

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук.

На правах рукописи

Жуковец

Жуковец Виктор Николаевич

**Разработка модели субдукции Тихоокеанской
плиты под Алеутскую дугу**

Специальность 25.00.10 «Геофизика, геофизические методы поисков
полезных ископаемых.»

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

Кандидат физико-математических наук

Лутиков Александр Иванович

г. Москва

2022 г.

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1.....	10
Физическое и математическое моделирование процесса субдукции.....	10
1.1. История исследования явления субдукции.....	10
1.2. Подходы к математическому моделированию процесса субдукции.....	13
1.3. Применение математических моделей процесса субдукции для оценки физического поведения слэба.....	19
1.4. Выводы.....	29
Глава 2.....	31
Исследование процесса субдукции под Алеутскую дугу.....	31
2.1. Исследование заглубленности событий вдоль Алеутской дуги.....	33
2.2. Геодинамика исследуемого региона.....	47
2.3. Особенности движения Тихоокеанской плиты.....	51
2.4. Выводы.....	56
Глава 3.....	57
Рассмотрение субдукции недалеко от острова Тонга.....	57
3.1. Тектоническая позиция и геодинамическая обстановка.....	58
3.2. Геометрическая модель очага землетрясения 19.08.2018 г.....	63
3.3. Механизмы очагов землетрясений.....	67
3.4. Выводы.....	69
Глава 4.....	72
Подход к математическому моделированию процесса субдукции.....	72
4.1. Постановка задачи.....	72
4.2. Решение задачи.....	74
4.3. Переход к разностной схеме.....	80
4.4. Модельная задача.....	86
4.5. Реальная задача.....	90
4.6. Выводы.....	96
Заключение.....	98
Список литературы.....	102

Введение

Явление субдукции в районе Алеутских островов имеет неравномерный характер. К западу и востоку от центра дуги заглублиение очагов землетрясений весьма незначительно, можно сказать, что субдукция и вовсе отсутствует. Субдукция представляет собой явление погружения одной литосферной плиты под другую (в иностранной литературе называемого slab). В центре дуги имеются события с глубиной гипоцентров до 350км. Причина такого характера расположения событий в пространстве не до конца ясна и потому представляет собой научный интерес. Для решения задачи моделирования процесса субдукции используются различные геофизические данные, такие как механизмы очагов землетрясений и распределение гипоцентров очагов землетрясений а пространстве, а также применяются численные методы и соответствующие алгоритмы. Другими словами - ищутся не аналитические решения, а численные. Т.к. аналитические получить, на данный момент, не представляется возможным. Моделированием зон субдукции занимаются различные исследователи [Zhong et al., 2000; Gerya, Yuen, 2003, 2007; Трубицын, 2019]. С учетом фазовых переходов [Трубицын, 2019; Zhong et al., 2000] при вязко-пластической реологии. С учётом фазовых переходов за счёт изменения коэффициента вязкости [Gerya, Yuen, 2003, 2007; Turcotte, Shubert, 2002] также при вязко-пластической реологии. Получая результирующие модели явления субдукции [Gerya, Yuen, 2003, 2007], или модели глобального движения плит с учётом конвекции [Трубицын, 2019; Zhong et al., 2000].

В данной работе рассматривается реализация алгоритма SIMPLE (Semi-implicit method for pressure linked equations) - полуявный метод для уравнений связанных давлениями. Он достаточно прост в реализации и даёт решения с точностью до $10^{(-6)}$ малости.

Актуальность исследования.

Изучение областей зон субдукции представляет собой значительный интерес, поскольку понимание физических процессов, приводящих к погружению литосферных плит, может позволить лучше понять распределение напряжений в земной коре в областях близких к слэбу. Моделирование погружения слэба (погружающейся плиты), варьируя различные параметр, такие как ширина и мощность погружающейся и набегающей плит, разница вязкостей и плотностей между погружающейся плитой и подстилающим слоем. Набор всех этих физических параметров влияет на характер субдукции, и, вместе с тем, на предрасположенность к характерному именно для этого режима распределению очагов землетрясений. Хотя, во многом, каждая зона субдукции является уникальной.

Также моделирование может позволить понять причину появления некоторых существующих природных структур. В частности, объяснить причины особенностей глубины залегания эпицентров сейсмических событий в некоторых регионах.

Степень разработанности темы исследования.

Сама по себе – задача субдукции существует достаточно давно, какие-то математические модели существовали уже в 60-е годы прошлого века, однако возможность подключения сравнительно мощных компьютеров к решению этой проблемы появилась сравнительно недавно. В настоящее время авторы рассматривая различные наборы уравнений, описывающих движение сплошной среды, всё равно начинают решать их используя численные методы. Т.к. получить аналитическое решение не представляется возможным. При этом рассматриваются различные физические характеристики, такие как плотность, отношение вязкости подстилающего литосферную плиту слоя к

вязкости самой плиты, ширина и толщина плиты, скорость и направление движения плит, сопоставляются различные механизмы субдукции. Но и численные методы имеют свои особенности, порой испытывая проблемы со сходимостью, или отсутствием должной точности.

Цель диссертационного исследования.

Целью данной работы является моделирование процесса субдукции для выяснения причин особенностей зоны субдукции в районе Алеутских островов. Уникальность данного региона заключается в том, что глубина погружения пододвигающейся плиты под набегающую меняется, основываясь на данных телесеismicкой сети станций (CMT – Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) catalog Project, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), от 50 км, до ~300 км. При этом, на западе и востоке субдукция практически отсутствует, а в центре дуги глубина погружения слэба максимальна.

Использование данных о поверхностной и глубинной сейсмичности как источников информации для исследования процесса субдукции. Рассмотрение механизмов очагов землетрясений и их усреднение с целью исследования геодинамики сталкивающихся плит.

Задачами исследования являются:

Объектом исследования работы как раз и является построение модели погружения Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу для того, чтобы понять причину существования особенностей глубинного распределения очагов землетрясений вдоль дуги. Для этого исследуются данные, получаемые из сейсмологии, такие как распределение гипоцентров землетрясений, рассмотрение типов механизмов очагов землетрясений, рассмотрение сейсмотомографии [Vaes et al., 2019]. Также предпринимается попытка численного решения системы уравнений Навье-Стокса (24 - 26) с помощью

алгоритма SIMPLE [Pozrikidis, 1992; Патанкар, 1984], дополненная уравнением непрерывности, задачей теплопроводности и выражениями для вязкости и плотности.

Вторым объектом исследования является островная дуга Кермадек-Тонга, в том числе соответствующие данному региону особенности процесса субдукции, форма слэба и распределение сейсмичности.

Научная новизна.

Исследуя пространственное распределение очагов землетрясений, было замечено [Рогожин и др., 2019], что вдоль Алеутской дуги наблюдается изменение глубины расположения гипоцентров. Интерес вызвал наблюдающийся перепад глубин с более заглубленных событий к менее заглубленным в промежутке долгот: 146 з.д. – 164 з.д. . Понимание причины такого необычного распределения землетрясений может пролить свет на особенности процесса субдукции.

Обычно, при решении такого рода задач используют метод конечных разностей, в некоторых случаях и метод конечных элементов. За счёт своей простоты и неплохой точности, в этой работе для численного моделирования выбран алгоритм SIMPLE, представляющий собой метод конечных элементов. Планируется получить модель субдукции, в которой, варьируя величину скорости движения подвижной плиты, можно будет проследивать поведение слэба. При этом исследуется субдукция Тихоокеанской плиты под островную дугу Алеутских островов. Также в этой работе исследуется субдукция Тихоокеанской плиты под островную дугу Тонга-Кермадек, как ещё один возможный вид субдукции. В данной постановке данная задача решается впервые.

Практическое значение.

Понимание причины особенностей погружения Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу вдоль всей островной дуги может помочь экстраполировать полученные знания на процесс субдукции в других частях Земного шара. Хотя и известно, что механизмы субдукции значительно различаются в зависимости от множества факторов, таких как различие в вязкостях погружающейся плиты и подстилающей её поверхности, или величины и направленности движения надвигающейся и поддвигающейся плит – изучение особенности субдукции под Алеутскую дугу может привнести свои элементы в понимание процесса субдукции.

Методы исследования.

Для изучения процесса субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу применяется рассмотрение усредненного поля механизмов очагов землетрясений. Производится сопоставление направления и величины скорости движения Тихоокеанской плиты, полученных на основе данных GPS [Баранов, Монин, 1985; Boyd, Creager, 1991; Song, Simons, 2003; Jicha, et al., 2004; Ryan, Freymuller, 2008; Brown, et al., 2012; Craig et al., 2014], с типами механизмов очагов землетрясений, описывающих напряженное состояние среды. Для построения карт распределения механизмов очагов землетрясений написан скрипт в MapBasic. Информационной базой для выполнения работы служили : Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии (УКЗСЕ) [Уломов, Медведева, [seismos-u.ifz.ru/documents/ Eartquake-Catalog-СКЗ.pdf](http://seismos-u.ifz.ru/documents/Eartquake-Catalog-СКЗ.pdf)], Региональный каталог землетрясений Камчатки (РКЗК) КФ ЕГС РАН [<http://www.emsd.ru>], Каталог службы срочных донесений (ССД) ЕГС РАН [http://www.ceme.gsras.ru/ceme/ssd_news.htm], каталоги NEIC [<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>] и СМТ [Global Centroid-Moment-Tensor (СМТ) catalog; Dziewonski et al., 1981].

На основе описанных выше источников данных, также, строились профильные разрезы вдоль Алеутской дуги, что позволило оценить форму и заглубленность слэба.

Выдвигаются следующие положения, выносимые на защиту:

- 1) Механизмы очагов землетрясений вдоль линии соприкосновения плит зависят от нормальной к линии соприкосновения компоненты скорости погружающейся плиты таким образом, что когда скорость близка к нулю, то это – сдвиг, а когда скорость приближается к максимальной – взброс. При этом количество взбросов растет по мере увеличения нормальной составляющей скорости погружающейся плиты.
- 2) Маркируемая гипоцентрами землетрясений глубина проникновения слэба при одном и том же времени начала субдукции линейно зависит от нормальной компоненты скорости набегания погружающейся плиты.
- 3) При субдукции Тихоокеанской плиты под островную дугу Кермадек-Тонга, на примере афтершоков первого дня глубокого землетрясения 19.08.2018 у о-вов Тонга установлено, что размеры очага сильнейших глубоких ($M_w \approx 8$, $h \approx 600$ км) землетрясений ограничены толщиной достигшей нижней границы верхней мантии погружающейся литосферной плиты, при этом очаг занимает всю толщину погружающейся плиты.

Апробация.

Результаты проведенных исследований были представлены на «Научной конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН» (2019, 2020). По теме диссертации опубликовано три статьи в изданиях, рекомендованных ВАК РФ.

Структура и объем работы.

Диссертация состоит из введения, четырёх глав: физического и математического моделирования процесса субдукции (глава 1), исследования процесса субдукции под Алеутскую дугу (глава 2), рассмотрение субдукции недалеко от острова Тонга (глава 3), составления подхода к математическому моделированию процесса субдукции (глава 4), заключения и списка литературы (122 наименования), изложенных на 111 страницах текста, и содержит 35 рисунков и 1 таблицу.

Благодарности.

Автор диссертационной работы выражает благодарность научному руководителю – кандидату физико-математических наук Лутикову А.И. за помощь в выполнении работы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ №2 19-35-90072 «Математическая модель субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу» руководитель Лутиков А.И.

Автор благодарит коллектив лабораторий Методов прогноза землетрясений, Сеймотектоники и сейсмического микрорайонирования и Палеосейсмологии и палеогеодинамики ИФЗ РАН за поддержку и плодотворные обсуждения.

Автор благодарен сотрудникам лаборатории «Методов прогноза землетрясений» и лаборатории «Фундаментальных проблем нефтегазовой геофизики и геофизического мониторинга» ФГБУ ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта за помощь в решении возникающих проблем и содействии в работе. А также за неоценимую моральную поддержку.

Глава 1.

Физическое и математическое моделирование процесса субдукции

Система океанических дуг, расположенная вдоль всей западной и северной окраин Тихого океана, характеризуется процессом субдукции, т.е. наклонным погружением океанической плиты под Евразийский континент. Известно, что зона субдукции северной окраины Тихого океана, т.е. Алеутской дуги, заметно отличается от областей полной субдукции, например, соседней, Курило-Камчатской дуги, - с глубиной погружения плиты до 700 км. Встаёт естественный вопрос: в чём причина такого поведения океанической плиты в данном регионе? Интересен не только факт, что максимальная глубина погружения Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу не превышает 300 км, но и то, что глубина погружения максимальна в центре дуги и постепенно убывает к востоку - Аляске и западу - Камчатке, где исчезает совсем, переходя, по-видимому, в трансформные смещения. Конечной целью работы является построение математической модели, описывающей субдукцию, которая будет учитывать геометрию исследуемого региона. Однако, вследствие трудоемкости задачи, в процессе настоящего исследования рассмотрены лишь физические аспекты ее решения и представлен путь к математическому решению поставленной задачи с использованием численных методов.

1.1. История исследования явления субдукции

Для изучения явления субдукции необходимо обратиться к знаниям, полученным человечеством за последнее время касательно Земных недр. Т.к. субдукция представляет собой прямое следствие концепции тектоники литосферных плит.

В 30-х годах XX века была построена первая модель внутреннего строения Земли, которую развивали Джеффрис и Гутенберг [Gutenberg, 1959; Jeffreys, 1976]. Согласно этой модели, недра Земли подразделялись на 3 части: мантию, земное ядро и земную кору, плотность которых, в целом, увеличивается с глубиной. Позже уже появились модели PEM (Parametric earth model) и PREM (Preliminary Earthquake Model). Строились эти модели на основании решения прямой задачи геофизики, другими словами – подбором. Согласно этим моделям, Земля состоит из литосферы (до 250 км), в которую входят земная кора (до 70 км), астеносфера (подплавленное вещество мантии, в котором достигнута точка плавления – эта переходная зона находится примерно на глубине 70 км) и часть захваченной верхней мантии между земной корой и астеносферой, затем в глубину идут: верхняя мантия (верхний слой до 410 км), переходная зона, верхняя мантия (нижний слой до 670 км), зона раздела (670-840 км), средняя мантия (840-1700 км), зона раздела (1700-2200 км), нижняя мантия (2200-2900 км), внешнее жидкое ядро (2900-5150 км), твердое внутреннее ядро (5150-6378 км) [Жарков, 2013].

Согласно концепции тектоники плит, литосфера состоит из двух частей – верхней и нижней; верхняя, в свою очередь, состоит из хрупкой (земная кора) и упругой/жесткой (захваченная часть верхней мантии), а нижняя представляет собой подплавленное вещество – пластичная астеносфера. При этом полагают, что вся литосфера в целом состоит из плит, вследствие чего концепция тектоники плит и получила свое название.

Процесс же субдукции, являющийся частью концепции тектоники литосферных плит, также был обнаружен Мейнесом в 30-е годы прошлого века, когда тот исследовал глубоководные желоба Индонезии. В то же время, Лейк, исследуя форму островных дуг, обнаружил, что те должны являться результатом пересечения земной сферы наклонными плоскостями. Впервые существование таких наклонных сейсмофокальных плоскостей было показано Вадати на основе изучения сейсмичности в желобе Японского моря. Эту идею

поддержали многие известные сейсмологи и геологи того времени, включая Заварицкого, позже к ним присоединился и Беньофф. Сейчас сейсмофокальная наклонная зона носит название этих трех ученых : зона Вадати-Заварицкого-Беньоффа. К 60-м годам прошлого века Штилле [Stille, 1945; Bogdanov, Khain, 1964;] предложил почти современный вариант механизма субдукции, как пододвигания океанической коры под континентальную/океаническую, причем на некоторой глубине опускающаяся плита подплавляется, формируя вулканические цепи - островные дуги - на поверхности висячего блока (надвигающейся плиты) параллельно простиранию желоба. Форма островных дуг зависит от скорости движения плит, так, если скорость меньше 5 см/год - кривизна дуги составляет примерно 10 градусов, при скорости большей 5 см/год кривизна дуги варьируется от 10 до 90 градусов. Надо заметить, что источником извергающейся магмы являются подплавленные на поверхности субдуцирующей коры (погружающейся или пододвигающейся плиты) горные породы, температура плавления которых сильно снижена за счет наличия в них воды.

Области столкновения плит - конвергентные зоны - можно разделить на три механизма: субдукция, обдукция, коллизия.

На сегодняшний день известно о существовании нескольких видов субдукции, которые зависят от соотношения векторов движения плит и от возраста, а следовательно мощности и состава (что включает в себя вариацию таких характеристик, как вязкость и прочность) опускающейся плиты: аккреационная, эрозийная, нейтральная. Также имеет место обдукция - напозание океанической коры на континентальную. На сегодняшний день, нигде на Земле не имеется действующей обдукции. Однако известны регионы, где она имела место в сравнительно недавнее геологическое прошлое. Возможной причиной реализации этого процесса считается подход дивергентной (расхождение) зоны к конвергентной (схождение). Интересным моментом при этом является то, что при обдукции пододвигающаяся плита

расплаивается на две части и на висячее крыло заползает лишь кора и несколько километров верхней мантии, остальная часть литосферы погружается, как и при субдукции - под висячее крыло [Хаин, Ломизе, 1995]. Коллизия же - это явление столкновения двух континентальных плит, которые являются заведомо более легкими, чем океаническая, так как включают в свой состав не только базальты, но и граниты. Как следствие, ни одна из плит не способна погрузиться под другую - происходит столкновение плит. В результате этого столкновения возникают сложные горные складчатости, ярким примером коллизии является движение полуострова Индостан в сторону Евразии, на стыке которых возвышаются горные системы: Гималаи и Тибет. Полагается, что коллизия представляет собой завершающий этап развития субдукции, в ходе которой полностью закрывается водоём над океанской корой, которая разделяет два противоположных берега - континентальные плиты.

1.2. Подходы к математическому моделированию процесса субдукции

Для моделирования процесса субдукции пользуются различными методами, моделями и оценками. Существуют, например, программы для моделирования процесса субдукции, такие как I2VIS или CitCom. Первый алгоритм основан на методе конечных разностей и методе маркирования, представляющего собой подобие Лагранжевого подхода к описанию движения частицы. Второй - чисто на методе конечных разностей. Однако, в обоих подходах используется многосеточный подход, частным случаем которого является шахматная сетка. Крайне важное значение при численном моделировании такого явления как субдукция является установление реологии и связи между различными состояниями среды. Будь то вязко-упругая, или упруго-вязко-пластическая реология. Во многом, свойства среды описываются методом задания динамической вязкости. В описание реологии

среды входит представление о том, как она будет вести себя при определенном уровне нагрузки. Например, когда следует перейти от вязкого описания среды к упруго-пластическому. В статьях Т. Гери рассматривается вязко-упруго-пластическая среда. Например, согласно статье [Turcotte and Schubert, 1982]:

$$\eta = N \exp \left[1 - \frac{(T-T_0)}{T_0} \right] \exp \left[\frac{E}{RT_0} \right],$$

где η – динамическая вязкость, E – энергия активации, R – универсальная газовая постоянная, N – преэкспоненциальная реологическая постоянная

Или для вязкости, зависящей и сильно изменяющей свои значения в зависимости от температуры [Moresi and Solomatov, 1995; Albers, 2000]:

$$\eta = \eta_0 \exp \left[-\ln \left(\frac{\eta_0}{\eta_1} \right) \times \frac{T-T_0}{T_1-T_0} \right],$$

где η_0 и η_1 – максимальное и минимальное значения вязкости, зависящей от температуры.

