

О ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ ГЛУБИННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СО СТРУКТУРНЫМ ПЕРЕХОДОМ СУБМОЛЕКУЛЯРНЫХ ФРАГМЕНТОВ SiO_2 В ПОРОДАХ СУБДУЦИРУЮЩЕЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ

М.И. Кузьмин¹, Р.Г. Хлебопрос^{2,3}, А.Н. Диденко^{4,5}, С.Г. Козлова^{6,7}, В.Е. Захватаев^{2,3}

¹ Институт геохимии им. А.И. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1А, Россия

² Красноярский научный центр СО РАН, 660036, Красноярск, Академгородок, 50, Россия

³ Сибирский федеральный университет, 660041, Красноярск, просп. Свободный, 79, Россия

⁴ Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65, Россия

⁵ Тихоокеанский государственный университет, 680035, Хабаровск, ул. Тихоокеанская, 136, Россия

⁶ Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 3, Россия

⁷ Государственный технологический университет им. В.Г. Шухова, 308012, Белгород, ул. Костюкова, 46, Россия

Результаты квантово-химических расчетов свидетельствуют о возможности перехода молекулы SiO_2 из линейной формы в изомерную уголковую и обратно. Выделяемая при переходе уголковая форма $\text{SiO}_2 \rightarrow$ линейная форма SiO_2 энергия составляет около 240 кДж/моль. Предполагается, что соответствующий гипотетический структурный переход субмолекулярных фрагментов SiO_2 в мантийных минералах может вносить вклад в инициирование глубоководных землетрясений огромной энергии, которые фиксируются вблизи границы верхняя — нижняя мантия. Именно на этой глубине (600—670 км) происходит расщепление погружающейся океанической плиты; ее верхняя часть «горизонтально» движется по границе верхняя—нижняя мантия, а ее нижняя часть, разбитая на блоки, опускается в нижнюю мантию и достигает слоя D'' , где остатки субдуцированной океанической литосферы накапливаются.

Фазовые переходы, глубинные землетрясения, верхняя—нижняя мантия, литосферная плита, субдукция.

A POSSIBLE RELATIONSHIP BETWEEN DEEP EARTHQUAKES AND THE STRUCTURAL TRANSITION OF SUBMOLECULAR SiO_2 FRAGMENTS IN ROCKS OF A SUBDUCTING OCEANIC SLAB

M.I. Kuzmin, R.G. Khlebopros, A.N. Didenko, S.G. Kozlova, and V.E. Zakhvataev

Quantum-chemical calculations show a tendency of SiO_2 molecule to transform from linear to isomeric cyclic (bent) form and back. In the latter case, the energy released during the transition isomeric $\text{SiO}_2 \rightarrow$ linear SiO_2 is about 240 kJ/mole. This hypothetic structural transition of submolecular SiO_2 fragments in mantle minerals is supposed to initiate deep-focus high-energy earthquakes at the upper–lower mantle boundary. It is at this depth (600–670 km) that the subducting oceanic slab is delaminated: Its upper part moves «horizontally» along the upper–lower mantle boundary, while its lower part separated into blocks subsides into the lower mantle and reaches the D'' layer to accumulate there.

Phase transitions, deep-focus earthquakes, upper–lower mantle, lithospheric plate, subduction

ВВЕДЕНИЕ

Произошедшее в Охотском море у побережья Камчатки 24 мая 2013 г. сейсмическое событие — самое мощное за период инструментальных наблюдений глубинное землетрясение на Земле (рис. 1), ощущалось на расстоянии более 6400 км в европейской части Евразии интенсивностью 2 балла и Финляндии [Татевосян и др., 2014] и вызвало волну нового интереса к проблеме глубоководных землетрясений ученых многих стран [Чебров и др., 2013, 2015; Wei et al., 2013; Ye et al., 2013; Шестаков и др., 2014; Meng et al., 2014; Zhan et al., 2014; Chen, Wen, 2015; Воронина, 2016; Варга и др., 2017; и др.].

По глубине своих гипоцентров землетрясения подразделяются на три класса: до 70 км, 70—300 км, свыше 300 км. На территории России имеются только две области, в пределах которых фиксируются землетрясения с глубинами гипоцентров свыше 300 км: одна из них находится вблизи г. Владивосток, где глубоководные землетрясения генерируются как на континенте, так и в акватории Японского моря; вторая область узкой полосой с.в.-ю.з. простирания протягивается от западного побережья Камчатки в Охотском море через о. Сахалин и Татарский пролив до побережья континентальной Евразии (см. рис. 1).

© М.И. Кузьмин, Р.Г. Хлебопрос, А.Н. Диденко, С.Г. Козлова, В.Е. Захватаев, 2019

✉ e-mail: mikuzmin@igc.irk.ru

DOI: 10.15372/GiG2019038

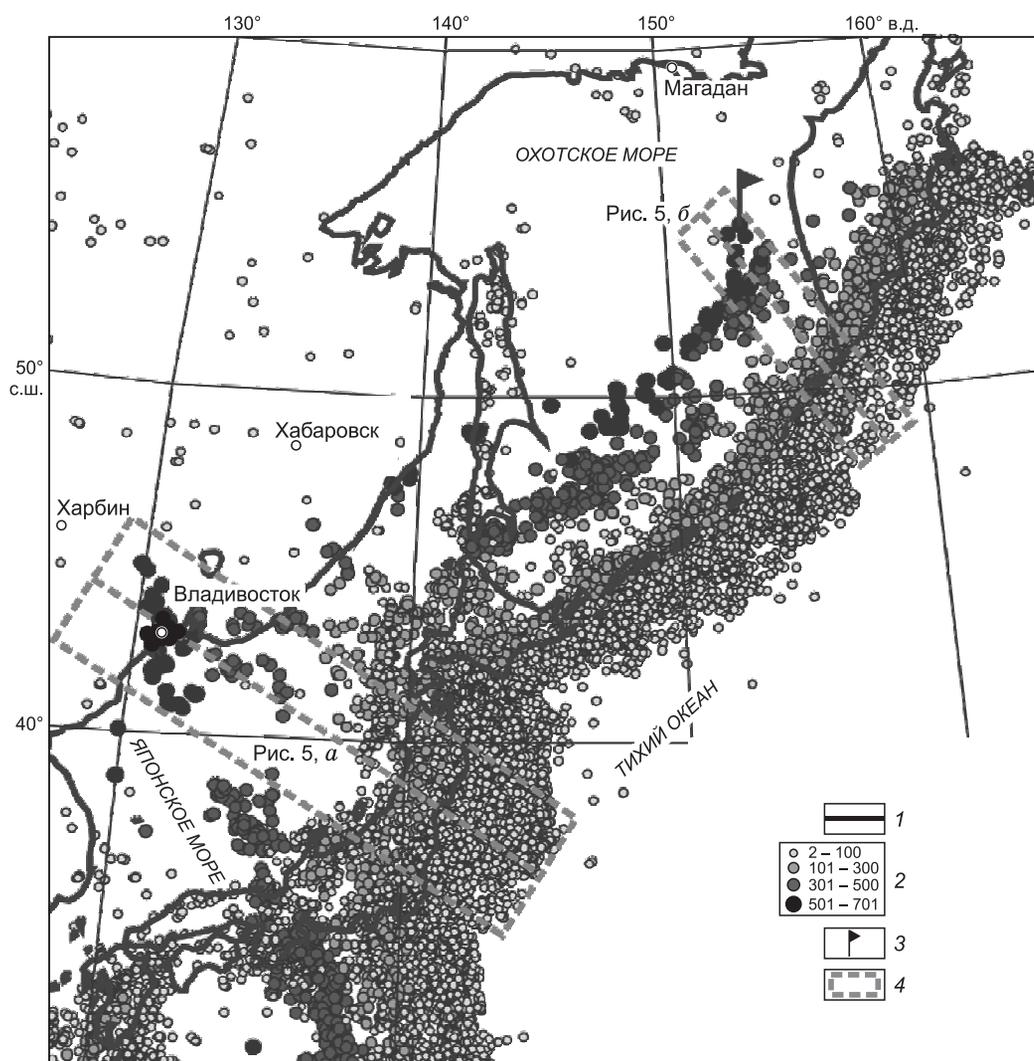


Рис. 1. Распределение эпицентров землетрясений с магнитудой ≥ 4.5 в зоне действия Курило-Камчатской и Японской островных дуг.

Каталог землетрясений Геологической службы США (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>), выборка 29.07.1900 — 27.10.2017 Эквидистантная азимутальная проекция, центральный меридиан 145° в. д.

1 — береговая линия; 2 — глубина гипоцентров, км; 3 — эпицентр землетрясения 24.05.2013 г., $M = 8.3$; 4 — участки синтезированных профилей гипоцентров землетрясений.

Интерес к разгадке природы глубокофокусных землетрясений не ослабевает со времени их открытия в начале 20-х годов прошлого столетия [Turner, 1922]. И если по поводу географической приуроченности подавляющего большинства из них к зонам современной субдукции литосферных плит разногласий нет, то физика механизма(ов) глубокофокусных землетрясений остается загадочной, так как температура и давление на этих глубинах препятствуют кумуляции упругой энергии в породах и последующему их хрупкому разрушению, что и является причиной землетрясений [Жарков, 2013].

Глубокофокусные землетрясения составляют лишь несколько процентов глобальной сейсмической активности, но они важны, поскольку предоставляют прямую информацию о субдуцирующей литосфере. Возникновение таких землетрясений показывает, что океанические плиты субдуцируют быстрее по сравнению со временем, необходимым для выравнивания температуры с окружающей мантией, и они остаются «холодными» и плотными по сравнению с «нормальной» мантией [Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Kirby et al., 1996; Frohlich, 2006; и др.].

В настоящее время используются три основные модели физико-химические процессов в нижней мантии для объяснения глубокофокусных землетрясений [Frohlich, 2006; Лыскова, 2014]:

1. Дегидратация водосодержащих минералов, образовавшихся при серпентинизации ультрабазитов слоя 4 океанической литосферы у поверхности дна океанов [Печерский и др., 1993], при их погру-

жении в составе пород нисходящего слэба. Появление поровых вод способствует образованию разрывов при более низких сколовых напряжениях [Meade, Jeanloz, 1991], т. е. является триггерным механизмом глубокофокусных землетрясений.

