

УДК 551.24 + 550.311

СТИЛЬ СУБДУКЦИИ НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ: РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО ПЕТРОЛОГО-ТЕРМОМЕХАНИЧЕСКОГО 2D МОДЕЛИРОВАНИЯ¹

© 2024 г. В.С. Захаров^{1, *}, А. Л. Перчук^{1, 2}, Т. V. Gerya³, М. Д. Еремин¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
д. 1, Ленинские горы, 119991 Москва, Россия

²Институт экспериментальной минералогии им. акад. Д.С. Коржинского РАН,
д. 4, ул. Академика Осипяна, 142432 г. Черноголовка, Московская обл., Россия

³Swiss Federal Institute of Technology, Department of Earth Sciences, bld. 5, Sonneggstrasse, 8092 Zurich, Switzerland
*e-mail: zakharov@geol.msu.ru

Поступила в редакцию 26.01.2024 г.

После доработки 17.05.024 г.

Принята в печать 26.07.2024 г.

В статье рассмотрены эффекты, связанные с влиянием эклогитизации пород слэба на режим субдукции под континент. Эклогитизация пород в метаморфических комплексах высокого давления как правило проявлена только на участках проникновения водного флюида. В отсутствии флюида кинетическая задержка эклогитизации сохраняет малоплотные породы при P – T условиях эклогитового метаморфизма, задерживая утяжеление слэба и снижая эффективность действия механизма затягивания слэба, который способствует погружению плиты под большими углами в глубинную мантию. В нашей работе приведены результаты численного петролого-термомеханического моделирования субдукции под континент в широком диапазоне параметров эклогитизации пород океанической коры (дискретная эклогитизация). Нами было проведено тестирование влияния меньшей кинетической задержки эклогитизации в водосодержащем базальтовом слое, в сравнении с более сухим нижележащим габбровым слоем. На основе результатов 112-ти численных экспериментов при 7-ми вариантах диапазонов эклогитизации (в пределах 400–650°C для базальта и 400–1000°C для габбро) при разных потенциальных температурах мантии (на $\Delta T = 0$ –250°C выше современной) выявлены крутой, пологий и переходный режимы субдукции. Режим крутой субдукции осуществляется при современных условиях ($\Delta T = 0^\circ\text{C}$) при всех вариантах эклогитизации, он характеризуется увеличением угла погружения слэба по мере погружения плиты, а над границей переходной зоны мантии наблюдается выполаживание или подворачивание слэба. Субдукция сопровождается образованием кислых и основных вулканитов и их плутонических аналогов. При повышенных температурах мантии ($\Delta T \geq 150^\circ\text{C}$) и дискретной эклогитизации в широком диапазоне реализуется режим пологой субдукции с периодическими отрывами фронтальной субвертикальной эклогитизированной части слэба. Режим пологой субдукции сопровождается серпентинизацией мантийного клина и эпизодическим, ограниченным по объему магматизмом (от основного до кислого), который происходит на значительном (≥ 500 км) удалении от желоба. При переходном режиме, который также реализуется в моделях с повышенной температурой мантии, происходит характерное изменение от пологой к крутой субдукции, в результате чего слэб приобретает ступенчатую форму. При увеличении кинетического сдвига эклогитизации развивается пологая субдукция. Увеличение мощности континентальной литосферы от 80 км до 150 км способствует реализации крутой субдукции, но влияние скорости конвергенции (5–10 см/год) выражено неявно. Дискретная эклогитизация утолщенной океанической коры и деплетирование литосферной мантии в океанической плите являются основными факторами пологой субдукции. В современных условиях их влияние становится несущественным из-за снижения толщины океанической коры и степени деплетированности океанической мантийной литосферы и, как следствие, более редкое пологое движение слэбов определяется другими факторами.

Ключевые слова: субдукция, эклогиты, кинетика, океаническая кора, мантия, докембрий, магматизм, численное моделирование

DOI: 10.31857/S0016853X24040018, **EDN:** ERKYWB

ВВЕДЕНИЕ

Геометрия слэбов в зонах субдукции оказывает существенное влияние на термальную структуру, магматизм, метаморфизм и сейсмичность, возни-

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0016853X24040018, доступны для авторизованных пользователей.

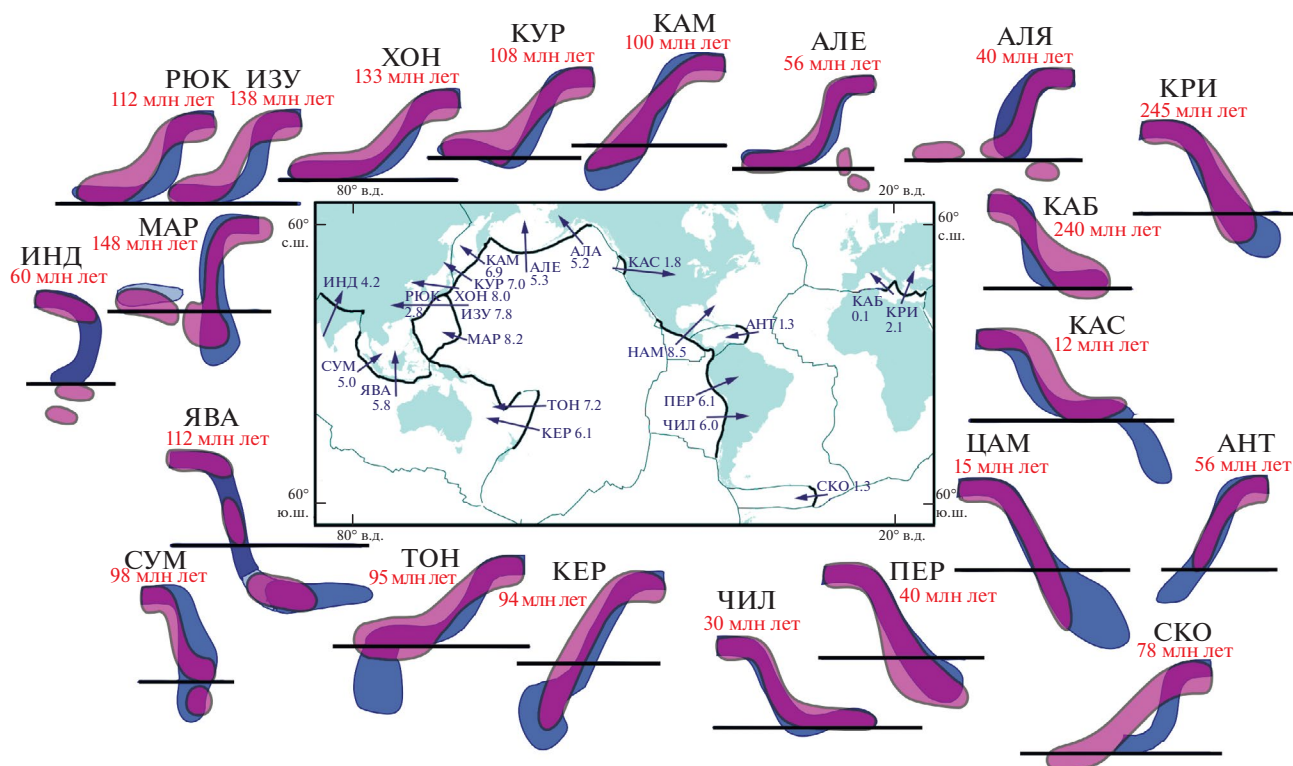


Рис. 1. Морфология и геометрия слэбов в современных зонах субдукции (по данным [44, 57, 100], с дополнениями).

Зоны субдукции: ЯВА – Яванская; СУМ – Суматранская; ИНД – Индийская; КЕР – Кермадек; ТОН – Тонга; МАР – Марианская; ИЗУ – Изу-Бонинская; РЮК – Рюкю; ХОН – Хонсю; КУР – Курильская; КАМ – Камчатская; АЛЕ – Алеутская; АЛЯ – Аляскинская; КАС – Каскадных гор; ЦАМ – Центрально-Американская; АНТ – Антильская; ПЕР – Перуанская; ЧИЛ – Чилийская; СКО – Скотия; КАБ – Калабрийская; КРИ – Критская.

Обозначено: границы литосферных плит (тонкие линии синим); ориентировочное положение поперечных сечений и направление субдукции (стрелки синим); скорость субдуцирующей плиты (см/год) в системе Индо-Атлантических горячих точек (арабские цифры синим около стрелок).

Показано: схематичное изображение морфологии слэбов по данным сейсмотомографических моделей – по [44] (синий), по [57] (пурпурный); возраст погружающихся плит, млн лет (арабские цифры красным); основание переходной зоны мантии на глубине ~660 км (горизонтальные линии черным).

кающих в этих зонах [3, 13, 38, 44, 45, 57, 81, 86]. Глобальная сейсмическая томография выявляет разнообразную морфологию погружающихся плит в современных зонах субдукции [44, 57] (рис. 1).

Геометрия слэбов определяется многочисленными параметрами, среди которых можно выделить скорость и направление движения сходящихся плит, толщину литосферы и эклогитизацию магматических пород субдуцирующей океанической коры, а также термальное состояние мантии, которая на ранних этапах развития Земли была существенно горячее ее современного состояния [48, 55, 56].

При комплексном воздействии приведенных параметров на погружающуюся плиту сложно оценить влияние каждого из них на стиль субдукции, поэтому целесообразно изучать влияние каждого из этих параметров в отдельности. В проведенном

исследовании мы детально рассмотрели эффекты, связанные с эклогитизацией пород слэба, а также влияние других параметров. Для этого было использовано численное петролого-термомеханическое моделирование [43, 71, 73, 84].

Стоит отметить, что эффекты утяжеления плит вследствие эклогитизации неизменно учитываются в современных геодинамических моделях [4, 5, 7–11, 14–16, 20, 45, 58, 59, 71, 73, 84, 92, 93].

Однако особенность образования эклогитового парагенезиса в метабазите состоит в том, что происходит не в точном соответствии с термодинамическими условиями соответствующих минеральных реакций, а с некоторой кинетической задержкой, во многом определяемой количеством водного флюида, выступающего в роли катализатора, а нередко и участника этих реакций [46] (рис. 2).

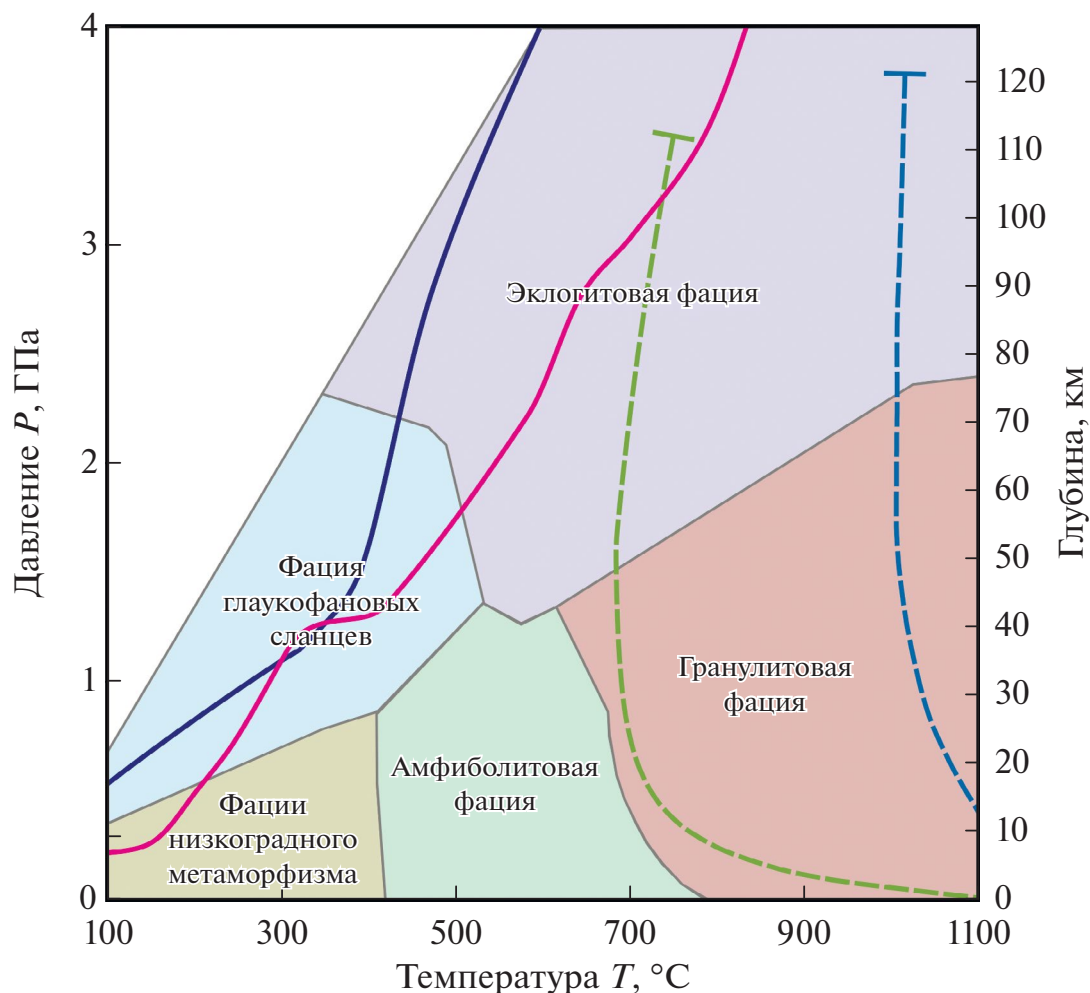


Рис. 2. Схема фаций метаморфизма на P – T диаграмме, (по данным [65], с изменениями и дополнениями).

Геотермы для поверхности плит в современных условиях (по [69]) для зон субдукции: холодная (линия синим), теплая (линия красным); водные солидусы базальта (по [82]) (штрих-линия зеленым) и перидотита (по [47]) (штрих-линия синим).

Примеры сохранения неизменных габброидов при P – T условиях эклогитового метаморфизма известны по эклогитовым комплексам Марун-Кей (Россия) и Берген Аркс (Норвегия) [21, 25, 46].

Количественные аспекты фазовых превращений при эклогитизации малоизвестны, вследствие отсутствия специальных экспериментальных исследований и небольшого объема данных о метаморфических породах [73].

При численном моделировании субдукции задержка эклогитизации обычно определялась двумя способами:

- введение фиксированного времени по достижению породой-маркером P – T условий эклогитового метаморфизма [91–93];
- введение диапазона P – T условий, в котором осуществляется эклогитизация [60, 71].

При этом не учитывалось, что базальтовый слой океанической коры гидратирован, т.е. подвергся метаморфическим изменениям преимущественно в зоне спрединга в большей степени, чем габбровый слой [83]. Вследствие этого, образование эклогитов в погружающейся океанической коре должно начинаться дискретно и при разных P – T условиях [46] (см. рис. 2):

- для базальтового слоя – ближе к границе эклогитовой фации;
- для слоя габбро – дальше от границы эклогитовой фации.

P – T параметры начала эклогитизации, в зависимости от количества воды, связанной в структуре минералов, и последующего кинетического сдвига после начала эклогитизации, остаются малоизученными.