Важно заметить, что реология среды, в частности Земной коры и мантии, сильно зависит от температуры, напряжённого состояния вещества, содержания газов, размеров зёрен и гидростатического давления [Ranalli, 1995; Karato, 1997]. Именно поэтому вводятся такие сложные модели среды, т.к. в отличие от, например, схожих задач в океанографии, или гидродинамических задач в атмосфере - возникают серьёзные изменения свойств среды при варьировании вязкости и описанных выше параметров. Сама же задача является крайне нелинейной во многом благодаря нелинейному соотношению между деформациями и напряжениями, в отличие от других областей механики жидкостей [Batchelor, 1967; Balmforth and Provenzale, 2001], или из-за переменного коэффициента теплопроводности. При этом оказалось достаточно эффективным использование многосеточных подходов при моделировании геодинамических процессов.

Модель Т. Гери и Юэна была проверена авторами на модельных задачах [Gerya, Yuen, 2003; Gerya, Yuen, 2007]. Где, в зависимости от величины вязкости и коэффициента теплопроводности, система меняла свой характер поведения. От растекающегося с глубиной квадрата во внешней жидкости, до квадрата, погружающегося в жидкости без растекания. Модель учитывает фазовые переходы.

(Другими словами модель способна соблюдать сохранение напряжений для больших диапазонов величин вязкостей, а также соблюдать сохранение теплового потока для различных коэффициентов теплопроводности и температурных градиентов в больших диапазонах, с учётом сдвигового подогрева).

Математическое описание задачи имеет вид [Gerya, Yuen, 2003; Gerya, Yuen, 2007]:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \frac{\partial P}{\partial x} - \rho(T, C)g_x, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} = \frac{\partial P}{\partial z} - \rho(T, C)g_z, \quad (2)$$

$$\sigma_{xx} = 2\eta\varepsilon_{xx}, \quad (3)$$

$$\sigma_{xz} = 2\eta\varepsilon_{xz}, \quad (4)$$

$$\sigma_{zz} = 2\eta\varepsilon_{zz}, \quad (5)$$

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial v_x}{x}, \quad (6)$$

$$\varepsilon_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right), \quad (7)$$

$$\varepsilon_{zz} = \frac{\partial v_z}{\partial z}, \quad (8)$$

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0, \quad (9)$$

$$\rho C_p \left(\frac{DT}{Dt} \right) = \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_z}{\partial z} + H_r + H_a + H_s, \quad (10)$$

$$q_x = k(T, P) \times \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right), \quad (11)$$

$$q_z = k(T, P) \times \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (12)$$

$$H_r = const, \quad (13)$$

$$H_a = T\alpha \left[v_x \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right) + v_z \left(\frac{\partial P}{\partial z} \right) \right] \approx T\alpha\rho [v_x g_x + v_z g_z], \quad (14)$$

$$H_s = \sigma_{xx}\varepsilon_{xx} + \sigma_{zz}\varepsilon_{zz} + 2\sigma_{xz}\varepsilon_{xz}, \quad (15)$$

где σ – напряжение, ε – скорость деформаций, коэффициент переноса представляет собой вязкость η , которая зависит от температуры T , давления P , химические компоненты C и скорость напряжений, (v) - поле скоростей, q_i – тепловой поток, H_r -радиоактивная генерация тепла, H_a -адиабатическая генерация тепла, H_s - сдвиговая генерация тепла, $k(T, P)$ – коэффициент теплопроводности, g – ускорение свободного падения внутри гравитационного поля, α – коэффициент теплового расширения

С использованием алгоритма I2VIS были получены модели субдукции и коллизии двух плит [Захаров В. С. и др, 2015; Захаров. С., 2017]. Согласно результатам работы, при изучении субдукции в докембрийскую эпоху, возникает одинаковый характер поведения слэба с последующим отрывом. Причём такой характер наблюдается для литосферы разной толщины в диапазоне мощностей 100-160 км. А отрыв слэба происходит тем раньше, чем меньше толщина слэба. В случае с коллизией было обнаружено, что полученная модель неплохо согласуется с реальными структурами, например

Гималаями. В процессе столкновения двух литосферных плит происходит формирование орогена, которое сопровождается ростом коллизионного поднятия, развитием разрывных нарушений, надвигов и скручиванием континентальной коры. Большой блок континентальной коры отрывается от субдуцирующей литосферы и быстро поднимается вверх по сдвиговым зонам. При этом происходит быстрый подъем метаморфических комплексов сверхвысоких давлений [Захаров В.С. и др, 2017]. Всё вышесказанное говорит в пользу того, что алгоритм, использующий программу I2VIS, позволяет моделировать коллизию литосферных плит, получая неплохое соответствие с реально наблюдающимися явлениями.

Что касается второго упомянутого выше программного кода CitCom, а также его модификаций - с его использованием модели строили различные авторы, в том числе Трубицин [Трубицин В.П., Трубицин А.П., 2014; Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М., 2020; V. Magnen, J. van Hunen, et. al, 2012; A.D.Bottril, J. van Hunen, et. al, 2012; A.E. Holt, T.W. Becker et. al, 2015]. Однако, использование данного кода позволяет программировать более глобальные масштабы процесса субдукции, нежели использование указанного выше алгоритма I2VIS. Причём авторы использовали модификацию начального кода CitComCU в случае [В.П.Трубицин, А.П.Трубицин, 2014; А.Е. Holt, T.W. Becker et. al, 2015] и CitComS в случае [Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М., 2020]. Код CitComCU представляет собой метод конечных разностей, который способен моделировать процесс субдукции в трехмерной области в пределах Земной мантии. CitComS это код, основанный на методе конечных разностей, разработанный для того, чтобы моделировать термохимическую конвекцию. Изначальный код CitCom создавался для моделирования динамического потока крайне вязкой, несжимаемой жидкости, вызванного аномалиями плавучести, пренебрегая силами инерции.

Исходная система уравнений в данном случае имеет вид [Zhong, 2000]:

$$u_{i,i} = 0, \quad (16)$$

$$-P_{,i} + (\eta u_{i,j} + \eta u_{j,i}),j + \delta \rho g \delta_{ir} = 0, \quad (17)$$

$$T_{,t} + u_i T_{,i} = \kappa T_{,ii} + H, \quad (18)$$

$$\delta \rho = -\alpha \rho_0 (T - T_0), \quad (19)$$

где η – динамическая вязкость, ε – скорость деформаций, α – коэффициент теплового расширения, p – динамическое давление, $\delta \rho$ – аномалия плотности, g – ускорение свободного падения, u – скорость, T – температура, κ – тепловая диффузия, H – скорость генерации тепла, $X_{,y}$ -производная X по y , ρ_0 и T_0 – соответствующие коэффициенты на поверхности. Здесь игнорируются силы плавучести и фазовые переходы.

Подставив выражение для аномалий плотности в первые 3 уравнения, а также произведя нормализацию,

$$x_i = R_0 x'_i, u_i = \frac{\kappa}{R_0} u'_i, T = \Delta T T' + T_0, t = \frac{R_0^2}{\kappa} t', \gamma = \frac{H R_0^2}{\kappa \Delta T}, \eta = \eta_0 \eta', P = \frac{\eta_0 \kappa}{R_0^2} P'$$

где R_0 – радиус Земли, η_0 – эталонная вязкость, ΔT – суперадиабатический скачок температур от границы мантия-ядро до поверхности.

получаем [Pozrikidis, 1992]:

$$u_{i,i} = 0, \quad (20)$$

$$-P_{,i} + (\eta u_{i,j} + \eta u_{j,i}),j + \xi Ra T \delta_{ir} = 0, \quad (21)$$

$$T_{,t} + u_i T_{,i} = T_{,ii} + \gamma, \quad (22)$$

$$Ra = \frac{\rho g \alpha \Delta T D^3}{\eta_0 \kappa}, \xi = \frac{R_0^3}{D^3}, \quad (23)$$

где Ra – число Релея, а D – толщина мантии.

Результирующие модели, полученные при помощи данного кода и его модификаций позволили получить автомодельное решение для Земной конвекции с самостоятельным возникновением (без введения дополнительных

начальных условий на заглубленность одной плиты относительно другой) зон субдукции [Трубицин В.П., Трубицин А.П., 2014]. Хотя и была выбрана существующая конвекция внутри Земных недр за начальное состояние системы. С другой стороны, западными авторами этот код использовался для исследования поведения слэба на глубине, его возможной эволюции до достижения зоны фазового перехода в 660км и после. Рассматривались зависимости характера поведения слэба в зависимости от мощности плиты, ширины погружаемой области (в 3-х мерном случае), скорости погружения плиты, соотношения вязкостей. Более того, были проведены экспериментальные опыты по исследованию субдукции [Chen, 2016].

Помимо часто используемых программных кодов для моделирования процесса субдукции, существуют реже встречающиеся, например Underworld [W.P. Schellart, L. Moresi, 2013], или решение задачи путем использования метода граничного элемента [Gerardi et. al, 2017]. В коде Underworld субдукция и движение плит моделируется в трехмерном параллелепипеде в декартовой системе координат путем рассмотрения распределения контрастов плавучести в несжимаемой жидкости в приближении Буссинеска при очень низких значениях числа Рейнольдса. Отдельные ячейки представляют собой наборы Лагранжевых частиц которые включены в Эйлерову сетку. При этом тепловые свойства и упругость не учитываются, а реология рассматривается либо как вязко-упругая, либо как упругая.

1.3. Применение математических моделей процесса субдукции для оценки физического поведения слэба

На основании всех упомянутых выше работ можно сделать ряд замечаний касательно связи характера процесса субдукции и некоторых физических параметров.

При этом важно заметить, что одним из ключевых, и на настоящий момент не до конца ясных, механизмов в концепции тектоники плит является механизм погружения более тяжёлой литосферной плиты с отрицательной плавучестью (относительно подстилающей её астеносферы), под надвигающуюся плиту и в подлитосферную (также именуемой сублитосферной) мантию [Holt, Becker, Buffett, 2015].

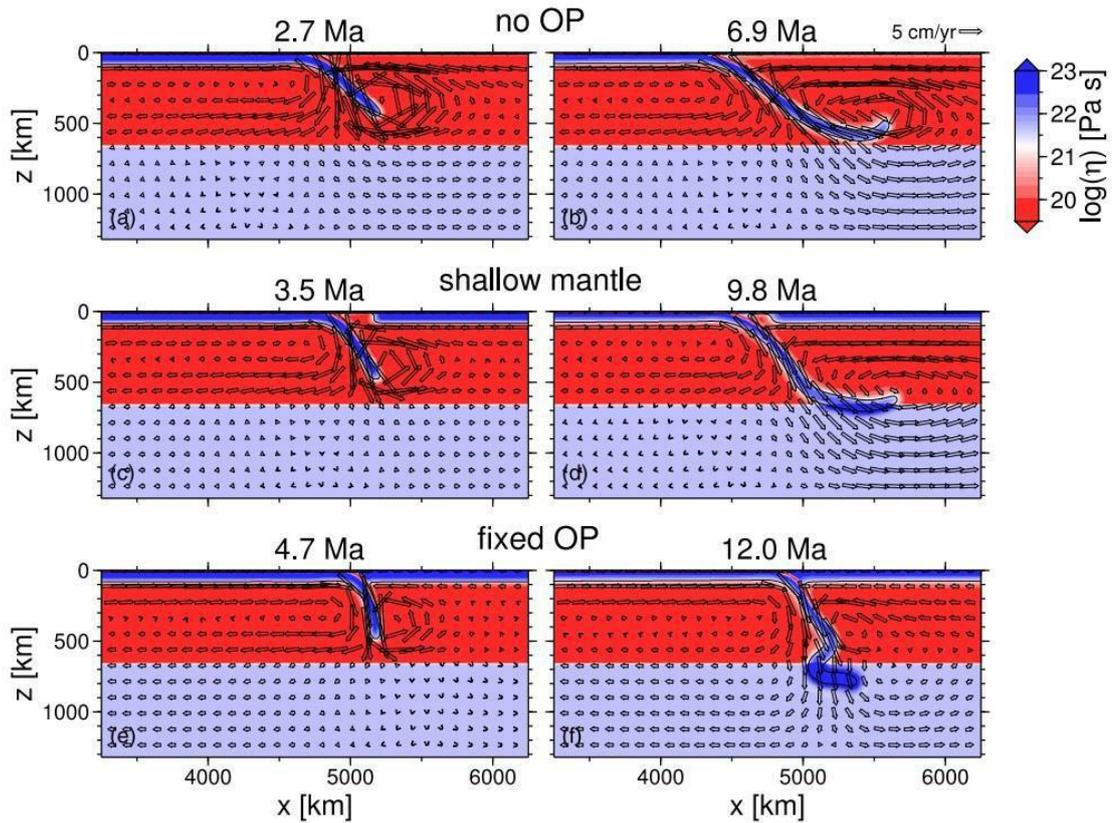


Рис. 1. Поле вязкости, которое показывает эволюцию модели без набегающей плиты (a, b), со свободной набегающей плитой, отделенной от субдуцирующей плиты дистанцией в 300 км материалом мантии на начальном этапе (c, d), и с наплзающей плитой зафиксированной на стороне области (e, f). [Holt, 2014]

Можно выполнить разделение субдукции на 4 механизма, зависящие от лямбды - отношения вязкости погружающейся плиты к вязкости мантии (рис. 1, 2):

1. Отход/возвращение желоба при низких λ (откат конвергентной границы, т.е. движение конвергентной зоны в направлении противоположном движению поддвигающейся плиты)
2. Складывание пластины (коллизия)
3. Опережение желоба (движение конвергентной зоны в направлении движения поддвигающейся плиты)
4. Отход/возвращение желоба при высоких λ (откат конвергентной границы)

Узкие, толстые и тяжелые плиты предпочитают субдуцировать в режиме отходящего желоба, в то время как широкие, тонкие и легкие - в режиме опережающего желоба [Gerardi, Ribe, 2018].

Прослеживается также связь между направлением смещения оси желоба и взаимоотношением направлений и скоростей движения набегающей (погружающийся блок) и напозающей (висячий блок) плит. Если они движутся в одну сторону с разными скоростями - наблюдается смещение оси желобами в сторону напозающей плиты (Мариинский желоб). Если напозающий блок покоится, а погружающийся движется - ось желоба не смещается, и надвигающаяся плита уходит вниз под углом 30-45 градусов (Японский желоб). Если направление движения плит противоположное, то ось желоба смещается в сторону набегающей плиты и угол падения становится <30 градусов (Чилийский желоб) [Хаин, Ломизе, 1995].

Из различных источников [Holt, Becker, Buffett, 2015; Gerardi, Ribe, 2018] можно собрать воедино несколько возможных причин возникновения движущей силы плит, в результате которой и происходит субдукция:

1. Давление, которое обеспечивает срединно-океанический хребет (ridge-push)
2. Опускание или утонение океанской плиты, а именно - её погружающегося блока, под собственным весом.

3. Наличие конвективных ячеек в мантии.

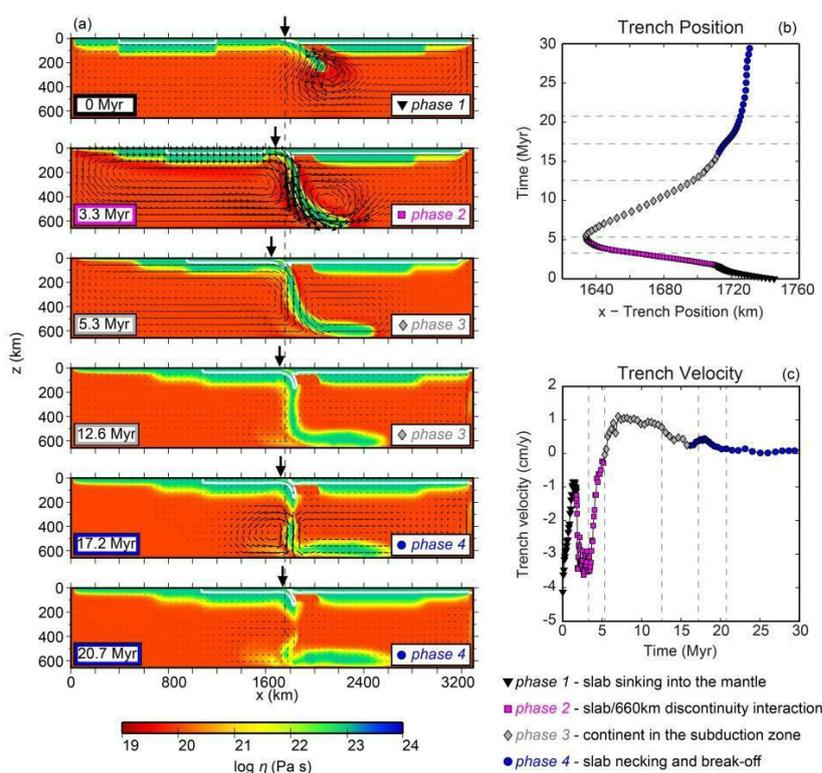


Рис. 2. Результаты эталонной модели C1 ($\eta_{max} = 10^{23}$ Па * с и $\mu = 0$) : (а) график для вязкости эволюционирующей модели; стрелками показано поле скоростей. Толстые стрелки показывают местоположение желоба на каждом временном шаге; пунктирные линии показывают местоположение желоба в начальный момент времени моделирования. (б) Местоположение желоба и (с) скорость желоба на протяжении эволюционной модели. Пунктирные линии соответствуют рабочим областям графиков плотности в (а). Отрицательная скорость соответствует отступанию желоба. Различные цвета и символы соответствуют четырем различным фазам субдукции : чёрные треугольники (первая фаза), пурпурные квадраты (фаза 2), серые ромбы (фаза 3) и синие круги (фаза 4). [Magni et. Al, 2012]

Как процессы, препятствующие развитию субдукции, можно рассматривать:

1. Затягивание части висячего блока надвигающейся плитой.
2. Плавуемость плит.

3. Соппротивление плиты изгибу при погружении.
4. Наличие мантийного/литосферного сцепления и, как следствие, возникающего трения.
5. Явление отката субдуцирующей плиты назад, в связи с наличием вязкой связи литосферы с подстилающей верхней мантией.

Рядом авторов [Holt, Becker, Buffett, 2015; Gerardi, Ribe, 2018; Хаин, Ломизе, 1995], при решении задачи о построении модели субдукции, было показано (Рис. 3.), что возможность пластины входить в нижнюю мантию подвержена влиянию следующих факторов:

1. жесткость и плотность пластины, по отношению к разнице (контрасту) плотностей и вязкостей между верхней и нижней мантией;
2. угол, под которым пластина достигает области перехода;
3. фазовые переходы.

Принято считать, что на больших временах, порядка геологических времен - миллионы/сотни миллионов лет - земная кора ведёт себя как сильновязкая жидкость [Gerya et al., 2006; Трубицын В.Н., 2019; Garel et al., 2014]. То же верно и для мантии земли, при этом на масштабах времени порядка одного года - они ведут себя как твёрдые тела.

Именно предположение о том, что на больших временных масштабах мантия и кора ведут себя как вязкие жидкости, позволяет применить соответствующий разделы из теории упругости и гидродинамики в механике сплошных сред, о движении вязкой жидкости, что, в свою очередь, позволяет использовать описанные выше коды по численному моделированию конвекции в Земных недрах, или, в частности, моделировать такие процессы, как коллизия, или субдукция.