2. Присдвиговое плавление пород за счет накопления тепла в зоне сколовых напряжений, вызывающее при переходе через критическую точку лавинообразное увеличение температуры и скорости сдвига («shear instability», по [Ogawa, 1987]), а в конечном итоге и глубокофокусное землетрясение.

3. Полиморфный фазовый переход метастабильного оливина в шпинель вблизи окрестности поверхности скальвания в субдукционном клине, при котором из-за резкого изменения кристаллической структуры прочность породы уменьшается и происходит глубокофокусное землетрясение. Таким механизмом, по мнению автора гипотезы [Kirby, 1987; Kirby et al., 1996], можно объяснить землетрясения в транзитной зоне верхняя—нижняя мантия.

Каждый из этих трех модельных механизмов не лишен недостатков: 1) дегидрационным механизмом вряд ли можно объяснить землетрясения с глубиной гипоцентров более 300 км; 2) механизм термической сдвиговой неустойчивости — это математическая модель, экспериментальных (лабораторных) доказательств разрушения в мантии сдвиговым плавлением нет; 3) для осуществления фазового перехода оливин—шпинель на глубинах 600—700 км необходимо уменьшение температуры в теле слэба не менее чем на 250—300 °С по сравнению с окружающей «нормальной» мантией. Подробный критический разбор существующих представлений о природе глубокофокусных землетрясений не является целью настоящей статьи, с ним можно ознакомиться в цитированных выше работах.

Убедительным аргументом связи глубокофокусных землетрясений с фазовыми переходами в верхней мантии является зависимость распределения их количества от глубины [Родкин, Рундквист, 2017]; наблюдается приуроченность относительных максимумов количества землетрясений к границам предполагаемых твердофазных переходов в модели PREM [Dziewonski et al., 1975, 1981; Жарков, 2013; и др.]. Модели же со смазкой (shear instability) объясняют сдвиговый характер движений в очаге. По мнению М.В. Родкина и Д.В. Рундквиста [2017], дальнейшее изучение механизмов глубокофокусных землетрясений должно объединять положительные стороны этих двух подходов.

Главной целью настоящей работы является представление альтернативного механизма инициации глубокофокусных землетрясений — структурный переход в мантийных минералах, содержащих субмолекулярные фрагменты SiO₂. С глубиной по мере роста давления и температуры в мантийных минералах преобразуются кристаллические решетки, расположение, связи и расстояния между атомами [Pushcharovsky, Oganov, 2006]. Интенсивный полиморфизм при высоких давлениях испытывает кремнезем. При сравнительно малых давлениях кремний тетраэдрически координируется атомами кислорода в полиморфах диоксида кремния. При давлениях свыше примерно 10 ГПа координационное число кремния повышается до шести с образованием стишовита — фазы диоксида кремния со структурой рутила. В структуре стишовита выделяются тесные линейные группировки O=Si=O, каждая из которых связана с четырьмя другими такими же группировками связями координационного типа Si...O. Выявлен ряд постстишовитных фаз со структурой: CaCl₂, α-PbO₂, ZrO₂, α-PbCl₂ и другие [Pushcharovsky, Oganov, 2006]. При давлении примерно 70 ГПа и температуре 1600 К происходит структурно-фазовый переход второго рода с преобразованием стишовита в фазу со структурой CaCl₂ [Kingma et al., 1995]. При давлении примерно 121 ГПа и температуре 2400 К последняя фаза переходит в фазу со структурой α-PbO₂ [Dubrovinsky et al., 1997]. Фаза со структурой α-PbO₂, в свою очередь, переходит в фазу со структурой пирита при давлении выше 200 ГПа [Kuwayama et al., 2005]. Существует и ряд метастабильных фаз диоксида кремния при давлениях ниже 120 ГПа [Pushcharovsky, Oganov, 2006]. Одна из локальных сейсмических границ в верхней мантии приписывается образованию стишовита. В переходной зоне мантии (410—670 км) в небольших количествах также могут формироваться фазы высокого давления SiO₂. Отмечается, что стишовит может существовать в мантии Земли до глубины, по меньшей мере, 1200 км [Condie, 2011]. Полагают, что на глубине примерно 1500 км происходит структурное преобразование стишовита в фазу со структурой CaCl₂. На глубине примерно 2300 км последняя фаза переходит в фазу со структурой α-PbCl₂.

В монографии [Габуда и др., 2009] была высказана идея о том, что при больших давлениях, реализуемых в мантии Земли на глубинах порядка 1000 км, возможен переход субмолекулярного фрагмента SiO₂ из линейной формы в изомерную уголковую (циклическую) форму [Зюбина, 1998; Mück et al., 2012; Zhao et al., 2014], и этот гипотетический переход мог бы иметь существенное значение для фазовой неустойчивости некоторых мантийных минералов, подобных стишовиту, и, соответственно, для физических процессов в кристаллической мантии Земли. Кремнезем является наиболее распространенным компонентом земной мантии, и в то же время энергия, выделяемая при переходе уголковая форма SiO₂ — линейная форма SiO₂, сравнительно велика (около 2.5 эВ или 4000 кДж/кг). В работах [Хлебопрос и др., 2016, 2017] был предложен гипотетический механизм влияния указанного гипотетического структурного перехода SiO₂ на динамические процессы в расплавах мантийных минералов. Настоящая

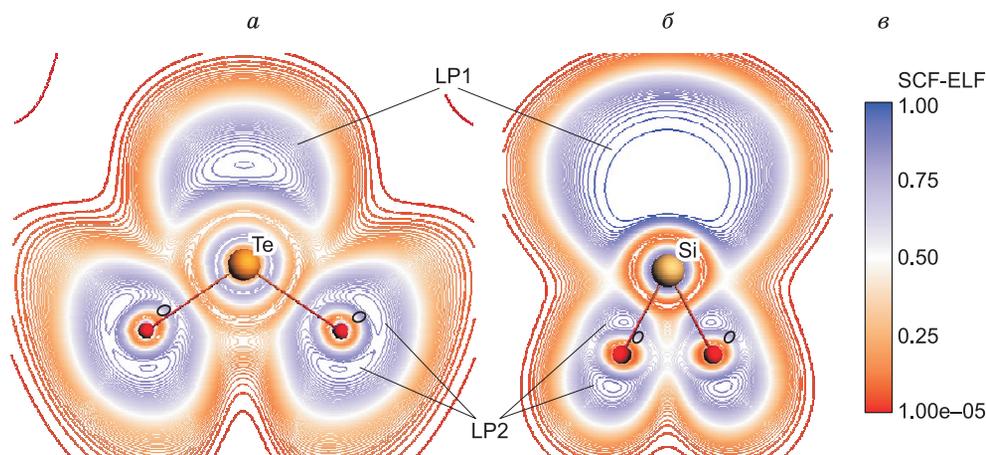


Рис. 2. Распределение функции локализации электронов (ELF) в плоскости гипотетических молекул TeO_2 (а) и SiO_2 (б), численные значения функции ELF представлены цветными изолиниями — максимальная локализация электронов соответствует синему цвету, минимальная — красному (в).

LP1, LP2 — неподеленные электронные пары. Расчет проведен при использовании метода теории функционала плотности (VWN&BP/TZP) [Габуда и др., 2009].

работа является продолжением исследований, начатых Р.Г. Хлебопросом с соавторами, и предлагает возможный сценарий инициирования глубокофокусных мантийных землетрясений в зонах субдукции океанических плит с участием этого структурного перехода.

ГИПОТЕТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КРИСТАЛЛОВ С УГОЛКОВОЙ ФОРМОЙ SiO_2

Переход между линейным и уголковым изомерами SiO_2 выявляется в квантово-химических расчетах как соответствующие устойчивые минимумы энергии молекулы SiO_2 в ряду молекул AB_2 ($\text{A}=\text{C}, \text{Si}, \text{Ge}, \text{Sn}, \text{Pb}$ и $\text{B}=\text{O}, \text{S}, \text{Se}$) [Зюбина, 1998; Габуда и др., 2009; Mück et al., 2012; Zhao et al., 2014]. Хотя уголковая форма SiO_2 экспериментально пока не зафиксирована, но уголковый изомер SiS_2 (в газовой фазе) был обнаружен экспериментально [Mück et al., 2012]. Гипотетическую структуру кристаллов с уголковой формой SiO_2 можно построить исходя из подобия распределения функций локализации электронов (ELF) для гипотетических молекул TeO_2 и SiO_2 , имеющих уголковую (циклическую) форму (рис. 2) [Габуда и др., 2009]. Обе гипотетические молекулы TeO_2 и SiO_2 характеризуются общим количеством моносинаптических бассейнов [Silvi, Savin, 1994] локализации электронов ($\text{ELF} > 0.75$): по одному бассейну на атомах теллура и кремния, по два на каждом атоме кислорода и близким распределением изолиний функции ELF на линии $\text{O}-\text{O}$. В терминах [Белов и др., 1982] такая стереохимическая особенность на катионах условно описывалась локализацией неподеленных электронных пар.

В структуре парателлурида TeO_2 ($\beta\text{-TeO}_2$) атом теллура находится в четверной координации, дополняемой неподеленной электронной парой (LP1) до тригональной бипирамиды [Белов и др., 1982]. Полиэдры $\{\text{Te}-\text{O}_4\}$ образуют каркасную структуру, но если ограничить координацию теллура ближайшими двумя атомами кислорода, то можно выделить субмолекулярный фрагмент TeO_2 с расстояниями $\text{Te}-\text{O}$, равными 1.903 Å, углом $\angle\text{O}-\text{Te}-\text{O} = 102^\circ$ и LP1 на атоме теллура [Белов и др., 1982]. Следует отметить, что геометрические параметры субмолекулярного фрагмента TeO_2 в структуре парателлурида согласуются с расчетными данными для гипотетической молекулы TeO_2 (расчетные расстояния $\text{Te}-\text{O}$ равны 1.834 Å и угол $\angle\text{O}-\text{Te}-\text{O} = 112^\circ$). Более того, как в субмолекулярном фрагменте TeO_2 в структуре парателлурида, так и в гипотетической уголковой молекуле TeO_2 существует LP1.