Введение дискретной эклогитизации пород океанической коры при моделировании субдукции показало [73], что этот фактор играет ключевую роль в развитии пологой субдукции в раннедокембрийское время, при потенциальной температуре мантии T_p , превосходящей современное значение более, чем на 150°C , т.е. при $\Delta T = T_p - T_{\text{modern}} \geq 150^\circ\text{C}$, где ΔT — добавочная температура мантии. Учитывая то, что пологая субдукция являлась широко распространенным, а возможно, — доминирующим стилем в раннем докембрии, с которым нередко различные научные школы связывают рост континентальной коры, мы полагаем, что целесообразно провести дальнейшие исследования влияния этого фактора на режим субдукции при разных кинетических сдвигах дискретной эклогитизации [2, 4, 19, 22–24, 30, 31, 61, 72, 85, 91, 94].

Цель статьи — установить влияние параметров дискретной эклогитизации на стиль субдукции в обстановке активной окраины на различных этапах истории Земли по результатам численного геодинамического моделирования.

МЕТОДЫ

Численное моделирование субдукции под активную континентальную окраину

Нами проведено численное 2D моделирование субдукции океанической плиты под континентальную с использованием оригинального кода I2VIS [43] для термомеханического и петрологического моделирования геодинамических процессов. В моделях рассматривается деформация вязкопластической среды под действием приложенных тектонических сил. Уравнения движения, неразрывности, сохранения массы и энергии, теплопроводности в движущейся среде решаются в конечных разностях на недеформируемой смещенной сетке с использованием метода лагранжевых маркеров в ячейке.

В используемой нами 2D модели учитываются:

- массовые силы, связанные с тепловыми и химическими неоднородностями;
- эффекты адиабатического сжатия/расширения, плавления/кристаллизации, вязкого трения и радиогенного тепловыделения;
- эклогитизация базальтовой и габброидной коры;
- фазовые переходы в мантии (оливин-вадслеит и рингвудит-постшпинель);

— фазовые равновесия материала гидратированной океанической коры, осадков и мантии [42, 60, 62, 84].

В модели рассматриваются (рис. 3):

- динамика литосферы, верхней мантии и переходной зоны в вертикальном сечении;
- горизонтальный размер модели — 4000 км;
- вертикальный размер модели — 1000 км.

Используется прямоугольная неравномерная сетка, имеющая 2041×381 узлов, которая обеспечивает наибольшее разрешение 1 км в области 1500–3000 км по горизонтали и 0–200 км по вертикали.

Для задания литологической структуры и физических свойств материала, температуры, содержания воды, расплава и деплетирования используются лагранжевы маркеры, которые изначально плотно распределены случайным образом в ячейках эйлеровой сетки.

В начальном состоянии этих маркеров >70 миллионов, по мере развития модели их количество увеличивается и может достигать 150–200 миллионов. С каждым шагом по времени маркеры перераспределяются в соответствии с расчетным полем скоростей, отражая постепенную трансформацию литологической структуры модели. Изменение положения маркеров позволяет моделировать деформацию среды, а также проследить эволюцию P – T условий пород.

Приведены физические параметры всех типов пород, используемые в нашей модели (Приложение 1: табл. П1).

В настоящей работе мы, аналогично [71, 73], подразделяем мантию не только на литосферу и астеносферу, но вводим в рассмотрение деплетированную мантию — обедненный расплавом слой верхней мантии, который образовался в спрединговом хребте в результате декомпрессионного плавления и извлечения расплава при формировании океанической коры и который, вследствие этого, обладает относительной плаучестью и тугоплавкостью. Термомеханическая граница литосферы и астеносферы определяется на основании реологии сухого оливина [76] в зависимости от давления и температуры, мы, вслед за [90], проводим эту границу по изотерме 1300°C . Мощность деплетированной мантии и литосферы существенно зависит от потенциальной температуры мантии, которая изменялась на протяжении истории Земли. Исследование частичного плавления перидотита с использованием параметров [54] показало, что обедненная

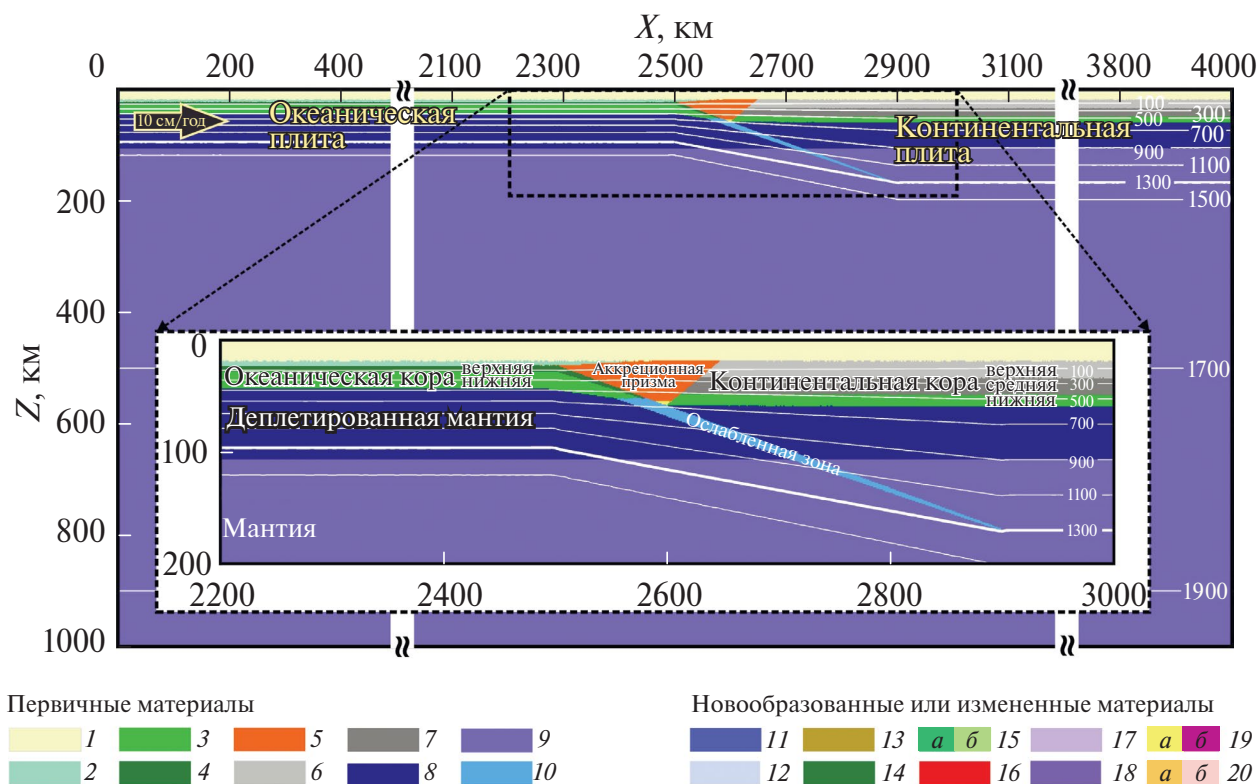


Рис. 3. Основные элементы и начальное состояние петролого-термохимической 2D модели.

Модель с добавочной температурой мантии $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ ($T_p = 1450^\circ\text{C}$), скоростью конвергенции $v = 10$ см/год, возраста океанической литосферы 40 млн лет и мощностью континентальной литосферы $H_L = 150$ км.

На врезке: конфигурация предварительно заданной зоны субдукции.

Выделено (контур штрих-линией): область, изображенная на врезке.

Обозначены изотермы: с интервалом 200°C (тонкие линии белым), граница термальной литосферы (жирная линия белым).

1 – воздух; 2 – вода; 3–4 – кора: 3 – нижняя океаническая и континентальная, 4 – верхняя океаническая; 5 – осадки; 6–7 – континентальная кора: 6 – верхняя, 7 – средняя; 8 – деплетированная мантия ($>20\%$); 9 – мантия; 10 – ослабленная зона; 11–12 – мантия: 11 – серпентинизированная, 12 – гидратированная; 13 – гранитоиды и кислые вулканы; 14 – базальты из сухой мантии; 15 – базальты: a – частично расплавленные, б – выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 – частично расплавленная мантия: 16 – сухая, 17 – гидратированная; 18 – релит от плавления гидратированной мантии; 19 – частично расплавленные: a – осадки, б – метабазиты; 20 – выплавка из: a – осадков, б – метабазитов

расплавом (деплетированная) мантия под океанической корой имеет толщину меньше, чем литосфера (т.е. деплетированная мантия находится внутри литосферы), если потенциальная температура мантии $T_p \leq 1400^\circ\text{C}$ (т.е. $\Delta T \leq 100^\circ\text{C}$), что соответствует условиям фанерозоя и неопротерозоя. При более высоких температурах мантии деплетированная мантия значительно превышает толщину литосферной мантии [73] и представляет собой обширную область положительно плавающей, тугоплавкой, горячей и маловязкой сухой подлитосферной мантии, которая может двигаться относительно независимо от погружающихся океанических плит и участвовать в создании килей континентов [71].

Начальные и граничные условия

Мы провели серию численных экспериментов, в которых варьировались следующие основные характеристики:

- параметры эклогитизации слоев океанической коры;
- потенциальная температура мантии;
- скорость конвергенции и мощность континентальной литосферы.

Это позволило представить большое разнообразие условий субдукции.

Потенциальная температура мантии (T_p) была задана равной 1300 (T_{modern}), 1450, 1500 и 1550°C (т.е. $\Delta T = T_p - T_{\text{modern}} = 0, 150, 200$ и 250°C),

что соответствует изменениям геодинамических условий — от современных до раннедокембрийских [48, 55, 56].

Океаническая геотерма определена по модели остывания плиты [90] с мощностью 95 км для возраста океанического дна 40 млн лет, континентальная — по кусочно-линейной модели. Рассмотрены два варианта мощности континентальной литосферы:

- $H_L = 80$ км;
- $H_L = 150$ км.

Постоянная горизонтальная скорость движения субдуцирующей океанической плиты задана в области, расположенной между 100 км и 1800 км по горизонтали и между подошвой океанической коры и изотермой 1300°C по вертикали.

Рассмотрены два варианта скорости конвергенции (см. рис. 3):

- 5 см/год;
- 10 см/год.

Ранее нами было показано, что из-за низкой вязкости астеносферы при повышенных потенциальных температурах мантии в раннем докембрии характерные скорости субдукции значительно возрастают, и поэтому скорости субдукции до 10 см/год являются обоснованными [69].

Для облегчения начала субдукции в области активной окраины задана ослабленная зона, имеющая угол наклона $\angle 20^\circ$, с реологией влажного оливина и пониженной прочностью [76] (см. Приложение: табл. П1). Основной характеристикой для нашего исследования являются параметры эклогитизации базальтов и габбро.

Мы принимаем, что современная океаническая кора имеет толщину 7 км и состоит из слоя гидротермально измененных базальтов (мощность 2 км), подстилаемого слоем габброидов (мощность 5 км) с реологией влажного кварцита и плагиоклаза [76], соответственно (см. Приложение 1: табл. П1). В серии проведенных нами экспериментов для моделирования субдукции в докембрийских условиях мощность океанической коры линейно увеличивалась от 20 км до 30 км при повышении потенциальной температуры мантии T_p от 1450 до 1550°C (при $\Delta T = 150\text{--}250^\circ\text{C}$).

Мантия представлена безводным перидотитом, который первоначально подвергается глубинному деплетированию в соответствии с потенциальной температурой мантии с использованием модели плавления [54]. Современные архейские щиты и платформы характеризуются континентальной

корой переменной мощности (32–55 км) со средним значением 43 км [78]. По геофизическим, петрологическим и геохимическим данным континентальная кора делится на две или три части: слои различной толщины, состава и степени метаморфизма [36, 78, 88, 96].

В нашем моделировании принимается, что континентальная кора мощностью 40 км состоит из трех слоев:

- верхняя кора (мощностью 15 км) кислого состава с реологией влажного кварцита;
- средняя кора (мощностью 15 км) кислого состава с реологией плагиоклаза;
- нижняя кора (мощностью 10 км) основного состава с реологией плагиоклаза.

В основном это соответствует переходу от гранит-зеленокаменных пород и гнейсов в верхней коре к базитам в нижней коре [79].

Все внешние границы модели являются свободными. Верхняя граница литосферы рассматривается как внутренняя свободная поверхность, которая эволюционирует с учетом эрозии и седиментации в соответствии с уравнением переноса Эйлера [26, 34, 84]. Максимальный уклон поверхности формирующейся осадочной призмы, что соответствует углу внутреннего трения, составляет $\varphi_{\max} = 35^\circ$ ($\text{tg}\varphi_{\max} = 0.7$).

Плотностная модель

В наших моделях основной движущей силой субдукции на начальных этапах является сила, определяющая принудительное движение океанической плиты, а затем возникают массовые силы, связанные с изменением плотности.

Плотность горных пород зависит от давления (P) и температуры (T) согласно уравнению

$$\rho_{P,T} = \rho_0 \cdot [1 - \alpha(T - T_0)] \cdot [1 + \beta(P - P_0)], \quad (1)$$

где ρ_0 — стандартная плотность при $P_0 = 0.1$ МПа и $T_0 = 298$ К, α — коэффициент теплового расширения; β — коэффициент барической сжимаемости (см. Приложение 1: табл. П1).

Изменение плотности перидотитов и метабазальтов/метагаббро — ключевых литологических образований, существенно влияющих на кинематику и стиль субдукции — рассматривались в соответствии с петрологической моделью [62].

Наша модель учитывает превращения оливина в вадслеит и рингвудит (шпинелевый переход), а затем — в бриджманит и перовскит (перовскитовый переход) в мантии [51, 53, 87].

В модели в базальтовой и габбровой коре учитываются изменения плотности за счет эклогитизации и образования стишовита и перовскита [62]. Перовскитовый переход в земной коре задан при таком же наклоне кривой Клапейрона, что и в мантии, но при более высоком (на 5 ГПа) давлении [62].

Дискретная модель эклогитизации

Эклогитизация субдуцирующей базальтовой и габбровой коры моделируется путем линейного увеличения плотности коры с давлением от 0% до +16% в P – T области между двумя экспериментально определенными фазовыми границами, маркирующими появление граната и разложение плагиоклаза в метабазите [52].

Фазовые границы корректируются на основе локального, зависящего от P – T условий, равновесного порового и минералогического содержания воды [26, 42]. Полная эклогитизация означает, что моделируемый метабазит состоит преимущественно из граната и омфациита и на 16% превышает по плотности базальт или габбро.

Кроме этой зависимости, в основном определяемой давлением, нами была реализована и детально протестирована *дискретная* модель эклогитизации, в которой предполагается различие ее температурных диапазонов для базальтового и габбрового слоев коры.

Ранее мы принимали [73], что эклогитизация пород базальтового слоя начинается при $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ (приблизительная низкотемпературная граница условий эклогитовой фации [97]) и завершается при $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$ при выходе из плагиоклазового P – T поля, в то время как замедленная эклогитизация в сухих породах габбрового слоя начиналась с $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и завершалась при $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$ [25].