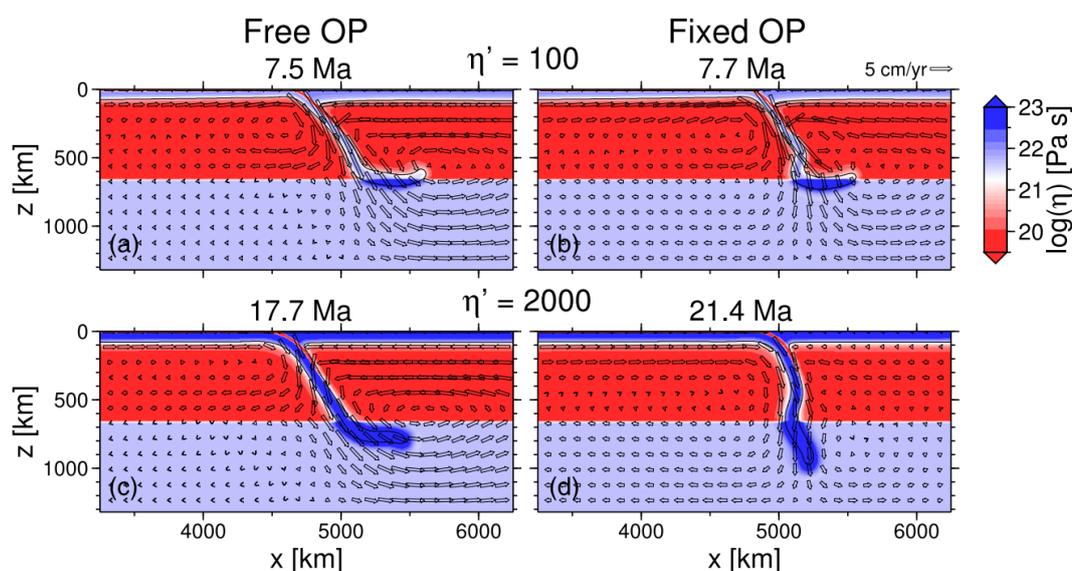


Рис. 3. Поле вязкости на поздних этапах субдукции для моделей с различными перепадами вязкостей на границе литосферная плита - мантия. На левых изображениях надвигающаяся плита свободная, на правых - зафиксирована. [Holt et. al, 2014]

При этом, практически единственным источником информации о строении Земных недр служат сейсмические волны. Которые позволяют создавать разрезы профилей путем глубинного сейсмического зондирования [Vaes, et al., 2019], основываясь на величине скоростных аномалий; получать тип механизма очага землетрясения, что косвенно будет говорить о напряжённом состоянии в рассматриваемом регионе и исследовать распределение гипоцентров в пространстве с заданной точностью, что, в первом приближении, позволяет наблюдать геодинамику исследуемой области.

Если обратиться к реально наблюдаемым физическим явлениям, можно заметить корреляцию между скоростными аномалиями в получаемых разрезах модели UU-P07 и предполагаемым положением слэба (рис. 5). Откуда, в частности, следует, что в Алеутском слэбе имеется некий разрыв сплошности, или же просто аномалия скоростей, от острова Умнак до, практически, полуострова Аляска. Что интересно, именно эту область охарактеризовали, как область крипа (рис.4) [Witter, 2015].

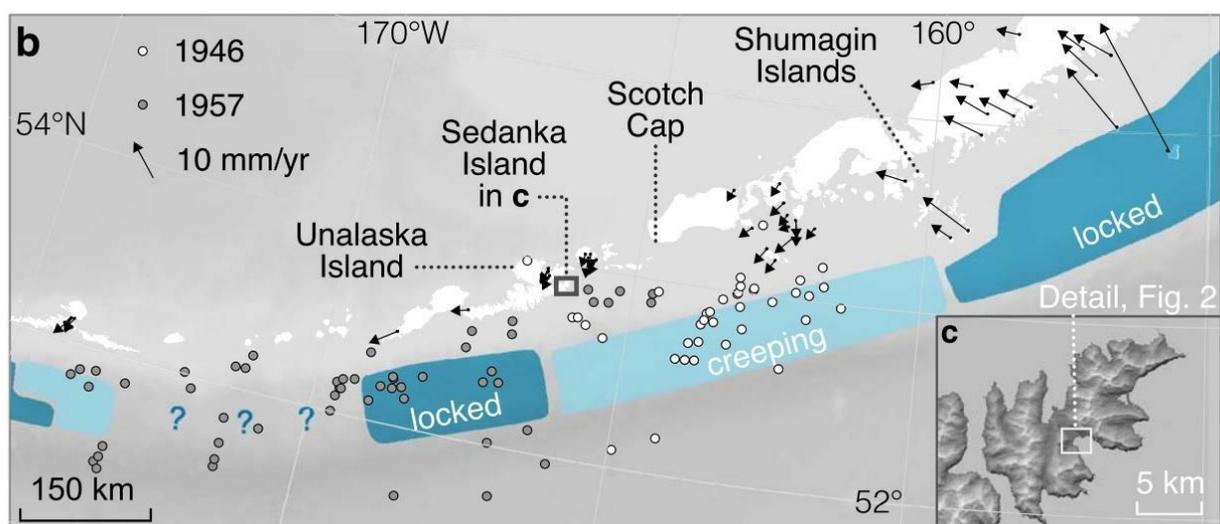


Рис. 4. Карта восточной части Алеутской дуги, показывающая распределение афтершоков после 1949 (белые точки) и 1957 (черные точки) землетрясений. Информация о столкновении плит получена на основании данных GPS (показаны стрелками). Скорости меняются вдоль границы между областями сжатия (темно-синие) и областью крипа (светло-голубая) [Witter, 2015].

Само же распределение гипоцентров землетрясений (рис. 6) позволяет получать профиль субдуцирующей литосферной плиты, а соответствующие им механизмы очагов землетрясений будут показывать, что до желоба со стороны океанической плиты наблюдаются растяжения, а после желоба, со стороны континентальной плиты - сжатия, либо сдвиги и сжатия, если одна плита движется как бы вскользь относительно другой (как происходит в случае движения западной части Алеутской дуги). Возникновение растяжений объясняется изгибом плиты, возникновение сжатия - сопротивлением верхней мантии движению субдуцирующей плиты, а также всесторонним сжатием [Craig et al., 2014].

Основываясь на данных об изменении направления движения Тихоокеанской плиты во времени, предполагается, что возраст слэба под Алеутской дугой достигает возраста 54-56 млн. лет [Creager and Scholl, 1973; Scholl et al., 1989; Geist et al., 1994]. Анализ вулканических пород показал, что

на островах дуги имеются породы возрастом до 46 млн. лет. [Jicha et al., 2006, Chekhovich et al., 2014], что даёт нам минимальную границу для оценки возраста субдукции [Creager, Boyd, 1991].

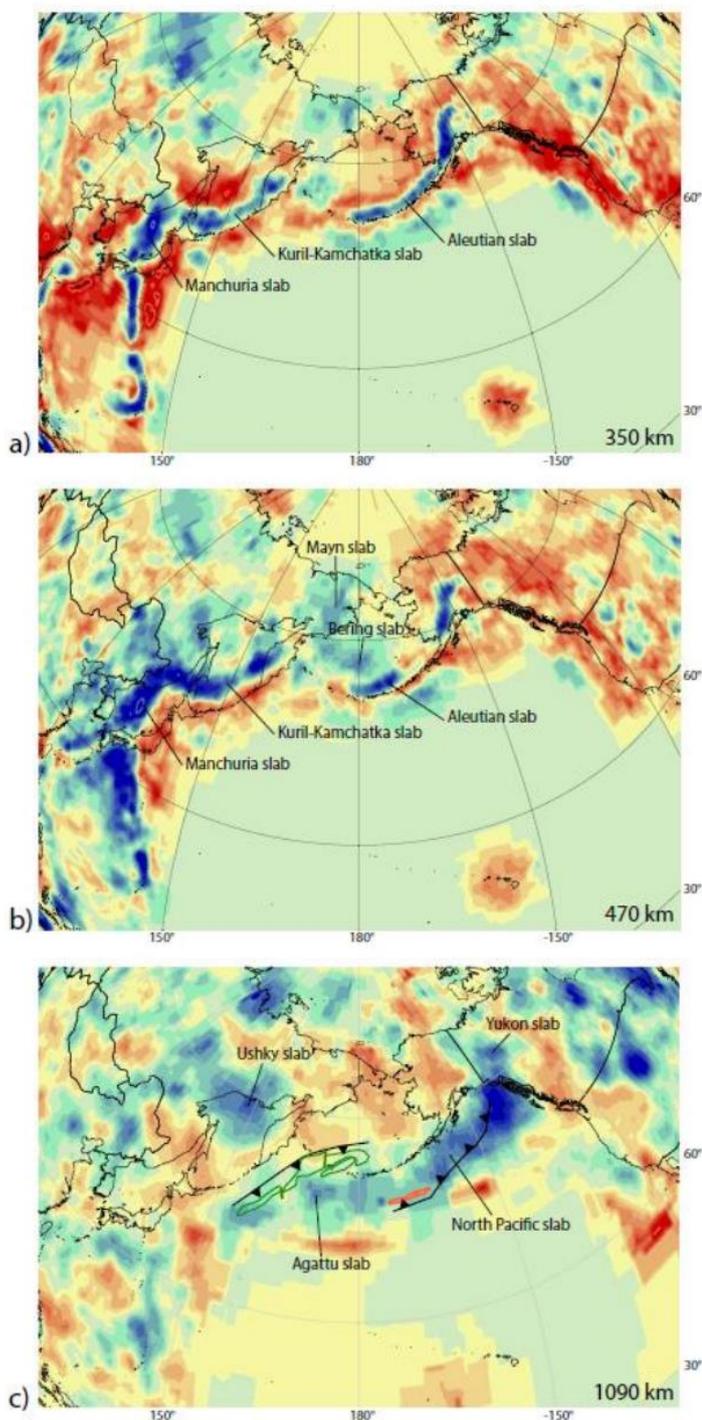


Рис. 5. Горизонтальные разрезы в модели скоростей p -волн UU-P07 [Amagi, 2007]. Для современной структуры мантии на глубинах (a) 350 км, (b) 470 км, (c) 1090 км. Восстановлены положения Олюторской дуги (зелёного цвета) и

Кроноцкой дуги (оранжевый цвет), а также связанная с ними межокеаническая зона субдукции (черная полоса с треугольниками) относительно мантии с возрастом 60 млн. лет. (используя эталонное состояние мантии согласно [Dobrovine et al., 2012], показанное на рис (с)). [Vaes et. al, 2019]

Одним из источников, позволяющих определить историю движения Тихоокеанской плиты является цепочка Гавайских островов [Vaes, 2019]. При этом, на острове Атту самые молодые породы датируются возрастом 5.9-7.4 млн. лет, а на командорских островах 8.5-12.5 млн. лет. Откуда следует, что, примерно, в последние 9 млн. лет субдукция в области этих островов могла отсутствовать, либо быть касательной к дуге (какой мы её сейчас и наблюдаем). Возраст хребта Бауэrsa оценивается возрастом примерно в 30 млн. лет, что моложе самых ранних вулканических пород, обнаруженных на островах Алеутской дуги [Wanke et al., 2011, 2012; Sato et al., 2016].

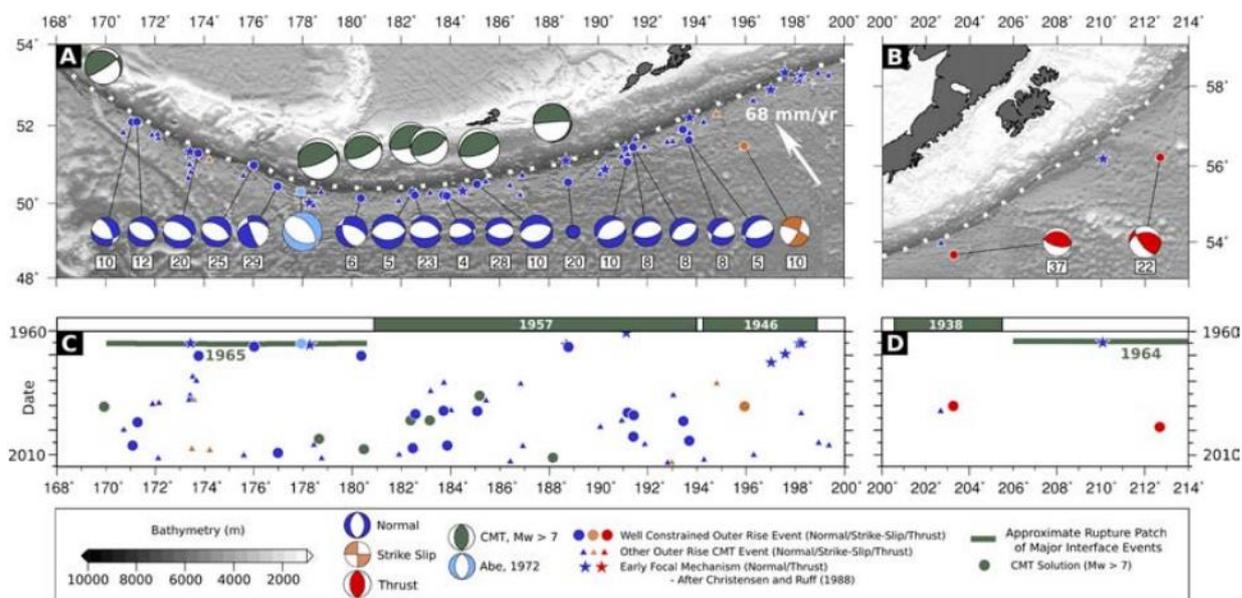


Рис. 6. Сейсмичность вдоль Алеутской дуги. (а) сейсмичность вдоль западных и центральных Алеут. Механизмы очагов раскрыты в соответствии с

типом механизма очага : голубые - нормальный сброс, красные - взбросовые механизмы, коричневые - сдвиговые механизмы. Зелёные - события с моментной магнитудой больше 7, произошедшие на континентальной стороне желоба. Обычно это внутриплитные механизмы типа взброса. Если механизм землетрясения не изображён, значит для данного события было получено только местоположение гипоцентра, основываясь на глубинно-фазовом анализе без независимого определения механизма источника. Глубина центроида по отношению к морскому дну показана в виде номера рядом с событием. Светло-голубой механизм очага землетрясения - это землетрясение 1965 года, с магнитудой 7.2 рассчитанное [Abe, 1972], на Крысиных островах. Глубина этого события однозначно не определена, вследствие чего не приведена на рисунке. Для исследования были взяты землетрясения [Hermann, 1976], [Chapple, Forsyth, 1979], [Forsyth, 1982], [Jaume, Estabrook, 1992]. (b) Ограниченная сейсмичность вдоль восточных Алеут, с океанической стороны относительно желоба. (c) График зависимости времени от долготы для западных и центральных Алеут. (d) График зависимости времени от долготы для восточных Алеут. Полосы отображают сейсмическую активность до 1960-го года [Craig, 2014].

Этот факт позволяет предположить, что хребет Бауэрс возник уже после начала субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу. Ещё один важный факт, который касается возраста плит, заключается в том, что возраст Тихоокеанской плиты варьируется от 63 млн. лет в восточной части Алеут, до 43 млн. лет в западной части дуги. А возраст западной части хребта Стелмейт оценивается в 84 млн. лет.

Было замечено [Creager, Boyd, 1991], что при отсутствии разрыва в слэбе вдоль всей дуги - до глубин 300 км океаническая плита могла погрузиться всего за 15 млн. лет.

1.4. Выводы

На основе описанного выше, можно сделать вывод, что вопрос явления субдукции достаточно хорошо изучен с теоретической точки зрения, однако каждый год появляются новые модели и эксперименты, которые позволяют пролить свет на понимание возможных причин, механизмов и природы возникновения данного явления.

При составлении математической интерпретации, вводятся различные реологические модели, учитывающие особенности вязкости в условиях Земных недр. Что подразумевает учёт резких перепадов вязкостей в зависимости от температуры, давления, наличия фазовых переходов. В соответствии с изменением вязкости меняются свойства среды, происходит переход от рассмотрения среды как вязкой к пластической, или упругой. Соответственно рассматриваются различные модели, например вязко-пластические, или упруго-вязко-пластические. Т.к. на геологических временных масштабах недр Земли ведут себя также, как сильновязкая жидкость, то для решения задачи по моделированию процесса субдукции пользуются уравнениями гидродинамики. Зачастую, при моделировании движения литосферных плит полагают что тело Земли представляет собой несжимаемую жидкость. Тем самым, зануляя правую часть уравнения непрерывности. Помимо этого могут вводиться дополнительные упрощения, в зависимости от используемой модели.

Получаемые в результате модели неплохо коррелируют с действительностью. Например, при варьировании толщины литосферной плиты, прогретости, различия в вязкостях между плитой и средой, в которую плита погружается - возникают различные эволюционные картины слэба. Это может быть погружающаяся под некоторым пологим углом плита, плита уходящая в верхнюю мантию под достаточно крутым углом, может быть

плита, которая достигает средней мантии и растекается вдоль границы верхняя-средняя мантия, может быть плита, которая достигая границы верхняя-средняя мантия сильно изгибается, но не отпускается в среднюю мантию, а может получиться ситуация, при которой плита проходит границу верхняя-средняя мантия и опускается ниже в тело Земли. Граница верхняя-средняя мантия обусловлена фазовым переходом оливин-шпинель, пироксен-перовскит. Хотя факт существования зон фазовых переходов признан уже несколько десятилетий назад, способов физической проверки гипотезы наличия этой зоны и исследования формы слэба немного. Один из способов, он же и основной - изучение Земных недр, основываясь на данных о сейсмических волнах и собственных колебаниях Земли. Наблюдение за реальным слэбом после глубин в 600 км осложняется тем, что на этой глубине уже не происходит землетрясений, что объясняется фазовыми переходами, дегидратацией погружающейся плиты и её прогревом. Вследствие чего происходит преобразование упругих свойств плиты в пластические. При этом, построение профиля слэба на основе гипоцентров очагов землетрясений становится невозможным. Но всё ещё можно оценивать перепады величины скоростных аномалий, путем решения обратных задач геофизики. В частности, в области Алеутской дуги, согласно распределению гипоцентров очагов землетрясений, на глубине 350км уже отсутствуют данные о местоположении очагов землетрясений в каталоге СМТ. Но, в то же время, наблюдаются скоростные аномалии в модели UU-P07 на глубинах больше 470км.

отношении. В ежегодных сборниках «Землетрясения Северной Евразии» (до 1992 г. «Землетрясения в СССР») публикуются данные о текущей сейсмической ситуации в западном сегменте Алеутской островной дуги, включая подробные описания наиболее сильных сейсмических событий (см., например, [Зобин и др., 1991; Федотов и др., 1996; Левина и др., 2002; 2009]). В частности, в статье сделан достаточно подробный анализ сильного землетрясения 05.12.2003 г., $M_S = 6.8$ ($M_W = 6.6$), инструментальный эпицентр которого располагался приблизительно в 250 км к запад-северо-западу от инструментального эпицентра рассматриваемого в этой работе землетрясения 17.07.2017 г. То есть, оконтуренная по афтершокам очаговая область землетрясения 05.12.2003 г. непосредственно примыкала с северо-запада к очаговой области землетрясения 17.07.2017 г. С юго-востока к его очагу примыкает очаг землетрясения 23.12.2010 г., $M_W = 6.4$ ($\phi = 53.127^\circ$, $\lambda = 171.161^\circ$) на Ближних островах. Помимо упомянутых выше событий 2003 и 2010 гг. вплоть до середины 2017 г. сильных ($M_W \geq 6.0$) землетрясений в этом регионе не наблюдалось.

