

УДК 551.24

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-5-130-141

ПЕТРОЛОГО-ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ: ТЕРМАЛЬНАЯ СТРУКТУРА, ДЕГИДРАТАЦИЯ И МАГМАТИЗМ

Михаил Дмитриевич Еремин¹, Алексей Леонидович Перчук²,
Владимир Сергеевич Захаров³, Тарас Викторович Геря⁴

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; mikhail.eremin@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0009-0001-7009-6955>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alperchuk@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; zakharov@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8888-4239>

⁴ Технологический университет Цюриха, Цюрих, Швейцария; taras.gerya@erdw.ethz.ch

Аннотация. Проведены две серии численных экспериментов, моделирующих заложение и эволюцию субдукции Тихоокеанской плиты под северный сегмент Камчатской зоны субдукции. В первой серии моделировалось саморазвивающееся погружение слэба при исходных кинематических и физических параметрах зоны субдукции. Во второй серии дополнительно введен и протестирован новый элемент региональной модели субдукции — зона кинематической стабилизации в астеносферной мантии для обеспечения более пологой траектории погружения слэба. В первой серии численных экспериментов (без зоны стабилизации) была получена крутопадающая субдукция, не соответствующая конфигурации слэба по имеющимся геофизическим данным, при полном отсутствии магматизма в течение первых 14 млн лет модельного времени. Во второй серии (с зоной стабилизации) была воспроизведена конфигурация слэба по данным сейсмотомографии и построены *P–T* тренды (геотермы) для поверхности слэба и подошвы океанической коры (граница Мохо). Проявления вулканизма во второй серии наблюдались, начиная с 9 млн лет модельного времени. Вулканизм по составу преимущественно кислый, вулканические постройки находятся на удалении 200 км от желоба, последнее в целом соответствует пространственному расположению Восточного вулканического пояса по отношению к желобу.

Ключевые слова: Камчатский полуостров, численное моделирование, геодинамика, субдукция, магматизм, геотерма

Для цитирования: Еремин М.Д., Перчук А.Л., Захаров В.С., Геря Т.В. Петролого-термомеханическое моделирование северного сегмента камчатской зоны субдукции: термальная структура, дегидратация и магматизм // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 5. С. 130–141.

PETROLOGICAL-THERMOMECHANICAL MODELING OF THE NORTHERN SEGMENT OF THE KAMCHATKA SUBDUCTION ZONE: THERMAL STRUCTURE, DEHYDRATION, AND MAGMATISM

Mikhail D. Eremin¹, Alexey L. Perchuk², Vladimir S. Zakharov³, Taras V. Gerya⁴

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; mikhail.eremin@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0009-0001-7009-6955>

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alperchuk@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; zakharov@geol.msu.ru, <https://orcid.org/0000-0002-8888-4239>

⁴ ETH-Zurich, Zurich, Switzerland; taras.gerya@erdw.ethz.ch

Abstract. Two series of numerical experiments were conducted simulating the initiation and evolution of the subduction of the Pacific plate beneath the Northern segment of Kamchatka subduction zone. In the first series, the self-developing submergence of the slab was modeled with the initial kinematic and physical parameters of the Kamchatka subduction zone. In the second series, a new element of the regional subduction model was introduced and tested — a zone of kinematic stabilization in the asthenospheric mantle to ensure a shallower trajectory of slab submergence. In the first series of numerical experiments (without the stabilization zone), a steeply dipping subduction not corresponding to the slab configuration according to existing geophysical data was obtained, with complete absence of magmatism during the first 14 million years of model time. In the second series (with the stabilization zone), the slab configuration according to seismotomography data was reproduced, and *P–T* trends (geotherms) for the surface of the slab and the base of the oceanic crust (Moho boundary) were constructed. Manifestations of volcanism in the second series were observed starting from 9 million years. The volcanism is predominantly acidic in composition, and volcanic structures are located at a distance of 200 km from the trench, which corresponds to the spatial arrangement of the East Kamchatka volcanic belt relative to the trench.

Keywords: Kamchatka Peninsula, numerical modelling, geodynamics, subduction, magmatism, geotherm

For citation: Eremin M.D., Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V. Petrological-Thermomechanical Modeling of the Northern Segment of the Kamchatka Subduction Zone: Thermal Structure, Dehydration, and Magmatism. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 5: 130–141. (In Russ.).

Введение. Курило-Камчатская зона субдукции на протяжении долгих лет является важным объектом для изучения активного вулканизма, сейсмичности и геодинамики. Регион активно изучается как геофизическими методами [Jiang et al., 2009; Nizkous et al., 2006; Koullakov et al., 2020; Чербров и др., 2023], так и с точки зрения вулканологии, петрологии и геохимии [Авдейко и др., 2006; Plechov et al., 2015; Liu et al., 2020; Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022].

В отличие от большинства активных окраин, где процессы субдукции наблюдаются уже долгое в геологическом масштабе время, Камчатка представляет собой уникальный объект. Современный облик зоны субдукции Камчатки относительно молод, возраст его формирования датируется первыми миллионами лет [Koullakov et al., 2020]. Эта особенность обеспечивает редкую возможность наблюдать некоторые проявления раннего этапа жизни зоны субдукции, делая Камчатку объектом повышенного научного интереса.

Более глубокому пониманию зарождения и эволюции Камчаткой зоны субдукции может стать разработка численной петролого-термомеханической модели, в которой учтены как основные особенности строения моделируемой структуры, так и петрологические (метаморфические, магматические и флюидные) и термомеханические эффекты, ассоциированные с процессом субдукции.

Курило-Камчатский регион только начинает изучаться с точки зрения численного моделирования. Например, в статье [Manea, Manea, 2007] показаны результаты моделирования термальной структуры зоны субдукции под Камчатку, отвечающих современному состоянию. Полуостров разделен с юга на север на 4 области, по эмпирическим характеристикам которых проводилось моделирование в стационарных условиях по разрезам вкрест простириания Камчатки. Для определения конфигурации слэба авторы использовали сейсмические данные, данные термометрии и оценки возраста плиты. В результате была получена составная 3D модель термальной структуры мантии под Камчаткой, оценена степень дегидратации вещества слэба и возможность плавления для сопоставления с петрологическими данными.

В работе [Portnyagin, Manea, 2008] исследована зависимость состава магм от температуры мантии вдоль траверса Центрально-Камчатской депрессии с юга на север. Для этого были построены 4 модельных разреза вкрест простирианию структуры, на основании которых создана сводная модель вдоль простириания Центрально-Камчатской депрессии. Поверхность слэба в моделях задавалась в соответствии с сейсмическими данными. На основе сводной модели, не учитывающей взаимодействие плиты и мантии в зоне субдукции, установлено понижение температуры мантии с юга на север вдоль простириания депрессии и характер магматизма.

В исследовании [Konrad-Schmolke et al., 2016] используется термальное моделирование на началь-

ном этапе для последующего углубленного изучения режима дегидратации слэба. В работе приводятся 3 поперечных разреза Камчатки: на самом юге полуострова, в районе Кроноцкого залива и области Ключевской группы вулканов. Термальные модели используются как входные данные при расчете алгоритма минимизации энергии Гиббса, описывающего режим прохождения вещества слэба сквозь рассчитанные *P-T* условия. Модель имитирует процесс выделения флюида, его миграцию и воздействие на породы слэба и мантийного клина в ходе погружения плиты. Как результат авторы приводят характеристики режима дегидратации слэба, основанные на термальном моделировании, и сопоставляют свои данные с имеющимися оценками для Камчатки.

Следует обратить внимание на ряд отличительных черт методик моделирования, используемых в указанных выше работах.

1. В основе моделирования лежит решение стационарного уравнения теплопроводности. Такой метод позволяет упрощенно смоделировать современную тепловую структуру зоны субдукции под Камчатку, но не дает возможности исследовать нестационарную динамику ее заложения и эволюции.

2. Конфигурация субдуцирующей плиты предписана и задается по сейсмическим данным.

3. Задача численного моделирования фокусируется на реконструкции термальной структуры зоны субдукции, в работе [Konrad-Schmolke et al., 2016] дополнительно рассматривается также флюидный режим. При этом вопросы вещественного взаимодействия слэба и мантии, а также магмагенерации рассматриваются на качественном уровне.