В настоящей работе нами проведено тестирование широкого набора вариантов температурных диапазонов прохождения эклогитового преобразования:

- I – $T_{b1} = T_{g2} = 400^\circ\text{C}$ и $T_{g1} = T_{g2} = 600^\circ\text{C}$ (без дискретной эклогитизации, но с учетом кинетики перехода [70, 71]);
- II – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 450^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 600^\circ\text{C}$ (без учета кинетики);
- III – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650^\circ\text{C}$;
- IV – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 550^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 700^\circ\text{C}$;
- V – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750^\circ\text{C}$;

- VI – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$ (параметры референтной модели);
- VII – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 800^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 1000^\circ\text{C}$ (гипотетический вариант с завышенными температурами эклогитизации габбро).

Приведено графическое представление полей и параметров эклогитизации (рис. 4).

Таким образом, для каждого из 7-ми вариантов диапазонов температур эклогитизации для сухих и водных базитов нами рассмотрено:

- 4 варианта добавочной температуры мантии ΔT (0, 150, 200 и 250°C);
- 2 варианта скорости конвергенции v (5 и 10 см/год);
- 2 варианта мощности континентальной литосферы H_L (80 и 150 км).

Всего протестировано 112 моделей, развитие которых прослежено для периода ~20 млн лет. Представлены основные параметры экспериментальных 2D моделей (рис. 5).

Модель гидратации

В ходе развития модельной субдукции происходит выделение воды из погружающейся океанической коры вследствие реакций дегидратации и уплотнения [42, 84]. Мы предполагаем частичную гидратацию мантийного клина как следствие оттока флюидов, выделяющихся из водосодержащих пород погружающейся плиты [35, 68]. Чтобы учесть это, мы задаем 2 масс.% H_2O в качестве верхнего предела гидратации вещества мантийного клина.

Гидратированная мантия подразделяется на две части:

- верхняя (холодная, серпентинизированная);
- нижняя (теплая, гидратированная, но не серпентинизированная).

Стабильный минералогический состав и содержание воды в породах рассчитывались на основе минимизации свободной энергии в зависимости от давления и температуры из термодинамических данных [33, 40, 42].

Модель плавления

Плавление мантии и коры, а также извлечение расплава и подъем магм через границу кора–мантия и на поверхность реализованы упрощенно [95]. Согласно нашей модели, внедрение магмы в кору находится в балансе с производством и извлечением расплава из области ее источника в мантии. Расплав, извлекаемый из мантии, поднимается вверх и либо внедряется в земную кору в виде

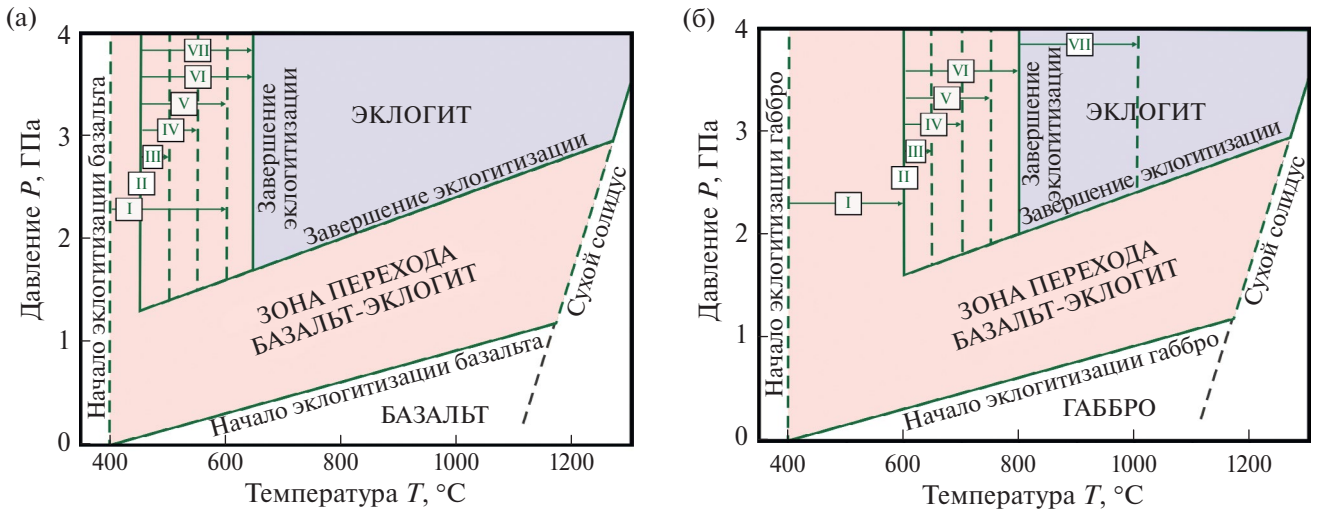


Рис. 4. P – T параметры эклогитизации слоев океанической коры.

(а)–(б) – поля эклогита, образовавшегося из: (а) – базальта; (б) – габбро.

Параметры эклогитизации: I – $T_{b1} = T_{g2} = 400^\circ\text{C}$ и $T_{g1} = T_{g2} = 600^\circ\text{C}$;

II – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 450^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 600^\circ\text{C}$;

III – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650^\circ\text{C}$;

IV – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 550^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 700^\circ\text{C}$;

V – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750^\circ\text{C}$;

VI – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$;

VII – $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 800^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 1000^\circ\text{C}$.

Обозначено: границы параметров эклогитизации референтной модели (тонкие линии зеленым), остальных моделей (штрих-линии зеленым); диапазоны температур эклогитизации для разных моделей (стрелки).

горячих интрузий (плутонов), либо поднимается к поверхности в виде вулканитов в соотношении 70% / 30% [77, 95].

Одним из ключевых компонентов нашей численной модели является то, что она учитывает уменьшение плотности мантии, связанное с извлечением расплава. Стандартная плотность обедненной расплавом (деплетированной) мантии корректируется в соответствии со степенью истощения следующим образом [37]:

$$\rho_{0(\text{depl})} = \rho_0(1 - 0.04\Sigma_m M_{\text{ext}}), \quad (2)$$

где ρ_0 – стандартная плотность недеплетированной твердой мантии, $\rho_{0(\text{depl})}$ – плотность деплетированной твердой мантии, $\Sigma_m M_{\text{ext}}$ – степень извлечения расплава, изменяющаяся во времени.

Объемная степень плавления M_0 в частично расплавленных породах рассчитывается по [95]. Для мантии мы используем P – T – H_2O -зависимую модель плавления перидотита [54]. Для пород земной коры мы предполагаем, что степень как водного, так и сухого плавления является кусочно-линейной функцией T [43],

$$M_0 = \begin{cases} 0 & T < T_{\text{sol}} \\ \frac{T - T_{\text{sol}}}{T_{\text{liq}} - T_{\text{sol}}} & T_{\text{sol}} < T < T_{\text{liq}}, \\ 1 & T > T_{\text{liq}} \end{cases} \quad (3)$$

где T_{sol} – температура солидуса, T_{liq} – температура сухого ликвидуса при заданном давлении и составе породы (см. Приложение 1: табл. П1).

Эффект скрытой теплоты равновесного плавления/кристаллизации учитывается неявно путем введения эффективной теплоемкости ($C_{P,\text{eff}}$) и эффективного коэффициента теплового расширения (α_{eff}) частично расплавленного/закристаллизованного вещества [29],

$$C_{P,\text{eff}} = C_P + L \left(\frac{\partial M}{\partial T} \right)_{P=\text{const}}, \quad (4)$$

$$\alpha_{\text{eff}} = \alpha + \rho \frac{L}{T} \left(\frac{\partial M}{\partial P} \right)_{T=\text{const}}$$

где C_P – теплоемкость при постоянном давлении, α – коэффициент теплового расширения, L – скрытая теплота плавления.

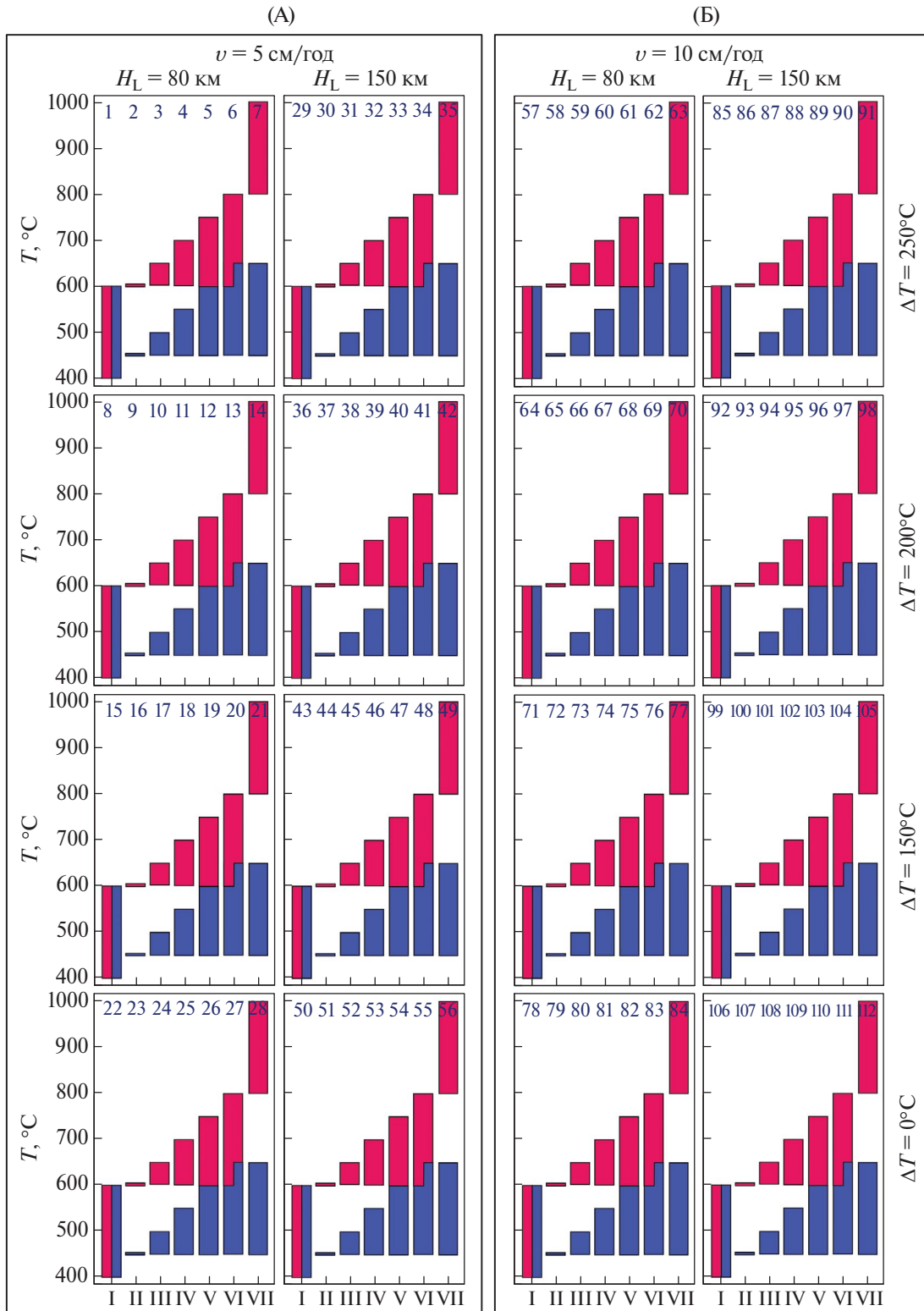


Рис. 5. Параметры численных экспериментов.

(А) – $v = 5$ см/год;

(Б) – $v = 10$ см/год.

Обозначено: номера экспериментов (арабские цифры); параметры эклогитизации (римские цифры); диапазоны эклогитизации (T , $^\circ\text{C}$): базальт (синий), габбро (красный); добавочная температура мантии (ΔT , $^\circ\text{C}$); скорость конвергенции (v , см/год); мощность континентальной литосферы (H_L , км).

Реологическая модель

Используется вязкопластическая реологическая модель, в которой вязкость при дислокационной ползучести зависит от скорости деформации, давления и температуры и определяется следующим образом [75]:

$$\eta_{\text{creep}} = (\dot{\epsilon}_{\text{II}})^{(1-n)/n} A_D^{-1/n} \exp\left(\frac{E + VP}{nRT}\right), \quad (5)$$

где $\dot{\epsilon}_{\text{II}} = \sqrt{1/2 \dot{\epsilon}_{ij} \dot{\epsilon}_{ij}}$ – квадратный корень из второго инварианта тензора скорости деформации, определяемые экспериментально параметры закона крипового течения – A_D – постоянная материала, E – энергия активации, V – объем активации, n – показатель степени напряжения (см. Приложение 1: табл. П1).

Критерий прочности Друкера-Прагера реализуется путем ограничения вязкости при ползучести следующим образом [76]:

$$\eta_{\text{creep}} \leq \frac{c + P\gamma}{2\dot{\epsilon}_{\text{II}}}, \quad (6)$$

где c – когезия (прочность при $P = 0$), γ – эффективный коэффициент внутреннего трения, учитывающий влияние содержания флюида и расплава, $\gamma = \gamma_{\text{dry}} \lambda_{\text{fluid}}$ и $\gamma = \gamma_{\text{dry}} \lambda_{\text{melt}}$, γ_{dry} – коэффициенты внутреннего трения сухих пород,

$$\lambda_{\text{fluid}} = 1 - \frac{P_{\text{fluid}}}{P_{\text{solid}}}, \lambda_{\text{melt}} = 1 - \frac{P_{\text{melt}}}{P_{\text{solid}}}. \quad (7)$$

Согласно этой реологической модели, давление порового флюида P_{fluid} и давление расплава P_{melt} снижают предел текучести σ_{yield} пород, содержащих флюид и/или расплав [42].

Как установлено в наших экспериментах, значения $\lambda_{\text{fluid}} = 0.3$ и $\lambda_{\text{melt}} = 0.3$ обеспечивают реалистичные объемы и составы (в базовом делении кислые/основные) дуговых вулканитов для современной субдукции. Наша реологическая модель также учитывает ослабление плиты на глубинах >200 км за счет постепенного уменьшения значения верхней границы вязкости с 10^{25} Па·с до 10^{22} Па·с в интервале глубин от 200 км до 400 км [71, 76]. Повышение вязкости при перовскитовом переходе в мантии не учитывалось.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате проведения описанной серии экспериментов нами выявлены три основных режима субдукции:

- крутая субдукция;
- пологая субдукция;
- режим переходной субдукции.

Выявленные режимы субдукции различаются по характеру погружения слэба в мантию и геометрии слэба, они реализуются при разных комбинациях модельных параметров. Особенности режимов субдукции продемонстрируем на примерах наиболее показательных моделей.

Крутая субдукция

Рассмотрим развитие крутой субдукции на примере модели № 83 из сета 112-ти экспериментальных моделей, для которой (см. рис. 4, см. рис. 5):

- $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ (современные условия);
- скорость конвергенции $v = 10$ см/год;
- мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км;
- параметры эклогитизации, соответствующие варианту VI ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$).

Результаты экспериментального численного моделирования представлены на рисунке 6 и в Приложении 1: Анимация 1 (крутая субдукция).