Пространственное распределение землетрясений [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 1997; Ekström et al., 2012; Huang et al., 1997; Chen et al., 2001] позволяет нам картировать сейсмически активные части погруженных плит и, таким образом, ограничивать аспекты режима потока. В большинстве слэбов (англ. Slab – погружающаяся часть литосферной плиты), если частицы слэба движутся с той же скоростью, что и поверхностные плиты, они достигнут глубины отсечения сейсмичности менее чем за 10 млн лет, тогда как субдукция вдоль многих желобов, таких как Алеутские острова, началась более чем за 40 млн лет. тому назад. Кроме того, модели теплопроводности предсказывают, что плиты остаются на $500\text{--}1000^\circ\text{K}$ холоднее окружающей мантии на глубине отсечения сейсмичности. Вопрос о том, куда девается этот холодный материал, был предметом обширных дискуссий [Zhou et al., 1990].

Следует отметить, что в ряде недавних работ, например, [Ландер и др., 2009; Гордеев и др., 2015], в которых рассматривается сейсмичность Командорских островов, высказывается мнение, что южная граница Командорского блока, на северо-восточной границе которого произошло землетрясение 17 июля, в геодинамическом плане аналогичен западной границе Бирманской микроплиты, на которой произошло Суматринское мегаземлетрясение 26.12.2004 г. с $MW \sim 9.0$. В результате делается вывод о возможности, в обозримом будущем, возникновения вдоль южного борта Командорского блока очень сильного ($MW \sim 9.0$) землетрясения [Рогожин и др, 2019].

2.1. Исследование заглубленности событий вдоль Алеутской дуги

Исходя из имеющихся данных о механизмах подвижек по разрыву, динамическая картина в области Командорских островов достаточно сложная. Полагается, что субдукция происходит здесь под углом, т.е. океаническая кора уходит под Алеутскую дугу не под прямым углом, а под некоторым острым углом. Причём, распределение гипоцентров очагов землетрясений говорит о том, что начинается субдукция, если двигаться вдоль Алеут со стороны Камчатки — с группы Ближних островов, в то время как на Командорских островах субдукция отсутствует (Рис. 8.). Продвигаясь дальше на восток, заметим, что, начиная со 172° в. д., происходит постепенное увеличение глубины гипоцентров примерно до 200 км (Рис. 9.). Вдоль Крысьих островов происходит плавное увеличение глубины залегания очагов до ~ 250 км (Рис. 10.); на Анреановских островах максимальная глубина гипоцентров является примерно одинаковой со 179° до 171° з. д. и составляет ~ 300 км (Рис. 11.). На Лисьих островах (со 171° до 168° з. д. максимальная глубина залегания гипоцентров – постоянна и также составляет примерно 300 км (Рис. 12.); далее, со 168° до 159° з. д. (Рис. 13.)

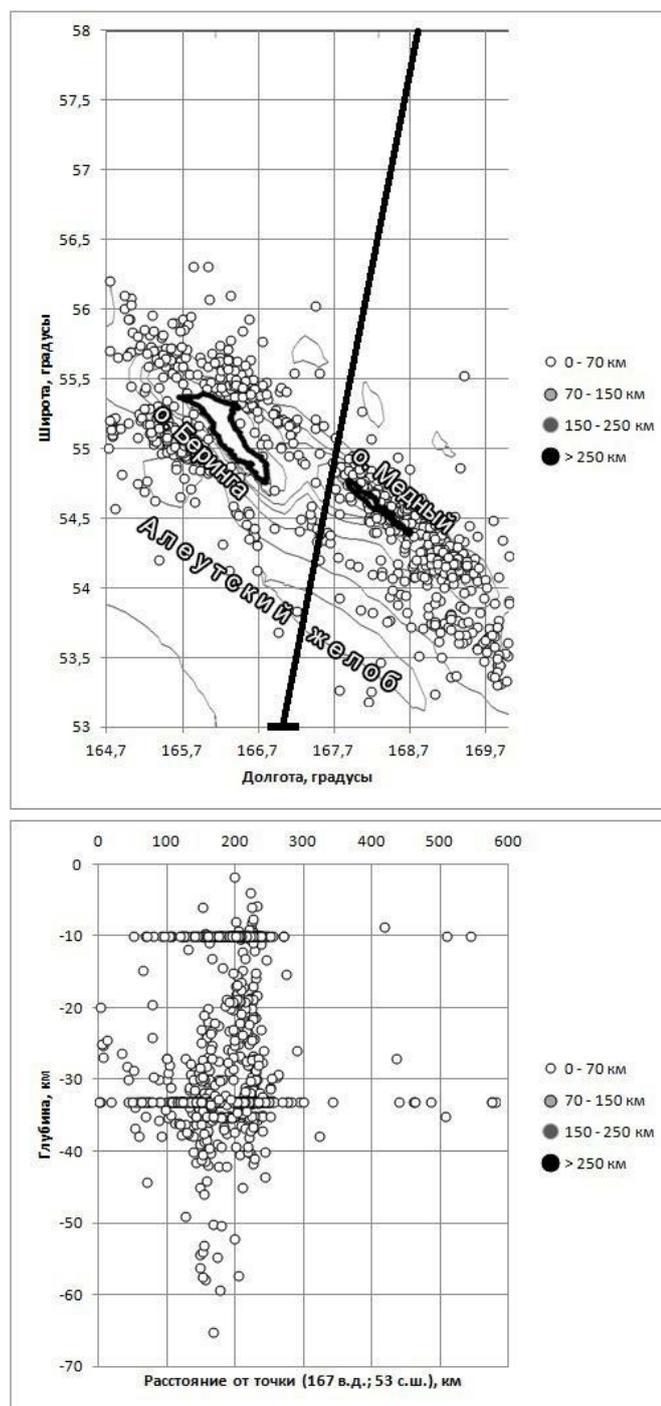


Рис. 8. (а) – Сечение (жирная прямая линия) через эпицентры землетрясений ($M_b \geq 3.1$; $M_W \leq 7.8$) в районе Командорских островов (вид сверху) по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). Горизонтальной чертой на прямой линии показано начало отсчета на разрезе (рис. 8б) (2000–2018 гг.); (б) – вертикальный разрез гипоцентров землетрясений ($M_b \geq 3.1$; $M_W \leq 7.8$) в районе Командорских островов по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). [Рогожин и др, 2019]

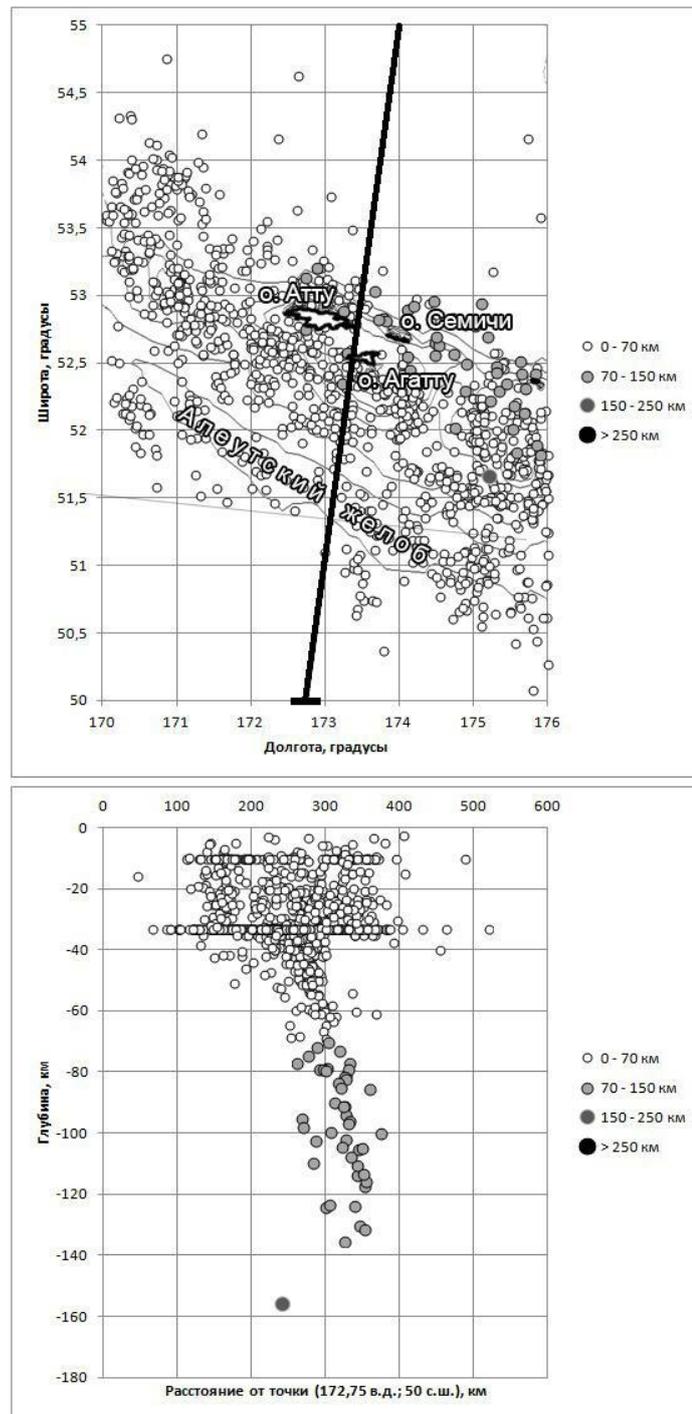


Рис. 9. (а) – Сечение (жирная прямая линия) через ансамбль эпицентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 7.9$) в районе Ближних островов (вид сверху) по данным каталога NEIC. Горизонтальной чертой на прямой линии показано начало отсчета на разрезе (рис. 9б) (2000–2018 гг.); (б) – вертикальный разрез гипоцентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 7.9$) в районе Ближних островов по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.).

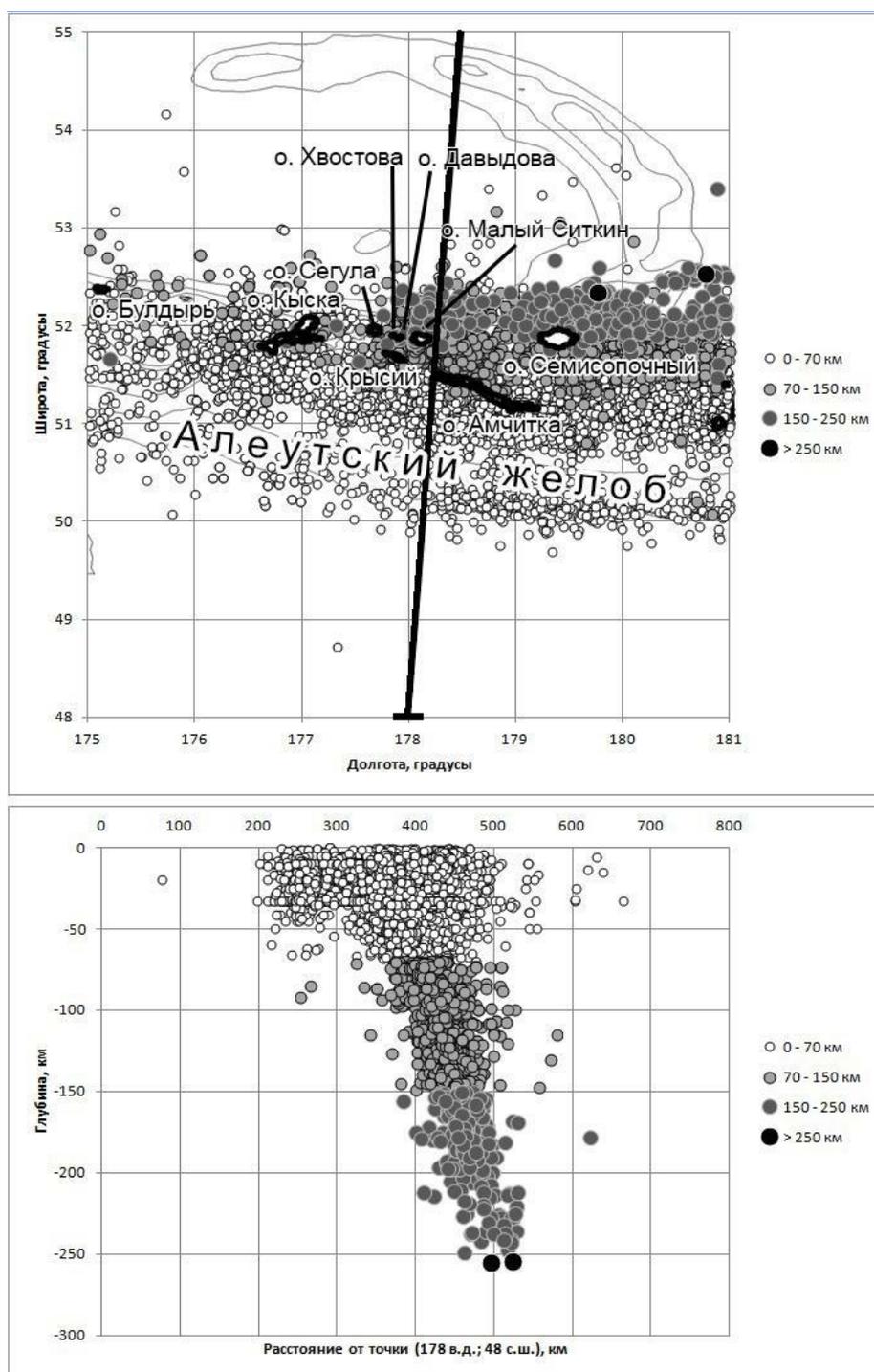


Рис. 10. (а) – Сечение (жирная прямая линия) через ансамбль эпицентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_w \leq 7.9$) в районе Крысыих островов (вид сверху) по данным каталога NEIC. Горизонтальной чертой на прямой линии показано начало отсчета на разрезе (рис. 10б) (2000–2018 гг.); (б) – вертикальный разрез гипоцентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_w \leq 7.9$) в районе Крысыих островов по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). [Рогожин и др, 2019]

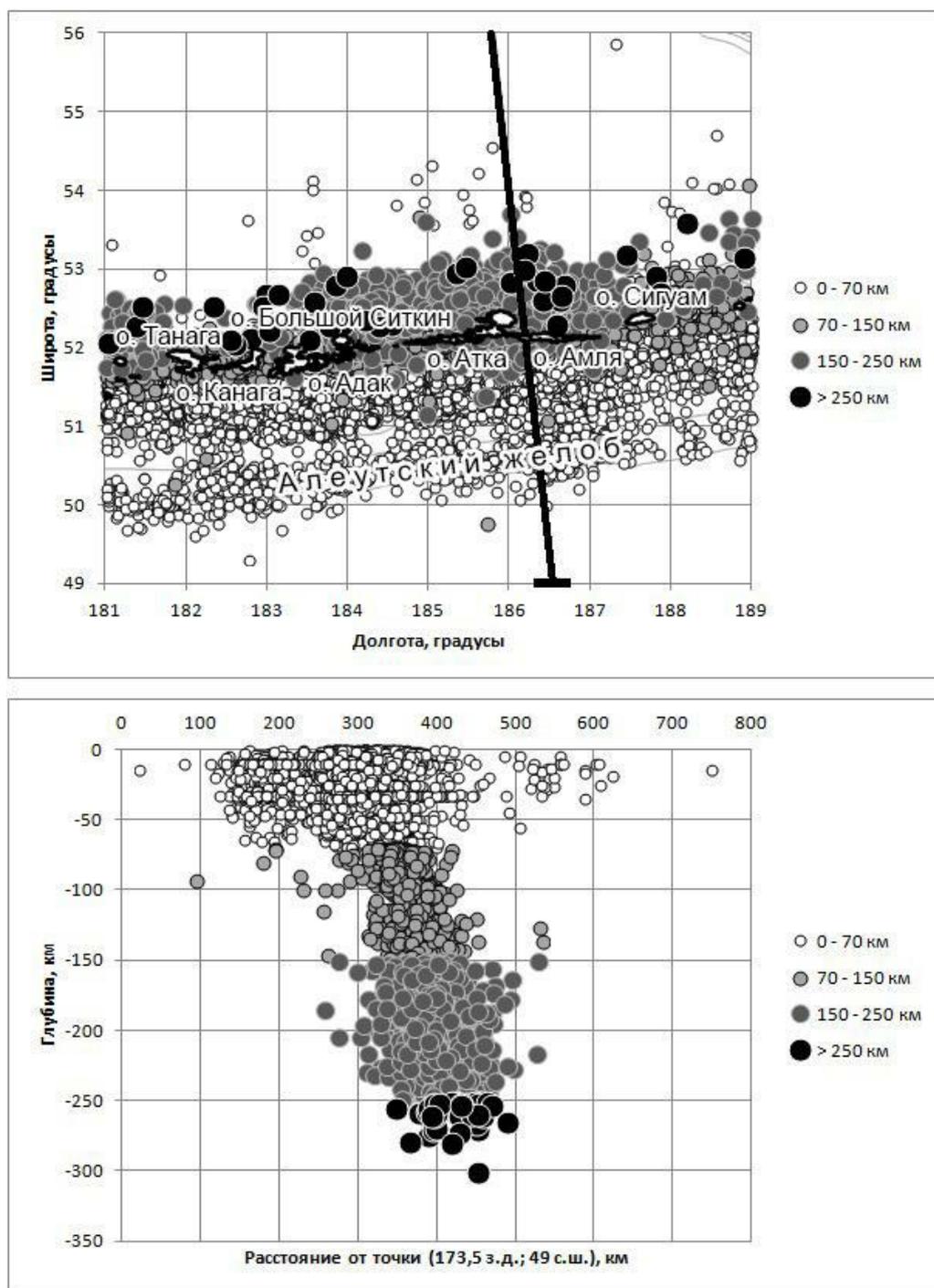


Рис. 11. (а) – Сечение (жирная прямая линия) через ансамбль эпицентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 7.3$) в районе Андреяновских островов (вид сверху) по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). Горизонтальной чертой на прямой линии показано начало отсчета на разрезе (рис. 11б) (2000–2018 гг.); (б) – вертикальный разрез гипоцентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 7.3$) в районе Андреяновских островов по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). [Рогожин и др, 2019]