В данной работе приводятся результаты численного моделирования субдукции под Камчатский полуостров, в котором на основе нового подхода в использовании кода I2VIS [Gerya, Yuen, 2003] для моделирования процессов региональной субдукции показывается взаимосвязь между кинематическими параметрами, геометрией, термальной структурой и флюидным-магматическим взаимодействием между слэбом и вышележащей мантией.

Геологический очерк. Курило-Камчатская зона субдукции и одноименная островная дуга находятся на стыке Тихоокеанской и Охотской плит, где первая пододвигается под вторую со средней скоростью около 8 см/год [Авдейко и др., 2002; Li et al., 2019] (рис. 1). Ключевые особенности активной окраины Камчатки неоднородны при детальном рассмотрении с юга на север по мере приближения к зоне сочленения Камчатской и Алеутской вулканических дуг [Авдейко и др., 2006]. Меняется угол наклона субдуцирующей плиты с 45° южнее широты 55° до 35° на севере. Вместе с этим меняется максимальная глубина гипоцентров землетрясений в зоне субдукции с 500 км до 100 км, начиная с 55° с.ш. [Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022]. Уменьшение глубин гипоцентров землетрясений прямо связано с изменением возраста погружающейся плиты. В ра-

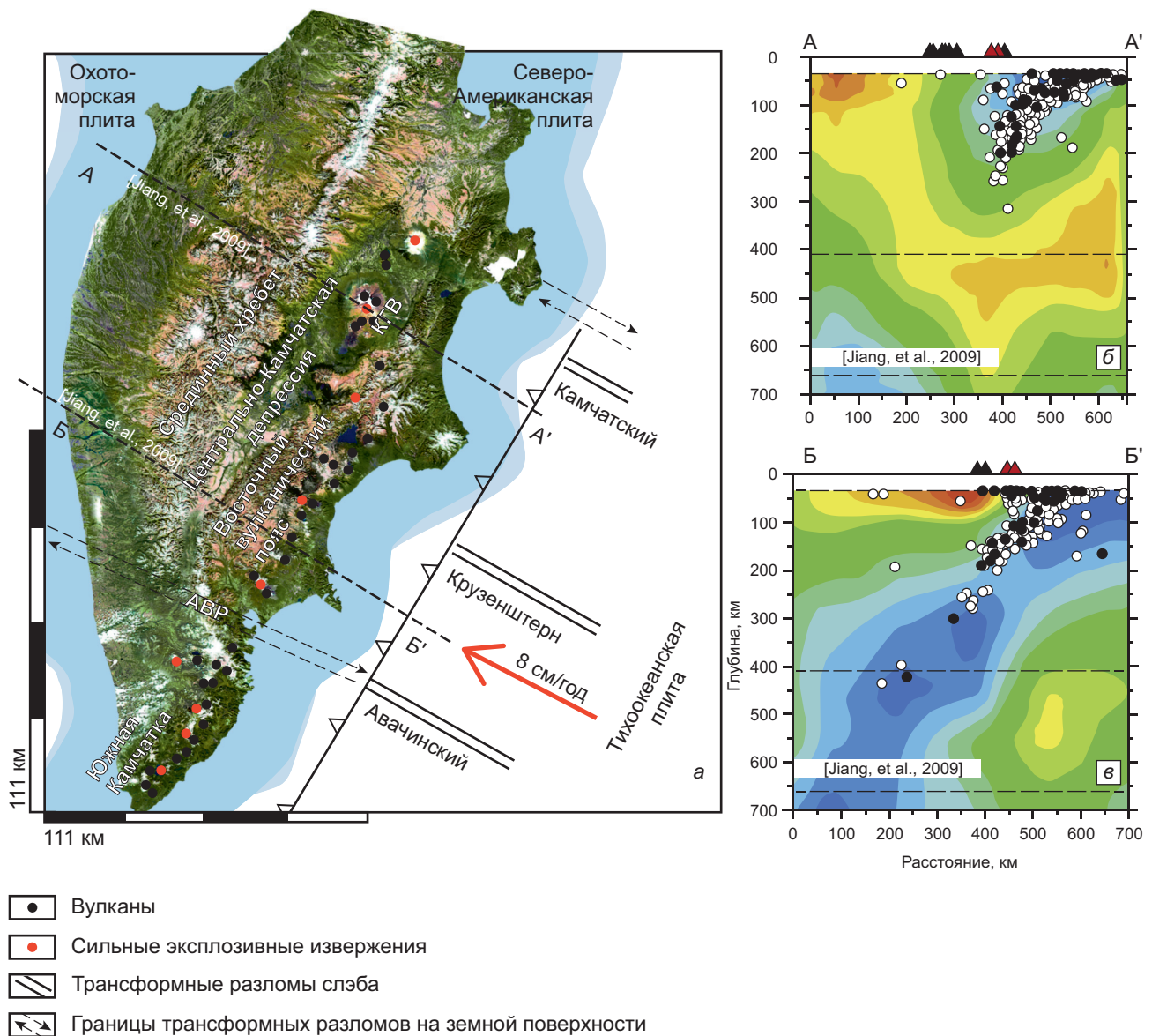


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов Камчатки (а) [Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022], с изменениями, и модели (б, в) P -волн для разрезов А–А', Б–Б' из [Jiang et al., 2009]. Аббревиатуры на рисунке: КГВ — Ключевская группа вулканов, АВР — Авачинская разломная зона

боте [Gorbatov et al., 1997] были приведены оценки возраста океанической коры и скорости ее погружения: скорость погружения плиты с юга на север равномерно понижается. При этом если скорость конвергенции убывает с юга на север равномерно, то глубина гипоцентров и возраст плиты имеют скачкообразную границу на с. широте 53° , что соответствует расположению Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций [Bergal-Kuvikas et al., 2022]. Предполагается [Авдейко и др., 2003; Lander, Shapiro, 2007], что именно этот разлом является разграничивающей зоной между зрелой островной дугой Южной Камчатки, сочлененной с Курильской дугой, и сложной аккреционной структурой Северной Камчатки [Konstantinovskaya, 2001; Lander, Shapiro, 2007]. Резкое изменение возраста субдирирующей коры при переходе через эту границу

с 100 млн лет до 89–90 млн лет севернее [Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022] указывает также на то, что трансформный разлом существует не только в коре, но и на уровне литосферы.

На Камчатке известно более 240 вулканов, из которых 34 считаются активными [Liu et al., 2020]. На севере от Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций проявления четвертичного вулканизма сосредоточены в пределах 3 зон: Восточной вулканической пояса, Центрально-Камчатской депрессии и Срединный хребет (рис. 1). Современная активность сконцентрирована в пределах Восточного вулканического пояса и Центрально-Камчатской депрессии, продуцирующей до 50% изверженных магм всей Курило-Камчатской дуги, главным образом, за счет вулканов Ключевской группы.

Срединный хребет представляет собой миоценовую вулканическую дугу, которая в значительной степени утратила активность около 5 млн лет назад из-за реорганизации зоны субдукции, тем не менее в пределах Срединного хребта известны стратовулканы, сохранявшие активность еще 500 тыс. лет назад [Lander, Shapiro, 2007]. М.М. Певзнер [2015] указывает на последние извержения вулканов Хангар и Ичинский, имевших место несколько сотен лет назад, после которых извержения до настоящего времени не происходили. В составе Срединного хребта распространены неоген-четвертичные вулканические породы надсубдукционного типа и интрузии. Среди комплексов, слагающих Срединный хребет, встречаются как породы нормального ряда (от базальтов до дацитов и риолитов с преобладанием андезитов), так и трахиандезиты щелочного ряда [Авдейко и др., 2006]. С учетом широко развитого интрузивного магматизма возрастом 25–38 млн лет в меловом фундаменте Срединного хребта его возраст приводится как олигоцен-позднеэоценовый [Lander, Shapiro, 2007].

За исключением познемиоценовых (5,6–5,8 млн лет) базальтовых и андезибальтовых игнимбритов [Bergal-Kuvikas et al., 2019], вулканические породы в Восточном вулканическом поясе имеют возраста менее 5 млн лет [Lander, Shapiro, 2007]. Современные вулканы весьма разнообразны — от базальтов до риолитов, от толеитовых до известково-щелочных, от низко до высококальциевых и шошонитовых серий [Bindeman et al., 2019].