На начальных этапах плита погружается до глубины 250–300 км под углом 30–45° (см. рис. 6, а, д). После 5 млн лет угол падения быстро увеличивается до субвертикального, а затем и вертикального (см. рис. 6, б, е). После 8 млн лет происходит выполаживание слэба в переходной зоне мантии, связанное с влиянием перовскитового фазового перехода на глубине около 660 км (см. рис. 6, в, ж).

Также представлена плотностная структура модели для этапа субвертикальной субдукции (см. рис. 6, в, врезка).

Показано увеличение плотности погружающейся океанической коры вследствие эклогитизации, а также влияние ее кинетической задержки, в результате которой верхний базальтовый слой уплотняется при меньших глубинах, чем нижний слой габбро (см. рис. 6, в, врезка).

Затем ~10 млн лет слэб изгибается и подворачивается, что в значительной мере связано с высокой скоростью его погружения (см. рис. 6, г, з). При этом субдукция в верхних 200 км незначительно выполаживается, но остается крутой. В моделях со скоростью конвергенции 5 см/год, слэб не подворачивается, а продолжает горизонтальное движение над нижней границей переходной зоны мантии.

Субдукция сопровождается кислым магматизмом (плутоническим и вулканическим), связанным с плавлением водонасыщенных осадков, затянутых погружающимся слэбом, который воспроизводит формирование батолитов и дацитовых/риолитовых вулканитов на современных активных окраинах [67] (см. рис. 6, а–в). Кроме того, вследствие выделения водного флюида из погружающейся океанической коры происходит гидратация мантийного клина и, как следствие, его частичное плавление, что приводит к развитию базальтового вулканизма (в небольшом объеме) (см. рис. 6, г).

Отметим, что крутая субдукция наблюдается не только в современных условиях, но и при повышенных температурах мантии, в зависимости от сочетания других параметров моделей.

Пологая субдукция

При повышенных температурах мантии ($\Delta T \geq 150^\circ\text{C}$) реализуется режим пологой субдукции.

Характерным примером может служить модель № 76 из сета 112-ти моделей, в которой (см. рис. 4, см. рис. 5):

- $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (докембрийские условия);
- скорость конвергенции $v = 10$ см/год;
- мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км;
- параметры эклогитизации, соответствующие варианту VI ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$).

Результаты численного моделирования представлены на рисунке 7 и в Приложении 1: Анимация 2 (пологая субдукция).

В случае пологой субдукции, погружающийся слэб длительное время движется субгоризонтально, подстилая континентальную литосферу (см. рис. 7, а).

Пологая субдукция прерывается повторяющимися кратковременными (несколько миллионов лет) эпизодами, когда от плиты отрывается фрагмент с тяжелой эклогитизированной корой. Каждый такой эпизод движения плиты состоит из следующих трех стадий:

- отвисание эклогитизированной части плиты (см. рис. 7, б);
- субвертикальное погружение и отрыв части слэба (см. рис. 7, в, г);
- поднятие остатка неэклогитизированной вершины плиты и продолжение пологой субдукции (см. рис. 7, г).

В процессе отрыва эклогитизированной части слэба значительное влияние оказывает повышенная температура мантии, которая приводит к уменьшению вязкости и прочности субдуцирующей плиты, облегчая тем самым отрыв слэба. Пологое движение плиты между эпизодами отрыва утяжеленной части слэба в несколько раз превышает продолжительность каждого эпизода, что приводит к значительному (~1000 км) продвижению океанической плиты под континент.

Первая стадия отвисания эклогитизированной части плиты сопровождается откатом субдуцирующей плиты не более чем на 100 км (см. рис. 7, б).

На второй стадии происходит субвертикальное погружение и отрыв эклогитизированной и поэтому отрицательно плавучей части слэба, что приводит к восстановлению конфигурации плиты за счет поднятия и распрямления ее неэклогитизированной части, причем плита имеет чашеобразную форму (см. рис. 7, в, г). Оторвавшиеся фрагменты слэба накапливаются над подошвой переходной зоны мантии (см. рис. 7, г).

На третьей стадии поднятия остатка неэклогитизированной вершины плиты и продолжения пологой субдукции циклично всплывающая оконечность плиты вступает во взаимодействие с глубинной частью континентальной литосферы. В ходе развития пологой субдукции происходит несколько таких циклов, в зависимости от параметров модели.

Метаморфические флюиды, выделяющиеся из субдуцирующей плиты при ее дегидратации, способствуют образованию в мантийном клине над изогнутой чашеобразной частью слэба крупномасштабных серпентинитовых меланжей (шириной в сотни км) с экзотическими блоками, состоящими из метаосадков и metabазитов (при более низких температурах), и/или области гидратированных перидотитов (при более высоких температурах) (см. рис. 7). Магматизм в моделях пологой субдукции развит слабо и наблюдается в основном в эпизодах отката и опускания слэба на расстоянии >500 км от желоба, тогда как промежутки пологой субдукции, как правило, магматизмом не сопровождаются (см. рис. 7, а–г).

Пологая субдукция наблюдается в моделях с повышенной температурой мантии и, следовательно, с утолщенной океанической корой, и, как правило, со значительным сдвигом параметров эклогитизации, но также зависит от других параметров модели.



Рис. 6. 2D модель развития крутой субдукции.

Модель № 83: $\Delta T = 0^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км, $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$. А — вещество: (а) — стадия пологого погружения слэба, (б) — увеличение угла падения слэба, (в) — крутое падение слэба в верхней мантии и выполаживание в переходной зоне мантии (на врезке — плотность, кг/м³), (г) — подгибание слэба в переходной зоне;

Б — эффективная вязкость и поле скорости (стрелки): (д)–(з) соответствует (а)–(г), врезка на (е) — цветовая шкала вязкости в логарифмическом масштабе.

1 — воздух; 2 — вода; 3–4 — кора: 3 — нижняя океаническая и континентальная, 4 — верхняя океаническая; 5 — осадки; 6–7 — континентальная кора: 6 — верхняя, 7 — средняя; 8 — деплетированная мантия (>20%); 9 — мантия; 10 — ослабленная зона; 11–12 — мантия: 11 — серпентинизированная, 12 — гидратированная; 13 — гранитоиды и кислые вулканы; 14 — базальты из сухой мантии; 15 — базальты: а — частично расплавленные, б — выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 — частично расплавленная мантия: 16 — сухая, 17 — гидратированная; 18 — релит от плавления гидратированной мантии; 19 — частично расплавленные: а — осадки, б — метабазиты; 20 — выплавка из: а — осадков, б — метабазитов

Переходный режим субдукции

В большом количестве моделей субдукция развивается по особому сценарию, при котором по мере развития субдукционного процесса происходит изменение с пологой субдукции на крутую субдукцию. Слэб имеет характерную ступенчатую форму, при которой пологая верхняя и глубинные части соединены субвертикальным участком. Такую динамику мы назвали переходным режимом субдукции.

Рассмотрим модель № 73 из сета 112-ти моделей, параметры которой (см. рис. 4, см. рис. 5):

- $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (докембрийские условия);
- скорость конвергенции $v = 10$ см/год;
- мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км;
- параметры эклогитизации, соответствующие варианту III ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650^\circ\text{C}$).

Результаты численного моделирования представлены на рисунке 8 и в Приложение 1: Анимация 3 (режим переходной субдукции).

Сначала погружающийся слэб перемещается субгоризонтально, подстилая континентальную плиту и продвигаясь на расстоянии сотен километров (см. рис. 8, а). Затем происходит отвисание передовой части слэба и его достаточно

быстрый (~1 млн лет) откат, за которым следует отрыв наиболее погруженной части, которая опускается к подошве переходной мантии (см. рис. 8, б, в).

Это похоже на развитие пологой субдукции, но после отрыва части слэба происходит некоторое поднятие его оставшейся передовой части в состоянии продолжения пологого движения. Однако затем, в отличие от пологой субдукции, вследствие эклогитизации происходит повторное отвисание и откат слэба, что приводит к продолжению его субвертикального погружения в переходную зону мантии (см. рис. 8, в).

Над подошвой переходной зоны слэб снова выполаживается, не теряя при этом сплошности и приобретая характерную ступенчатую форму (см. рис. 8, в).

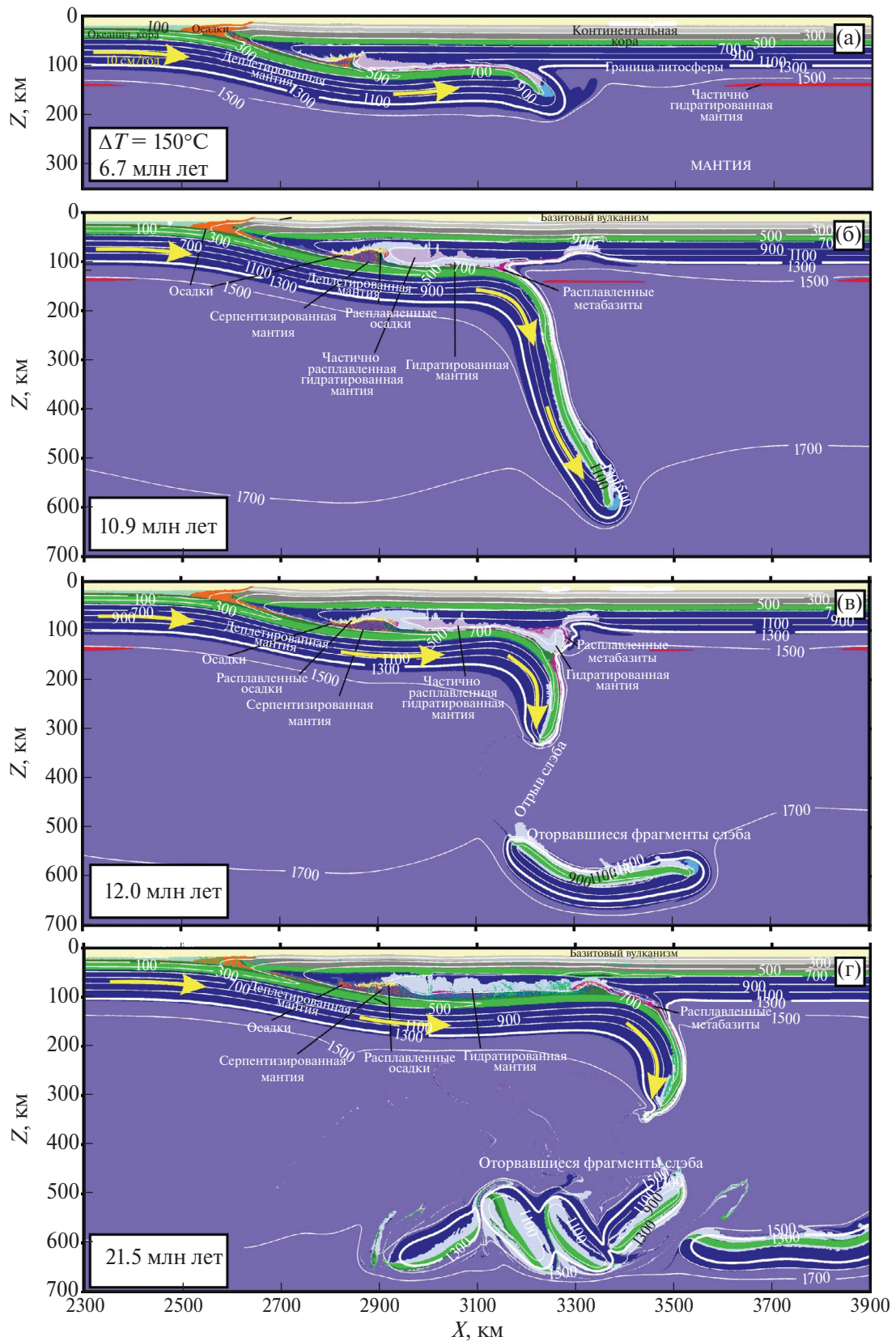
Затем, по мере развития субдукции, слэб подворачивается (см. рис. 8, г) — аналогичная динамика наблюдается и в других моделях со скоростью конвергенции 10 см/год из сета 112-ти моделей (см. рис. 5), или продолжает субгоризонтальное движение над границей переходной зоны мантии — в моделях со скоростью конвергенции 5 см/год из сета 112-ти моделей (см. рис. 5). Развитие на этой стадии схоже с динамикой крутой субдукции (см. рис. 6, в, г).

На начальной стадии, пока субдукция имеет пологий характер, за счет дегидратации океанической коры в мантийном клине формируются зоны серпентинитовых меланжей с экзотическими блоками, состоящими из метаосадков и метабазитов, и зона гидратированных перидотитов, однако их размер существенно меньше, чем размер аналогичных зон при пологой субдукции (см. рис. 8, а).

Над областью меланжа наблюдается небольшая область магматизма с формированием как кислого батолита в нижней континентальной коре, так и вулканизма на поверхности (см. рис. 8, а).

На стадии отвисания и отката слэба области гидратированной/серпентинизированной мантии значительно сокращаются в горизонтальном раз-
мере, над ними формируется еще одна небольшая зона магматизма (см. рис. 8, б–г).

Переходный режим субдукции, как и пологий, наблюдается в моделях с повышенной температурой мантии, не превышающей T_p моделей с пологой субдукцией, и существенно зависит как от характеристик эклогитизации, так и от других параметров модели.



Первичные материалы



Новообразованные или измененные материалы



Рис. 7. 2D модель развития пологой субдукции.

Модель № 76: $\Delta T = 150^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км, $T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 650^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 800^\circ\text{C}$.

(а) — начало пологой субдукции;

(б) — подкоровый откат и крутое падение передовой части слэба;

(в) — отрыв крутопадающей части слэба и восстановление пологой субдукции;

(г) — продолжение пологой субдукции с периодическими отрывами части слэба.

1 — воздух; 2 — вода; 3–4 — кора: 3 — нижняя океаническая и континентальная, 4 — верхняя океаническая; 5 — осадки; 6–7 — континентальная кора: 6 — верхняя, 7 — средняя; 8 — деплетированная мантия (>20%); 9 — мантия; 10 — ослабленная зона; 11–12 — мантия: 11 — серпентинизированная, 12 — гидратированная; 13 — гранитоиды и кислые вулканы; 14 — базальты из сухой мантии; 15 — базальты: а — частично расплавленные, б — выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 — частично расплавленная мантия: 16 — сухая, 17 — гидратированная; 18 — рестит от плавления гидратированной мантии; 19 — частично расплавленные: а — осадки, б — метабазиты; 20 — выплавка из: а — осадков, б — метабазитов

ВЛИЯНИЕ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ НА СТИЛЬ СУБДУКЦИИ

Влияние параметров эклогитизации

Рассмотрим влияние параметров эклогитизации на стиль субдукции на примере серии моделей №№ 71–76, в которых $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (докембрийские условия):

— скорость конвергенции $v = 10$ см/год;

— мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км.

Параметры дискретной эклогитизации тут варьируют в соответствии с вариантами I–VII — от варианта II с отсутствием кинетики к варианту VI со значительным кинетическим диапазоном и даже к варианту VII с завышенным кинетическим диапазоном, а также без дискретности, но с учетом кинетики варианта I (см. рис. 4, 5).

Результаты моделирования показали систематическое изменение стиля и характеристик субдукции в зависимости от параметров эклогитизации (рис. 9).