Таким образом, исходя из подобия распределения функций ELF для уголковых молекул TeO_2 и SiO_2 можно предположить, что гипотетическая структура кристаллов с уголковой формой SiO_2 может соответствовать структуре парателлурида ($\beta\text{-TeO}_2$) тетрагональной сингонии, пр. гр. $P 4_1 2_1 2$ и $Z = 4$. Геометрические параметры теперь уже субмолекулярного фрагмента SiO_2 в структуре типа $\beta\text{-SiO}_2$ могут отличаться от расчетных (расчетные расстояния $\text{Si}-\text{O}$ равны 1.687 Å и угол $\angle\text{O}-\text{Si}-\text{O} = 57^\circ$), но положение LP1 должно дополнять координацию атомов Si с возможным образованием новых связей. Кроме этого, возможны и другие структурные модификации SiO_2 , например $\alpha\text{-SiO}_2$, по аналогии с модификацией $\alpha\text{-TeO}_2$, а также расплавленный кремнезем, состоящий из уголковых фрагментов SiO_2 .

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Основной фактологической базой для анализа пространственного распределения глубокофокусных землетрясений послужил каталог землетрясений Геологической службы США (U.S. Geological Survey, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>), из которого была произведена выборка сейсмических событий в период 29.07.1900—27.10.2017 с магнитудой (M) ≥ 4.5 . Существовавшая в прошлом веке на Дальнем Востоке сейсмологическая сеть не позволяла с должной точностью определять координаты эпицентров и глубины гипоцентров сейсмических событий с $M < 4.5$ [Левин и др., 2008], поэтому эти землетрясения нами не рассматривались. Первоначальная выборка составляла 234310 событий для всего мира.

На рисунке 1 показана уже хорошо известная картина распределения землетрясений в соответствии с глубинами их гипоцентров на конвергентных границах литосферных плит; постепенное увеличение глубин гипоцентров от глубоководных желобов в сторону континента (наезжающей плиты). В данном конкретном случае это граница между Тихоокеанской и Амурской (Японская островная дуга), Тихоокеанской и Охотоморской (Курило-Камчатская островная дуга) плитами. Основная цель рис. 1 — демонстрация значительной разницы в расстояниях между фронтом зоны субдукции (эпицентры мелкофокусных событий) и эпицентрами глубокофокусных землетрясений, располагающимися далеко на западе от глубоководных желобов (см. рис. 1). В случае Японской островной дуги это расстояние составляет около 1600 км, Курило-Камчатской островной дуги — около 750 км.

Для всех 234310 событий была построена зависимость их распределения по глубине с шагом 10 км, на которой (рис. 3) отчетливо видно бимодальное распределение количества землетрясений в верхних 50 км, где их количество составляет более 69 % от всех зафиксированных. Затем наблюдается практически монотонное уменьшение количества землетрясений до 300 км, далее до глубины 450 км их количество остается примерно постоянным (около 200 событий на каждые 10 км) с небольшим локальным максимумом (259 событий) на уровне 405 км, что соответствует глубине первого фазового перехода в верхней мантии (см. рис. 3). В транзитной зоне, начиная с 465 км, количество землетрясений на каждые 10 км заметно возрастает, достигая локального максимума на уровне 605 км (1003 события), затем уменьшается до нуля на границе верхняя—нижняя мантия (см. рис. 3). Самое глубокое землетрясение на Земле зафиксировано 6 мая 2007 г. в субдукционном клине островной дуги Тонга-Кермадек — 701 ± 31 км.

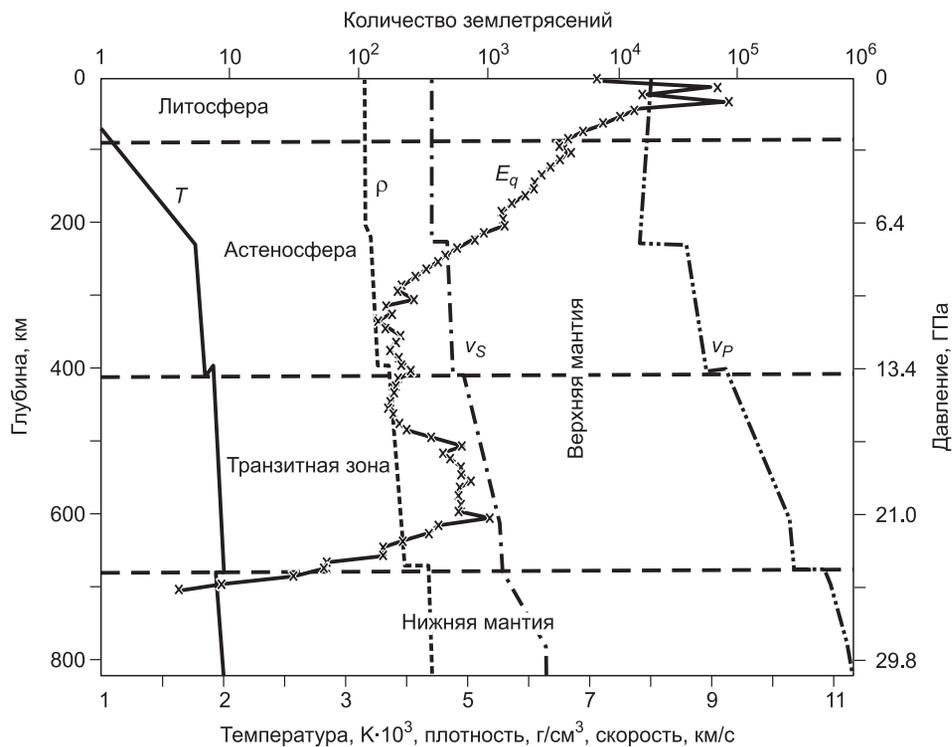


Рис. 3. Распределение гипоцентров землетрясений (E_q), температуры (T), плотности (ρ), скорости продольных (v_p) и поперечных (v_s) сейсмических волн по глубине.

Гипоцентры землетрясений с магнитудой ≥ 4.5 для всей Земли (каталог землетрясений Геологической службы США, (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>), выборка 29.07.1900 — 27.10.2017. Характеристика PREM (T , v_s), по [Kaminsky, 2017].

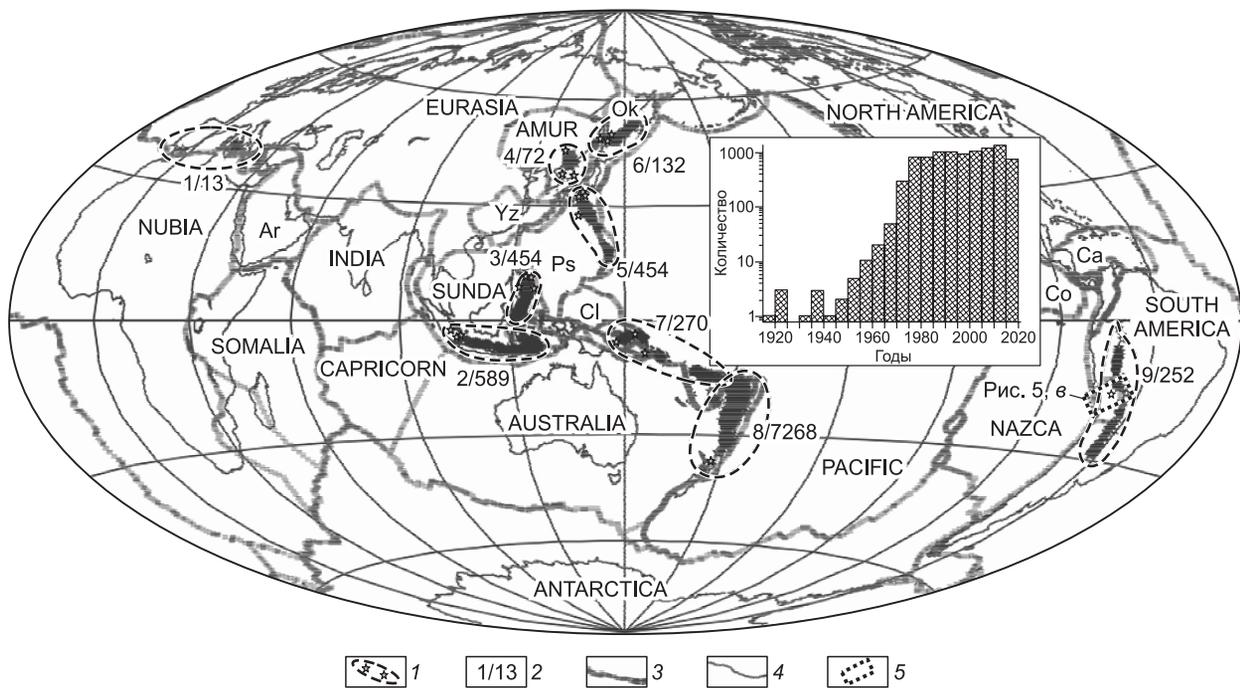


Рис. 4. Географическое положение эпицентров землетрясений с $M \geq 4.5$, глубиной гипоцентра ≥ 450 км и их распределение по годам (гистограмма).

Проекция Мольвейде, центральный меридиан — 150° в.д. 1 — эпицентр (звезда) и их ареалы (штриховые линии) землетрясений с $M \geq 4.5$, $h \geq 450$ км; 2 — номер ареала соответствует номеру в таблице / количество землетрясений; 3 — границы плит, по [Argus et al., 2011]: Ar — Аравийская, Yz — Янцзы, Ps — Филиппинская, Cl — Каролинская, Ok — Охотская, Co — Кокос, Ca — Карибская; 4 — береговая линия; 5 — участок синтезированного профиля гипоцентров землетрясений.