Современные представления о причинах отмирания магматизма Срединного хребта и установлении текущей тектонической конфигурации Камчатки, где активность сохраняется в пределах Восточного вулканического пояса и Центрально-Камчатской депрессии основываются, главным образом, на гипотезе аккреции Кроноцкого террейна со стороны Тихоокеанской плиты около 5 млн лет назад [Авдейко, 2006; Koulikov et al., 2020]. Причленение террейна вызвало перестроение конфигурации зоны субдукции и перенос вулканического фронта на 150–200 км ближе к океану. Эта гипотеза находит свое отражение в отличиях возраста вулканитов Срединного хребта и Восточного вулканического пояса [Lander, Shapiro, 2007].

Резюмируя, можно сказать, что все три зоны магматизма (Срединный хребет, Восточный вулканический пояс, Центрально-Камчатская депрессия) Камчатки по геохимическим характеристикам изверженных пород являются типично островодужными за редкими исключениями [Churikova et al., 2001]. Магматизм определяется тремя главными факторами: обедненный мантийный источник, компонента базальтов океанических островов (ОИВ) в Срединном хребте и относительное обогащение компонентами слэба (Восточный вулканический пояс и Центрально-Камчатская депрессия).

Метод моделирования. Моделирование субдукции под Камчатку выполнялось с помощью кода I2VIS [Gerya, Yuen, 2003]. В коде заложена нелинейная вязкопластическая реология без учета упругости. Реологическая модель использует критерий Друкера-Прагера через предельную эффективную вязкость, где предел прочности зависит от содержания флюида и расплава в веществе. Степень плавления коры рассчитывается по модели линейной аппроксимации в интервале между температурой солидуса и ликвидуса. Степень плавления мантии рассчитывается по нелинейной модели [Katz et al., 2003]. Расплав, извлекаемый из мантии, поднимается вверх и либо внедряется в земную кору в виде плутонов, либо поднимается к поверхности в виде вулканитов, долю которых в общем магматизме задает специальный коэффициент. Плотность рассчитывается по линейной модели в зависимости от температуры и давления, также от степени плавления пород.

Решение уравнений реализуется методом конечных разностей на эйлеровой нерегулярной разнесенной сетке с использованием Лагранжевых маркеров. Наибольшее разрешение (1 км) сетки задается в центральной зоне модели (зона 1500×200 км), где наблюдаются наиболее важные эффекты. К периферийной части разрешение снижается для экономии ресурсов (до 5 км).

Следуя подходу, изложенному в работах [Perchuk et al., 2021, 2023], мы не делим мантию на литосферу и астеносферу в явном виде (реологические отличия этих слоев рассчитываются автоматически), но вводим дополнительный слой деплетированной мантии, расположенный под океанической корой. Этот слой формируется в зоне спрединга, где происходит декомпрессионное плавление мантийных перидотитов и зарождение из образовавшихся расплавов океанической коры. Граница литосферы-астеносферы во всех моделях задается термически по изотерме 1300 °C [Turcotte, Shubert, 2014].

При моделировании учитывались ряд важных петрологических эффектов: фазовые переходы, эклогитизация, плавление разных литологических типов пород, деплетирование верхнемантийных перидотитов, реакции гидратации и дегидратации, латентное тепло при плавлении и кристаллизации. Другие подробности петрологической составляющей кода изложены в работе [Perchuk et al., 2021].

При составлении модели были изучены имеющиеся библиографические данные о кинематике, геодинамике и строении зоны субдукции Камчатки. Ниже в тексте и в таблице приводятся основные начальные параметры, выбранные для моделирования и источники, из которых они были адаптированы.

Согласно данным [Авдейко, 2006], скорость конвергенции для Камчатки принимается за 7,6–8,2 см/год, увеличиваясь с севера на юг по мере приближения к Курилам. С учетом медленного (около 1 см/год) движения Камчатки на северо-запад [Bürgmann et

Т а б л и ц а

Основные физические параметры горных пород в модели и источники, откуда они были адаптированы; ρ_0 — плотность; k — теплопроводность; $T_{\text{сол}}$, $T_{\text{ликв}}$ — температуры солидуса и ликвидуса; H_p , H_L — теплогенерация (радиогенная, латентная); P — давление (МПа); T — температура (К); источники: [1] — [Turcotte, Schubert, 2014]; [2] — [Bittner, Schmeling, 1995]; [3] — [Clauser, Huenges, 1995]; [4] — [Katz et al., 2003]; [5] — [Schmidt, Poli, 1998]; [6] — [Ranalli, 1995]

Вещество	ρ_0 , кг/м ³ [1, 2]	k exp (0,00004P), Вт/(м·К) [3]	$T_{\text{сол}}$, К (при P, МПа) [4, 5]	$T_{\text{ликв}}$, К (при P, МПа) [4, 5]	H_p , мкВт/м ³ [1]	H_L , кДж/кг [1, 2]	Реология [6]
Осадочные породы (твердая фаза/расплавленная)	2600/2400	$0,64 + \frac{807}{T+77}$	$880 + \frac{17900}{P+54} + \frac{20200}{(P+54)^2}$ при $P < 1200$ МПа $831 + 0,06P$ при $P > 1200$ МПа	$1262 + 0,009P$	2	300	Влажный кварцит
Верхняя/средняя континентальная кора (твердая/расплавленная)	2700/2400	$0,64 + \frac{807}{T+77}$	$880 + \frac{17900}{P+54} + \frac{20200}{(P+54)^2}$ при $P < 1200$ МПа $831 + 0,06P$ при $P > 1200$ МПа	$1262 + 0,009P$	1	300	Влажный кварцит/ плаггиоклаз
Базальт (верхняя океаническая кора) (твердая/расплавленная)	3000/2900	$1,18 + \frac{474}{T+77}$	$973 - \frac{70400}{P+354} + \frac{77800000}{(P+354)^2}$ при $P < 1600$ МПа $935 + 0,0035P + 0,0000062P^2$ при $P > 1600$ МПа	$1423 + 0,105P$	0,250	380	Влажный кварцит
Габбро (нижняя океаническая и континентальная кора)	3000/2900	$1,18 + \frac{474}{T+77}$	$973 - \frac{70400}{P+354} + \frac{77800000}{(P+354)^2}$ при $P < 1600$ МПа $935 + 0,0035P + 0,0000062P^2$ при $P > 1600$ МПа	$1423 + 0,105P$	0,250	380	Плаггиоклаз
Сухая мантия (фертильная и деплетированная) (твердая/распл.)	3390/2900	$0,73 + \frac{1273}{T+77}$	P -H ₂ O зависимость	P -H ₂ O зависимость	0,022	400	Сухой оливин
Гидратированная мантия/ослабленная зона/серпентинизированная мантия	3390, далее P - T -H ₂ O зависимость	$0,73 + \frac{1273}{T+77}$	P -H ₂ O зависимость	P -H ₂ O зависимость	0,022	400	Влажный оливин
Частично расплавленная мантия (сухая/гидратированная)	2900, далее P - T зависимость	$0,73 + \frac{1273}{T+77}$	P -H ₂ O зависимость	P -H ₂ O зависимость	0,022	400	Сухой/ влажный оливин

al., 2005] относительно Северо-Американской плиты было решено принять скорость конвергенции плит как 8 см/год.

Начальное состояние и основные элементы модели представлены на рис. 2. Заложение субдукции обеспечивается введением ослабленной зоны (имеющей реологию влажного оливина) с заданным начальным углом наклона 40° на границе океан континент и толкающим усилием по отношению к океанической плите. Угол субдукции задается только для начального состояния модели, его влияние на дальнейшее развитие модели незначительно.

Континентальная кора в модели задана трехслойной [Rudnick, Gao, 2003] мощностью 40 км [Авдейко, 2006]. Верхняя кора кислого состава мощностью 15 км с реологией влажного кварцита, средний слой мощностью 15 км так же кислого состава, но с реологией плаггиоклаза, и, наконец, третий слой мощностью 10 км мафический с реологией плаггиоклаза. Мощность континентальной литосферы для

выбранного региона была задана как 100 км на основании геофизических данных [Nizkous, 2006; Iwasaki, 2013] и усредненных данных модели CRUST-1.0 [Laske et al., 2013]. Поверхность континентальной коры подвергается эрозионным процессам с шагом по времени, эрозия задана при помощи базовой поверхности, выше которой модельные породы постепенно разрушаются. Подробнее учет процессов эрозии описан в [Perchuk et al., 2021].