Для модели № 71 (вариант I — отсутствует дискретная эклогитизация) субдукция имеет выраженный крутой характер, несмотря на докембрийские условия и повышенные мощности океанической коры и деплетированной мантии. После начального этапа (около 7 млн лет) субдукции под небольшими $\angle 20^\circ$ – 30° углами падения происходит откат слэба и резкое увеличение крутизны суб-

дукции. Затем слэб достигает переходной зоны мантии, там выполаживается, а потом подгибается под себя. Формируются зоны кислого магматизма (батолиты в нижней континентальной коре и вулканические области на поверхности) (см. рис. 9, а). Этот сценарий аналогичен современной крутой субдукции с поправкой на большую температуру мантии, большую мощность океанической коры и деплетированной мантии (см. рис. 6).

Для моделей №№ 72–75 (эклогитизация по вариантам II–IV) проявляется переходный стиль субдукции, при этом отдельные особенности различаются в зависимости от величины кинетического сдвига.

Этапы субдукции в модели № 72 (вариант эклогитизации II) и модели № 73 (вариант эклогитизации III, аналогичны и соответствуют этапам переходного режима субдукции, при которых происходит погружение слэба под небольшим углом в течение ~7 млн лет, затем слэб откатывается, угол падения увеличивается до погружения передовой части слэба в переходную зону мантии и выполаживания над ее подошвой, затем слэб подгибается под себя (см. рис. 8, в, г; см. рис. 9, б).

В моделях № 72 и № 73 пологий фрагмент плиты в верхней мантии имеет небольшую протяженность ~300–400 км (см. рис. 8, б, в; см. рис. 9, б). При этом в модели № 72 отсутствует отрыв части слэба, в то время как в модели № 73 происходит однократный отрыв (см. рис. 8, б, в; см. рис. 9, б).

Динамика модели № 74 (вариант эклогитизации IV) и № 75 (вариант эклогитизации V) сходны между собой. Для них характерна большая протяженность пологой части слэба, имеющей чашеобразную форму, в субконтинентальной верхней мантии ~800–900 км, а также неоднократные отрывы погружающейся части слэба — три отрыва слэба для модели № 74 и четыре для модели № 75, до установления вертикально падения субдукции в интервале глубин 200–600 км.

При дальнейшем развитии моделей № 74 и № 75 слэб подворачивается под себя. Для этих моделей характерно также формирование в мантийном клине над изогнутой чашеобразной частью слэба крупномасштабных серпентинитовых меланжей (шириной в сотни км) с экзотическими блоками, состоящими из метаосадков и метабазитов и области гидратированных перидотитов, аналогично тому, как это наблюдается для модели пологой субдукции (см. рис. 7). Над этой зоной после 17 млн лет формируется область базитового магматизма с интрузиями в континентальной коре.



Рис. 8. 2D модель переходного режима субдукции.

Модель № 73: $\Delta T = 150^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км, ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 500^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 650^\circ\text{C}$).

(а) — стадия пологого погружения;

(б) — подкоровый откат и крутое падение передовой части слэба;

(в) — отрыв части слэба и продолжение крутого погружения;

(г) — подгибание слэба в переходной зоне.

1 — воздух; 2 — вода; 3–4 — кора: 3 — нижняя океаническая и континентальная, 4 — верхняя океаническая; 5 — осадки; 6–7 — континентальная кора: 6 — верхняя, 7 — средняя; 8 — деплетированная мантия ($>20\%$); 9 — мантия; 10 — ослабленная зона; 11–12 — мантия: 11 — серпентинизированная, 12 — гидратированная; 13 — гранитоиды и кислые вулканы; 14 — базальты из сухой мантии; 15 — базальты: а — частично расплавленные, б — выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 — частично расплавленная мантия: 16 — сухая, 17 — гидратированная; 18 — релит от плавления гидратированной мантии; 19 — частично расплавленные: а — осадки, б — метабазиты; 20 — выплавка из: а — осадков, б — метабазитов

Модель № 76, эклогитизация в которой задается по варианту VI, т.е. с еще большим сдвигом ее диапазонов для сухих и водонасыщенных базитов, демонстрирует пологое поведение (см. рис. 7, см. 9, в).

Модель № 76 включает пять эпизодов отрыва передовой части слэба и восстановления пологого движения на протяжении 21 млн лет (см. рис. 7, г). Представленная плотностная структура модели № 76 показывает влияние эклогитизации, а также эффект ее кинетической задержки (см. рис. 9, врезка).

Модель № 77, в которой эклогитизация задается по варианту VII с повышенными температурами для габброидов, демонстрирует пологое пододвигание океанической плиты под континентальную на протяжении 13 млн лет на расстояние ~ 1300 км. После чего происходит отвисание и отрыв передовой части слэба, восстановление пологого положения и повторное его отвисание. При субгоризонтальном движении через ~ 8 млн лет передовая часть слэба всплывает почти до подошвы континентальной коры, затем снова опускается на глубину подошвы литосферы, продолжая пододвигаться под континент. Такое поведение слэба является следствием сильно задержанной эклогитизации, что приводит к ее положительной плавучести на этом этапе.

В результате формируются два чашеобразных изгиба океанической плиты под континентальной плитой:

— в левом изгибе формируются серпентинитовые меланжи (шириной ~ 300 км) с блоками метасадков и метабазитов и область гидратированных перидотитов, аналогично моделям №№ 74–76;

— в правом изгибе формировалась только область гидратированных перидотитов.

Выявлены следующие закономерности, связанные с увеличением кинетического сдвига эклогитизации:

— систематическое уменьшение крутизны погружения слэба — от крутого к переходному и затем к пологому типу (для моделей с повышенной температурой мантии $\Delta T = 150\text{--}250^\circ\text{C}$);

— увеличение продолжительности начальной пологой фазы субдукции и длины субгоризонтального участка слэба (для переходного и пологого типов);

— увеличение размеров области серпентинитовых меланжей с метасадками и метабазитами и области гидратированных перидотитов в мантийном клине;

— увеличение количества отрывов передовой части слэба, в ходе которых от плиты отрываюся эклогитизированные утяжеленные части (кроме варианта VII с завышенным кинетическим диапазоном эклогитизации габбро).

Следовательно, параметры эклогитизации оказывают ключевое влияние на стиль субдукции.

Влияние потенциальной температуры мантии, скорости конвергенции и мощности континентальной литосферы

Основные эффекты развития субдукции связаны с влиянием параметров потенциальной температуры мантии, скорости конвергенции и мощности континентальной литосферы, и результаты, представленные в настоящей работе, подтверждают и позволяют расширить полученные нами ранее [73] выводы за счет более широкого диапазона параметров эклогитизации.

Влияние потенциальной температуры мантии, т.е. добавочной температуры ΔT , на примере моделей демонстрирует (рис. 10):

— скорость конвергенции $v = 10$ см/год;

— мощность континентальной литосферы $H_L = 80$ км;

— параметры эклогитизации по варианту V ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750^\circ\text{C}$).

Обобщено влияние всех рассмотренных параметров на стиль субдукции при разных вариантах эклогитизации (рис. 11, рис. 12).

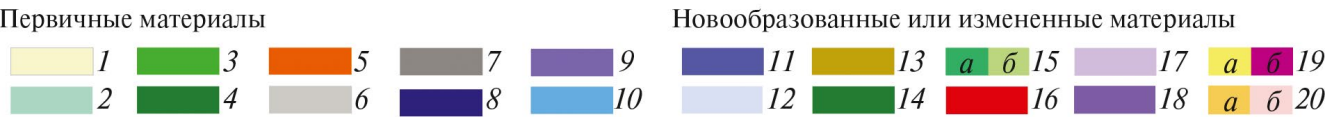
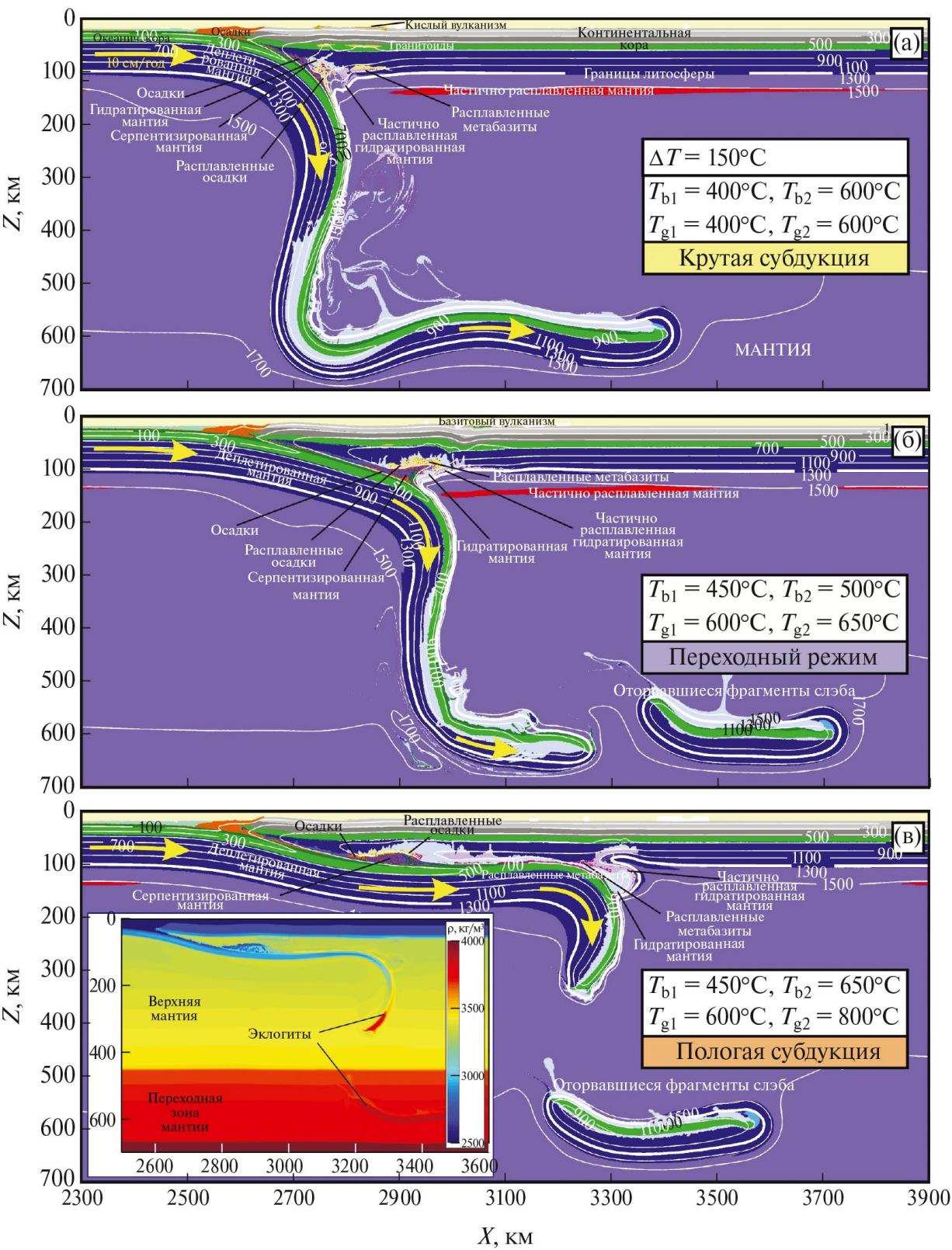


Рис. 9. Результат влияния параметров эклогитизации базитовой океанической коры на стиль субдукции.

(а)–(в) – модели № 71, № 73 и № 76 ($\Delta T = 150^\circ\text{C}$, $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км) эклогитизации по вариантам эклогитизации: (а) – вариант I (модель № 71, крутая субдукция, 13.3 млн лет),

(б) – вариант III (модель № 73, переходный режим субдукции, 13.8 млн лет),

(в) – вариант VI (модель № 76, пологая субдукция, 12.7 млн лет).

На врезке: плотность вещества (кг/м³).

1 – воздух; 2 – вода; 3–4 – кора: 3 – нижняя океаническая и континентальная, 4 – верхняя океаническая; 5 – осадки; 6–7 – континентальная кора: 6 – верхняя, 7 – средняя; 8 – деплетированная мантия (>20%); 9 – мантия; 10 – ослабленная зона; 11–12 – мантия: 11 – серпентинизированная, 12 – гидратированная; 13 – гранитоиды и кислые вулканы;

14 – базальты из сухой мантии; 15 – базальты: а – частично расплавленные, б – выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 – частично расплавленная мантия: 16 – сухая, 17 – гидратированная; 18 – респит от плавления гидратированной мантии; 19 – частично расплавленные: а – осадки, б – метабазиты; 20 – выплавка из: а – осадков, б – метабазитов

Потенциальная температура мантии. Для моделей современных геодинамических обстановок ($\Delta T = 0^\circ\text{C}$) при всех значениях других параметров субдукция идет под большими углами (см. рис. 10, а; см. рис. 11, нижний ряд; см. рис. 12).

Крутая субдукция реализуется также при эклогитизации по варианту I при более высокой температуре мантии:

$\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (модели №№ 8, 43, 71, 99) и $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ (модели № 8 и № 36), что связано с отсутствием в этих моделях эффекта дискретной эклогитизации (см. рис. 11, см. рис. 12).

Крутая субдукция при $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (модель № 71) и $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ аналогична современной крутой субдукции, хотя отличается от нее более пологим падением слэба на начальном этапе (см. рис. 6; см. рис. 9, а). Кроме того, крутая субдукция проявляется также в моделях с $\Delta T = 250^\circ\text{C}$ и мощностью континентальной литосферы $H_L = 150$ км, в которых субдукция имеет специфический крутой характер.

Переходный режим субдукции проявляется только в моделях с повышенной температурой мантии при:

$\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам II–VI);

$\Delta T = 200^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам II–V);

$\Delta T = 250^\circ\text{C}$ (эклогитизация по варианту I).

Пологая субдукция также наблюдается в моделях с повышенной температурой мантии при:

$\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам VI–VII);

$\Delta T = 200^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам IV–VII);

$\Delta T = 250^\circ\text{C}$ (эклогитизация по вариантам II–VII).

Таким образом, потенциальная температура мантии также является одним из ключевых факторов, определяющих стиль субдукции. По мере увеличения потенциальной температуры мантии T_p , т.е. увеличения добавочной температуры ΔT , при одинаковых прочих параметрах модели субдукции наблюдается тренд, направленный от более крутого к более пологому характеру погружения океанической плиты (см. рис. 11, см. рис. 12). Такая тенденция связана с увеличением мощности слоя деплетированной мантии, что повышает пластичность слэба и способствует реализации пологого или переходного режима субдукции.

Мощность континентальной литосферы. Увеличение мощности континентальной литосферы H_L от 80 до 150 км способствует реализации более крутых режимов субдукции. Особенно наглядно это проявляется для моделей со скоростью конвергенции $v = 10$ см/год, для которых при $H_L = 150$ км режим пологой субдукции практически не реализуется (только для VII варианта эклогитизации с завышенным диапазоном температур для габбро).