Как хорошо видно, на рис. 3 выделяется отдельная совокупность глубокофокусных землетрясений в интервале 450—700 км, распределение которых мы в дальнейшем и анализировали (всего 9504 события; рис. 4, гистограмма). Первое глубокофокусное землетрясение было инструментально зафиксировано 1 января 1919 г. в районе Фиджи; с конца 70-х годов прошлого столетия их зарегистрированное количество за пять лет (см. рис. 4, гистограмма) становится почти постоянным — около 1000, но есть и существенные отклонения, так, в 2014 г. таких событий было зафиксировано 395. Все сейсмические события этой группы связаны с субдукционными процессами (см. рис. 4, таблицу). Наименьшее количество глубокофокусных землетрясений (13) зафиксировано в системе Нубийская—Евразийская плиты в зоне действия Гибралтарской и Калабрийской островных палеодуг. Наибольшее количество глубокофокусных землетрясений (7268 или более 76 % из 9504) зафиксировано в системе современной островной дуги Тонга-Кермадек. Это с большой вероятностью связано с самой высокой скоростью конвергенции из зафиксированных на Земле Тихоокеанской плиты под Австралийскую плиты [Bevis et al., 1995]. Как показывает пространственный анализ глубокофокусных землетрясений (см. рис. 4, таблицу), одни и те же плиты могут быть и погружающимися, и наезжающими, так, северный край Австралийской плиты субдуцирует под плиты Сунда (Зондская островная дуга) и Тихоокеанскую (Соломонова и Ново-Гебридская островные дуги), а под восточный край Австралийской плиты субдуцирует Тихоокеанская (островная дуга Тонга-Кермадек). Второй пример — это Филиппинская плита; ее юго-западный край погружается под плиту Сунда (Филиппинская островная дуга), а под ее северо-восточный край погружается Тихоокеанская плита (Марианская островная дуга). Более 83 % глубокофокусных землетрясений связано с субдукцией Тихоокеанской плиты (см. рис. 4).

Магнитуда основного количества глубинных землетрясений была рассчитана по объемным волнам (8107 из 9504), для остальных наиболее мощных рассчитывалась моментная магнитуда различными методами. Привести к единой шкале энергию этих землетрясений затруднительно, поэтому расчет графика повторяемости глубинных землетрясений не строился.

Для анализа распределений землетрясений Японской и Курило-Камчатской островных дуг по глубине нами были построены два синтезированных профиля, пересекающих их структуры вкрест простирания (см. рис. 1, 5а, б). Главные отличия в структуре этих дуг следующие. Во-первых, длины про-

Характеристика зон землетрясений с глубинами гипоцентров 450—700 км

№	Островная дуга/краевой вулканический пояс	Погружающаяся плита	Наезжающая плита	Кол-во землетрясений	Максимальная магнитуда	Максимальная глубина, км	b		r_k
1	Гибралтарская и Калабрийская	Нубийская (Африканская)	Евразийская	13	7.8	626	—	—	—
2	Зондская	Австралийская	Сунда	589	7.9	676	-0.779	±0.061	-0.985
3	Филиппинская	Филиппинская	»	454	7.6	678	-0.710	±0.078	-0.971
4	Японская	Тихоокеанская	Амурская	72	7.3	608	-0.348	±0.064	-0.938
5	Марианская	»	Филиппинская и Марианская	454	7.8	683	-0.709	±0.067	-0.979
6	Курило-Камчатская	Тихоокеанская	Охотская	132	8.3	679	-0.480	±0.035	-0.984
7	Соломонова и Ново-Гебридская	Австралийская	Тихоокеанская	270	7.3	700	-0.871	±0.068	-0.988
8	Тонга-Кермадек	Тихоокеанская	Австралийская	7268	7.8	701	-0.999	±0.029	-0.998
9	Андийский	Наска	Южно-Американская	252	8.2	650	-0.420	±0.045	-0.967
Всего:	—	—	—	9504	8.3	701	-0.880	±0.043	-0.993

Примечание. b — коэффициент наклона графика повторяемости землетрясений, r_k — коэффициент корреляции Спирмена.

екций на поверхность Земли их погружающихся слэбов* отличаются более чем вдвое: ~1500 км у Японской (см. рис. 5, а) и ~600 км у Курило-Камчатской (см. рис. 5, б) дуг, соответственно различаются и углы конвергенции Тихоокеанской плиты под Амурскую (< 30°) и Охотскую плиты (~ 45°). Во-вторых, глубина гипоцентров глубокофокусных землетрясений в слэбе Японской дуги не превышает 600 км (см. рис. 5, а), и все они происходили в транзитной зоне существенно выше границы фазового перехода верхняя—нижняя мантия (см. рис. 3). Тогда как в слэбе Курило-Камчатской дуги глубина гипоцентров глубокофокусных землетрясений (660 км) практически достигает границы фазового перехода верхняя—нижняя мантия (см. рис. 5, б). Далее происходит выполаживание нижней границы слэба в западном направлении на расстоянии ~ 150 км от точки перегиба.

Сходную с Курило-Камчатской структуру имеет слэб в Перуано-Чилийской субдукционной системе, где инструментально зафиксировано второе по силе глубокофокусное землетрясение на Земле [Kikuchi, Kanamori, 1994; Zhan et al., 2014]. Во-первых, длина проекции субдуцирующего слэба на поверхность Земли составляет порядка 750 км и угол конвергенции Тихоокеанской плиты под Южно-Американскую в этом месте составляет около 40°, во-вторых, самое крупное глубокофокусное землетрясение (09.06.1994) и его крупнейший афтершок (08.08.1994) произошли также у границы верхняя—нижняя мантия (см. рис. 4, рис. 5, в).

ФОКАЛЬНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ТРЕХ СУБДУКЦИОННЫХ ЗОН

Как следует из вышеизложенного материала, структуры в изученных зонах погружающихся слэбов Курило-Камчатской и Японской островных дуг различаются, отличаются также и фокальные механизмы самых крупных землетрясений, произошедших здесь.

Рассмотрим сначала возможные решения фокальных механизмов (здесь и далее использованы данные Harvard CMT Catalog — <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) для двух самых мощных глубокофокусных землетрясений ($M_w = 7.3$), зафиксированных в активном слэбе Японской островной дуги (см. рис. 5, а). Первое из них произошло 21 июля 1994 г. на глубине 489 км**, эпицентр которого находился в 50 км южнее г. Находка в Японском море, в условиях преобладания напряжений сжатия в результате взбросовой дислокации с небольшой сдвиговой составляющей); одна из возможных плоскостей раз-

* Морфологическое описание слэбов дано по положению гипоцентров землетрясений в зоне субдукции.

** Необходимо отметить систематическое расхождение глубин гипоцентров в базах данных U.S. Geological Survey (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search>) и GCMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>) примерно на 15 км (см. рис. 4).

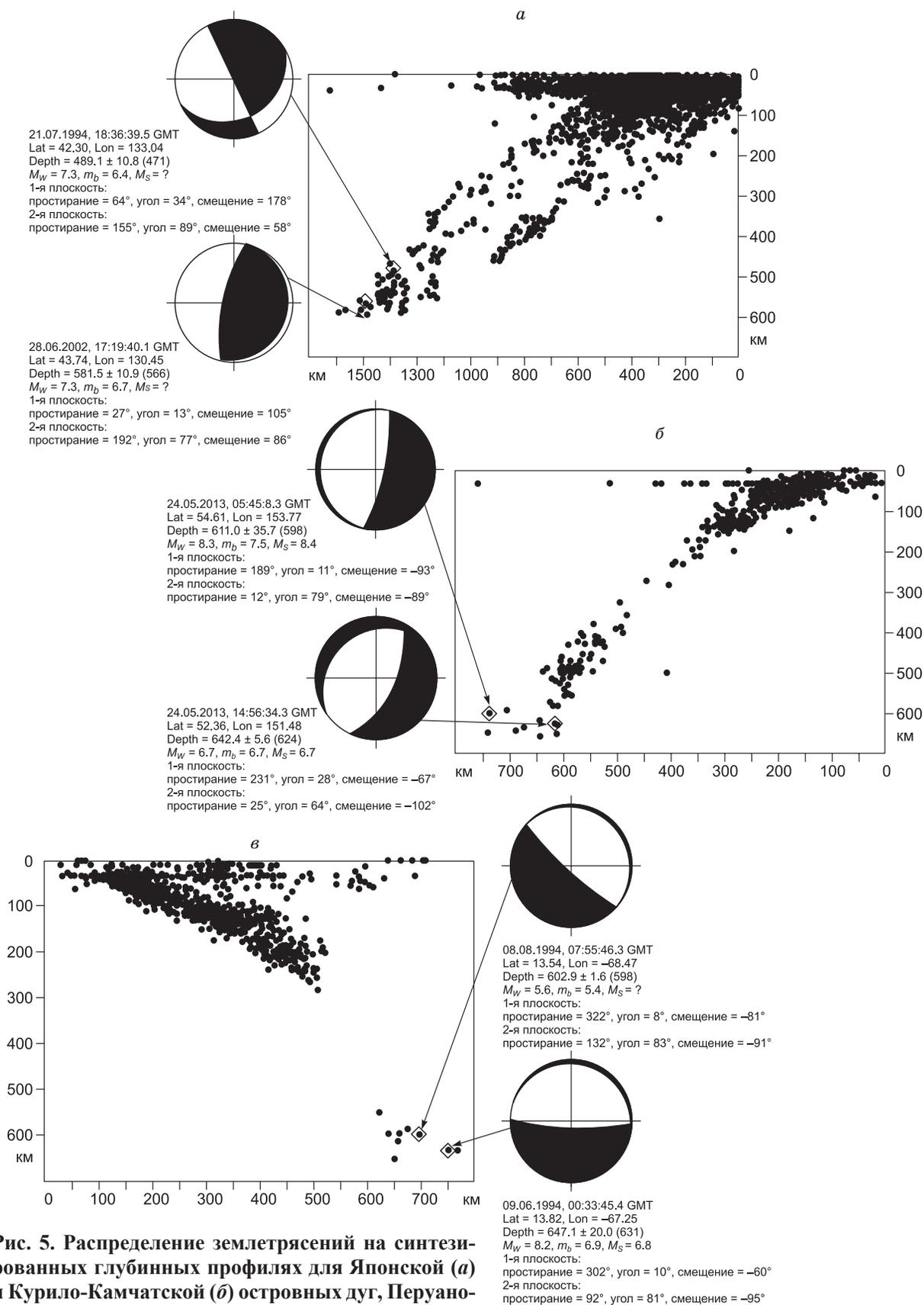


Рис. 5. Распределение землетрясений на синтезированных глубинных профилях для Японской (а) и Курило-Камчатской (б) островных дуг, Перуано-Чилийского краевого вулканического пояса (в).