В модели задается трехслойное строение океанической коры. Над магматическими породами расположен слой из 500 м осадков. Верхний магматический слой представлен гидротермально измененными базальтами мощностью 2 км с реологией влажного кварцита, а нижний — габбро мощностью 5 км с реологией плаггиоклаза [Ranalli, 1995]. Мощность коры основана на данных CRUST-1 [Laske et al., 2013] для координат: 51,5° с. широты, 164,5° в. долготы. Подошва коры подстилается слоем деплетированной мантии в соответствии с подходом [Perchuk

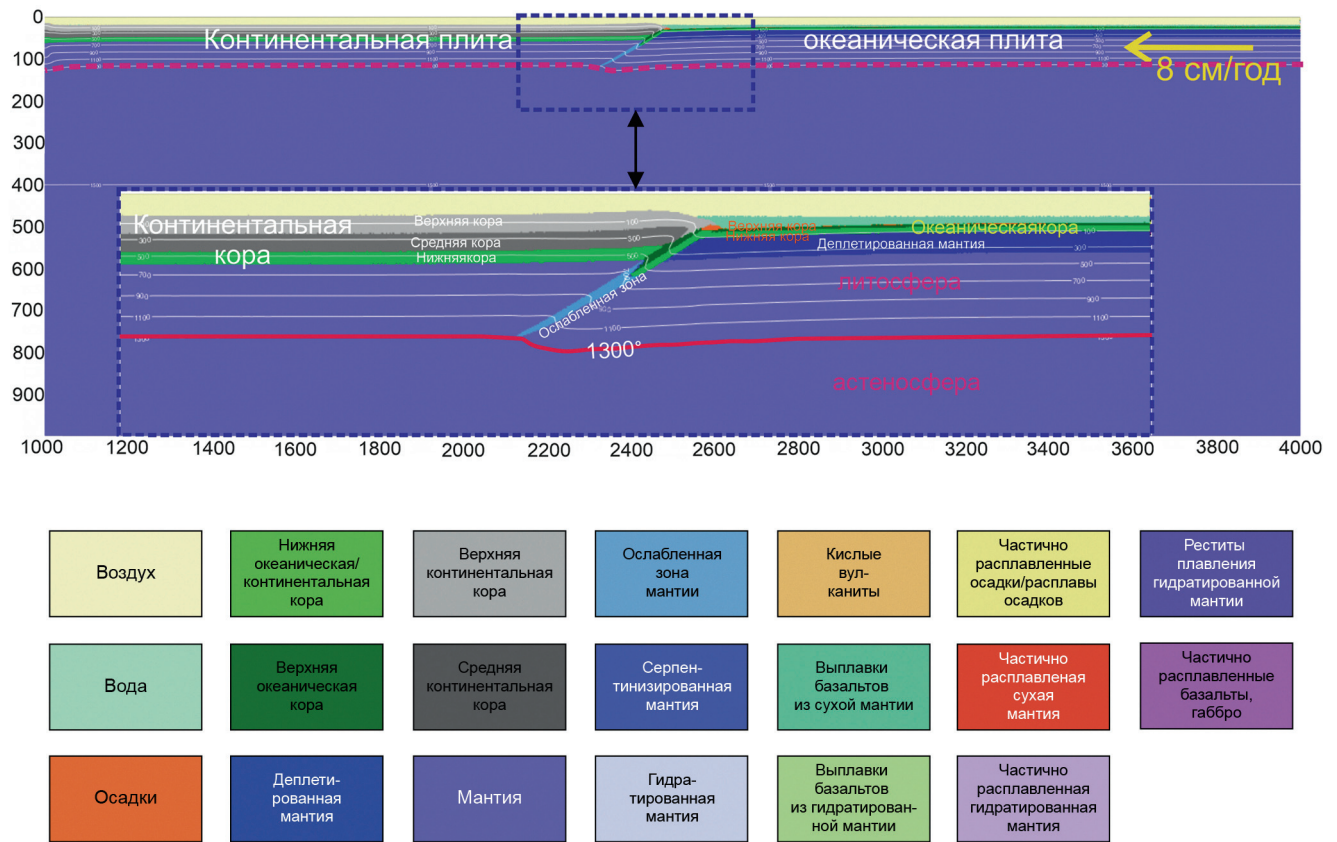


Рис. 2. Исходное распределение типов пород и сред (вода и воздух) в модели. Цветами обозначены типы пород и сред в соответствии с легендой. На рисунке показаны: область построения, континентальная и океанические плиты, строение коры обоих типов, ослабленная зона между плитами, по которой зарождается субдукция. Изотерма 1300°C выделена как термическая граница литосферы и астеносферы

et al., 2021; Perchuk et al., 2023]. Термальный возраст литосферы задавался равной 90 млн лет [Stern, 2002].

При моделировании субдукции мы использовали 2 подхода, представленные в 2 сериях экспериментов. В первой серии использовался стандартный для региональных моделей субдукции подход, когда движение субдуцирующей плиты создавалось путем придания ее горизонтальному участку определенной скорости [Захаров и др., 2015; Sizova et al., 2010; Perchuk et al., 2023]. Таким образом, геометрия погружающейся плиты не контролировалась и менялась в ходе саморазвития модели. Во второй серии экспериментов мы впервые применили дополнительное воздействие (кинематический стабилизатор) на мантийное вещество непосредственно в зоне погружения слэба (рис. 3), чтобы получить и поддерживать геометрию, близкую к фиксируемой для зоны субдукции под Камчаткой сейсмическими данными [Селиверстов, 2009; Jiang et al., 2009]. Кинематический стабилизатор призван компенсировать в упрощенной форме неучтенные в модели дополнительные эффекты, контролирующие геометрию слэба в астеносфере (например, горизонтальные мантийные течения, влияние фазовых превращений на реологию мантии и т. д.). Использованный нами подход не фиксирует жестко геометрию слэба, а скорее мягко подправляет ее в желаемом направлении. При этом

течение в мантийном клине остается естественным, что важно для корректного моделирования и оценки субдукционного магматизма.

Результаты моделирования. Моделирование субдукции при саморазвивающейся геометрии слэба. На начальной стадии численного эксперимента океаническая плита погружается в зону субдукции по заложенной ослабленной зоне со скоростью 8 см/год (рис. 4, а). Позднее можно наблюдать постепенную гидратацию и серпентинизацию мантийных перидотитов при дегидратации вещества океанической плиты (рис. 4, а, б, в). Начиная с 6 млн лет модельного времени (рис. 4, б), появляются первые признаки субвертикального погружения передовой части слэба, которое развивается до вертикального на более поздних этапах (11 млн лет, рис. 4, в). При достижении переходной зоны мантии слэб начинает выполаживаться (рис. 4, в). Такая геометрия слэба не согласуется с данными по сейсмотомографии региона на глубинах 200–400 км [Nizkous, 2006; Jiang et al., 2009; Iwasaki, 2013]. Отметим также, что даже на этапе 11 млн лет в этой модели отсутствуют видимые проявления магматизма.