Полагаем, что такая тенденция связана с тем, что при субдукции под более мощную литосферу океанический слэб вынужденно погружается на большую глубину, вследствие чего океаническая кора попадает в P – T условия прохождения эклогитовых преобразований и утяжеляется, что способствует более крутому погружению.

Особо следует выделить модели с добавочной температурой мантии $\Delta T = 250^\circ\text{C}$ и эклогитизацией по вариантам II–VII. В этом случае субдуцирующая под более мощную континентальную литосферу океаническая плита погружается субвертикально, а частые отрывы слэба не оставляют объема относительно пластичной деплетированной мантии, достаточной для перехода в пологий режим. Таким образом, в этом случае реализуется особый режим эпизодической крутой субдукции.

Скорость конвергенции. Влияние скорости конвергенции на стиль субдукции выражено неявно и проявляется вместе с влиянием мощности литосферы. Для повышенной температуры мантии $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ и $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ при мощности литосферы $H_L = 80$ км увеличение скорости

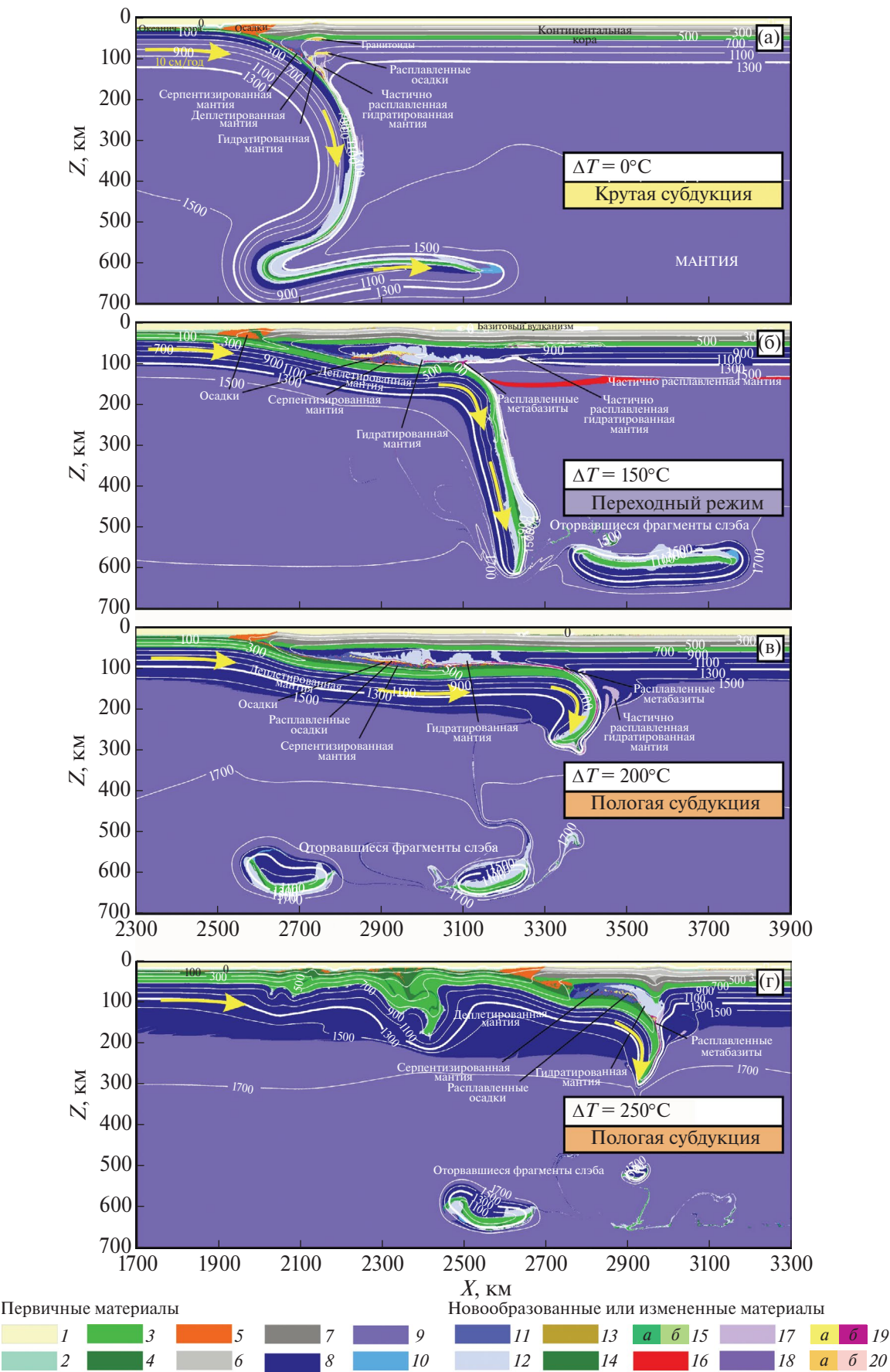


Рис. 10. Результат влияния добавочной температуры мантии ΔT на стиль субдукции.

Модели № 61, № 68, № 75 и № 82: $v = 10$ см/год, $H_L = 80$ км, параметры эклогитизации по варианту V ($T_{b1} = 450^\circ\text{C}$ и $T_{b2} = 600^\circ\text{C}$, $T_{g1} = 600^\circ\text{C}$ и $T_{g2} = 750^\circ\text{C}$).

(а) — $\Delta T = 0^\circ\text{C}$ (модель № 82, крутая субдукция, 13.6 млн лет);

(б) — $\Delta T = 150^\circ\text{C}$ (модель № 75, переходный режим, 13.8 млн лет);

(в) — $\Delta T = 200^\circ\text{C}$ (модель № 68, пологая субдукция, 13.4 млн лет);

(г) — $\Delta T = 250^\circ\text{C}$ (модель № 61, пологая субдукция, внутриплитная деформация, 13.1 млн лет). Модели расположены в порядке увеличения ΔT .

1 — воздух; 2 — вода; 3–4 — кора: 3 — нижняя океаническая и континентальная, 4 — верхняя океаническая; 5 — осадки; 6–7 — континентальная кора: 6 — верхняя, 7 — средняя; 8 — деплетированная мантия ($>20\%$); 9 — мантия; 10 — ослабленная зона; 11–12 — мантия: 11 — серпентинизированная, 12 — гидратированная; 13 — гранитоиды и кислые вулканы; 14 — базальты из сухой мантии; 15 — базальты: а — частично расплавленные, б — выплавленные из гидратированной мантии; 16–17 — частично расплавленная мантия: 16 — сухая, 17 — гидратированная; 18 — рстит от плавления гидратированной мантии; 19 — частично расплавленные: а — осадки, б — метабазиты; 20 — выплавка из: а — осадков, б — метабазитов

с 5 до 10 см/год и способствует реализации более пологих режимов субдукции, а при $H_L = 150$ км тенденцию выделить не удастся. Стиль субдукции для моделей с горячей мантии ($\Delta T = 250^\circ\text{C}$) от скорости не зависит.

Для современных условий ($\Delta T = 0^\circ\text{C}$) погружающийся слэб имеет крутое падение во всем диапазоне исследованных значений других параметров, однако скорость конвергенции влияет на некоторые особенности субдукции. При $v = 5$ см/год после 10 млн лет происходит откат зоны субдукции и формирование задугового бассейна и выполаживание слэба в переходной зоне мантии без подгибания. При $v = 10$ см/год откат слэба не происходит и задуговый бассейн не формируется, но слэб после выполаживания в переходной мантии подгибается под себя, что сопровождается незначительным выполаживанием субдукции в верхних 200 км (см. рис. 6, г).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пологое погружение слэбов имеет ограниченное распространение в современных зонах субдукции [44, 45, 57]. Возникновение этого режима при современной температуре мантии может осуществляться за счет единичного или

комплексного воздействия следующих механизмов [41, 45, 71, 84, 91–93]:

- надвигание вышележащей плиты;
- субдукция океанического плато;
- кинетическая задержка перехода базальта (габбро) в эклогит в погружающейся океанической плите.

Режим пологой субдукции был успешно воспроизведен с использованием этих механизмов при численном моделировании субдукции под континент при современной температуре мантии [93]. Однако в этих моделях при повышенных температурах мантии ($\Delta T = 75\text{--}300^\circ\text{C}$) пологая субдукция не воспроизводилась, поэтому предполагалось, что маловероятно осуществление такого режима в докембрии [92, 93].

В нашем моделировании не использовались эффекты, вызванные встречным движением плит и погружением океанического плато, а кинетическая задержка эклогитизации задавалась не единой для всей океанической коры, а дискретно для ее магматических слоев. В итоге были получены строго противоположные результаты. В частности, для раннедокембрийских условий с повышенной температурой мантии были установлены широкие диапазоны параметров дискретной эклогитизации, мощности континентальной литосферы и скоростей конвергенции, при которых может реализовываться режим пологой субдукции (см. рис. 11, см. рис. 12).

Для современных условий ($\Delta T = 0^\circ\text{C}$) режим пологой субдукции не реализуется ни при каких прочих параметрах моделей, включая гипотетический режим VII с завышенным порогом кинетической задержки эклогитизации (см. рис. 11, см. рис. 12).

В этом случае влияние задержанной эклогитизации на формирование отрицательной плавучести хотя и имеется, но оно невелико из-за небольшой толщины океанической коры. Более того, для современных условий мощность деплетированной океанической мантии небольшая и степень ее деплетирования невысока, и, следовательно, ее плавучесть также незначительно влияет на баланс сил. Эти факторы в основном и определяют режим крутой и глубокой субдукции в наших численных экспериментах.

Таким образом, полагаем, что эклогитизация не имеет решающего влияния на современную пологую субдукцию (см. рис. 1). Существенным фактором для реализации подобного режима субдукции может являться встречное движение континентальной плиты, а также влияние конвективных течений в верхней мантии, взаимодей-

ствующих с литосферными плитами — эти факторы необходимо учитывать при моделировании субдукции.

В наших моделях движущей силой субдукции на начальных этапах является заданное движение океанической плиты, которая моделирует силу отталкивания от хребта.

Затем по мере развития субдукции и погружения океанической плиты в мантию возникают силы затягивания, определяемые отрицательной плавучестью, на которую влияют:

- инверсия плотности в слэбе из-за его термальной структуры (слэб более холодный и, следовательно, более плотный, чем верхняя мантия);
- эклогитизация океанической коры по мере погружения на глубину более 60–70 км (см. рис. 2, см. рис. 4);
- фазовые переходы (оливин—вадслеит—рингвудит) в перидотитах мантии.

Препятствует погружению наличие деплетированной литосферной мантии, которая обладает относительной положительной плавучестью, а также перовскитовый переход на границе с нижней мантией.

Повышение потенциальной температуры мантии приводит не только к увеличению мощности и степени деплетированности относительно легкой деплетированной мантии, что препятствует погружению слэба и способствует пологой субдукции, но и ведет к увеличению мощности магматических слоев океанической коры [71, 73]. Последний фактор увеличивает вклад в положительную плавучесть слэбов до начала эклогитизации, но при этом создает отрицательную плавучесть, способствуя крутой субдукции по мере развития эклогитизации при дальнейшем погружении в мантию.

Поскольку единая кинетическая задержка эклогитизации для слоев океанической коры не приводит к пологой субдукции, ключевым фактором режима субдукции в наших моделях является именно дискретная эклогитизация океанической коры, в зависимости от параметров которой преобладает одна или другая тенденция [71, 73].

Выявленные закономерности связаны с систематическим изменением влияния дискретной эклогитизации на формирование отрицательной плавучести погружающегося слэба (см. рис. 9, см. рис. 11, см. рис. 12).

Увеличение кинетического сдвига эклогитизации приводит к задержке эклогитового перехода по мере нагревания вещества океанической коры

при ее погружении. Это сдерживает формирование области отрицательной плавучести в слэбе и тем самым несколько уменьшает действие затягивающих сил, способствуя более пологому погружению.

В случае повышенной потенциальной температуры мантии ($\Delta T = 150\text{--}250^\circ\text{C}$) прочность слэба снижается, что способствует отрыву его передовой части. Отрыв и погружение тяжелой эклогитизированной области приводит к восстановлению пологого движения океанической плиты под континент.

Субдукцию можно рассматривать как нелинейную *динамическую систему* [12]. Подобные системы широко распространены в геологии, яркими примерами их проявлений являются глобальная конвекция в мантии, землетрясения, вулканизм, гейзеры и т.д. [1, 6, 17, 18, 89]. В таких системах в зависимости от значений управляющих параметров возможны разные стили поведения и развития процесса во времени, в том числе автоколебания, как периодические, так и непериодические и даже хаотические [12].

С этой точки зрения поступление материала океанической плиты — источник возмущения в системе субдукции. Силы затягивания разного происхождения стремятся привести субдукцию к крутому типу, а силы, препятствующие погружению, стремятся ее привести к пологому типу субдукции.

Распределение сил положительной и отрицательной плавучести при их соразмерности гипотетически создает возможность реализации квазипериодического автоколебательного режима в определенных диапазонах значений управляющих параметров, начальных и граничных условий. В таком автоколебательном режиме утяжеление слэба играет роль положительной обратной связи — плита утяжеляется по мере погружения, ускоряя тем самым это погружение, а отрыв эклогитизированной оконечности слэба — роль отрицательной обратной связи, возвращающей систему в состояние, близкое исходному.