Фокальные механизмы даны по GCMT [<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>], рассчитанные согласно [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012]. В скобках дана глубина гипоцентров (км), согласно базе данных U.S. Geological Survey (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>).

рыва имеет простирание 64° и угол падения 34° , вторая — простирание 155° и угол падения 89° (см. рис. 5, а). Второе — 28 июня 2002 г. на глубине 582 км, эпицентр которого находился в 100 км западнее г. Уссурийск на территории Китая, в условиях преобладания напряжений сжатия в результате взбросовой дислокации; одна из возможных плоскостей разрыва имеет простирание 27° и угол падения 13° , вторая — простирание 192° и угол падения 77° (см. рис. 5, а). Оба этих землетрясения произошли в наклонной (активной) части слэба в транзитной зоне существенно выше границы верхняя—нижняя мантия.

Иная ситуация наблюдается в случае сильнейшего глубокофокусного землетрясения Курило-Камчатской дуги 24 мая 2013 г. ($M_w = 8.3$) и его афтершока ($M_w = 6.7$). Главное событие произошло на глубине 611 км, эпицентр которого находился в акватории Охотского моря в 150—160 км западнее побережья Камчатки, в результате сбросовой дислокации в условиях преобладания напряжений растяжения; одна из возможных плоскостей разрыва имеет простирание 189° и угол падения 11° , вторая — простирание 12° и угол падения 79° (см. рис. 5, б). Второе (афтершок) — произошло через 9 ч на глубине 642 км, эпицентр которого находился в 318 км юго-западнее основного события, также в результате сбросовой дислокации (растяжение) с небольшой правосторонней сдвиговой компонентой; одна из возможных плоскостей разрыва имеет простирание 231° и угол падения 28° , вторая — простирание 25° и угол падения 64° (см. рис. 5, б). Оба землетрясения произошли на глубинах, близких к границе верхняя—нижняя мантия. Следует отметить, что с момента главного землетрясения в течение месяца Камчатским филиалом Геофизической службы РАН зафиксировано большое количество афтершоков; 12 из них с $M \geq 4$ и глубиной гипоцентров от 500 до 640 км [Чебров и др., 2015; Варга и др., 2017].

Практически идентичное Охотоморскому и по силе, и по типу фокального механизма глубокофокусное землетрясение произошло 6 июня 1994 г. на противоположной стороне Тихого океана в Перуано-Чилийской субдукционной системе (см. рис. 4). Главное событие ($M_w = 8.2$) произошло примерно в 300 км севернее г. Ла-Пас Боливия на глубине 647 км в результате сбросовой дислокации [Kikuchi, Kanamori, 1994; Zhan et al., 2014] в условиях преобладания напряжений растяжения; одна из возможных плоскостей разрыва имеет простирание 302° и угол падения 10° , вторая — простирание 92° и угол падения 81° (см. рис. 5, в). Самый мощный афтершок ($M_w = 5.6$) произошел почти два месяца спустя примерно в 90 км западнее основного события на глубине 603 км опять-таки в результате сбросовой дислокации; одна из возможных плоскостей разрыва имеет простирание 322° и угол падения 8° , вторая — простирание 132° и угол падения 83° (см. рис. 5, в). Оба этих землетрясения (основное событие и афтершок), как и в случае с Курило-Камчатской дугой, произошли у границы верхняя—нижняя мантия (см. рис. 5, в).

Анализ пространственного положения двух сильнейших глубокофокусных землетрясений и их фокальных механизмов показывает, что они произошли вблизи с границей верхняя—нижняя мантия в условиях преобладания напряжений растяжения. Согласно [Варга и др., 2017, см. рис. 3], для большинства глубокофокусных землетрясений с моментной магнитудой (M_w) ≥ 7.0 , которые произошли в период 1976—2010 гг., главной компонентой является растяжение (данные Harvard CMT Catalog).

Возникают два вопроса. Во-первых, почему в одних субдукционных системах происходят землетрясения практически на границе верхняя—нижняя мантия — в нашем случае это Курило-Камчатская и Перуано-Чилийская, а в других нет — в нашем случае это Японская (см. рис. 5, а). Полагаем, что ответ на этот вопрос надо искать в угле наклона активной части слэба, который определяет структуру нижней части последнего. По данным сейсмической томографии [Van der Hilst et al., 1993; Li et al., 2008; и др.], в случае «крутой» субдукции с углом конвергенции $40\text{—}45^\circ$ (см. рис. 5, б, в) его активная нижняя часть пересекает границу верхняя—нижняя мантия, а стагнирующая часть практически не выражена — томографические профили № 11, 12 для Курило-Камчатской дуги [Li et al., 2008, см. рис. 10] и томографические профили № 7—9 для Перуано-Чилийской субдукционной системы [Li et al., 2008, см. рис. 9]. Сходный результат при интерпретации сейсмотомографических данных для Курило-Камчатской островной дуги был показан в работе И.Ю. Кулакова с соавторами [2011], где на основе расчета аномалий скоростей P - и S -волн были построены 13 вертикальных сечений вкрест простирания дуги. В районе глубокофокусного Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. [Кулаков и др., 2011, см. рис. 4, профили 8—11]) активная часть слэба пересекает границу фазового перехода на рубеже верхняя—нижняя мантия и прослеживается вплоть до глубин 800 км.

Во-вторых, почему эти самые мощные глубинные землетрясения происходят в низах нижней мантии в обстановке растяжения (см. рис. 5, б, в). Ведь если за основу взять «стандартную» модель морфологии нижней части слэба (активный крутой участок → точка перегиба → почти горизонтальный стагнирующий участок), то здесь должно происходить тектоническое скупивание материала в обстановке сжатия. Но факт остается фактом — два самых мощных из зафиксированных глубокофокусных землетрясений и их афтершоки связаны со сбросами, произошедшими у границы верхняя—нижняя мантия.

В случае «пологой» субдукции с углом конвергенции $<30^\circ$ (см. рис. 5, а) активная часть слэба «утыкается» в границу верхняя—нижняя мантия, переходит в стагнирующую и «скользит» по этой гра-

нице на тысячи километров под Евразийский континент — томографические профили № 13, 14 для Японской островной дуги [Li et al., 2008, см. рис. 10]. В стагнирующей же части слэба за счет роста температуры и увеличения вязкости генерация землетрясений становится невозможной. Согласно модели [Zhao, Tian, 2013; Chen et al., 2017], над стагнирующей частью слэба Японской островной дуги в континентальной северо-восточной части Китая развиты внутриплитные вулканы Чанбайшань и Вудалианчи, связанные с апвеллингом горячего и влажного астеносферного материала.

УГОЛКОВЫЙ ПЕРЕХОД SiO_2 И ЕГО ВОЗМОЖНОЕ ВЛИЯНИЕ НА ИНИЦИАЦИЮ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ГРАНИЦЕ ВЕРХНЯЯ—НИЖНЯЯ МАНТИЯ

В работе [Chen, Wen, 2015] методом инверсии были изучены 26 глубокофокусных (> 400 км) и мощных ($M_w > 7$) землетрясений, произошедших в период 1994—2013 гг., на основе моделирования волновых форм. Все изученные землетрясения были разделены на три группы. Мы остановимся на анализе только одной группы, которая состоит из двух событий — Боливийского и Охотоморского. Авторы процитированной выше работы полагают, что исходные процессы этих землетрясений лучше всего интерпретируются путем каскадного разрушения тепловых неустойчивостей в зоне сколовых напряжений. Фокальные механизмы двух сильнейших глубокофокусных землетрясений (Боливийского и Охотоморского) и их сильнейших афтершоков весьма схожи; все они были инициированы сбросами в пределах стагнационных частей слэбов по плоскостям с простираниями, примерно параллельными зонам субдукции (см. рис. 4, рис. 5, б, в). Сходство физических механизмов этих землетрясений и модельные построения их волновых форм позволили [Chen, Wen, 2015] объединить эти сейсмические события в одну группу, предложить для них модель каскадного землетрясения, связанного с «shear instability».

Другой возможный механизм инициирования глубинных землетрясений, и в частности Охотоморского, состоит в формировании разрушений в мантийных минералах при мантийных фазовых переходах, таких как фазовый переход метастабильного оливина в шпинель в холодной субдуцирующей плите [Kirby et al., 1991; Ye et al., 2013; Лыскова, 2014]. За счет достаточно высоких сдвиговых напряжений может осуществляться фазовый переход в слоях мантийного вещества преимущественно в плоскости сдвига. При этом вследствие резкого изменения кристаллической структуры в породе может произойти проскальзывание даже при огромных гидростатических давлениях на рассматриваемых глубинах. Это и происходит в породах погружающейся в глубины мантии холодной литосферной плиты; глубины, на которых осуществляются фазовые переходы в породах субдуцирующей плиты, зависят от состава, температуры и скорости субдукции плиты и могут соответствовать нижней границе переходной зоны мантии [Kirby et al., 1991; Лыскова, 2014]. Как следствие, инициируются землетрясения. Важно, что по мере усиления проскальзывания нагрев трением может привести к плавлению поверхности разрыва, вызывая его дальнейшее распространение [Kanamori et al., 1998; Ye et al., 2013]. Таким образом, источником глубинных землетрясений, происходящих в активной погружающейся части слэба в транзитной зоне между верхней и нижней мантией (см. рис. 6), является полиморфный фазовый переход метастабильного оливина в шпинель вблизи окрестности поверхности скалывания в субдукционном клине [Kirby, 1987; Kirby et al., 1996], при котором из-за резкого изменения кристаллической структуры прочность породы уменьшается и происходит глубокофокусное землетрясение со взбросовым механизмом в очаге.