Моделирование субдукции с кинематической стабилизацией слэба в астеносферной мантии. Для подбора оптимального положения стабилизирующей зоны и скорости, которую она придает

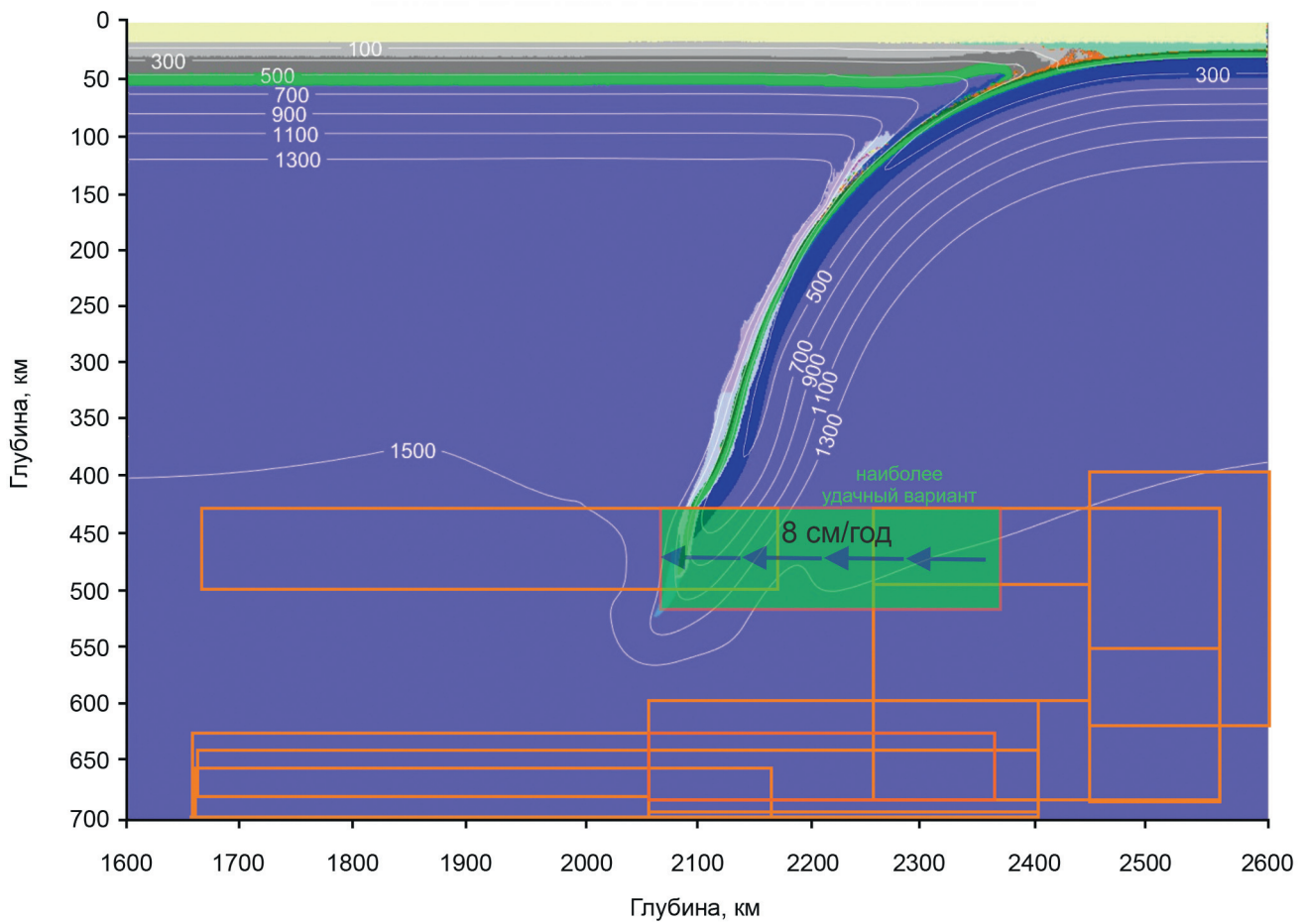


Рис. 3. Варианты контуров кинематических зон-стабилизаторов для корректировки траектории погружающегося слэба (красные прямоугольники), протестированные во второй серии экспериментов. Зеленым цветом выделен наиболее удачный вариант (ширина 300 км на интервале глубин 430–500 км, скорость 8 см/год). Цветами обозначены типы вещества согласно легенде (рис. 2)

проходящему через нее веществу, была проведена вторая серия экспериментов с разным положением, размерами и скоростями стабилизирующей зоны — всего из 30 вариантов (рис. 3). В результате было установлено, что введение такой стабилизирующей зоны обеспечивает более пологое погружение слэба при достаточно широком диапазоне вариантов ее расположения. При этом оптимальная геометрия модели при сопоставлении с сейсмическими данными для северного сегмента камчатской зоны субдукции достигается, когда область стабилизатора расположена на глубинах 430–500 км, имеет протяженность 300 км и воздействует на проходящее через нее вещество со скоростью и направлением, равными скорости конвергенции и направлению движения океанической плиты, соответственно. Этапы развития субдукции и поддержание геометрии слэба с помощью стабилизатора представлены на рис. 5. Отметим, что геометрия слэба в модели хорошо согласуется с сейсмическими данными по Камчатской зоне субдукции [Селиверстов, 2009; Jiang et al., 2009] (см. рис. 1, б).

В этой модели на рубеже 14 млн лет наблюдаются проявления гранитоидного интрузивного магматизма на границе нижней и средней коры и поверхностный кислый вулканизм (рис. 5, в).

Обратим внимание, что время в моделях не тождественно возрасту зоны субдукции на Камчатке и не учитывает сложную аккрецию ее северного сегмента, когда к ней приключались террейны Кроноцкой палеодуги: полуостров Шипунский (7 млн), Кроноцкий (5 млн), Камчатский (2 млн) [Lander, Shapiro, 2007]. В данном случае мы полагаем, что модель на рубеже 14 млн лет (рис. 5, с) в лучшей степени отвечает современной стадии развития северного сегмента Камчатки, так как она, во-первых, воспроизводит кинематику и геометрию данного участка зоны субдукции [Селиверстов, 2009; Jiang et al., 2009], во-вторых, отвечает продолжительности вулканизма в Восточном вулканическом поясе (5 млн лет) [Lander, Shapiro, 2007].

Обсуждение результатов. Геотермы для слэба. Термальную структуру зон субдукции удобно визуализировать с помощью геотерм, отражающих изменение P - T параметров вещества, находящегося на определенных уровнях глубинности слэба (напр., [Syracuse et al., 2010; Perchuk et al., 2019]). Рассчитанные нами геотермы (P - T тренды) для поверхности слэба и подошвы коры (граница Мохо) (рис. 6) были сопоставлены с данными [Syracuse et al., 2010], полученными с помощью двумерной стационарной термотектонической модели по более, чем 50 современ-