В теории динамических систем три основных режима субдукции, выделенных нами, могут рассматриваться как аттракторы — притягивающие режимы, к которым стремится динамика системы [12]:

- крутая субдукция — это режим без автоколебаний;
- пологая субдукции — режим с квазипериодическими автоколебаниями;

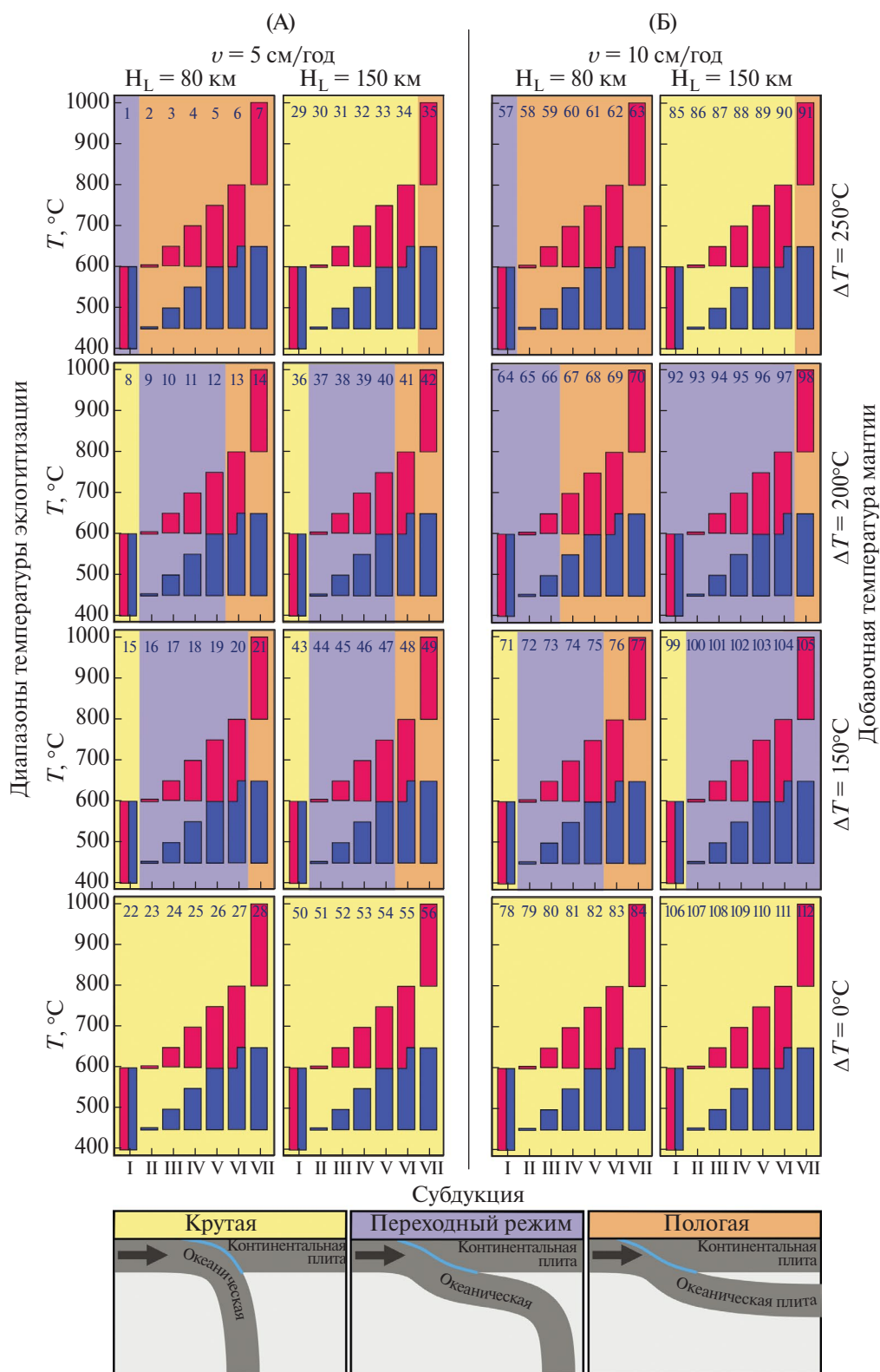


Рис. 11. Обобщение результатов численного 2D моделирования при разных исходных параметрах.

(А) – $v = 5$ см/год;

(Б) – $v = 10$ см/год.

Обозначено: номера экспериментов (арабские цифры); параметры эклогитизации (римские цифры); диапазоны эклогитизации (T , $^\circ\text{C}$): базальт (синий), габбро (красный); добавочная температура мантии (ΔT , $^\circ\text{C}$); скорость конвергенции (v , см/год); мощность континентальной литосферы (H_L , км).

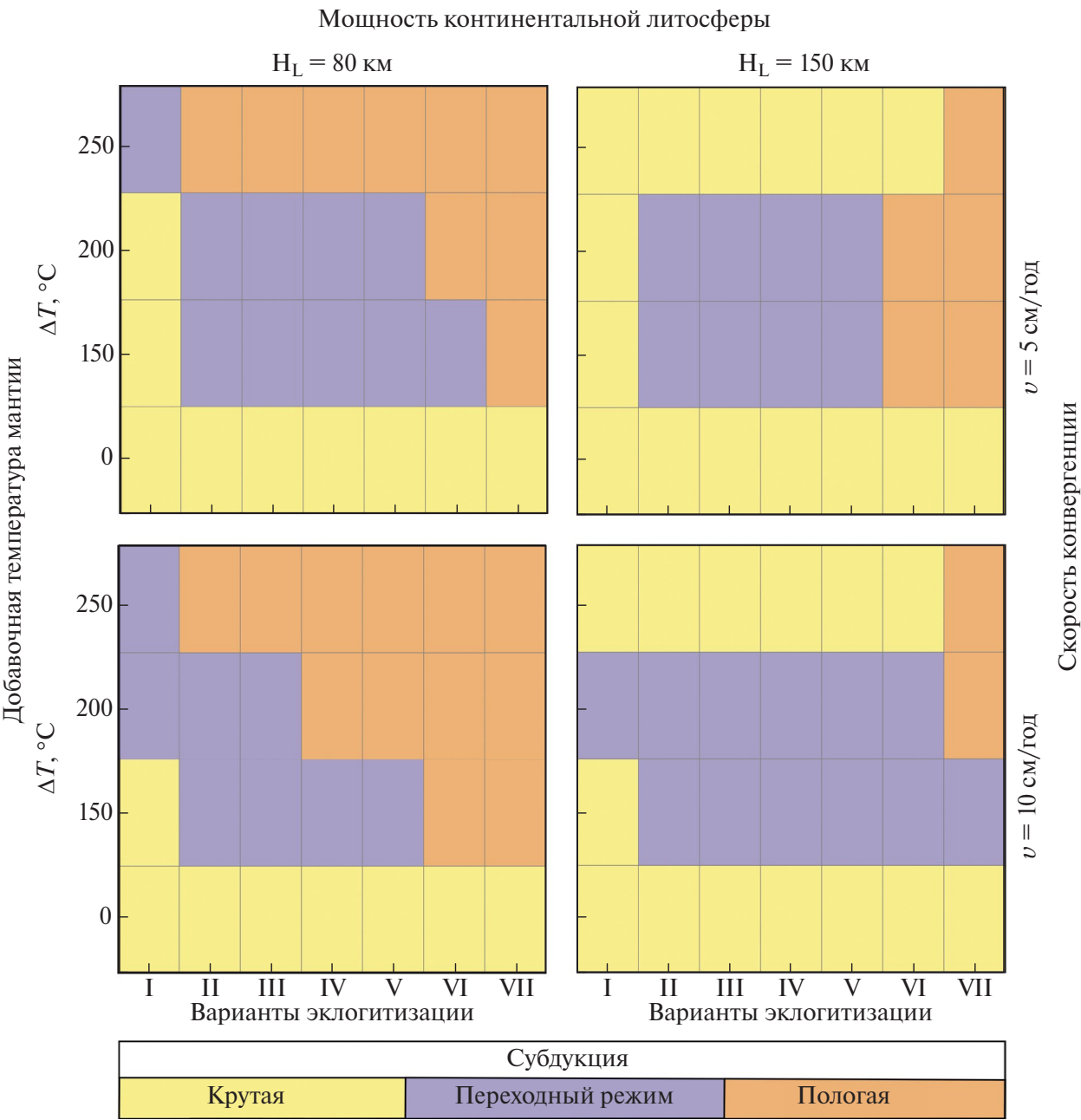


Рис. 12. Схема стилей субдукции в зависимости от управляющих параметров всех рассмотренных моделей.

— переходный режим, который начинается как пологий — автоколебательный, но затем после нескольких циклов приходит к режиму с более крутым падением без автоколебаний.

Приведенная бифуркационная диаграмма обобщает реализацию исследуемых режимов субдукции в зависимости от управляющих параметров, которыми здесь являются параметры эклогитизации, T_p , H_L , v [12] (см. рис. 12).

В последние годы появляется все больше геологических и геохимических свидетельств прояв-

ления плейтектонических процессов на Земле, по крайней мере, начиная с неогархей [28, 50, 98, 99]. Однако режим субдукции в раннем докембрии остается неясным. Различные научные школы в своих исследованиях как полностью отрицают наличие субдукции в это время — так называемый предсубдукционный режим [84, 92], — так и предлагают разные режимы такие, как [38, 39]:

- односторонняя субдукция, сходная с современной;

- двусторонняя субдукция;
- пологая субдукция.

Несмотря на отсутствие модельных доказательств, пологую субдукцию в раннем докембрии нередко используют для объяснения образования кислой континентальной коры, спекцией которой являются гранитоиды ТТГ формации за счет малоглубинного частичного плавления метабазитов в слэбе [23, 30, 61, 64, 66, 85, 91, 94]. При этом отмечается, что при магмагенерации в современных зонах с пологой субдукцией выявляется большее участие пород мантийного клина, чем при древней субдукции.

Результаты нашего моделирования показали, что образование выплавленных из слэба кислых магм в обстановке докембрийской субдукции под континент возможно только на большом удалении (сотни километров от желоба) от слэба и во время кратковременных эпизодов, когда передовая часть слэба под действием эклогитизации отгибается вниз и отрывается (см. рис. 7, см. рис. 8, см. рис. 9).

Субдукционный канал во время пологой субдукции подвергается интенсивной гидратации с образованием масштабных на сотни километров в ширину и десятки километров в глубину серпентинитовых меланжей, которые при последующей дегидратации могли являться источниками водного флюида при высокоградном метаморфизме [73, 80].

ВЫВОДЫ

1. Проведенное нами численное геодинамическое 2D моделирование субдукции в зоне перехода океан—континент показало, что дискретная эклогитизация базальтового и габброидного слэбов океанической коры совместно с деплетированной мантией являлась ключевым процессом в создании режима пологой субдукции в раннем докембрии при повышенных температурах мантии ($\Delta T > 150^\circ\text{C}$). Согласно моделям, пологая субдукция под континентом в раннем докембрии сопровождалась только эпизодическим магматизмом (от основного до кислого), связанным с провисанием и отрывом передовой части слэба. Другой характерной особенностью пологой субдукции является развитие мощной толщи серпентинизированных перидотитов в малоглубинном, но широко мантийном клине, которые являются потенциальными источниками водного флюида при распаде серпентина.

2. Установлено, что скорость конвергенции незначительно влияет на режим пологой субдукции

в раннем докембрии, в сравнении с влиянием мощности континентальной литосферы. Утонение литосферы от 150 до 80 км приводит к значительному увеличению моделей с режимом пологой субдукции.

3. Численное моделирование показало, что кинетический сдвиг эклогитизации и деплетирование перидотитов мантии не оказывает существенного влияния на создание пологой субдукции в современных условиях. Следовательно, ключевыми параметрами, определяющими современную пологую субдукцию, являются надвигание вышележащей плиты и/или погружение океанических плато с утолщенной океанической корой.

4. Выявленные изменения характера субдукции при разных потенциальных температурах мантии позволяют начать исследования особенностей рециклинга океанической воды в глубинных оболочках Земли и определить его влияние на уровень мирового океана на разных стадиях развития нашей планеты.

Благодарности. Авторы признательны руководству Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ имени М.В. Ломоносова (г. Москва, Россия) и руководству рабочей станции в ИЭМ РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) за предоставленную возможность использования оборудования для проведения работ. Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 23-17-00066).

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. — Под ред. Н.В. Межеловского, А.Ф. Морозова — М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
2. Грачев А.Ф. Первый миллиард лет развития Земли (3.8–2.8 млрд лет): анализ осадочных и магматических формаций и геодинамика // Физика Земли. 2005. № 11. С. 8–34.
3. Диденко А.Н., Кузьмин М.И. Глубокофокусные землетрясения: пространственное распределение, возможные причины и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 947–965.
4. Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 761–784.

5. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Гео-динамическая и тепловая модели зоны субдукции // Физическая мезомеханика. 2009. Т. 12. № 1. С. 5–16.
6. Захаров В.С. Самоподобие структур и процессов в литосфере по результатам фрактального и динамического анализа. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — М.: МГУ, 2014. 35 с.
7. Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П., Синева Т.А., Геря Т.В. Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 3–9.
8. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Силы, действующие на субдуцирующую океаническую плиту // Геотектоника. 2014. № 1. С. 62–76.
9. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Экспериментальное и теоретическое моделирование тепловой и гидродинамической структуры субдуцирующей плиты // Геотектоника. 2013. № 3. С. 31–42.
10. Коробейников С.Н., Полянский О.П., Свердлова В.Г., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Компьютерное моделирование поддвига и субдукции в условиях перехода габбро-экологит в мантии // ДАН. 2008. Т. 420. № 5. С. 654–658.
11. Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Термохимическая теория геодинамической эволюции // ДАН. 2011. Т. 438. № 3. С. 1–4.
12. Кузнецов С.П. Динамический хаос. — М.: Физматлит, 2001. 296 с.
13. Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В. Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным региональной томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.
14. Лобковский Л.И. Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и северо-восточной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 67. № 3. С. 476–495.
15. Лобковский Л.И., Рамазанов М.М. Исследование конвекции в верхней мантии, термомеханически связанной с зоной субдукции, и ее геодинамические приложения для Арктики и северо-восточной Азии // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2021. № 3. С. 139–150.
16. Полянский О.П., Коробейников С.Н., Свердлова В.Г., Бабичев А.В., Ревердатто В.В. Влияние реологии коры на характер субдукции плит по результатам математического моделирования // ДАН. 2010. Т. 430. № 4. С. 518–522.
17. Пуцаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
18. Пуцаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С. 42–49.
19. Розен О.М., Щипанский А.А. Геодинамика раннего докембрия. Статья 1. Вулканизм и ассоциированные мантийные процессы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 3–25.
20. Трубицын В.П. Проблемы глобальной геодинамики // Физика Земли. 2019. № 1. С. 180–198.
21. Удовкина Н.Г. Экологиты Полярного Урала: на примере южной части хр. Марун-Кеу. — Под ред. А.П. Лебедева — М.: Наука, 1971. 190 с.
22. Щипанский А.А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника. 2012. № 2. С. 42–64.
23. Abbott D.H., Drury R., Smith W.H.F. Flat to steep transition in subduction style // Geology. 1994. Vol. 22. No. 10. P. 937–940. Doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022)
24. Arndt N. How did the continental crust form: No basalt, no water, no granite // Precambrian Research. 2023. Vol. 397. Art. 107196. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107196>
25. Austrheim H. Influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones. — In: *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. — Ed. by B.R. Hacker, J.G. Liou, (Springer-Science+Business Media, Dordrecht, Netherlands. 1998). P. 297–323.
26. Baitsch-Ghirardello B., Gerya T.V., Burg J.-P. Geodynamic regimes of intra-oceanic subduction: Implications for arc extension vs. shortening processes // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 546–560.
27. 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.
28. Brown M., Johnson T., Gardiner N.J. Plate tectonics and the Archean Earth // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2020. Vol. 48. P. 291–320.
29. Burg J.-P., Gerya T.V. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: Thermomechanical models and application to the Lepontine dome in the Central Alps // J. Metam. Geol. 2005. Vol. 23. P. 75–95.
30. Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B. The continental record and the generation of continental crust // Geol. Soc. Am. Bull. 2013. Vol. 125. P. 14–32. Doi: [10.1130/B30722.1](https://doi.org/10.1130/B30722.1)
31. Chelle-Michou C., McCarthy A., Moyen J.-F., Cawood P.A., Capitanio F.A. Make subductions diverse again // Earth-Sci. Rev. 2022. Vol. 226. Art. 103966. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103966>
32. Clauser C., Huenges E. Thermal conductivity of rocks and minerals. — In: *Rock Physics and Phase Relations*. — Ed. by T.J. Ahrens (Washington, AGU, USA, 1995). P. 105–126.
33. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. Vol. 236. P. 524–541.
34. Crameri F., Schmeling H., Golabek G.J., Duretz T., Orendt R., Buiter S.J.H., May D.A., Kaus B.J.P., Gerya T.V., Tackley P.J. A comparison of numerical surface topography calculations in geodynamic modelling: An evaluation of the “sticky air” method // Geoph. J. Int. 2012. Vol. 189. P. 38–54.