В работах [Хлебопрос и др., 2016, 2017] рассматривается гипотеза о возможности перехода SiO_2 в уголковую форму в расплавах мантийных минералов. При этом речь идет об относительно независимых «квазимолекулах» SiO_2 . Дело в том, что фрагменты SiO_2 в мантийных расплавах будут входить в состав определенных кластеров, однако различие в порядках соответствующих сил дает основание применить приближение относительно независимых «квазимолекул» SiO_2 . Например, в структуре стишовита (координационное число кремния равно шести) выделяются тесные линейные группировки $\text{O}=\text{Si}=\text{O}$, каждая из которых связана с четырьмя другими такими же группировками связями координационного типа $\text{Si}\dots\text{O}$ [Габуда и др., 2009]. Допустим, что в структурах мантийных расплавов можно выделить эти линейные группировки $\text{O}=\text{Si}=\text{O}$, которые связаны с такими же группировками более слабыми связями. Предположим далее, что различие в силе этих связей настолько велико, что позволяет говорить об относительно независимых фрагментах $\text{O}=\text{Si}=\text{O}$ в расплавах, так что последние рассматриваются в самом первом приближении, качественно как свободные молекулы, претерпевающие уголковый переход. Как отмечено выше, энергия, выделяемая при переходе уголковая форма $\text{SiO}_2 \rightarrow$ линейная форма SiO_2 , сравнительно велика (около 2.5 эВ или 4000 кДж/кг). Согласно оценке [Габуда и др., 2009], переход молекулы SiO_2 из линейной в изомерную уголковую форму осуществляется при давлениях, соответствующих как раз переходной зоне мантии Земли. В самом первом приближении давление перехода можно оценить как $P \sim A/\Delta V$, где A соответствует высоте потенциального барьера между рассматриваемыми состояниями, ΔV — разница объемов уголковой и линейной молекул SiO_2 . По вычисленным значениям геометрических параметров уголковой молекулы SiO_2 ΔV оценивается как 15.4×10^{-30} м³. Положив

Рис. 6. Модельная схема субдуцирующего слэба океанической литосферы и глубокофокусных землетрясений в транзитной зоне верхней мантии с элементами мантийной минералогии.

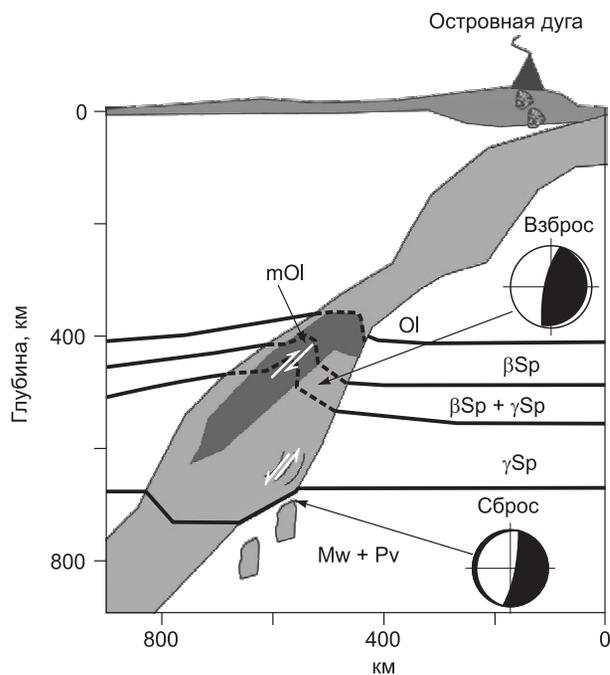
Использованы термическая модель погружающегося слэба [Kirby et al., 1996] и данные сейсмотомографии для Курило-Камчатской дуги [Кулаков и др., 2011, см. рис. 4, сечение 10]. Ol — оливиновая фаза, mOl — фаза метастабильного оливина, β Sp — фаза модифицированной шпинели, γ Sp — шпинельная фаза, Mw — магнезиовюстит, Pv — перовскит.

$A \sim 2$ эВ, получим $P \sim 22$ ГПа. Конечно, рассматриваемая нами гипотеза нуждается в дальнейших проверочных расчетах. Однако в полной постановке задачи эти расчеты довольно сложны. С другой стороны, нам неизвестны точные количественные результаты, исключающие рассматриваемую нами гипотетическую возможность. Поэтому мы считаем возможным ограничиться здесь приведенными выше качественными соображениями и допустить существование относительно независимых фрагментов $O=Si=O$ в расплавах мантийных минералов при больших давлениях.

Вместе с тем около границы верхняя—нижняя мантия имеет место очень сильная деформация слэба и соответствующий рост давления. Фазовый переход на этой глубине (см. рис. 3) препятствует погружению субдуцирующей плиты, что обуславливает деформацию нижнего края погружающейся плиты (слэба) и соответствующий рост механических напряжений [Лыскова, 2014], в результате высвобождения которых и инициируются землетрясения. Как отмечено выше, при формировании очага глубинного землетрясения может иметь место плавление в окрестности поверхности разрыва вследствие трения при интенсивном проскальзывании [Kanamori et al., 1998; Ye et al., 2013; Лыскова, 2014]. Также известно, что механизм сдвигового плавления с взрывообразным ростом температуры и проскальзывания также сопровождается частичным расплавлением породы [Karato et al., 2001; Лыскова, 2014].

Можно предположить, что в переходной зоне мантии таким образом может формироваться слой «уголковой фазы» SiO_2 в окрестности поверхности разрыва для соответствующих давлений слэба. При этом может возникать система с обратной связью: переход SiO_2 — плавление/проскальзывание. При разрушении некоторого объема мантийного вещества механическое напряжение резко падает и, следовательно, высвобождается энергия перехода SiO_2 из уголковой формы в линейную. Если энергия этого «взрыва» достаточна для распространения поверхности разрыва на соседний объем, то должна была бы возникнуть соответствующая сеть «взрывных дорог». Поэтому объем вещества и энергия, вовлеченные в этот процесс, могут оказаться достаточно большими для того, чтобы энергия результирующего землетрясения была на несколько порядков выше по сравнению со случаем обычных мантийных фазовых переходов с линейными SiO_2 . Этот механизм может вносить вклад в инициирование глубинных землетрясений с огромной энергией. Подчеркнем, что он может осуществляться как для сценария термической сдвиговой неустойчивости, так и для сценария фазового перехода оливина в шпинель в холодной субдуцирующей плите.

В нашей модели (рис. 6) сильнейшие глубокофокусные землетрясения происходят у границы верхняя—нижняя мантия в зоне перегиба слэба при поступлении тепла и флюидов из нижней мантии [Zhao et al., 2013]. Этот тепломассоперенос имеет импульсный характер за счет, полагаем, экранирующего действия относительно холодного вещества стагнирующей части слэба. В результате тепло и флюиды являются причиной обратного перехода уголковой формы субмолекулярных фрагментов SiO_2 в линейную, что приводит к дополнительному выделению тепла и последующему присдвиговому плавлению пород за счет накопления тепла в зоне сколовых напряжений, вызывающее при переходе через критическую точку лавинообразное увеличение температуры и скорости сдвига подобно «shear instability», по [Ogawa, 1987], а в конечном итоге и глубокофокусное землетрясение со сбросовым механизмом в очаге. Другой из возможных причин генерации самых мощных землетрясений в низах транзитной зоны верхней мантии может быть увеличение мощности слэба и уменьшение скорости его погружения [Кулаков и др., 2011, с. 847], что «приводит к существенному замедлению скорости погружения и накоплению вещества в переходной зоне между границами на 410 и 670 км. При дости-



жении критического значения массы над границей 670 км каплевидное тело начинает погружаться в более плотную и вязкую нижнюю мантию, что мы и наблюдаем на сейсмотомограммах, соответствующих центральной части дуги». Отрыв «капли» от основного тела слэба будет сопровождаться сбросом (см. рис. 6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Современная эндогенная активность Земли определяется глубинной геодинамикой, при которой совместно проявлены процессы тектоники плит и глубинных мантийных плюмов. Важным элементом тектоники плит являются процессы субдукции, первые признаки которых проявляются примерно 3.0 млрд лет тому назад, а в современном объеме они сформировались 2.0 млрд лет и вместе с процессами спрединга определяют облик современной поверхности Земли, а также совместное взаимодействие всех внутренних оболочек нашей планеты. Итак, изучение и объяснение механизма(ов) процессов субдукции, с которыми связаны не только наиболее глубинные землетрясения, но и формирование в прошлом и настоящем активных зон краевых частей континентов, где, в свою очередь, есть многочисленные месторождения полезных ископаемых, необходимых для существования и развития разумного человеческого сообщества Земли, является важной задачей науки. Для решения этой проблемы необходимы совместные исследования специалистов как геологов, так и химиков, и физиков. Как видно по полученным результатам и их интерпретации, субдукция происходит в тектонически-активных зонах, где отмечаются землетрясения и активный вулканизм. Это зоны островных дуг, активных континентальных окраин или зоны столкновения континентальных блоков, как, например, на Кавказе, или целых континентов — столкновение Индийской и Евразийской плит. В данном случае нас интересуют зоны островных дуг: Курило-Камчатская и Японская, в которых происходит погружение в мантию Тихоокеанской литосферы. Погружение происходит до границы верхней—нижней мантии, расположенной на глубине 670 км и являющейся и температурным, и плотностным рубежом [Maruyama, 1994; Condie, 2011]. Погружение прослеживается до этой границы, а далее субдуцированная плита задерживается, принимает утолщенную форму, связанную с увеличением погружающегося литосферного материала, образуя, по образному выражению Ш. Маруяма, мегалит [Maruyama, 1994], который прослеживается, переходя через границу фазового перехода до глубины 800 км [Кулаков и др., 2011]. Как показывают сейсмотомографические исследования [Condie, 2011; Добрецов, 2011; Кузьмин и др., 2011], плита расщепляется, и верхняя часть ее продвигается вдоль границы с нижней мантией в сторону континента, а вторая часть, разбитая на отдельные блоки, погружается в нижнюю мантию, вплоть до слоя D", расположенного на границе ядро—мантия. Именно такую картину, по данным сейсмотомографии [Кулаков и др., 2011], мы видим для погружающегося слэба Курило-Камчатской дуги, где 24 мая 2013 г. произошло сильнейшее глубокофокусное землетрясение.