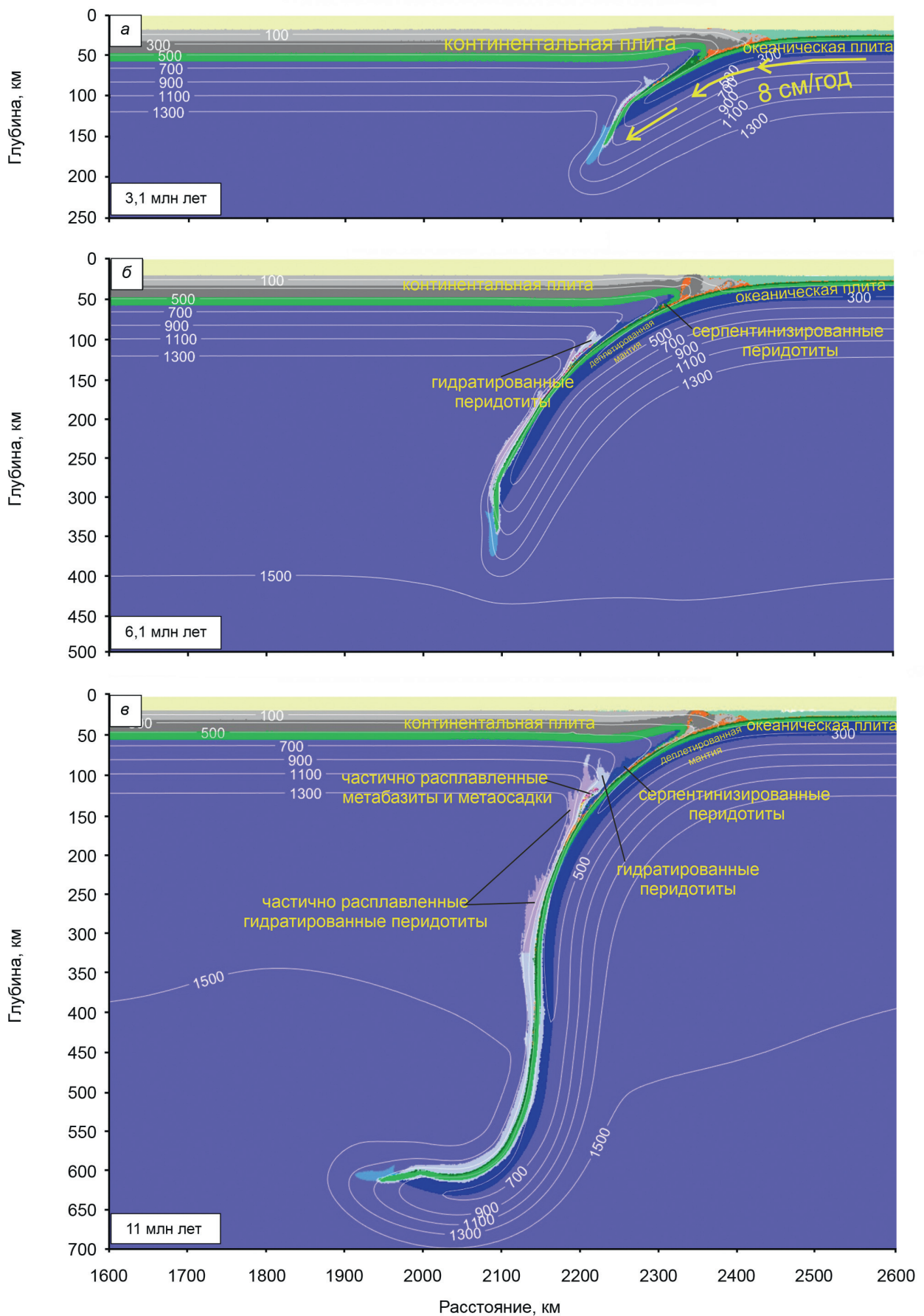


Рис. 4. Развитие субдукции в зоне перехода океан-континент с исходными физическими параметрами зоны субдукции Камчатки без использования стабилизирующей зоны: а — 3,1 млн лет, б — 6,1 млн лет, в — 11 млн лет модельного времени. Цветами обозначены типы вещества согласно легенде (рис. 2). Отметим субвертикальное погружение слэба и отсутствие магматизма

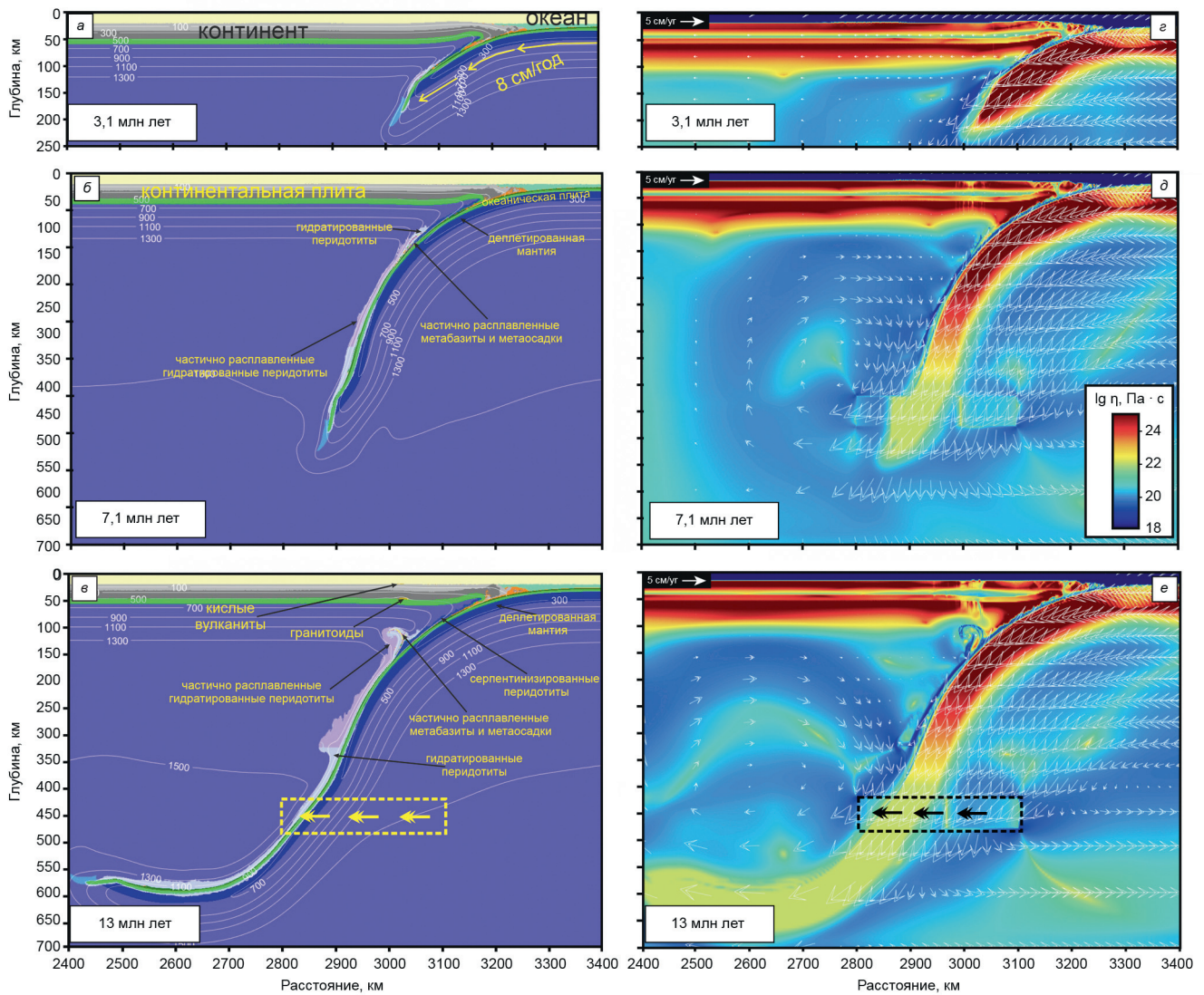


Рис. 5. Этапы развития субдукции, полученной при использовании оптимального стабилизатора. Вещественная модель: а — 3,1 млн лет, б — 7,1 млн лет, в — 13 млн лет модельного времени (цветами обозначены типы вещества согласно легенде, рис. 2), и визуализация эффективной вязкости с векторами скорости движения вещества (з, д, е) в те же моменты времени. Рамка и стрелка на в и е — контуры «стабилизатора» и направление движения вещества в нем со скоростью 8 см/год (см. также рис. 3)

менным зонам субдукции по всему миру, включая зону субдукции под Камчатский полуостров.

Принципиальные отличия метода [Syracuse et al., 2010] от нашего подхода состоит в следующем. Во-первых, не учитываются нестационарные процессы теплопереноса и (де)гидратации. В частности, игнорируется эволюция взаимодействия между погружающейся плитой и надсубдукционной мантией, проявленная в виде дегидратации плиты и гидратации (серпентинизации) перидотитов мантийного клина, образования тектонических меланжей в межплитной области. Во-вторых, описание механизма сцепления пород мантийного клина с погружающейся плитой происходит не естественным образом, а на основе заданных геометрических и термомеханических сценариев, каждый из которых оказывает влияние на конечную термальную структуру и рассматривается отдельно.

Геотермы для поверхности слэба и границы Мохо, полученные разными методами, представлены на P - T диаграмме (рис. 6). Главное отличие состоит в том, что в наших моделях отсутствует протяженный участок субизобарического разогрева на поверхности слэба (рис. 6, а). Вследствие этого температура поверхности слэба в нашей модели более высокая при давлении менее 1,7 ГПа и более низкая при давлении более 2,2 ГПа, чем в моделях типа X. Сиракуз [Syracuse et al., 2010]. Различия между геотермами достигают 100–300 °C, наибольшие отличия возникают при использовании модели X25 (заданное сцепление мантийного клина со слэбом смещено на 25 км в сторону желоба от проекции островной дуги на слэб).

