в переходной зоне мантии, а значительно выше, на глубине до 200 км. В ходе общего развития коллизионной зоны проявляются два этапа магматизма: субдукционно-коллизионный базальт-андезит-риолитовый на ранних и базальтовый (трапповый) — на поздних стадиях коллизии. Основная причина возникновения базальтового магматизма здесь заключается в откате слэба и подъеме частично расплавленной астеносферной мантии.

Основное отличие от результатов, полученных в работах [Захаров и др., 2015; Dymkova et al., 2016], для описания процессов магматизма, сопровождающих коллизию, состоит в том, что в наших моделях не происходит образование новой базальтовой коры в задуговом бассейне, а базальтовый магматизм накладывается на формирующийся ороген из-за подъема под него горячей мантии. Характер развития коллизионной зоны в нашей модели более похож на описанную ранее модель [Perchuk et al., 2016] ультрагорячего орогенеза (*ultra hot orogen*, УНО) при докембрийской коллизии, но с поправкой на меньшую температуру и, соответственно, на меньшую интенсивность процессов плавления и метаморфизма. Коллизионный ороген с такими характеристиками можно отнести к типу горячего орогена (*hot orogen*, HO).

Отметим, что разогрев и плавление мантии, вызывающие базальтовый магматизм, причем в довольно большом объеме, происходят в пределах того же этапа коллизионного взаимодействия и без привлечения дополнительных внешних источников (например, плюма). Точнее, плюм (если под плюмом понимать поднятие горячей мантии) формируется, но это непосредственное следствие развития конвергенции плит (субдукции, затем коллизии), а не приходит из неизвестных глубин мантии в «нужное» место в «нужный» момент. Нам представляется, что такое объяснение предпочтительнее, чем чисто плюмовая гипотеза.

**Выводы.** 1. В пределах Таймырской складчатой области коллизионный и трапповый магматизм пространственно совмещены.

2. Трапповый магматизм во времени сопряжен с позднеколлизионной и постколлизионной стадиями.

3. Суперкомпьютерное моделирование показало возможность разогрева мантии и коры на поздних стадиях коллизии, сопровождающегося базальтовым магматизмом в большом объеме.

4. Полученные нами результаты моделирования дают возможное объяснение описанной выше связи коллизионного и траппового магматизма Таймырской складчатой области. В дальнейшем

подобные исследования целесообразно провести и для других складчатых областей.

**Благодарности.** Авторы благодарят Т.В. Герю за предоставленный для моделирования программный код. Работа выполнена с использованием

оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова [Воеводин и др., 2012].

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Багдасаров Ю.А., Гусев Г.С., Гушин А.В.* и др. Металлогения магматических комплексов внутриплитных геодинамических обстановок. М.: ГЕОС. 2001. 640 с.

*Безубцев В.В., Залыев Г.Ш., Сакович А.Б.* и др. Геологическая карта Горного Таймыра. М-6 1:500 000: Объясн. зап. Красноярск: ККИ, 1986. 177 с.

*Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 201 с.

*Владимиров А.Е., Никулов Л.П.* Элементы палеогеографических и палеотектонических реконструкций начального этапа траппового магматизма Западного Таймыра // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. С. 104–109.

*Воеводин В.В., Жуматий С.А., Соболев С.И.* и др. Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. СУБД. 2012. № 7. С. 36–39.

*Добрецов Н.Л.* Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1243–1261.

*Забяка А.И.* Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. Красноярск: ККИ, 1974. 128 с.

*Забяка А.И., Забияка И.Д., Верниковский В.А.* и др. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра. Новосибирск: Наука, 1986. 144 с.

*Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П.* и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.

*Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.* Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермо-триасовых эффузивов). Новосибирск: Наука, 1986. 254 с.

Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. 518 с.

*Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л.: Недра, 1971. 284 с.

*Проскурин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В.* Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизии

в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 23–40.

*Проскурин В.Ф., Гавриш А.В., Межубовский В.В.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000. Серия Таймырско-Североземельская: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.

*Рингвуд А.Э., Грин Д.Х.* Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 78–117.

*Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: В 2-х т. М.: Мир, 1985. 725 с.

*Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

*Dymkova D., Gerya T., Burg J.-P.* 2D thermomechanical modelling of continent–arc–continent collision // Gondwana Res. 2016. Vol. 32. P. 138–150.

*Gerya T.V., Yuen D.A.* Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties // Phys. Earth Planet. Inter. 2003. Vol. 140. P. 293–318.

*Gorbatov A., Widiyantoro S., Fykao Y.* et al. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geophys. J. Intern. 2000. Vol. 142. P. 27–36.

*Ivanov A.V., Litasov K.D.* The deep water cycle and flood basalt volcanism // Intern. Geol. Rev. 2014. Vol. 56, N 1. P. 1–14.

*Krystopowicz N.J., Currie C.A.* Crustal eclogitization and lithosphere delamination in orogens // Earth and Planet. Sci. Lett. 2013. Vol. 361. P. 195–207.

*Lustrino M.* How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism // Earth Sci. Rev. 2005. Vol. 72, N 1–2. P. 21–38.

*Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A.* et al. Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // Tectonophysics. 2016. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>. (дата обращения: 30.10.2017).

*Sharma M.* Siberian traps // Large Igneous provinces. Continental, oceanic, and planetary flood volcanism. Washington: Amer. Geophys. Un., 1997. P. 273–295.

*Smithies R.H., van Kranendonk M.J., Champion D.C.* The Mesoarchean emergence of modern-style subduction // Gondwana Res. 2007. Vol. 11. P. 50–68.

Поступила в редакцию  
26.10.2017