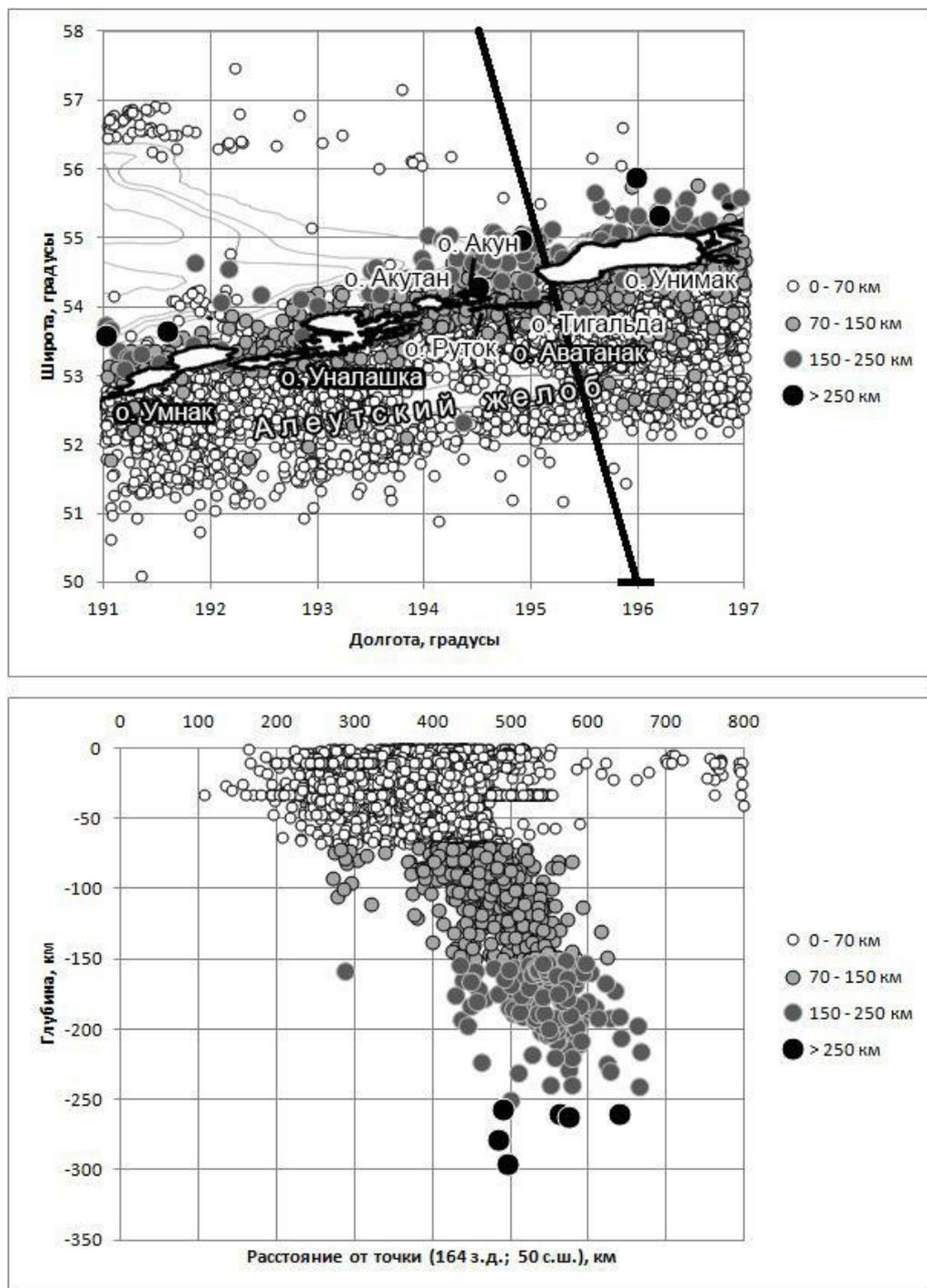


Рис. 12. (а) – Сечение (жирная прямая линия) через ансамбль эпицентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 6.9$) в районе Лисьих островов (вид сверху) по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). Горизонтальной чертой на прямой линии показано начало отсчета на разрезе (рис. 12б) (2000–2018 гг.); (б) – вертикальный разрез гипоцентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 6.9$) в районе Лисьих островов по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). [Рогожин и др, 2019]

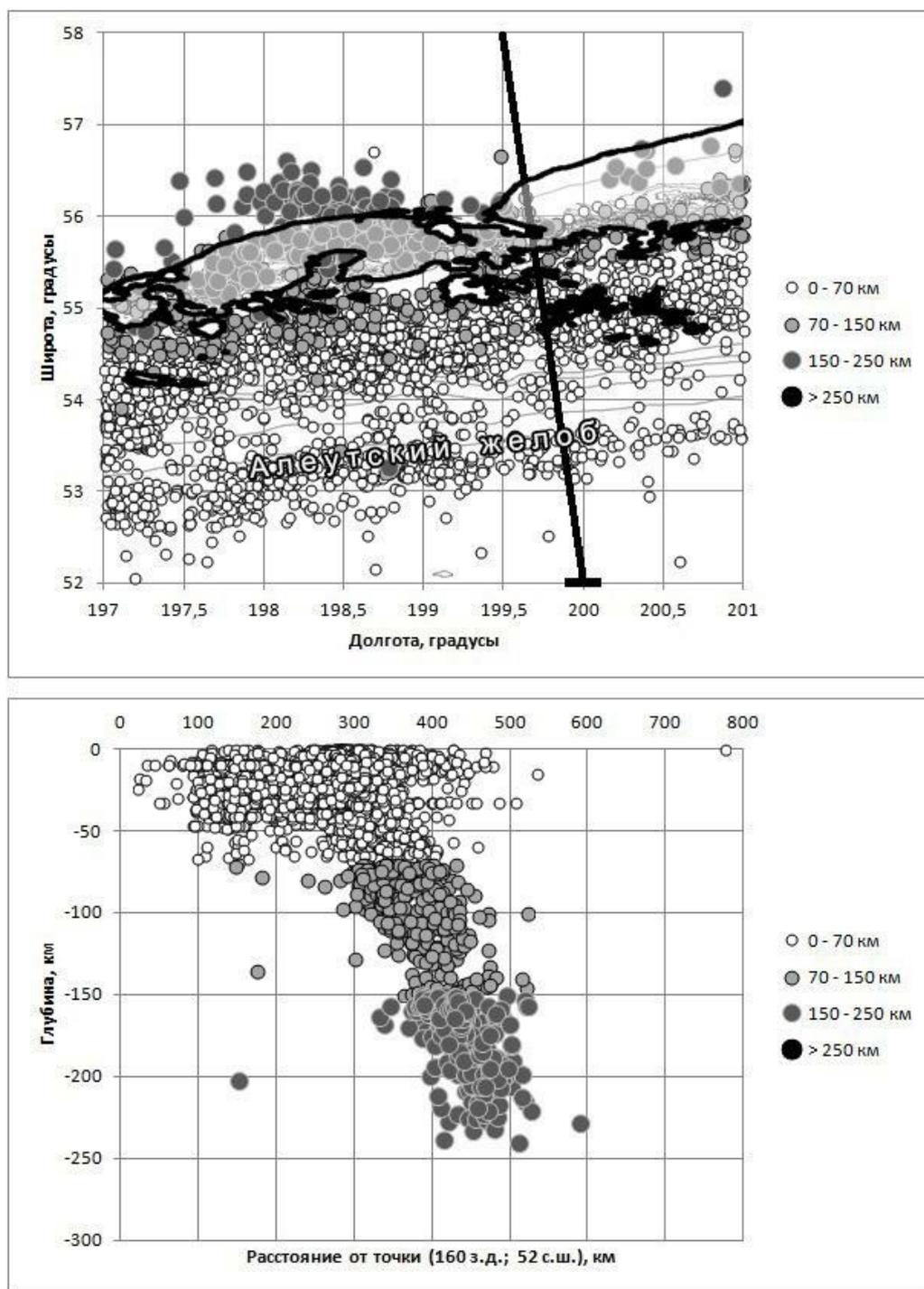


Рис. 13. (а) – Сечение (жирная прямая линия) через ансамбль эпицентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 6.9$) в районе Восточных Алеутских островов (вид сверху) по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). Горизонтальной чертой на прямой линии показано начало отсчета на разрезе (рис. 13б) (2000–2018 гг.); (б) – вертикальный разрез гипоцентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 6.9$) в районе Восточных Алеутских островов по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.).

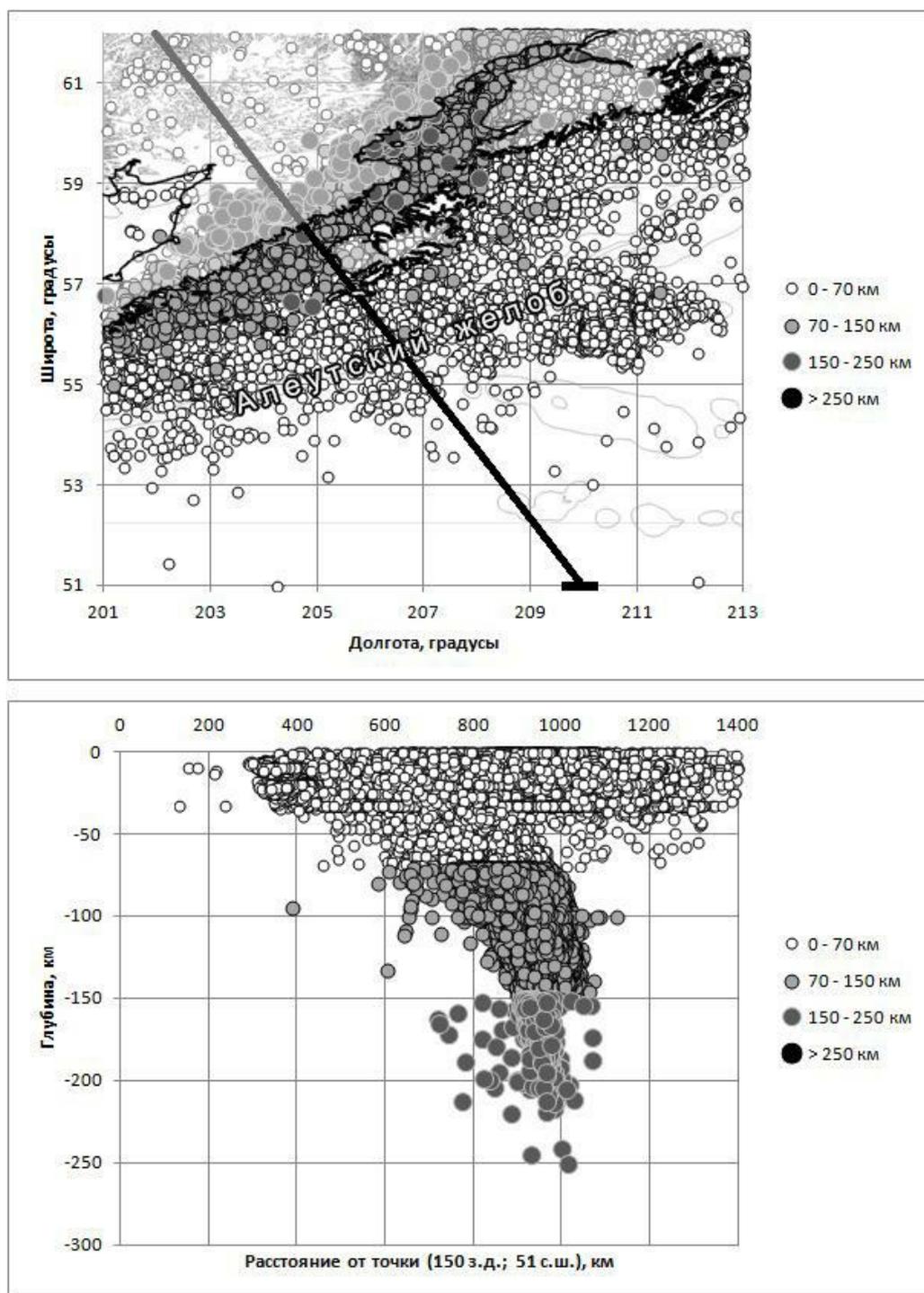


Рис. 14. (а) – Сечение (жирная прямая линия) через ансамбль эпицентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 6.9$) в районе островов Шумагина (вид сверху) по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.). Горизонтальной чертой на прямой линии показано начало отсчета на разрезе (рис. 14б) (2000–2018 гг.); (б) – вертикальный разрез гипоцентров землетрясений ($M_l \geq 2.5$; $M_W \leq 6.9$) в районе островов Шумагина по данным каталога NEIC (2000–2018 гг.).

максимальная глубина очагов землетрясений плавно падает до 150 км, затем она увеличивается скачком до 220 км со 158° до 152° (Рис. 14.) з. д. и далее, к западу до 146° з. д. плавно спадает до 70 км - субдукции нет.

Любопытным фактом является наличие двух областей, в которых наблюдается уменьшение глубины слэба: 168° - 166° з. д. и 160° - 158° з. д. При этом, восточнее Командорских островов, за дугой, наблюдаются преимущественно механизмы очага типа взброса, что соответствует напряженному состоянию сжатия [Craig, 2014]. В то же время, перед Алеутской дугой, имеют место преимущественно механизмы очага типа сброса. Такое поведение типа механизма очага в преддуговой области объясняется изгибом литосферной плиты [Witter, 2015]. Разобраться в природе необычных перепадов глубин вдоль дуги может помочь рассмотрение поля напряжений или деформаций, основываясь на информации о сброшенных напряжениях при подвижках в очагах землетрясений.

Геометрия плиты [Boyd, 1991; Craig, 2014; Witter, 2015] на глубине менее 100 км характеризуется падениями, которые плавно меняются от мелкого (45°) на восточных Алеутских островах до крутого (60°) в центральных Алеутских островах и до немного более пологого падения ($\sim 50^\circ$) на дальних западных Алеутах. Радиус кривизны желоба самый маленький в центральных Алеутах (14°) и увеличивается к востоку и западу. При этом, в центральных Алеутах угол падения без деформации составляет 28° , а наблюдаемое падение составляет 60° , что вызывает деформацию растяжения вдоль дуги.

Двухмерная инверсия томографии телесейсмических P-, sP- и pP-волн и локальных времен пробега P- и S-волн [Engdahl and Gubbins, 1987] показали, что в структуре скоростей в окрестностях центральной Алеутской дуги (Рис. 10, 11, 12) преобладает обычный слэб, проходя и погружаясь под сейсмическую зону.

Кинематика плиты частично ограничена скоростью и направлением схождения плит, а также геометрией желоба и субдукции. Почти по всей дуге плита достигает глубины отсечки локальной сейсмичности всего за 6 млн лет [Creager, 1996]. Таким образом, чтобы смоделировать сейсмически активную часть плиты и переход к ее асейсмическим частям, ведутся поиски количественных тектонических ограничений на геометрию и скорость субдукции в течение примерно последних 6 млн. лет и качественные ограничения за последние 20 млн лет. Особое значение имеет то, можем ли мы предположить установившийся поток в течение последних 6 млн. лет. Из полученной в ходе выполнения данной работы регрессии, можно, как следствие, получить то же значение для возраста слэба. Хотя оценки времени возникновения Алеутской дуги различаются на 30 млн лет, ни одна из них не моложе 43 млн лет. Реконструкции плит [Wallace, 1984] показывают, что в восточных Алеутских островах скорость и относительное направление конвергенции были довольно постоянными в течение последних 43 млн. лет. Кроме того, абсолютное движение Тихоокеанской плиты за последние 47 млн лет существенно не изменилось, о чем свидетельствует гавайская цепь подводных гор. Если центральная и западная части Алеутской дуги не были смещены к северу относительно восточной части дуги за этот период времени, то скорость и относительное направление конвергенции можно, в первом порядке, также считать постоянными в этих областях.

В настоящее время западная и восточная части Алеутской островной дуги характеризуются различными геодинамическими обстановками. Естественно ожидать, что эти различия должны проявляться и в характеристиках сейсмогенных движений в соответствующих областях дуги [Балакина, Москвина, 2010]. Это касается и процесса субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутскую островную дугу и Берингоморскую литосферную плиту вдоль разных участков Алеутской дуги. Ситуационная карта, показывающая

сейсмичность ($MW \geq 5.5$) всей Алеутской дуги и п-ова Аляска представлена на рис.7.

Говоря о профилях субдукции, воспользуемся имеющимися данными о сейсмичности в исследуемом регионе. Будем считать, что распределение землетрясений в пространстве позволяет не только ставить в соответствие существующим разломам соответствующие им механизмы очага, тем самым решая вопросы геодинамики, на основе напряжённого деформированного состояния среды, но и выделять погружающуюся часть литосферной плиты (слэб). Часто именно так и происходит в различных областях субдукции [Ландер, 2019; Craig, 2014].

Если на Центральном и Восточном сегментах дуги (см. рис.9–рис.14) существуют явные сейсмологические признаки существования сейсмофокальной зоны Заварицкого-Беньофа и субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу, то на всем протяжении архипелага Командорских островов, включая его северные и южные склоны, гипоцентры происходящих там землетрясений располагаются в интервале глубин 0–60 км, с максимумом на 30–40 км [Балакина, Москвина, 2010], что иллюстрирует рис.8.

Из рис.10–рис.12 следует, что, по крайней мере, в областях Крысыих (Rat Islands), Андреяновских (Andreanoff Islands) и Лисыих (Fox Islands) островов существует четко выраженная погружающаяся в северных румбах сейсмофокальная зона Заварицкого–Беньофа, которую можно рассматривать в качестве структуры субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу. Максимальные глубины погружения гипоцентров меняются от ~260–270 км в районе Крысыих и Андреяновских островов до ~300 км в районе Лисыих островов. При этом глубина проникновения погружающихся гипоцентров вкост простирания дуги изменяется от ~150 км в районе Крысыих островов до ~200 км в районе Андреяновских островов и до ~250 км – в районе Лисыих островов.

Из рис.8б следует, что (как и было отмечено, например, в работе [Балакина, Москвина, 2010]) какие-либо признаки существования субдукции Тихоокеанской плиты под Командорский литосферный блок отсутствуют. Отсутствуют на Командорских островах и проявления четвертичного вулканизма. Все же следует отметить, что по данным более детального регионального каталога землетрясений Камчатки под Командорскими островами были выявлены следы проявлений глубокофокусной сейсмичности до глубины ~200 км. Однако в интервале глубин 80–200 км содержится всего 0.8% от всех имеющихся в каталоге сейсмических событий, что, вероятно, находится на уровне статистической погрешности. Для более точного определения границ проявления глубокофокусной сейсмичности вдоль Алеутской островной дуги были построены разрезы, секущие Алеутскую дугу с 175 в. д. до 150.0° з. д. с шагом в 1.0° по долготе [Рогожин и др, 2019].