Геотермы для подошвы океанической коры в обеих моделях сцепления мантийного клина со слэбом [Syracuse et al., 2010] практически совпадают. Темпе-

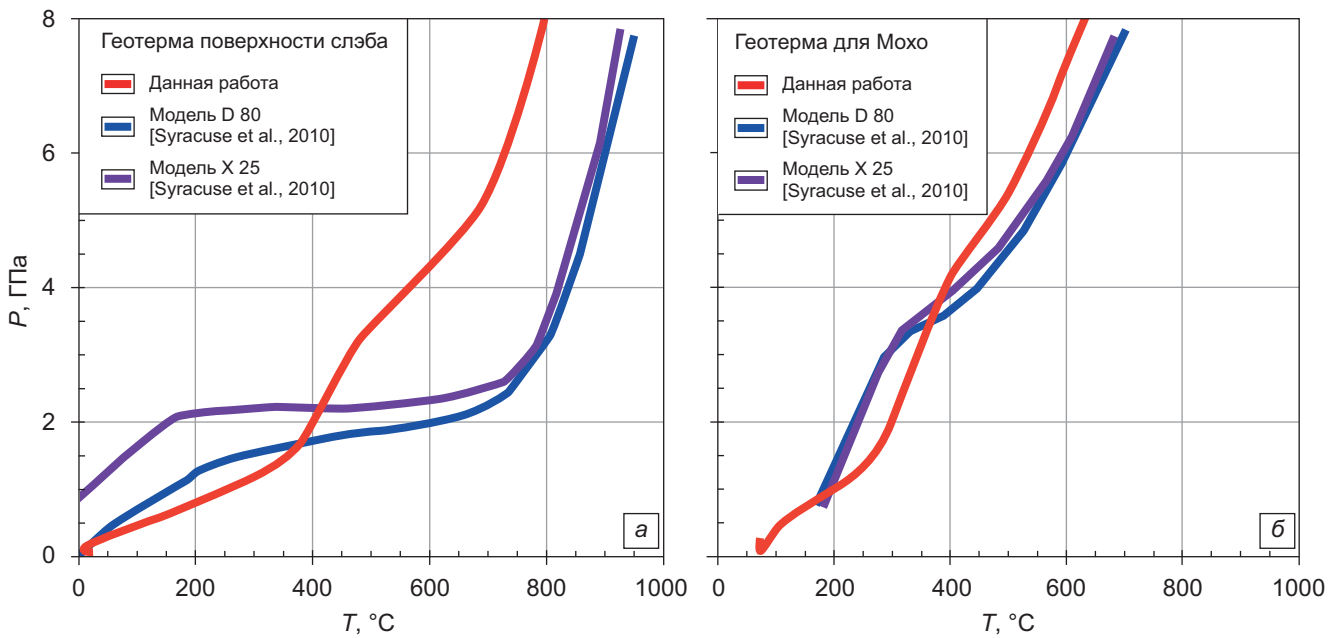


Рис. 6. Геотермы (P - T тренды) для поверхности слэба (а) и подошвы океанической коры (океаническое Мохо) (б), полученные в нашем численном эксперименте (рис. 5) в сравнении с геотермами из работы [Syracuse et al., 2010], построенными для двух моделей сцепления мантийного клина со слэбом: D80 — модель, где граница полного сцепления вещества мантии и слэба проводилась по глубине 80 км, X25 — сцепление мантийного клина со слэбом смещено на 25 км в сторону желоба от проекции островной дуги на слэб

ратура на границе Мохо в нашей модели отличается от указанных моделей незначительно, она выше на ~ 50 °C до 3,5 ГПа и ниже на ~ 50 °C после 4 ГПа. Выявленные различия в геотермах (особенное для поверхности слэба) подразумевают различия в минеральных реакциях, дегидратации и плавлении в слэбе.

Соотношения магматизма и вулканизма.

В референтной модели, представленной на рис. 5, задавалось, что только 30% всех продуктов магматизма изливается на поверхность. Чтобы посмотреть влияние этого параметра на проявления вулканизма и интрузивного магматизма на окраине континента мы провели серию экспериментов, где задавались разные доли вулканизма в общем магматизме — 10, 30 и 100%. Результаты этого исследования для стадии 14,9 млн лет модельного времени представлены на рис. 7. Будучи оторванным от времени проявления первого магматизма в модели (9 млн лет) на 5,9 млн лет, этот этап может рассматриваться как приближенный к современной зоне субдукции, где вулканизм продолжается около 5 млн лет [Bergal-Kuvikas et al., 2019; Lander, Shapiro, 2007].

При низком значении этого коэффициента (10%, рис. 7, а) на границе нижней и верхней континентальной коры образуется плутон, в котором присутствуют как кислые породы (гранитоиды), так и габброиды. Плутон создает небольшую температурную аномалию. Проявления вулканизма исчезающе малы. Это связано как с введенным ограничением на долю вулканитов, так и с заданным в модели эрозии, которая разрушает те немногие вулканиты, что достигали поверхности.

Для коэффициента вулканизма в общем магматизме равного 30% (рис. 7, б) площадь интрузивов

на границе нижней и средней коры немного уменьшается, доля гранитоидов в плутоне возрастает. При этом на самой поверхности плиты вулканы не наблюдаются из-за уничтожения эрозией.

При заданном 100% вулканизме (рис. 7, в) на окраине континента формируется невысокая (первые км) вулканическая постройка шириной ~ 20 км. Она преимущественно сложена кислыми вулканитами, по периферийной части присутствуют единичные проявления базальтового вулканизма.

Как видим, параметр «доля вулканизма» оказывает определенное влияние на тип магм, характер гидратации мантийного клина и определяет объемные соотношения между плутоническими и вулканическими породами. Последние меняются под воздействием эрозии.

Заключение. Разработанный нами новый подход при моделировании субдукции с использованием региональной модели с кинематической стабилизацией слэба позволил воспроизвести геометрию и кинематику Тихоокеанской плиты под северным сегментом Камчатским зоны субдукции. Для модельной зоны субдукции предложены новые геотермы для поверхности плиты и для границы Мохо, показаны области дегидратации из слэба, частичного плавления, плутонического магматизма и вулканизма. Доминирование кремнекислого магматизма, основным источником которого являются субдукционные осадки в наших моделях, пока не согласуется с природными наблюдениями. Кроме того, наиболее вулканиты Восточного вулканического пояса имеют основной и средний состав магм [Bergal-Kuvikas et al., 2019], что также не воспроизводится в модели. Все это указывает на необходимость дальнейшего