В работе [Irifune, Ringwood, 1993] отмечается, что кроме описанной в предыдущем абзаце картины изменения характера движений литосферной плиты у границы верхней—нижняя мантия может реализовываться и другой механизм. Литосферная плита не погружается в нижнюю мантию, а, задерживаясь на этой границе, изгибается и начинает движение вдоль нее в сторону континента. Как отмечено в работе [Irifune, Ringwood, 1993] геофизические наблюдения показывают, что такая схема движения обычно свойственна относительно молодым, тонким литосферным плитам, под тяжестью которых образуется неглубокая депрессия, прослеживаемая на расстоянии до 1000 км. К. Конди [Condie, 2011] на основании данных по сейсмотомографии отмечает, что в обоих случаях литосферные плиты разрушаются и погружаются в нижнюю мантию.

Приведенные в нашей работе сейсмические данные подтверждают наличие двух типов погружения литосферной плиты в верхнюю мантию и их дальнейшую судьбу в связи с различными геологическими процессами на границе между верхней и нижней мантией. Мы рассмотрели возможные процессы, связанные с фазовыми переходами и возможными причинами глубинных сейсмофокальных землетрясений для первого примера, при котором происходит расщепление литосферной плиты в районе границы разделяющей мантийный материал верхней—нижней мантии.

Модельная схема, иллюстрирующая наши представления о возможных процессах, происходящих в сформированном литосферном мегалите и продвинутом почти на 150 км в глубь нижней мантии, построена с использованием модели [Kirby et al., 1996; Кулаков и др., 2011] с нашими дополнениями, основанными главным образом на данных о фазовых переходах в конкретном районе мантии Земли. В зоне разделения субдуцированной плиты, с одной стороны, очевидно, проявляются различные фазовые переходы, а с другой, — сдвиговые деформации, которые определяют глубокофокусные землетрясения и, возможно, плавление субдуцированного материала вдоль плоскости разлома. Как было отмечено в начальной части работы, плита погружается с достаточно высокой скоростью, поэтому она не вступает в термальное равновесие с окружающей мантией, т. е. остается более холодной, чем окружаю-

шая среда. Однако абсолютные палеорекострукции по дрейфу Сибирского континента в фанерозе [Kuzmin et al., 2010; Кузьмин и др., 2011] показали, что до мела включительно Сибирь дрейфовала в пределах Африкано-Атлантического горячего поля, а в мелу ее восточная окраина перекрыла Тихоокеанское горячее поле (или мантийную провинцию с пониженными скоростями сейсмических волн). Действительно, как показывают петролого-геохимические исследования по составу магматических пород восточной части Азии, здесь проявлены как породы островодужные (субдукционного типа), так и внутриплитовые породы, связанные с плюмовым магматизмом [Yarmolyuk et al., 2013].

Как известно, ядро имеет внутреннее железное ядро и внешнее жидкое, плотность которого меньше, чем твердое железное вещество. Это связано с повышенным содержанием летучих компонентов во внешнем ядре [Литасов, Шацкий, 2014]. При аккреции Земли водород и гелий образовывали при высоких температурах и давлениях устойчивые соединения He-H, He-O, He-Si, He — металлы, которые могли быть захоронены в ядре [Gilat, Vol, 2012], а при разделении ядра летучие компоненты сохранились во внешнем ядре, что определяет его меньшую плотность. Однако летучие компоненты, очевидно, принимают участие в зарождении в слое D'' мантийных плюмов, которые, поднимаясь к поверхности Земли, образуют магматические породы горячих точек. Это подтверждается, в частности, тем, что в гавайских базальтах повышенные содержания первичного гелия. Соответственно, горячие флюидные потоки, связанные с мантийными плюмами, могут подходить к местам, где формируются литосферные мегалиты, связанные с субдукцией. Некоторые исследователи считают, что они могут способствовать образованию землетрясений [Gilat, Vol, 2012], во всяком случае они, как показано на нашей схеме (см. рис. 6), обеспечивают повышение температуры вещества погруженной океанической литосферы и определяют фазовые переходы.

Проведенные эксперименты [Irifune, Ringwood, 1993] показали возможные фазовые переходы в достигнутой (может быть при достижении) границы верхней—нижней мантии литосферной плиты, которые обеспечивали соотношения плиты с окружающей мантией. Верхняя часть плиты, представленная базальтами MORB в условиях «холодной» по отношению окружающей мантии литосферной плиты и возможным фазовым переходом, отвечала бы условиям следующих соотношений минеральных фаз при давлении 28 ГПа и температуре 1200—1500 °C: майджорит \pm CaSiO₂ — богатый перовскит + стишовит. При этом было установлено, что до давлений 28 ГПа максимальное количество минеральных фаз будет представлено майджорит-гранатовой фазой, т. е. порода представляет собой гранатит, состоящий преимущественно из кристаллов граната, что определяет плавучесть плиты по отношению вещества нижней мантии. Низ литосферной плиты в *PT*-условиях, при которых рассматривалось возможное состояние литосферной плиты на границе верхней—нижней мантии [Irifune, Ringwood, 1993], представлен преимущественно гарцбургитами и имел минеральный состав: магнезиовюстит + перовскит, плотность которого была всего на 0.05 г/см³ меньше плотности нижней мантии. Таким образом может существовать неустойчивое равновесие в отношении плавучести субдуцированной плиты по отношению к веществу нижней мантии. Оно могло быть нарушено, и одной из возможных причин нарушения неустойчивого состояния плавучести литосферной плиты может быть переход квазимолекул SiO₂ из уголковой формы в линейную. Наше предположение требует дальнейшего уточнения, которое в ближайшее время может быть сделано на основе математического моделирования.

Гипотеза такого перехода может быть представлена следующим образом. Квантово-химические расчеты показывают возможность перехода молекулы SiO₂ из линейной формы в изомерную уголковую и обратно (выделяемая при последнем переходе энергия составляет около 240 кДж/моль) [Габуда и др., 2009]. Гипотетическая структура кристаллов с уголковой формой SiO₂ может соответствовать структуре парателлурита (β -TeO₂) тетрагональной сингонии, но возможно также существование расплавленного кремнезема, состоящего из уголковых фрагментов SiO₂. В работах [Хлебопрос и др., 2016, 2017] аргументирована гипотеза о возможности перехода относительно независимых «квазимолекул» SiO₂ в уголковую форму в расплавах мантийных минералов. Согласно оценке [Габуда и др., 2009], переход молекулы SiO₂ из линейной в изомерную уголковую форму осуществляется при давлениях, соответствующих переходной зоне мантии Земли. С другой стороны, вблизи границы верхней—нижняя мантия имеет место очень сильная деформация слэба и соответствующий рост давления. С учетом того, что при формировании очага глубинного землетрясения может иметь место плавление в окрестности поверхности разрыва, можно высказать следующее предположение: 1) в переходной зоне мантии формируется слой «уголковой фазы» SiO₂ в окрестности поверхности разрыва для соответствующих давлений слэба; 2) при разрушении некоторого объема мантийного вещества механическое напряжение резко падает и, следовательно, высвобождается энергия перехода SiO₂ из уголковой формы в линейную. Если эта высвобождающаяся энергия достаточна для распространения поверхности разрыва на соседний объем, то возникает система с обратной связью (переход SiO₂ — плавление/проскальзывание), которая может вносить вклад в инициирование глубинных землетрясений; 3) действие этого механизма распространяется и на расщепление погружающейся океанической плиты.

Таким образом, предложенная гипотеза согласуется с высокой магнитудой глубинных сейсмофокальных землетрясений, а также с данными сейсмотомографии о расщеплении субдуцированной плиты, часть из которой (именно верхняя часть плиты, ее вещество представлено океанической корой и осадками) продвигается в горизонтальном направлении в сторону континента, а нижняя часть плиты, разбитая на блоки, погружается в нижнюю мантию. Следует заметить, что рециклинг верхней части плиты может служить источником появления внутриплитовых магматических образований в Приморье и на востоке Азии. Конечно, следует в дальнейшем выявить критерии различия внутриплитовых образований, сформированных в результате внедрения глубинных (плюмовых) мантийных магм или в связи с рециклингом коры, поставляемой в верхнюю мантию субдуцированной плитой. Таким образом, имеется большое количество проблем, которые необходимо решить в процессе исследований.

В заключение считаем необходимым отметить, что постановка проблемы, изложенной в этой статье, принадлежала Рэму Григорьевичу Хлебопросу, память о котором надолго останется у многих поколений исследователей разного научного профиля (геологов, химиков, физиков).

Авторы выражают глубокую признательность Ю.А. Морозову, А.Р. Оганову, В.А. Слепкову и В.В. Ярмолюку за ценные замечания и плодотворное обсуждение.

Исследование выполнено при поддержке РФФ (проект 16-17-00015), РФФИ (проект 17-05-00928), Сибирского федерального университета (проект Р218), а также в рамках выполнения государственного задания (проект IX.130.3.1. — № 0350-2016-0032).

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н.В., Годовиков А.А., Бакакин В.В. Очерки по теоретической минералогии. М., Наука, 1982, 208 с.

Варга П., Рогожин Е.А., Шулёв Б., Андреева Н.В. Оценка энергии, высвободившейся при сильнейших ($M \geq 7$) глубокофокусных сейсмических событиях с учетом данных о землетрясении в Охотском море 24 мая 2013 г. ($M_w = 8.3$) // Физика Земли, 2017, № 3, с. 62—87.

Воронина Е.В. Глубокофокусные землетрясения Охотского моря // Ученые записки физического факультета, 2016, № 3, с. 163902-1—163902-3.

Габуда С.П., Козлова С.Г. Неподделанные электронные пары и химическая связь в молекулярных и ионных кристаллах. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 164 с.

Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 492 с.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. Элементарное введение в планетную и спутниковую геофизику. М., ООО «Наука и образование», 2013, 414 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993, 196 с.

Зюбина Т.С. Теоретическое исследование структуры и стабильности линейного и циклического изомеров диоксидов кремния, германия, олова и свинца // Теоретическая неорганическая химия, 1998, т. 43, № 2, с. 276—279.

Кузьмин М.И., Ярмолук В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, т. 45, № 6, с. 3—23.

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.