На рис.15 представлены зависимости максимальных глубин гипоцентров землетрясений вдоль Алеутской дуги для Восточного (рис.15а) и Западного (рис.15б) полушарий, полученные по разрезам, секущим Алеутскую дугу (см. рис.8 – рис.12). Из рис.15 следует, что наибольшие глубины гипоцентров (до ~300 км) наблюдаются в средней и юго-восточной частях Алеутской островной дуги, где последняя ориентирована под крутым углом к направлению движения Тихоокеанской плиты. При этом северо-западный край плиты частично погружается под Алеутскую дугу. В районе Командорских островов вектор движения Командорского блока практически параллелен вектору движения Тихоокеанской литосферной плиты и, соответственно, субдукции Тихоокеанской плиты под Командорский блок не происходит. Собственно об этом и свидетельствует отсутствие глубокофокусной сейсмичности в районе Командорских островов. Из рис.15а видно, что первые проявления глубокофокусной сейсмичности появляются между 172 и 173° в. д., т. е. в районе Ближних островов, где максимальные глубины гипоцентров резко возрастают от 60 до 110 км. В окрестности

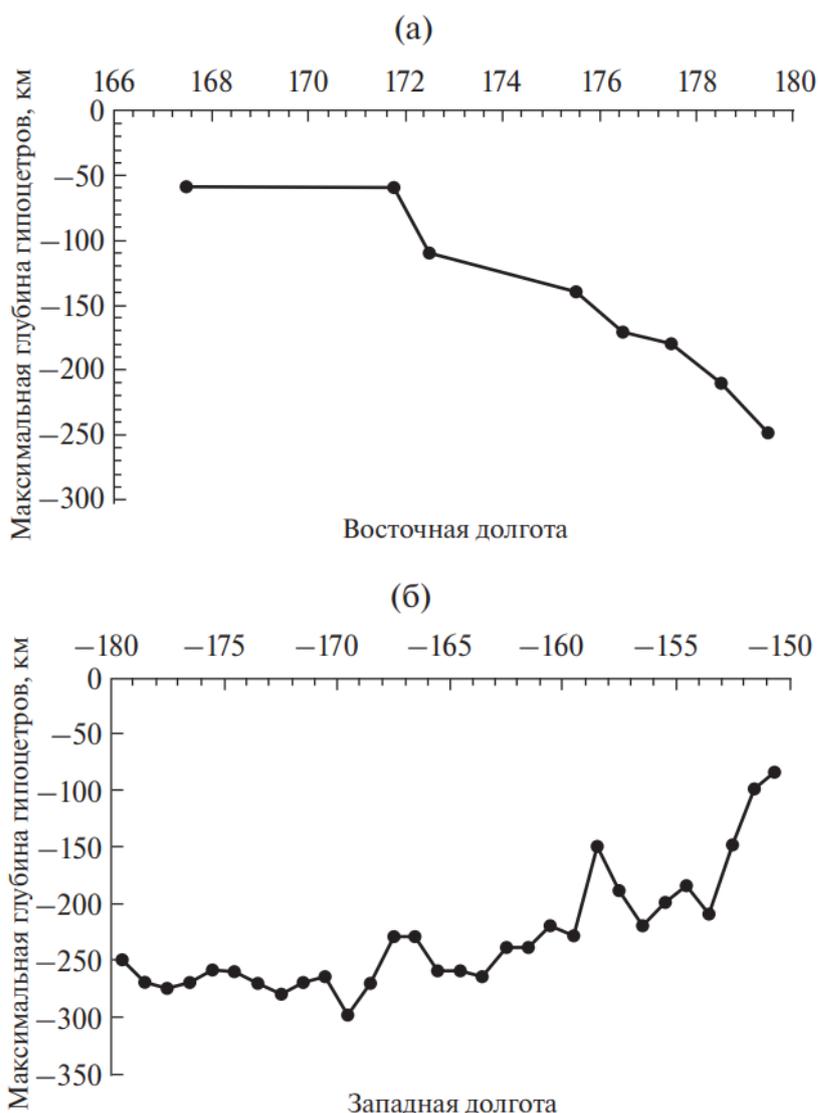


Рис. 15. (а) – Максимальные глубины гипоцентров землетрясений в разрезах, секущих Алеутскую дугу (Восточное полушарие). По оси абсцисс отложена долгота в градусах; (б) – максимальные глубины гипоцентров землетрясений в разрезах, секущих Алеутскую дугу (Западное полушарие). [Рогожин и др, 2019]

Крысьих островов (со 175 по 179° в. д.) максимальные глубины гипоцентров возрастают со 140 до 250 км. Далее, со 180 по 163° з. д. максимальные глубины гипоцентров варьируют в пределах 230–300 км. Восточная часть дуги, включая полуостров Аляска, со 163 по 150° з. д. характеризуется постепенным уменьшением максимальных глубин гипоцентров с ~240 до ~85 км. Однако в целом картина глубокофокусной сейсмичности на Аляске – достаточно

сложная: после наблюдающегося минимума глубин субдукции между 150 и 145° з. д. далее к северо-востоку под континентальной Аляской число и максимальные глубины промежуточных землетрясений вновь возрастают [Boyd, 1991]. Таким образом, на северо-западном фланге Алеутской дуги (на Командорских островах) глубокофокусная сейсмичность отсутствует, на ее северо-восточном фланге (на востоке Лисьих островов, п-ове Аляска и далее под континентальной Аляской) картина оказывается более сложной [Craig, 2014; Boyd, 1991; Creager, 1991; Witter, 2015].

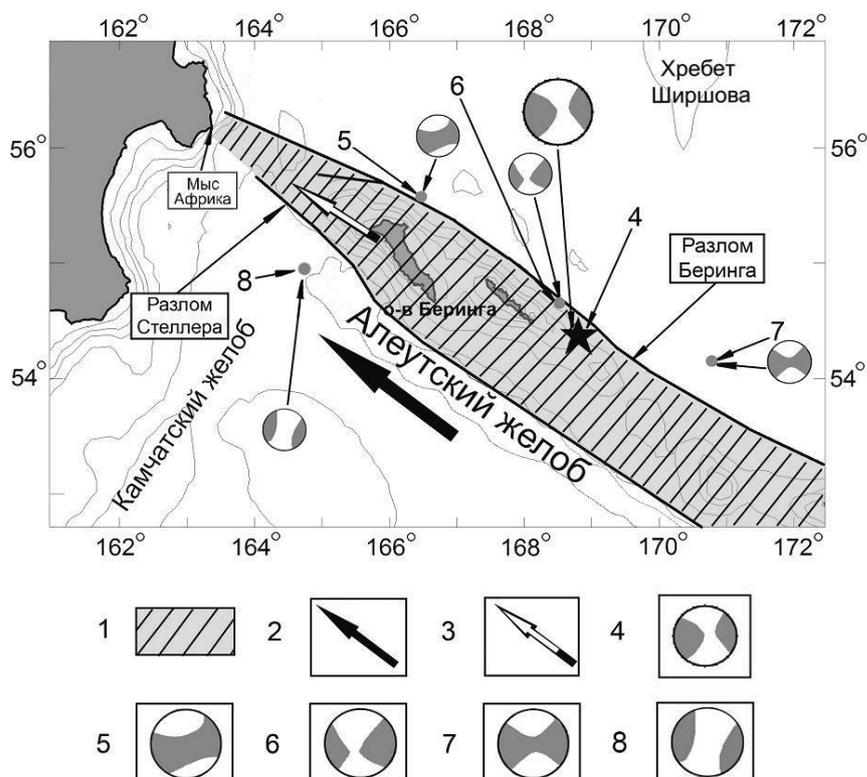


Рис. 16. Сейсмотектоническая карта эпицентральной области Ближне-Алеутского землетрясения 2017 г. Условные обозначения: 1 – Командорский блок; 2 – вектор движения Тихоокеанской плиты относительно Камчатки [Plate Motion Calculator, http://sps.unavco.org/crustal_motion/dxdt/model/]; 3 – вектор движения Командорского блока относительно Камчатки по данным GPS [Левин и др., 2002]; 4 – фокальный механизм главного события 17.07.2017 г.; 5 – фокальный механизм афтершока 25.01.2018 г. ($MW = 6.2$), 6 – фокальный механизм форшока 17.07.2017 г. вблизи о-ва Медный ($MW = 6.2$);

7 – фокальный механизм форшока 02.06.2017 г. вблизи Ближних островов ($MW = 6.8$); 8 – фокальный механизм землетрясения 20.12.2018 г., $MW = 7.2$. Все фокальные механизмы приведены по данным каталога [CMT – Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) catalog Project, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>]. [Рогожин, 2019]

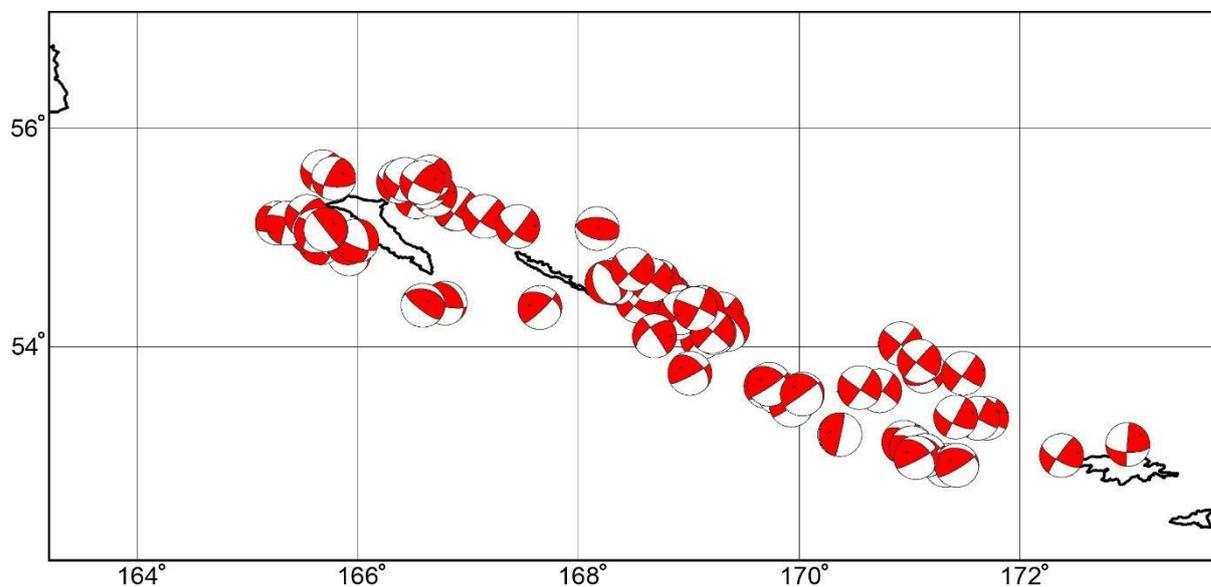
2.2. Геодинамика исследуемого региона

На рис. 17 представлена сеймотектоническая карта эпицентральной области Ближне-Алеутского землетрясения 2017 г., первоначальной основой для которой послужил рис. 16 из статьи [Ландер и др., 2009]. Командорский блок является самостоятельной сеймотектонической зоной, расположенной между двумя крупными тектоническими образованиями: Берингоморской плитой на севере и обширной Тихоокеанской плитой – на юге [Mets et al., 1990]. Узкий (ширина менее 100 км) Командорский литосферный блок протянулся более, чем на 500 км в направлении практически параллельном вектору движения Тихоокеанской плиты и отделен от последней трансформной границей, проходящей по Алеутскому глубоководному желобу, глубина которого достигает 7000 м. Крутизна подводных склонов достигает $30\text{--}35^\circ$. Несмотря на то, что в целом острова имеют достаточно протяженный островной шельф, в некоторых местах кромка эскарпа проходит всего в 4–5 км от берега (траверз бухты Полуденной на острове Беринга).

Морфологически Командорский блок является северо-западным окончанием Алеутской островной дуги. Полоса проявлений сейсмичности в районе между долготами с $\lambda = 169\text{--}170^\circ$ E, проходящая по северному борту Алеутского глубоководного желоба, имеет две ветви: вдоль югозападного подножья островной дуги и вдоль северо-восточного борта Командорского блока на границе с Берингоморской литосферной плитой. К юго-востоку от

Командорских островов сформировано понижение в рельефе, отделяющее его в современной тектонической структуре от остальной Алеутской дуги.

(а)



(б)

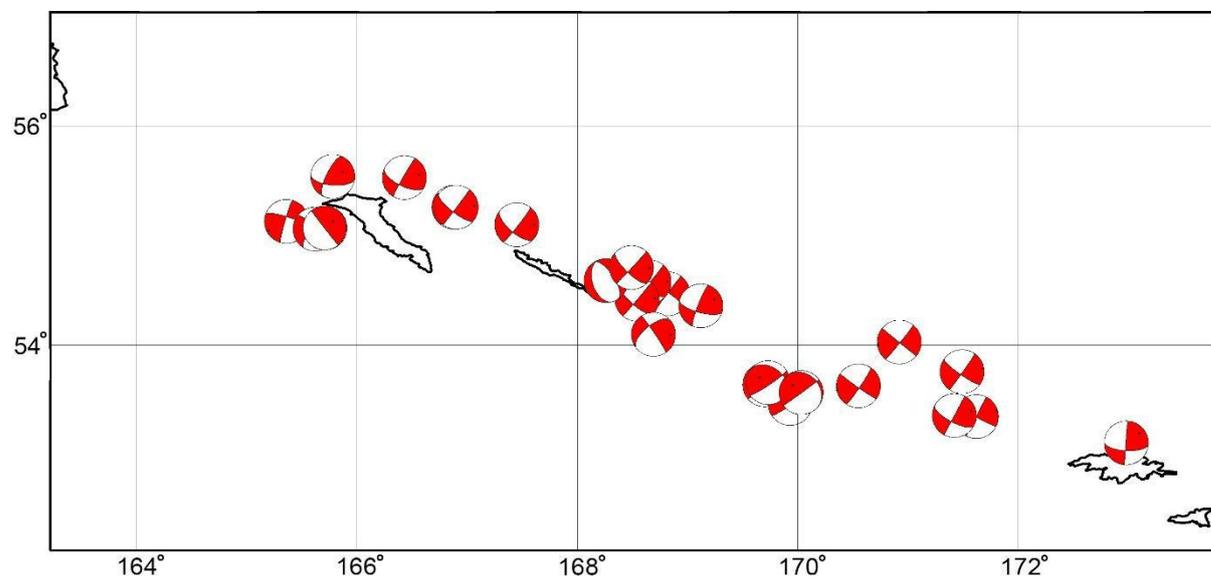


Рис. 17. (а) – Карта механизмов очагов землетрясений ($MW \geq 5.3$) Командорской и западного сегмента Алеутской дуг. Приведены проекции на нижнюю полусферу. Белое поле – сектор растяжения, темное – сжатия; (б)

– карта механизмов очагов землетрясений ($MW \geq 6.0$) Командорской и западного сегмента Алеутской дуг [Рогожин и др., 2019].

В результате Командорский блок ограничен с северо-востока и юго-запада двумя узкими параллельными сейсмическими поясами. Сейсмичность северо-восточной границы блока концентрируется вдоль разлома Беринга [Mets et al.; 1990, Селиверстов, 2009], протянувшегося на океаническом основании непосредственно у подножья склона Командорского шельфа. Землетрясения на юго-западной границе происходят вдоль Алеутского желоба и параллельного ему разлома Стеллера [Mets et al., 1990; Селиверстов, 2009].

Представляется, что сейсмические проявления вдоль северо-восточной (разлом Беринга) и юго-западной (разлом Стеллера и Алеутский желоб) границ Командорского блока вряд ли независимы друг от друга, поскольку обусловлены, в первую очередь, одними и теми же напряжениями, возникающими в этом узком (шириной ~ 100 км) блоке.

В очагах землетрясений на обеих параллельных границах Командорского литосферного блока преобладают правые сдвиги, по данным каталога СМТ. Это указывает на то, что узкий линейно вытянутый блок скользит на северо-запад параллельно движению Тихоокеанской плиты, несколько отставая по скорости от последней. Действительно, прямые GPS-измерения на о. Беринга демонстрируют стабильное перемещение Командорского блока на северо-запад и его сближение с Камчаткой со скоростью около 5 см/год [Левин и др., 2002]. Изучение механизмов очагов землетрясений на Ближних и Командорских островах показывает, что здесь существует несколько различных зон сеймотектонической активности [Newberry et al., 1986; Ruppert et al., 2012]. о. Медный о. Беринга На рис. 17а, 17б приведены карты механизмов очагов землетрясений ($MW \geq 5.3$ и $MW \geq 6.0$ соответственно) западного сегмента Алеутской дуги, построенные по данным каталога СМТ [<http://www.globalcmt.org>].

На северо-западе выбранной области вблизи острова Беринга одна из нодалных плоскостей усредненных механизмов очагов землетрясений (усреднение проводилось для землетрясений всех магнитуд $MW \geq 5.3$) простирается субпараллельно островам. Следует отметить, что на западе и востоке данной области преобладают праводвиговые подвижки, хотя местами отмечается и взбросовый тип смещений. Восточнее, около острова Медный, одна из нодалных плоскостей фокальных механизмов очагов также направлена близпараллельно простиранию островной дуги и характеризуется в основном праводвиговым типом смещений. Именно такой механизм характерен для очага землетрясения 17.07.2017 г. К юго-востоку от о. Медный в районе 170° в. д. наблюдается резкая смена напряженного состояния. Начинают преобладать механизмы взбросо-надвигового типа, обе нодалные плоскости в которых перпендикулярны простиранию островной дуги. В этой области к островной дуге с севера приближается подводный хребет Ширшова, который протягивается в субмеридиональном направлении от Олюторского полуострова на расстояние 670 км к югу. Ширина хребта уменьшается с 200 км на севере до 25 км на юге. В южной части хребет меняет ориентировку на субширотную и почти смыкается с хребтом Бауэрса [Лутиков и др, 2019]. Восточнее 170° в. д., в пределах западного сегмента Алеутской дуги в районе о. Атту и северо-западнее его, вновь наблюдается изменение характера фокальных механизмов, при этом эпицентры сейсмических событий смещаются несколько севернее по сравнению с таковыми в пределах Командорской островной дуги. На северо-востоке наблюдаются механизмы с режимом практически чистого сдвига, причем одна из нодалных плоскостей ориентирована вдоль островной дуги. По плоскостям этого простирания осуществляются смещения праводвигового типа, как и на Командорской дуге. На юго-западном склоне Алеутского поднятия механизмы очагов имеют взбросо-сдвиговый характер. По нодалной плоскости, параллельной дуге, также преобладают взбросо-праводвиговые смещения. С некоторыми

отклонениями данное распределение областей сжатия/растяжения совпадает на разных масштабных уровнях (рис.17).

На этом фоне сейсмологические проявления Ближне-Алеутского землетрясения 17.07.2017 г. в виде расположения облака форшоков и афтершоков вполне согласуется с описанными выше особенностями распределения ориентации нодальных линий механизмов известных очагов зарегистрированных здесь ранее землетрясений. Основное линейное в плане облако эпицентров повторных толчков, как и эпицентр главного события, приурочены к зоне разлома Беринга.

2.3. Особенности движения Тихоокеанской плиты

Если построить карту с усреднёнными механизмам очагов землетрясений для событий с глубиной меньшей 40км (Рис. 19), то можно получить карту, на которой будут чётко прослеживаться некоторые особенности процесса субдукции Тихоокеанской плиты под Алеутскую дугу. Во-первых, хорошо прослеживается преобладание сдвиговой компоненты на западе дуги и, напротив, в восточной ее части. Преобладание механизмов со сдвиговой компонентой неплохо коррелирует с тем фактом, что движение Тихоокеанской плиты вблизи Командорских островов, можно сказать, субпараллельно направлению желоба. Во-вторых, вдоль желоба наблюдаются механизмы, соответствующие режиму сжатия на внутренней стороне желоба, со стороны набегающей плиты, а также наличие режима растяжения на внешней стороне желоба, со стороны поддвигающейся Тихоокеанской плиты. Хотя на глубине ~270км встречаются механизмы очага типа сдвига, что может говорить в пользу движения слэба не перпендикулярно к желобу, а под некоторым углом [Boyd, Creager, 1991].

Другим интересным замечанием является зависимость глубины погружения слэба от нормальной компоненты скорости Тихоокеанской плиты. Видно (Рис. 18), что вплоть до Лисьих островов зависимость максимальной глубины сейсмичности от скорости поддвигающейся плиты практически линейная с высоким коэффициентом корреляции.

$$h = 5,99u + 10,134, \quad R^2 = 0,9911,$$

где h - глубина отсечки сейсмичности для слэба, u – нормальная к оси желоба компонента скорости движения Тихоокеанской плиты.