35. Davies J.H. The role of hydraulic fractures in generating intermediate depth earthquakes and subduction zone magmatism // *Nature*. 1999. Vol. 398. P. 142–145.
36. Gao S., Luo T.-C., Zhang B.-R., Zhang H.-F., Han Y.-W., Hu Y.-K., Zhao Z.-D. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in east China // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. Vol. 62. P. 1959–1975.
37. Gerya T., Stern R., Baes M., Sobolev S.V., Whattam S.A. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation // *Nature*. 2015. Vol. 527. P. 221–225. <https://doi.org/10.1038/nature15752>
38. Gerya T.V. Numerical modeling of subduction: State of the art and future directions // *Geosphere* 2022. Vol. 18. No. 2. P. 503–561. Doi: <https://doi.org/10.1130/GES02416.1>
39. Gerya T.V. Precambrian geodynamics: Concepts and models // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25. P. 442–463. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.008>
40. Gerya T.V., Connolly J.A.D., Yuen D.A., Górczyk W., Capel A.M. Seismic implications of mantle wedge plumes // *Phys. Earth Planet. Interiors*. 2006. Vol. 156. P. 59–74. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.02.005>
41. Gerya T.V., Fossati D., Cantieni C., Seward D. Dynamic effects of aseismic ridge subduction: Numerical modelling // *Eur. J. Mineral.* 2009. Vol. 21. P. 649–661. Doi: <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1931>
42. Gerya T.V., Meilick F.I. Geodynamic regimes of subduction under an active margin: Effects of rheological weakening by fluids and melts // *J. Metamorph. Geol.* 2011. Vol. 29. P. 7–31. Doi: <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00904.x>
43. 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. Int.* 2003. Vol. 140. P. 293–318. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.09.006>
44. Goes S., Agrusta R., van Hunen J., Garel F. Subduction-transition zone interaction: A review // *Geosphere*. 2017. Vol. 13. No. 3. P. 644–664. Doi: <https://doi.org/10.1130/GES01476.1>
45. Gutscher M.A., Maury R., Eissen J.P., Bourdon E. Can slab melting be caused by flat subduction? // *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 535–538. Doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<535:CSMBCB>2.0.CO;2)
46. Hacker B.R. Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity, and H₂O content of oceanic crust. — Ed. by G.E. Bebout, D.W. Scholl, S.H. Kirby, J.P. Platt, (UGU, Washington, DC, USA. *Geophys. Monogr. Ser.* 1996. Vol. 96). P. 337–346.
47. Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A.V. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones // *Lithos*. 2006. Vol. 92. No. 3–4. P. 399–417. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.055>
48. Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N., Niu Y., Leshner C.M., Fitton J.G., Cheddie M.J., Saunders A.D. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. Vol. 8. Art. Q02006. Doi:10.1029/2006GC001390
49. Herzberg C., Condie K., Korenaga J. Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 292. P. 79–88.
50. Huang B., Johnson T.E., Wilde S.A., Polat A., Fu D., Kusky T. Coexisting divergent and convergent plate boundary assemblages indicate plate tectonics in the Neoproterozoic // *Nature Communications*. 2022. Vol. 13. Art. 6450. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41467-022-34214-8>
51. Ito E., Akaogi M., Topor L., Navrotsky A. Negative pressure-temperature slopes for reactions forming MgSiO₃ perovskite from calorimetry // *Science*. 1990. Vol. 249. P. 1275–1278.
52. Ito K., Kennedy G.C. An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition. — In: *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*. — Ed. by J.G. Heacock, (AGU, Washington, DC, USA. *Geophys. Monogr. Ser.* 1971. Vol. 14). P. 303–314.
53. Katsura T., Ito E. The system Mg₂SiO₄–Fe₂SiO₄ at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel and spinel // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 663–670.
54. Katz R.F., Spiegelman M., Langmuir C.H. A new parameterization of hydrous mantle melting // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. Vol. 4. No. 9. Art. 1073. Doi: <https://doi.org/10.1029/2002GC000433>
55. Korenaga J. Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: theories and observations // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2013. Vol. 41. P. 117–151.
56. Labrosse S., Jaupart C. Thermal evolution of the Earth: Secular changes and fluctuations of plate characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 260. No. 3–4. P. 260–465. Doi: 10.1016/j.epsl.2007.05.046
57. 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. Art. 102874. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.018>
58. Lobkovsky L.I., Gabsatov Y.V., Alekseev D.A., Vladimirova I.S., Ramazanov M.M., Kotelnik V.D. Geodynamic model of the interaction of the subduction zone with the continental lithosphere in the area of transition between the Pacific Ocean and East Asia // *Geodynam. Tectonophys.* 2022. Vol. 13. No. 5. Art. 0675. Doi:10.5800/GT-2022-13-5-0675
59. Lobkovsky L.I., Ramazanov M.M., Kotelnik V.D. Convection related to subduction zone and application of the model to investigate the Cretaceous–Cenozoic geodynamics of Central East Asia and Arctic // *Geodynam. Tectonophys.* 2021. Vol. 12. No. 3. P. 455–470. Doi: 10.5800/GT-2021-12-3-0533
60. Maierova P., Schulmann K., Gerya T. Relamination styles in collisional orogens // *Tectonics*. 2018. Vol. 37. P. 224–250.
61. Martin B., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champiron D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 1–24.

62. Mishin Y.A., Gerya T.V., Burg J.P., Connolly J.A.D. Dynamics of double subduction: Numerical modeling // *Phys. Earth Planet. Int.* 2008. Vol. 171. P. 280–295.
63. Moya J.-F., Martin H. Forty years of TTG research // *Lithos.* 2012. Vol. 148. P. 312–336.
64. Palin R., Santosh M. Plate tectonics: What, where, why, and when? // *Gondwana Research.* 2021. Vol. 100. P. 3–24.
65. Palin R.M., Santosh M., Cao W., Li S.-S., Hernández-Urbe D., Parsons A. Secular change and the onset of plate tectonics on Earth // *Earth-Sci. Rev.* 2020. Vol. 207. Art. 103172. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103172>
66. Palin R.M., White R.W., Green E.C.R. Partial melting of metabasic rocks and the generation of tonalitic–trondhjemitic–granodioritic (TTG) crust in the Archaean: Constraints from phase equilibrium modelling // *Precambrian Research.* 2016. Vol. 287. P. 73–90.
67. Parada M., López-Escobar L., Oliveros V., Fuentes F., Morata D., Calderón M., Aguirre L., Feraud G., Espinoza F., Moreno H., Figueroa O., Muñoz J., Troncosa R., Stern C.R. Andean magmatism. — In: *The Geology of Chile.* — Ed. by T. Moreno, W. Gibbons, (Geol. Soc. London, UK. 2007). P. 149–180. Doi: <https://doi.org/10.1144/GOCH.4>
68. Peacock S.M. Serpentinization and infiltration metasomatism in the Trinity peridotite, Klamath province, northern California: implications for subduction zones // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 95. P. 55–70.
69. Perchuk A.L., Zakharov V.S., Gerya T., Brown M. Hotter mantle but colder subduction in the Precambrian: What are the implications? // *Precambrian Research* 2019. Vol. 330. P. 20–34. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.023>
70. Perchuk A.L., Gerya T.V., Zakharov V.S., Griffin W.L. Building cratonic keels in Precambrian plate tectonics // *Nature.* 2020. Vol. 586. P. 395–401. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41586-020-2806-7>
71. 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. Art. 21489. Doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-021-00837-y>
72. Perchuk A.L., Safonov O.G., Smit C.A., van Reenen D.D., Zakharov V.S., Gerya T.V. Precambrian ultra-hot orogenic factory: Making and reworking of continental crust // *Tectonophysics.* 2018. Vol. 746. P. 572–586. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.041>
73. 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. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.03.015>
74. Petersen R.I., Stegman D.R., Tackley P.J. The subduction dichotomy of strong plates and weak slabs // *Solid Earth.* 2017. Vol. 8. P. 339–350.
75. Poli S. The amphibolite-eclogite transformation; an experimental study on basalt // *Am. J. Sci.* 1993. Vol. 293(10). P. 1061–1107. Doi: <https://doi.org/10.2475/ajs.293.10.1061>
76. Ranalli G. Rheology of the Earth. — (Chapman & Hall, London. UK. 1995), pp. 413.
77. Rozel A., Golabek G.J., Jain C., Tackley P.J., Gerya T. Continental crust formation on early Earth controlled by intrusive magmatism // *Nature.* 2017. Vol. 545. P. 332–335. Doi: <https://doi.org/10.1038/nature22042>
78. Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 267–309.
79. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // *Treatise on Geochem.* 2003. Vol. 3. P. 1–64.
80. Santosh M., Omori S. CO₂ flushing: a plate tectonic perspective // *Gondwana Research.* 2008. Vol. 13. P. 86–102.
81. Schellart W.P. Control of subduction zone age and size on flat slab subduction // *Front. Earth Sci.* 2020. Vol. 26. No. 8. Doi: [10.3389/feart.2020.00026](https://doi.org/10.3389/feart.2020.00026)
82. Schmidt M., Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // *Earth and Planet. Sci. Let.* 1998. Vol. 163. P. 361–379.
83. Schmidt M.W., Poli S. Devolatilization During Subduction // *Treatise on Geochem.* 2014. P. 669–701.
84. 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.
85. Smithies R.H., Champion D.C., Cassidy K.F. Formation of Earth's early Archaean continental crust // *Precambrian Research.* 2003. Vol. 127. P. 89–101.
86. Stern R.J. Subduction zones // *Rev. Geophys.* 2002. Vol. 40. No. 4. Art. 1012. Doi: [10.1029/2001RG000108](https://doi.org/10.1029/2001RG000108)
87. Tackley P.J., Nakagawa T., Herlund J.W. Influence of the post-perovskite transition on thermal and thermochemical mantle convection. — In: *Post-Perovskite: The Last Phase Transition.* — Ed. by K. Hirose, (AGU, Washington, USA. Geophys. Monogr. Ser. 2007. Vol. 174). P. 229–247.
88. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. — (Blackwell, Oxford, UK. 1985), pp. 312.
89. Turcotte D.L. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics. — (Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 1997), pp. 398.
90. Turcotte D.L., Schubert G. Geodynamics. — (Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK. 2014), pp. 472.
91. van Hunen J., Moya J.F. Archean subduction: Fact or fiction? // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2012. Vol. 40. Art. 195e219.
92. van Hunen J., van den Berg A.P. Plate tectonics on the early Earth: Limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere // *Lithos.* 2008. Vol. 103. P. 217–235.
93. van Hunen J., van den Berg A.P., Vlaar N.J. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger earth: A numerical parameter study // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 2004. Vol. 146. P. 179–194.
94. Vlaar N.J., Wortel M.J.R. Lithospheric aging, instability and subduction // *Tectonophysics.* 1976. Vol. 32. P. 331–351.

95. *Vogt K., Gerya T.V., Castro A.* Crustal growth at active continental margins: Numerical modelling // *Phys. Earth Planet. Interiors.* 2012. Vol. 192. P. 1–20.
96. *Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. Vol. 50. P. 2267–2279.
97. *Wei C.J., Duan Z.Z.* Phase relations in metabasic rocks: constraints from the results of experiments, phase modelling and ACF analysis // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2018. Vol. 474. P. 25–45. Doi: <https://doi.org/10.1144/SP474.10>
98. *Wu C., Wang G., Zhou Z., Haproff P. J., Zuza A. V., Liu W.* Paleoproterozoic plate tectonics recorded in the Northern Margin orogen, North China craton // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2022. Vol. 23. Art. e2022GC010662. Doi: <https://doi.org/10.1029/2022GC010662>
99. *Zheng Y.* Plate tectonics in the Archean: Observations versus interpretations // *Sci. China Earth Sci.* 2024. Vol. 67. P. 1–30. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11430-023-1210-5>
100. Space image, https://www.gebco.net/data_and_products/printable_maps/documents/gebco_2022_a2_2n.pdf (Accessed January, 2024).

Subduction Style at Different Stages of Geological History of the Earth: Results of Numerical Petrological-Thermomechanical 2D Modeling

V. S. Zakharov^{a, *}, A. L. Perchuk^{a, b}, T. V. Gerya^c, M. D. Eremin^a

^a*Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, bld. 1, Leninsky Gory, 119991 Moscow, Russia*

^b*Academician Korzhinsky Institute for Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, bld. 4, Academician Hossipian Str., 142432 Chernogolovka, Moscow region, Russia*

^c*Swiss Federal Institute of Technology, Department of Earth Sciences, bld. 5, Sonneggstrasse, 8092 Zurich, Switzerland*

*e-mail: zakharov@geol.msu.ru

In this article we examine the effects of impact of slab rocks eclogitization on the subduction regime under the continent. Eclogitization of rocks in high-pressure metamorphic complexes occurs only in the areas of penetration of hydrous fluid. In the absence of hydrous fluid, the kinetic delay of eclogitization preserves low-density rocks under P – T conditions of eclogite metamorphism, delaying the weighting of a slab and reducing the efficiency of the slab-pull mechanism which contributes to the steep subduction into the deep mantle. The results of numerical petrological-thermomechanical 2D modeling of subduction under the continent in a wide range of eclogitization parameters of oceanic crust rocks (discrete eclogitization) are presented. The effects of a lower kinetic delay of eclogitization in the water-bearing basalt layer, compared to the drier underlying gabbro layer, have been tested. Based on results of 112 numerical experiments with 7 variants of eclogitization ranges (in range 400–650°C for basalt and 400–1000°C for gabbro) at different potential mantle temperatures ($\Delta T = 0$ –250°C, above modern value), and steep, flat and transitional subduction regimes were identified. The mode of steep subduction occurs under modern conditions ($\Delta T = 0$ °C) with all ranges of eclogitization. Here it is characterised by an increase in the angle of subduction of the slab as the plate descends, and above the boundary of the mantle transition zone there is a flattening or and then tucking of the slab. Subduction is accompanied by the formation of felsic and mafic volcanics and their plutonic analogues. At elevated temperatures of the mantle ($\Delta T \geq 150$ °C) and discrete eclogitization over a wide range, the flat subduction regime is observed with periodic detachments of its steeper frontal eclogitized part. The flat subduction regime is accompanied by significant serpentinization of the mantle wedge and episodic, scarce magmatism (from mafic to felsic), which occurs at a significant distance (≥ 500 km) from the trench. During the transition regime, which is also realised in models with elevated mantle temperatures, there is a characteristic change occurs from flat to steep subduction, resulting in a stepped shape of the slab. As the kinetic shift of eclogitisation increases, flat subduction develops. An increase in the thickness of the continental lithosphere from 80 km to 150 km contributes to the implementation of steep subduction, while the influence of the convergence rate (5–10 cm/year) is ambiguous.

Discrete eclogitization of thickened oceanic crust and depletion of lithospheric mantle in the oceanic plate are the main drivers of flat subduction. In modern conditions, their influence becomes insignificant due to the decrease in the thickness of the oceanic crust and the degree of depletion of the oceanic mantle lithosphere. As a result, the less frequent flat movement of slabs is determined by other factors.

Keywords: subduction, eclogite, kinetics, oceanic crust, depleted mantle, magmatism, numerical modeling