Левин Б.В., Ким Чун Ун, Нагорных Т.В. Сейсмичность Приморья и Приамурья 1888-2008 гг. // Вестник ДВО РАН, 2008, № 6, с. 16—22.

Литасов К.Д., Шацкий А.Ф. Состав и строение ядра Земли. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2016, 299 с.

Лыскова Е.Л. Глубокофокусные землетрясения // Вопросы геофизики. Вып. 47. СПб., Изд-во СПбГУ, 2014, с. 62—74. (Ученые записки СПбГУ № 447).

Печерский Д.М., Диденко А.Н., Лыков А.В., Тихонов Л.В. Петромагнитная модель океанической литосферы // Физика Земли, 1993, № 12, с. 29—45.

Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. М., Издательский дом «Интеллект», 2017, 285 с.

Татевосян Э., Косарев Г.Л., Быкова В.В., Мацневский С.А., Уломов И.В., Аптекман Ж.Я., Вакрчук Р.Н. Глубокофокусное землетрясение с M_w 8.3, ощущавшееся на расстоянии 6500 км // Физика Земли, 2014, № 3, с. 154—162.

Хлебопрос Р.Г., Захватаев В.Е., Слепков В.П., Кузьмин М.И. О возможности фазовых переходов с образованием пероксидных форм SiO_2 в мантии Земли и их влиянии на мантийную конвекцию // Журнал структурной химии, 2016, т. 57, № 2, с. 430—434.

Хлебопрос Р.Г., Захватаев В.Е., Габуда С.П., Козлова С.Г., Слепков В.А. О возможности мантийных фазовых переходов с образованием пероксидных форм SiO_2 и их влиянии на мантийную конвекцию // ДАН, 2017, т. 473, № 6, с. 696—698.

Чебров В.Н., Кугаенко Ю.А., Викулина С.А., Дрознина С.Я., Иванова Е.И., Кравченко Н.М., Матвеев Е.А., Митюшкина С.В., Раевская А.А., Салтыков В.А., Чебров Д.В. Глубокое Охотоморское землетрясение 24.05.2013 с магнитудой $M_w = 8.3$ — сильнейшее сейсмическое событие у берегов Камчатки за период детальных сейсмологических наблюдений // Вестн. КРАУНЦ, 2013, вып. 21, № 1, с. 17—24.

Чеброва А.Ю., Чебров В.Н., Гусев А.А., Ландер А.В., Гусева Е.М., Митюшкина С.В., Раевская А.А. Воздействие Охотоморского землетрясения 24 мая 2013 г. ($M_w = 8.3$) на территории Камчатки и мира // Вулканология и сейсмология, 2015, № 4, с. 3—22.

Шестаков Н.В., Ohzono M., Takahashi H., Герасименко М.Д., Быков В.Г., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Титков Н.Н., Сероветников С.С., Василенко Н.Ф., Прытков А.С., Сорокин А.А., Серов М.А., Кондратьев М.Н., Пупатенко В.В. Моделирование косейсмических движений земной коры, инициированных глубокофокусным Охотоморским землетрясением 24.05.2013 г., $M_w = 8.3$ // ДАН, 2014, т. 457, № 4, с. 471—476.

Argus D.F., Gordon R.G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2011, v. 12, №11, Q11001, doi:10.1029/2011GC003751.

Bevis M., Taylor F.W., Schutz B.E., Recy J., Isacks B.L., Helu S., Singh R., Kendrick E., Stowell J., Taylor B., Calmant S. Geodetic observations of very rapid convergence and back-arc extension at the Tonga arc // *Nature*, 1995, v. 374, p. 249—251.

Chen H., Xia Q-K., Ingrin J., Deloule E., Bi Y. Heterogeneous source components of intraplate basalts from NE China induced by the ongoing Pacific slab subduction // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2017, v. 459, p. 208—220.

Chen Yu., Wen L. Global large deep-focus earthquakes: Source process and cascading failure of shear instability as a unified physical mechanism // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015. Vol. 423. P. 134—144.

Condie K.C. Earth as an evolving planetary system. Elsevier, 2011, 574 p.

Dubrovinsky L.S., Saxena S.K., Lazor P., Ahuja R., Eriksson O., Wills J.M., Johansson B. Experimental and theoretical identification of a new high-pressure phase of silica // *Nature*, 1997, v. 388, p. 362—365.

Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R. Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data // *Phys. Earth Planet. Int.*, 1975, v. 10, p. 12—48.

Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 2825—2852.

Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004—2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2012, v. 200—201, p. 1—9.

Gilat A., Vol A. Degassing of primordial hydrogen and helium as the major energy source for internal terrestrial processes // *Geosci. Front.*, 2012, p. 1-11, doi:10.1016/j.gsf.2012.03.009.

Jackson M.G., Konter J.G., Becker T.W. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes // *Nature*, 2017, v. 542, p. 340—343.

Frohlich C. Deep earthquakes. Cambridge, U.K., Cambridge Univ. Press, 2006, 574 p.

Irifune T., Ringwood A.E. Phase transformations in subducted oceanic crust and buoyancy relationships at depths of 600—800 km in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, v. 117, № 1-2, p. 101—110.

Kaminsky F.V. The Earth's lower mantle composition and structure. 2017, 331 p. <http://www.springer.com/978-3-319-55683-3>.

Kanamori H., Anderson D.L., Heaton T.H. Frictional melting during the rupture of the 1994 Bolivian earthquake // *Science*, 1998, v. 279, p. 839—842.

Karato S., Riedel M.R., Yuen D.A. Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: implications for mantle circulation and deep earthquakes // *Physics Earth Planet. Int.*, 2001, v. 127, p. 83—108.

Kikuchi M., Kanamori H. The mechanism of the deep Bolivia earthquake of June 9, 1994 // *Geophys. Res. Lett.*, 1994, v. 21, № 22, p. 2341—2344.

Kingma K.J., Cohen R.E., Hemley R.J., Mao H.-K. Transformation of stishovite to a denser phase at lower-mantle pressures // *Nature*, 1995, v. 374, p. 243—245.

Kirby S.H. Localized polymorphic phase-transformation in high-pressure faults and applications to the physical-mechanism of deep earthquakes // *J. Geophys. Res. B, Solid Earth Planets*, 1987, v. 92, p. 13789—13800.

Kirby S.H., Durham W.B., Stein L.A. Mantle phase changes and deep earthquake faulting in subducting lithosphere // *Science*, 1991, v. 252, p. 216—225.

Kirby S.H., Stein S., Okal E.A., Rubie D.C. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere // *Rev. Geophys.*, 1996, v. 34, p. 261—306.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, № 1-2, p. 29—59.

Kuwayama Y., Hirose K., Sata N., Ohishi Y. The pyrite-type high-pressure form of silica // *Science*, 2005, v. 309, p. 923—925.

Li C., Van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for *P* wave speed variations in Earth's mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2008, v. 9, № 5, doi:10.1029/2007GC001806.

Maruyama S. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan*, 1994, v. 100, p. 24—49.

Meade C., Jeanloz R. Deep-focus earthquakes and recycling of water into the Earth's mantle // *Science*, 1991, v. 252, p. 68—72.

Meng L., Ampuero J.-P., Bürgmann R. The 2013 Okhotsk deep-focus earthquake: Rupture beyond the metastable olivine wedge and thermally controlled rise time near the edge of a slab // *Geophys. Res. Lett.*, 2014, v. 41, p. 3779—3785, doi:10.1002/2014GL059968.

Mück L.A., Lattanzi V., Thorwirth S., McCarthy M.C., Gauss J. Cyclic Si₂: A new perspective on the Walsh rules // *Angewandte Chemie, International Ed.*, 2012, v. 51, № 15, p. 3695—3698.

Ogawa M. Shear instability in a viscoelastic material as the cause of deep-focus earthquakes // *J. Geophys. Res. B, Solid Earth Planets*, 1987, v. 92, p. 13801—13810.

Pushcharovsky D.Yu., Oganov A.R. Structural transformations of minerals in deep geospheres: A review // *Crystallogr. Rep.*, 2006, v. 51, № 5, p. 767—777.

Silvi B., Savin A. Classification of chemical bonds based on topological analysis of electron localization functions // *Nature*, 1994, v. 371, p. 683—686.

Turner H.H. On the arrival of earthquake waves at the antipodes, and on the measurement of the focal depth of an earthquake // *Monthly notices of the Royal Astronomical Society. Geophysical supplement*, 1922, v. 1, № 1, p. 1—13.

Van der Hilst R., Engdahl R., Spakman W. Tomographic inversion of *P* and *pP* for aspheric mantle structure below the northwest Pacific region // *Geophys. J. Int.*, 1993, v. 115, p. 264—302.

Wei S., Helmlinger D., Zhan Z., Graves R. Rupture complexity of the *M_w* 8.3 Sea of Okhotsk earthquake: Rapid triggering of complementary earthquakes? // *Geophys. Res. Lett.*, 2013, v. 40, p. 1—6.

Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Vorontsov A.A., Khomutova M.Yu. West Pacific-type convergent boundaries: Role in the crust growth history of the Central-Asian orogen // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 67—78.

Ye L., Lay T., Kanamori H., Koper K.D. Energy release of the 2013 *M_w* 8.3 Sea of Okhotsk earthquake and deep slab stress heterogeneity // *Science*, 2013, v. 341, p. 1380—1384.

Zhan Z., Kanamori H., Tsai V.C., Helmlinger D.V., Wei S. Rupture complexity of the 1994 Bolivia and 2013 Sea of Okhotsk deep earthquakes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, v. 385, p. 89—96.

Zhao D., Tian Y. Changbai intraplate volcanism and deep earthquakes in East Asia: a possible link? // *Geophys. J. Int.*, 2013, v. 195, p. 706—724.

Zhao J., Pan Z., Xu B., Wang X. The exceptions to the Walsh rules: Linear and cyclic structures of EX₂ (E = C, Si, Ge, Sn, Pb and X = O, S, Se) // *Comput. Theor. Chem.*, 2014, v. 1045, p. 22—28.

Рекомендована к печати 26 июля 2018 г.

Д.В. Метелкиным

Поступила в редакцию 22 мая 2018 г.,

после доработки — 11 июля 2018 г.