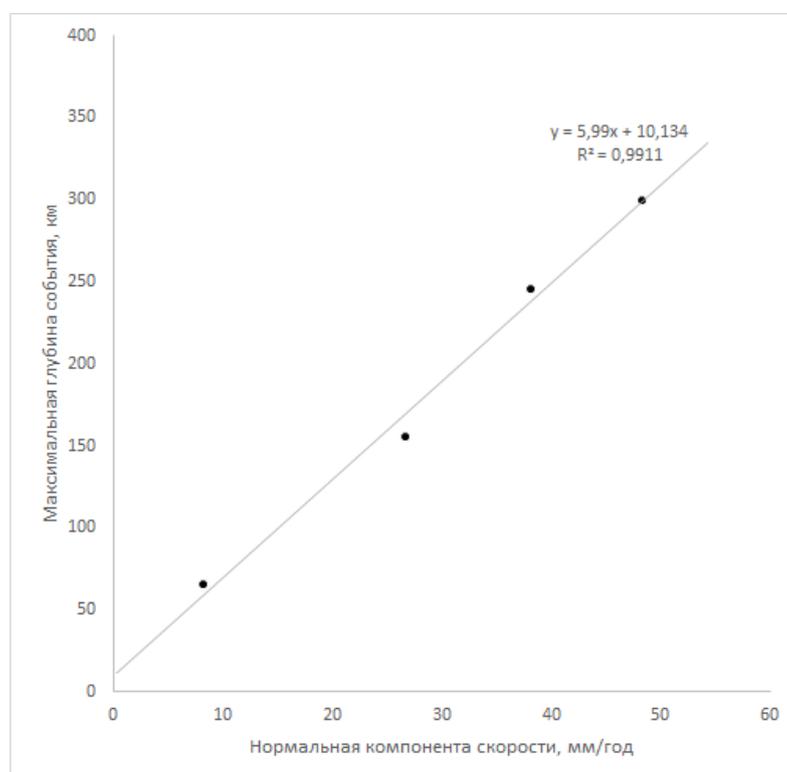


Рис. 18. Изменение максимальной глубины слэба в зависимости от величины нормальной компоненты скорости движения Тихоокеанской плиты на основе данных каталога CMT [CMT – Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) catalog Project, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>] и GPS данных о движении Тихоокеанской плиты [Yongliang et al, 2019; Brown et al, 2013].

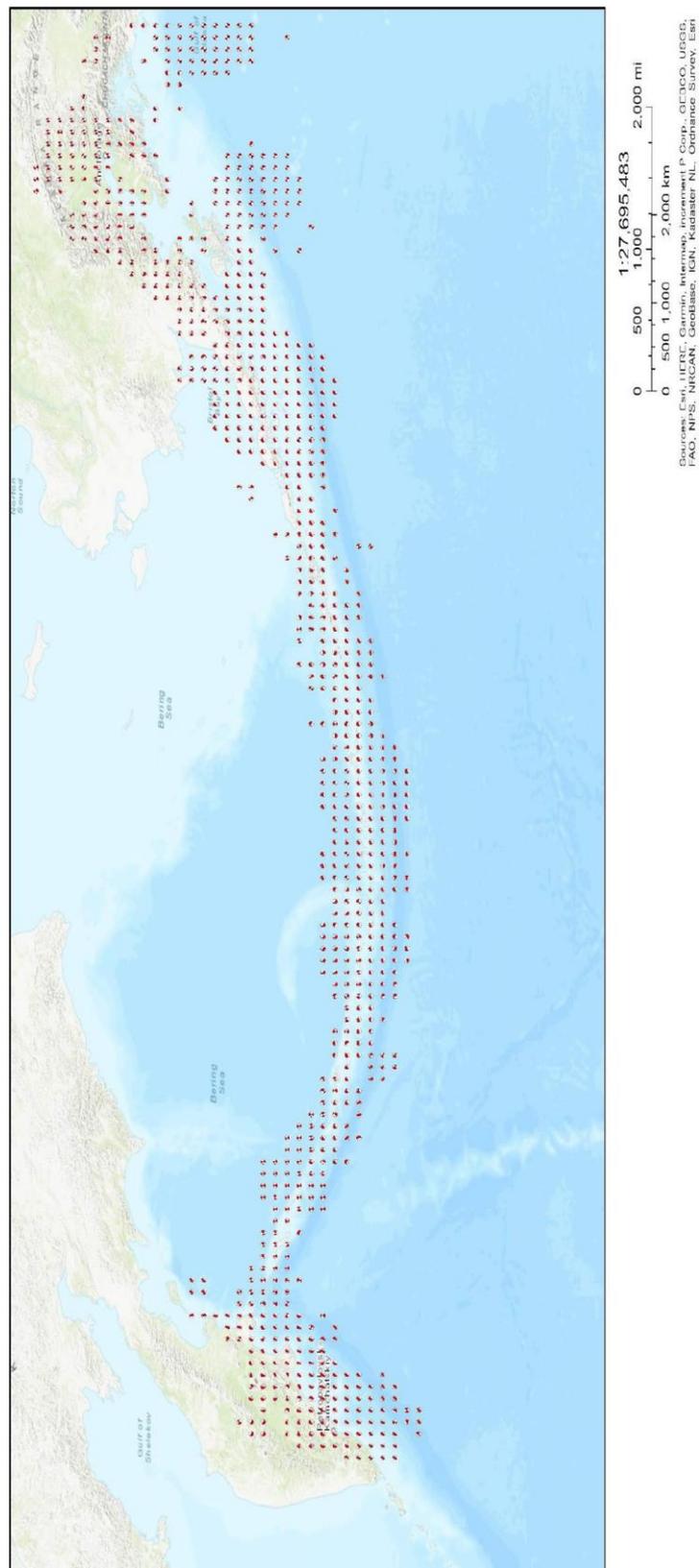
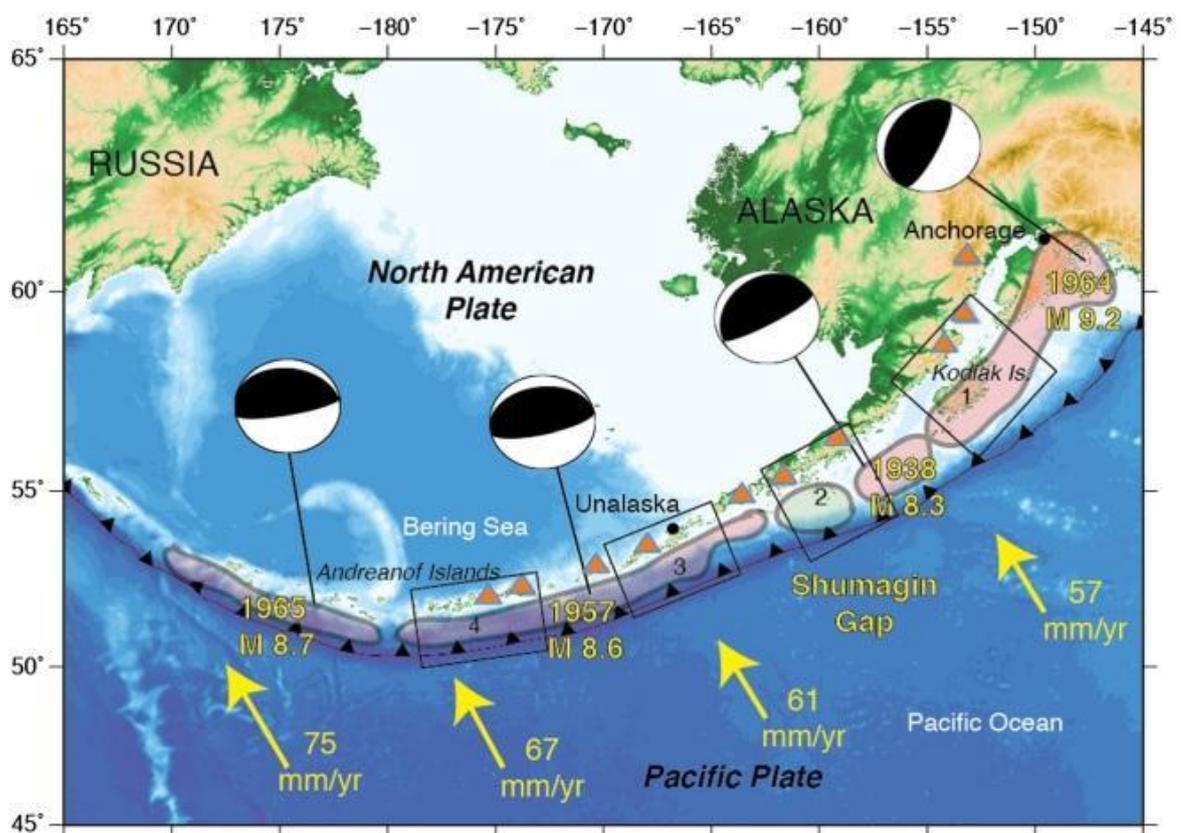


Рис. 19. Карта усредненных механизмов очагов землетрясений в Алеутской дуге. [CMT – Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) catalog Project, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>].

На основе чего можно сделать вывод, что как и отмечалось в ряде исследований [Хайн, Ломизе, ; Holt et al., 2015; Gerardi et al., 2018], характер погружения плиты зависит от скорости и направления движения поддвигающейся и набегающей плит. Таким образом, что если обе плиты движутся в одну сторону, причем скорость поддвигающейся плиты выше, то угол погружения будет более крутым, напротив, если скорость поддвигающейся плиты меньше, то угол погружения слэба будет более пологим.

Тот факт, что на определенных долготах, в восточной части дуги, наблюдается уменьшение глубины расположения гипоцентров очагов землетрясений может также, как и наличие механизмов очагов типа сдвига, говорить о том, что Тихоокеанская плита в районе Восточных Алеутских островов поддвигается под Алеутскую дугу не перпендикулярно к желобу, а под некоторым углом.

(a)



(6)

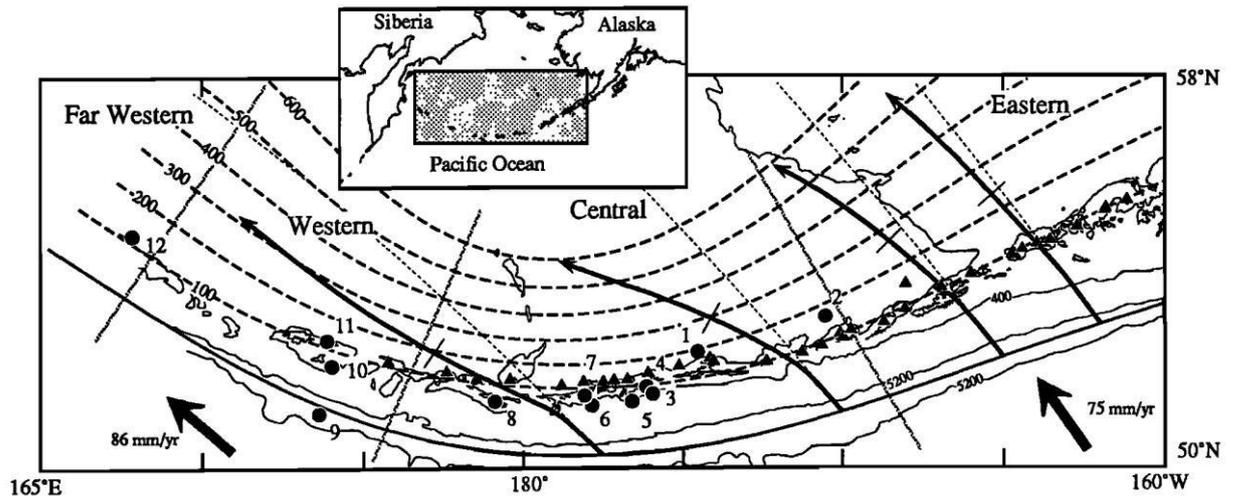


Рис. 20. Направление движения Тихоокеанской плиты и средняя скорость её движения: (а) - [Brown, et al., 2013], (б) – [Boyd, Creager, 1991].

Полная скорость	Угол	Синус угла	Нормальная компонента скорости, мм/год	Остров, в окрестности которого берется профиль	Максимальная глубина событий, км
70,1	43,5	0,68	48,3	Андреановские острова	300
70,1	32,9	0,54	38,1	Крысьи острова	245,75
74	21,1	0,35	26,6	Ближние острова	155,69
74	6,4	0,11	8,3	Командорские острова	65,2

Таблица 1. Значения для построения графика по данным, взятым из статьи [Yongliang et al, 2019; Brown et al, 2013] (Рис. 20.)

В свою очередь, под Аляску Тихоокеанская плита погружается в другом направлении нежели под Алеутскую дугу. Расхождение в направлении движения плиты может вызывать возникновение области менее заглубленного слэба.

2.4. Выводы

В ходе изучения геодинамики вдоль Алеутской дуги выяснилось, что область отсечения сейсмичности меняется на протяжении дуги - в западной части, в окрестностях Командорских островов, субдукции нет. Вблизи Ближних островов начинают возникать чуть более глубокие события, чем на Командорах. И далее на восток от Ближних островов, вплоть до Лисьих, наблюдается более менее равномерный рост глубины сейсмических событий. Эти наблюдения согласуются с данными сейсмической томографии модели UU-P07. При этом, тип напряжённого состояния среды вдоль дуги, зависит от угла между направлением движения Тихоокеанской плиты и осью желоба, а глубина погружения слэба коррелирует с величиной нормальной компоненты скорости движения Тихоокеанской плиты.

Глава. 3.

Рассмотрение субдукции недалеко от острова Тонга

Для лучшего понимания особенностей явления субдукции, следует рассмотреть регион отличный от основного исследуемого в данной работе. В качестве такой области было решено рассмотреть субдукцию Тихоокеанской плиты под острова Тонга и Фиджи. Как уже говорилось выше, одним из способов описания местоположения слэба является изучение распределения гипоцентров землетрясений в пространстве. Землетрясение 19.08.2018 г. с $MW = 8.2$ и глубиной очага приблизительно в 600 км явилось одним из трех сильнейших глубокофокусных ($h > 500$ км) землетрясений планеты, вероятно, за всю историю инструментальных сейсмологических наблюдений. Так, в известной монографии по глубоким землетрясениям Клифа Фролиха [Frohlich, 2006], по имеющимся данным [www.globalcmt.org, Abe, 1981] с 1897 г., других сейсмических событий с $h \geq 300$ км и $MW \geq 8.0$ зафиксировано не было. Два других сильнейших глубоких сейсмических события – это землетрясение 9.06.1994 г. в Боливии также с $MW = 8.2$ и глубиной очага около 650 км и Охотоморское землетрясение 24.05.2013 с $MW = 8.3$ и глубиной очага около 600 км. Через 18 дней после землетрясения 19.08.2018 г., т.е. 06.09.2018 г. уже в районе о-вов Фиджи произошло еще одно сильное глубокофокусное землетрясение с $MW = 7.9$ и глубиной очага 610 км. Эпицентр землетрясения 06.09.2018 г. вблизи о-вов Фиджи расположен приблизительно на 250 км западнее эпицентра землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга. Вероятно, эти два события могут квалифицироваться с точки зрения геодинамики как парные, но событие вблизи о-вов Фиджи не имело выраженной афтершоковой последовательности.

Согласно предложенной классификации в статье [Миямура, 1972], глубокофокусные землетрясения подразделяются на три интервала глубин:

промежуточные ($60-70 \text{ км} \leq h \leq 300 \text{ км}$), переходные ($300 \text{ км} < h \leq 450 \text{ км}$) и глубокие ($h > 450 \text{ км}$). Автор работы [Frohlich, 2006] разделяет глубокофокусные землетрясения только на два интервала глубин – промежуточные ($60-70 \text{ км} \leq h \leq 300 \text{ км}$) и глубокие ($h > 300 \text{ км}$). Согласно любой из этих классификаций, три упомянутых выше землетрясения ($MW \geq 8.0$) могут быть отнесены к глубоким.

Вообще, наличие полноценных афтершоковых последовательностей у глубоких землетрясений – явление довольно редкое. Полагают, что землетрясения с промежуточными глубинами или глубокие, имеющие более 20 афтершоков, происходят чрезвычайно редко [Wiens, 1996; 1997]. Только очень небольшое число глубоких землетрясений имеют 15 или более афтершоков, регистрируемых телесеismicкими сетями [Frohlich, 2006]. Последнее уточнение представляется важным: там, где телесеismicкие сети регистрируют только отдельные афтершоки или не регистрируют их вовсе, региональные сети могут выявить полноценные афтершоковые последовательности. Разумеется, магнитуды таких событий будут сравнительно невелики.

Наличие у глубокого землетрясения 19.08.2018 г. вблизи о-вов Тонга ($h \approx 600 \text{ км}$) полноценной афтершоковой последовательности делает его достаточно уникальным сейсмическим событием и позволяет оценить некоторые характеристики его очага, а также сравнить динамику релаксационных процессов для глубоких и коровых землетрясений.

3.1. Тектоническая позиция и геодинамическая обстановка

Острова архипелага Тонга образуют островную дугу Тонга–Тофуа северо–северо-восточного простирания, располагающуюся к западу от глубоководного желоба Тонга на стыке двух крупнейших литосферных плит: Индо-Австралийской на западе и Тихоокеанской на востоке [Лукк, 2008;

Hannington, 2019]. На рис. 1а, за основу которого взят фрагмент тектонической схемы Тонга-Новогебридского региона из работы [Колобов, 2003], представлена сеймотектоническая схема размещения эпицентров главного толчка и наиболее сильных афтершоков. Островная дуга относится к “Тихоокеанскому огненному кольцу”, которое опоясывает весь этот крупнейший на Земле океан. Океаническая кора Тихоокеанской плиты на границе с Индо-Австралийской в районе островов Тонга погружается в западном направлении в мантию вдоль выделяемой здесь зоны субдукции.