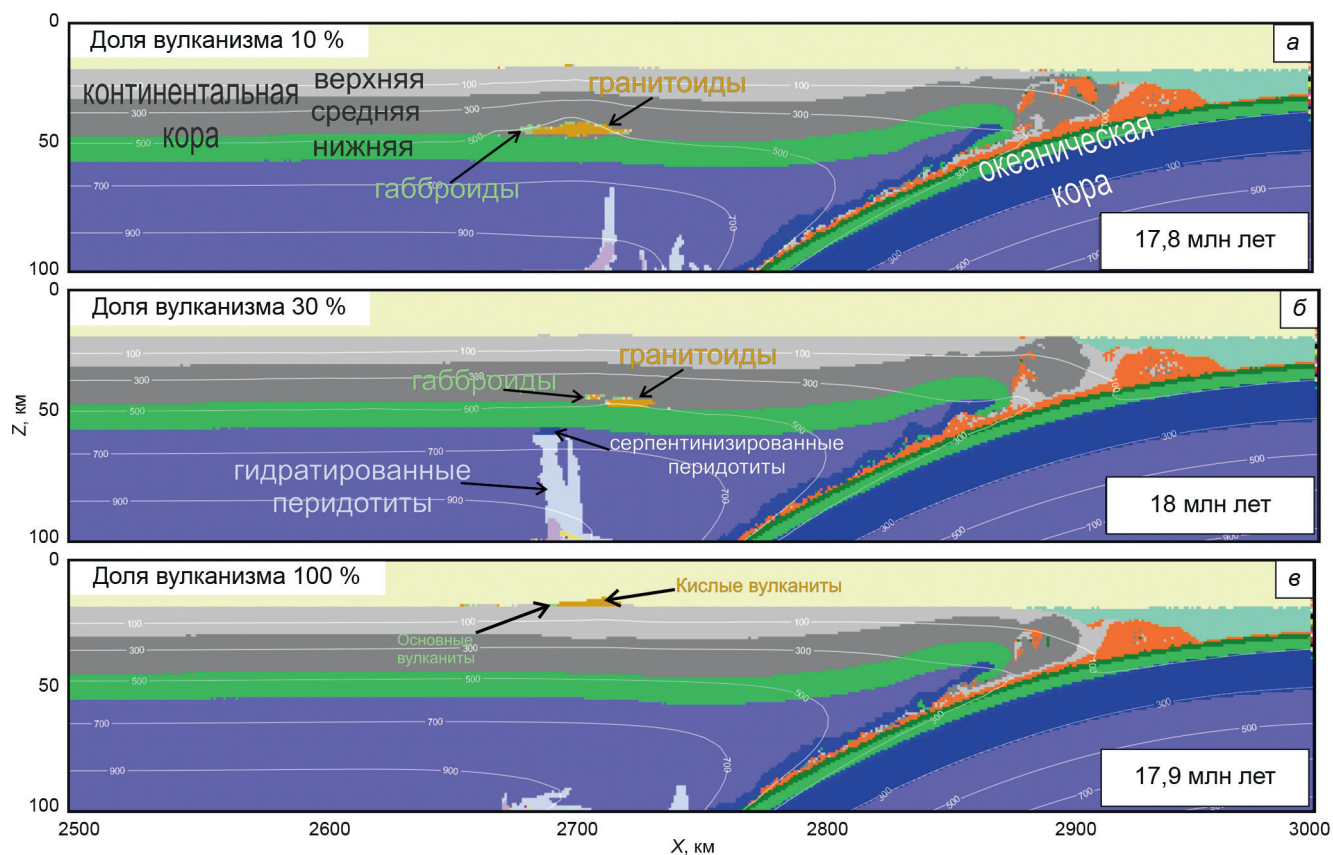


Рис. 7. Модели с параметрами субдукции под Камчатку при разных значениях доли вулканизма в общем магматизме, влияющих на долю продуктов магматизма изливающихся на поверхность: а — доля вулканизма 10%, б — 30%, в — 100%

усовершенствования методической части моделирования процессов магматизма и более детального изучения влияния эрозии, ослабления прочности пород при прохождении расплава и флюида, и других ключевых петролого-термомеханических процессов связанных с субдукцией.

Благодарности. Мы благодарны рецензентам О.В. Бергаль-Кувикас и Д.С. Мягкову за ценные замечания по тексту статьи и помощь с поиском

библиографических материалов, а также Ю.Л. Ребецкому и П.Ю. Плечову за обсуждение результатов.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 23-17-00066) и с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магнеобразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14, № 3. С. 248–265.

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулканотектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.

Авдейко Г.П., Савельев Д.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Принцип актуализма: критерии для палеотектонических реконструкций на примере Курило-Камчатского региона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2003. № 1. С. 32–59.

Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 502. С. 72–76.

Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов, С.П. и др. Суперкомпьютерное моделирование континентальной колли-

зии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.

Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Труды Геологического института. Вып. 608. М.: ГЕОС, 2015. 252 с.

Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. 2009. <http://repo.kscnet.ru/403/2/Seliverstov.pdf>

Чебров Д.В., Матвеев Е.А., Ромашева Е.И. и др. Сейсмичность Камчатки и Командорских островов в 2018–2019 гг. // Землетрясения Северной Евразии. 2023. Вып. 26 (2018–2019 гг.). С. 171–184.

Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса: на примере позднего кайнозоя Камчатки. М.: Наука, 1980. 164 с.

Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A., et al. Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism at the Malko-Petropavlovsk zone of transverse dislocations on Kamchatka:

Geochemical features and genesis // Pure and Applied Geophysics, 2022. 179(11), 3989–4011.

Bindeman I.N., Leonov V.L., Colón D.P., et al. Isotopic and Petrologic Investigation, and a Thermomechanical Model of Genesis of Large-Volume Rhyolites in Arc Environments: Karymshina Volcanic Complex, Kamchatka, Russia. *Front // Earth Sci.* 2019;238. doi: 10.3389/feart.2018.00238

Bittner D., Schmeling H. Numerical modeling of melting processes and induced diapirism in the lower crust // *Geoph. J. Int.* 1995. Vol. 123. P. 59–70.

Bürgmann R., Kogan M.G., Steblou G.M., et al. Interseismic Coupling and Asperity Distribution Along the Kamchatka Subduction Zone // *Journal of Geophysical Research.* 2005. Vol. 110. B07405.

Churikova T., Dorendorf F., Worner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *Journal of Petrology.* 2001. Vol. 42, N 8. P. 1567–1593.

Clauser C., Huenges E. Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. in *Rock Physics and Phase Relations: A Handbook of Physical Constants* / Ed. by T.J. Ahrens. Washington, AGU, USA, 1995. P. 105–126.

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 // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 2003. Vol. 140. P. 293–318.

Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., et al. Seismicity and Structure of the Kamchatka Subduction Zone // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B8. P. 17 883–17 898.

Iwasaki T., Levin V., Nikulin A., Iidaka T. Constraints on the Moho in Japan and Kamchatka // *Tectonophysics.* 2013. Vol. 609. P. 184–201.

Jiang G., Zhao D., Zhang G. Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka // *Tectonophysics.* 2009. Vol. 465, N. 1–4. P. 190–203.

Katz R.F., Spiegelman M., Langmuir C.H. A new parameterization of hydrous mantle melting // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Vol. 4 (9). 1073.

Konrad-Schmolke M., Halama R., Manea V.C. Slab mantle dehydrates beneath Kamchatka — yet recycles water into the deep mantle // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2016. Vol. 17. N 8. P. 2987–3007.

Konstantinovskaia E.A. Arc–continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 333(1–2). P. 75–94.

Koulakov I., Shapiro N.M., Sens-Schönfelder C., et al. Mantle and crustal sources of magmatic activity of Klyuchevskoy and surrounding volcanoes in Kamchatka inferred from earthquake tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2020. 125(10), e2020JB020097.

Lander A.V., Shapiro M.N. The origin of the modern Kamchatka subduction zone // *Geophysical Monograph Series.* 2007. Vol. 172. P. 57–64.

Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. A 1-degree global model of Earth's crust // *Geophysical Research Abstracts.* 2013. Vol. 15, Abstract EGU2013–2658.

Liu H., Xiao Y., Sun H., Tong F., et al. Trace elements and Li isotope compositions across the Kamchatka arc: Constraints on slab-derived fluid sources // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2020. Vol. 125, e2019JB019237.

Li Z.-H., Gerya T., Connolly J.A.D. Variability of subducting slab morphologies in the mantle transition zone: Insight from petrological-thermomechanical modeling // *Earth-Sci. Rev.* 2019. Vol. 196, 102874.

Manea V.C., Manea M. Thermal models beneath Kamchatka and the Pacific Plate rejuvenation from a mantle plume impact // *Geophys. Monogr. Ser.* 2007. Vol. 172. P. 77–90.

Nizkous I.V., Sanina I.A., Kissling E., et al. Velocity properties of the lithosphere in the ocean–continent transition zone in the Kamchatka region from seismic tomography data // *Izvestiya-Physics of the Solid Earth.* 2006. Vol. 42. P. 286–296.

Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W.L. Depletion of the upper mantle by convergent tectonics in the Early Earth // *Sci. Rep.* 2021. Vol. 11. 21489.

Perchuk A. L., Zakharov V. S., Gerya T., Brown M. Hotter mantle but colder subduction in the Precambrian: What are the implications? // *Precamb. Res.* 2019. Vol. 330. P. 20–34.

Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T.V., Griffin W.L. Flat subduction in the Early Earth: The key role of discrete eclogitization kinetics // *Gondwana Research.* 2023. Vol. 119. P. 186–203.

Plechov P., Blundy J., Nekrylov N., et al. Petrology and Volatile Content of Magmas Erupted from Tolbachik Volcano, Kamchatka, 2012–13 // *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 2015. Vol. 307. P. 182–199.

Portnyagin M., Manea V.C. Mantle temperature control on composition of arc magmas along the Central Kamchatka Depression // *Geology.* 2008. Vol. 36, N 7. P. 519–522.

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

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochem.* 2003. Vol. 3. P. 1–64.

Schmidt M.W., Poli S. Devolatilization During Subduction // *Treatise on Geochem.* 2014. P. 669–701.

Sizova E., Gerya T., Brown M., Perchuk L.L. Subduction styles in the Precambrian: insight from numerical experiments // *Lithos.* 2010. Vol. 116. P. 209–229.

Stern R.J. Subduction zones // *Review of Geophysics.* 2002. Vol. 40, 1012.

Syracuse E., van Keken P., Abers G., et al. The global range of subduction zone thermal models // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 2010. Vol. 183. P. 73–90.

Turcotte D.L., Schubert G. *Geodynamics.* Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 472 p.

Статья поступила в редакцию 24.03.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 25.10.2024