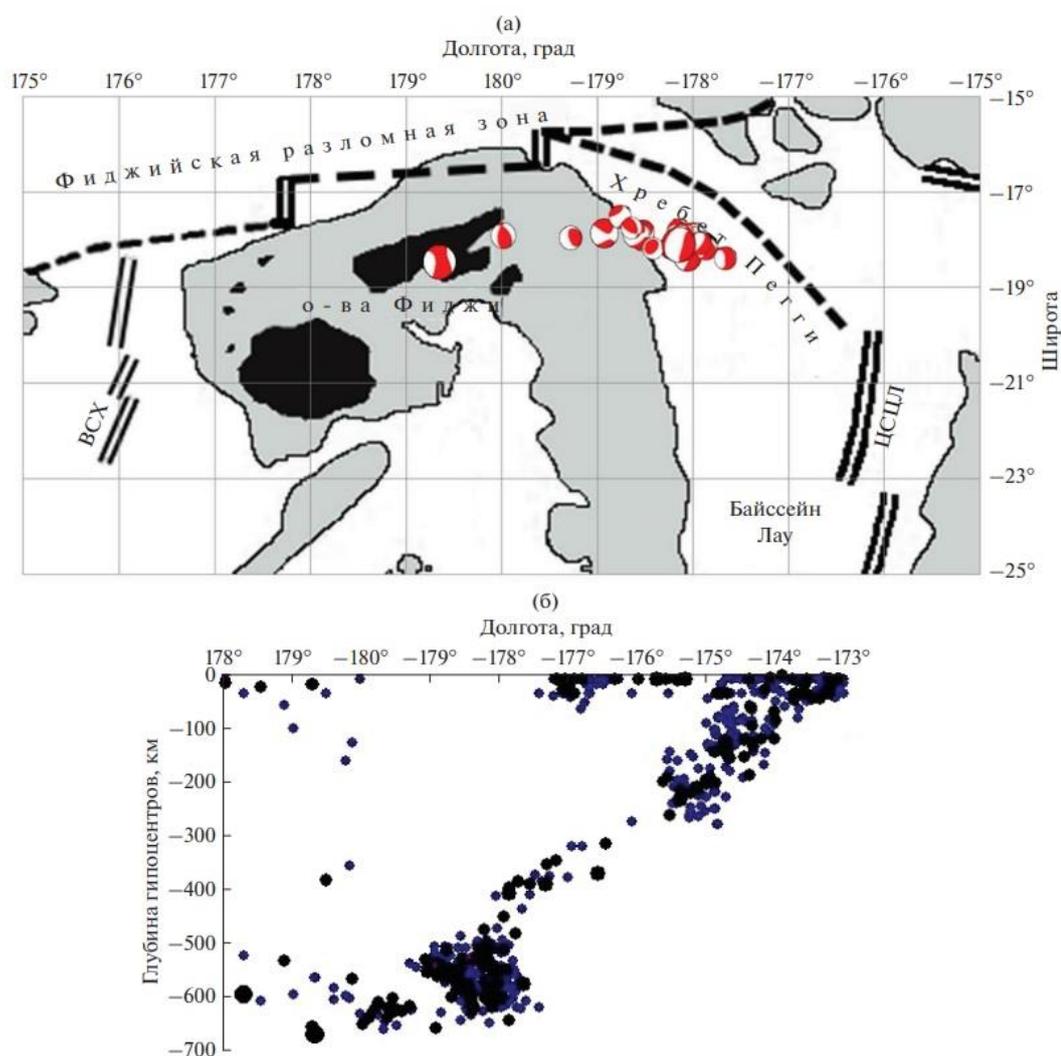


Рис. 21.(а) – Сеймотектоническая схема размещения эпицентров главного толчка (наиболее крупная стереограмма в восточной части облака афтершоков) и сильных глубоких афтершоков ($h > 400$ км) землетрясения 19.08.2018 г. с $MW = 8.2$, а также эпицентра толчка 06.09.2018 г. с $MW = 7.9$

и глубиной гипоцентра 610 км у о-вов Фиджи (наиболее западный эпицентр). Сокращения: ВСХ – Восточный срединговый хребет, ЦСЦЛ – Центральный срединговый центр; (б) структура глубинной сейсмичности по данным каталога NEIC (2004–2019 гг., $m_b \geq 4.8$) вблизи очага землетрясения 19.08.2018 г., $MW = 8.2$ (в полосе $17^\circ\text{--}19^\circ$ ю.ш.). Ясно наблюдается выполаживание слэба Тихоокеанской плиты на глубинах 500–700 км при достижении нижней границы верхней мантии [Лутиков, 2019].

Наиболее очевидным выражением такой зоны здесь является наличие глубоководного желоба и задугового бассейна Лау (рис. 21а), а также интенсивной вулканической активности на островах, вызванной погружением океанической коры под континентальную и ее частичным плавлением в литосфере. К западу от островной дуги Тонга наблюдается V-образная в разрезе зона бассейна Лау северо–северо-восточного простирания, который протягивается в южном направлении к островам Новой Зеландии. Вдоль этой межплитной границы Тихоокеанская плита опускается под Индо-Австралийскую в результате непрекращающегося давления в литосфере от сближения этих двух огромных областей. Скорость, с которой происходит этот процесс, относительно высока, в среднем около 7 см в год. Нет полной ясности, является ли этот процесс непрерывным, или он протекает в виде серий внезапных скачков, возможно связанных с крупными землетрясениями. Землетрясения происходят по всей толщине Тихоокеанской плиты. Причем очаги наиболее крупных сейсмических событий иногда занимают всю толщу слэба (рис. 21б). В целом, гипоцентры субдукционных землетрясений распространяются до глубин свыше 600 км. Еще одной структурной особенностью глубоководного желоба Тонга и Тофуа, обрамляющего вулканическую дугу с востока, является то, что эти структуры резко ограничиваются на севере гигантской зоной разломов системы Фиджи. Здесь, в области главного разрыва в коре, известного как зона разломов Витязь, трог Тонга делает резкий поворот на запад. Зона сочленения разломов выступает в

качестве гигантского дизъюнктивного узла, на северной границе Тихоокеанской плиты в области ее пододвигания под островную дугу Тонга (рис. 21б). Размещение эпицентров главного толчка и сильных афтершоков землетрясения 19.08.2018 г. с $MW = 8.2$ указывает на то, что вытянутый в западном–юго-западном направлении в сторону очага землетрясения 06.09.2018 г. ($MW = 7.9$), под островную дугу Фиджи, шлейф афтершоков этого сейсмического события (не относящийся непосредственно к его очагу) располагался на глубинах 450–650 км. Он вытянулся от гипоцентра землетрясения 19.08.2018 г. ($MW = 8.2$, $h \approx 600$ км) у о-вов Тонга, приблизительно 178° з.д., вплоть до гипоцентра землетрясения 06.09.2018 г. ($MW = 7.9$, $h = 610$ км) у о-вов Фиджи ($\sim 178.3^\circ$ в.д.). Отметим, что согласно данным сейсмической томографии слэб Тихоокеанской плиты в районе желоба Тонга ориентирован в западном направлении и погружается в верхнюю мантию под углом 45° .

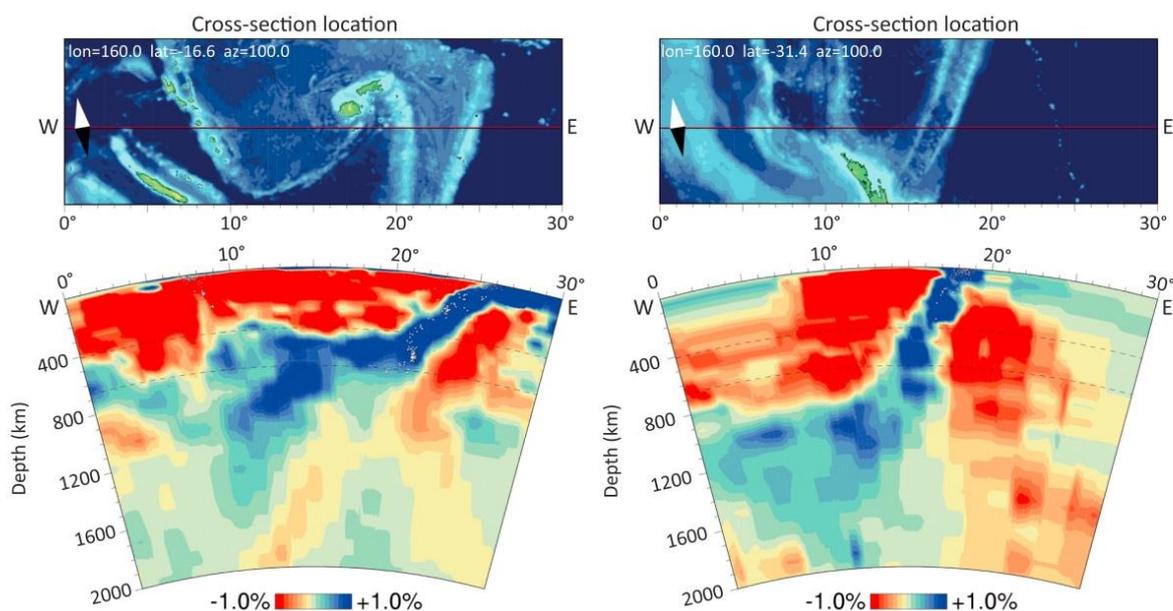


Рис. 22. Сейсмотомографический профиль вдоль широты: с запада на восток, слэба Тонга-Кермадек. Северная окраина островов - левый рисунок, южная окраина островов - правый рисунок, основываясь на модели UU-70P [Atagi, 2007]. На северной границе значительная протяженность слэба лежит на границе верхняя-нижняя мантия, прежде чем продолжает свое утонение в

нижнюю мантию. В то же время, на южной границе слэб уходит прямо в нижнюю мантию [van de Lagemaat, 2018].

На томографических моделях (Рис.22) в переходной зоне между верхней и нижней мантией на глубинах 400–700 км он принимает субгоризонтальное положение [Колобов, 2003]. Таким образом, достаточно протяженный (около 400 км) участок, где гипоцентры располагаются приблизительно в одном интервале глубин, может ассоциироваться с субгоризонтальным положением слэба Тихоокеанской плиты. На рис. 21б представлен вертикальный разрез структуры сейсмичности между 17° и 19° ю.ш., в окрестности очага глубокого землетрясения 19.08.2018 г., MW = 8.2. При этом гипоцентры землетрясений маркируют положение погружающегося слэба. Видно, что в месте, где плита достигает подошвы верхней мантии, она деформируется и начинает двигаться вдоль нее на запад, как это и видно в плане на рис. 21а. Смещение в очаге главного толчка представляло собой сброс по пологой плоскости, погружающейся в западном–северо-западном направлении. Такое решение хорошо увязывается с ориентировкой облака эпицентров афтершоков, длинная ось которого вытянута в этом же направлении. Такая интерпретация подвижки в очаге коррелирует с геодинамическими представлениями о приуроченности гипоцентров глубоких сильных толчков к верхней поверхности погружающейся Тихоокеанской плиты [Лутиков и др, 2021].

Было предположено [Schellart, 2006], что субдукция в районе острова Тонга началась за задней дугой островов Южные Луайота примерно 50 млн. лет назад и была вызвана изменением направления относительного движения Тихоокеанской и Австралийской плит вдоль восточной границы Австралийской плиты с северо - северо-западного на западно - западно-северное. Это изменение направления движения вызвало возникновение конвергентной зоны между двумя плитами, увеличивая при этом напряжения сжатия на границе между плитами что, в свою очередь, могло вызвать возникновение новой зоны субдукции. Хотя имеются оценки возраста плиты

в 53 млн. лет [Cluzel et al., 2006], основываясь на интрузии фельзитовых и основных дайков в офиолиты Новой Калеоднии [Schellart, Sparkman, 2012]. Верхний возможный возрастной предел субдукции в районе Тонга-Кермадек оценивается в 90 млн. лет [Schellart et al., 2006, 2012, 2020], т.е., в среднем, возраст субдукции можно принять равным примерно 70 млн. годам.

3.2. Геометрическая модель очага землетрясения 19.08.2018 г.

На рис. 23 представлены схемы афтершоков землетрясения за первые сутки (а) и за первый месяц (б) после землетрясения по данным каталога NEIC, здесь и далее ME – главное событие. Видно, что конфигурации ансамблей афтершоков на рис. 23а и 23б достаточно близки, хотя на рис. 23б отчетливо видно распространение облака афтершоков землетрясения 19 августа на сопредельные структуры, вероятно непосредственно несвязанные с областью очага этого землетрясения. Поэтому при анализе афтершоков, непосредственно относящихся к очагу, мы ограничимся прямоугольной областью с координатами: $-18.73^{\circ} \leq \phi \leq -17.33^{\circ}$, $-178.73^{\circ} \leq \lambda \leq -177.53^{\circ}$. Судя по облаку афтершоков 1 сут (рис. 23а), очаг имеет близкую к изометрической форму и немного вытянут в широтном направлении: его размеры с севера на юг оцениваются приблизительно в 155 км, а с запада на восток – в 126 км.

Более объективные, хотя и несколько заниженные, данные о размерах очага дают расчеты 1 – сигмового эллипса рассеяния афтершоков ($m_b \geq 4.0$) [Лутиков, 2002], согласно которым большая полуось эллипса по афтершокам 1-го дня составила 26.0 км, а малая – 22.6 км. Почти такими же оказались и оценки размеров полуосей эллипса рассеяния и по афтершокам 1-го мес.: соответственно 27.4 и 23.1 км.

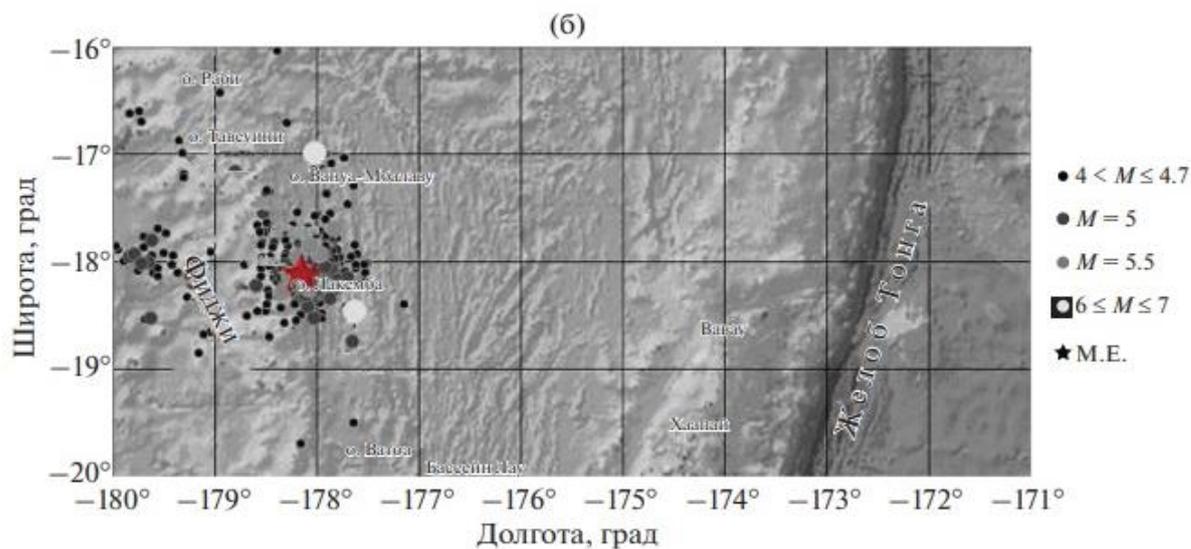
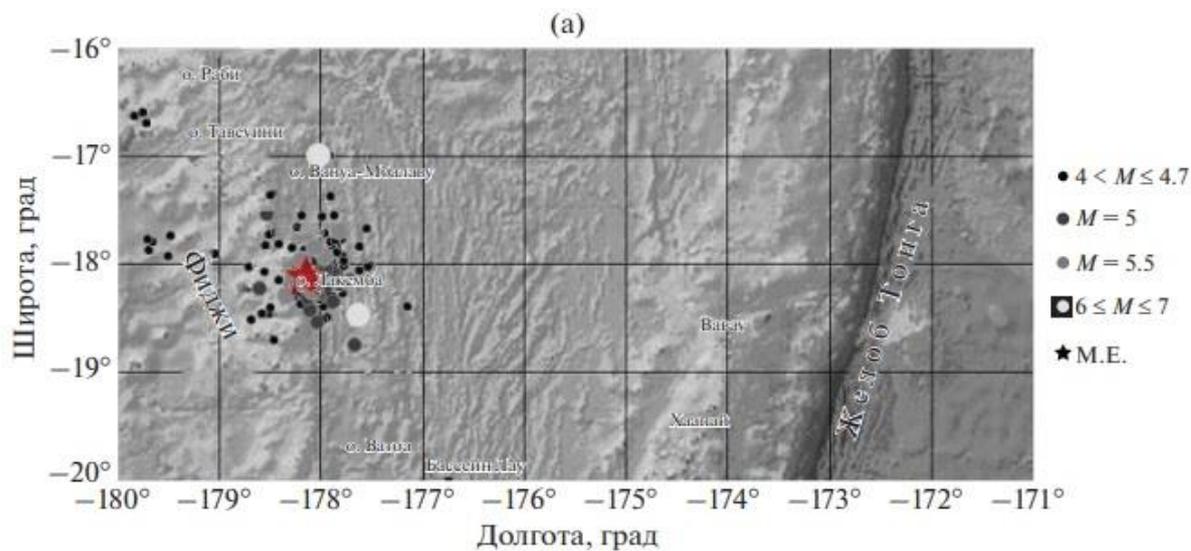


Рис. 23. (а) – Схема афтершоков 1-го дня ($MW \geq 4.0$) после землетрясения 19.08.2018 г., всего 165 афтершоков; (б) – схема афтершоков 1-го месяца ($MW \geq 4.0$) после землетрясения 19.08.2018 г., всего 378 афтершоков. На картах главное событие обозначено звездой [Лутиков, 2019].

Координаты геометрического центра (ϕ_0, λ_0) облака афтершоков 1-х сут и 1-го мес. практически совпадают: соответственно $\phi_0 = -18.06^\circ$, $\lambda_0 = -178.06^\circ$ (сут) и $\phi_0 = -18.04^\circ$, $\lambda_0 = -178.08^\circ$ (мес.). При этом координаты инструментального эпицентра ($\phi_{me} = -18.113^\circ$, $\lambda_{me} = -178.152^\circ$) отклоняются от координат геометрического центра облака афтершоков всего лишь на сотые

доли градуса, что, вероятно, лежит в пределах ошибок их определения. В работе [Гусев, 1990] была предложена средняя зависимость линейных размеров очага (L) от моментной магнитуды MW для коровых землетрясений. В соответствии с ней для землетрясения с $MW = 8.2$ $L \approx 178$ км, что немного больше полученной здесь визуальной оценки протяженности очага (155 км). При использовании оценок размеров очага для коровых землетрясений визуальным методом [Лутиков, 2002] при пересчете от магнитуды MS к MW для $MW = 8.2$ получим линейную протяженность очага $L \approx 316$ км, а ширину очага $W \approx 175$ км, то есть значительно больше его действительных размеров, судя по афтершокам 1-го дня. Еще более сильное различие наблюдается при сопоставлении расчетов полуосей эллипсов рассеяния [Лутиков, 2002] облака афтершоков для коровых землетрясений и глубокого землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга. Как уже отмечалось выше, его большая ось оценивается в 52–55 км, а малая – в 45–46 км. Тогда как для корового землетрясения с $MW = 8.2$, согласно оценке, большая ось эллипса рассеяния $L \approx 143$ км, а его малая ось $W \approx 88$ км, что приблизительно в 2–3 раза больше, чем для рассматриваемого глубокого землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга. Таким образом, можно сделать некоторые предварительные выводы относительно размеров очага глубокого ($h \approx 600$ км) сильного ($MW = 8.2$) землетрясения 19.08.2018 г. у о-вов Тонга. Очаг землетрясения имеет в плане форму, близкую к изометрической, с размерами большой и малой осей, соответственно лежащих в пределах $55 \leq L \leq 155$ км, $46 \leq W \leq 126$ км, то есть очаг этого глубокого землетрясения оказывается приблизительно в 2 раза меньше очага корового землетрясения такой же магнитуды. Рассмотрим теперь распределение гипоцентров афтершоков землетрясения 19.08.2018 г. ($MW = 8.2$) у о-вов Тонга с глубиной. Такое распределение для афтершоков 1-го месяца ($m_b \geq 4.0$) представлено на рис. 3. Как видно, в интервале глубин 500–650 км сосредоточено около 93% афтершоков. То есть интервал глубин 500–650 км может ассоциироваться с верхней оценкой области локализации очага. Поскольку большая и малая полуоси эллипса рассеяния афтершоков 1-

го дня ориентированы практически с севера на юг и с запада на восток, вдоль этих направлений были построены разрезы облака афтершоков (рис. 24а и 24б).

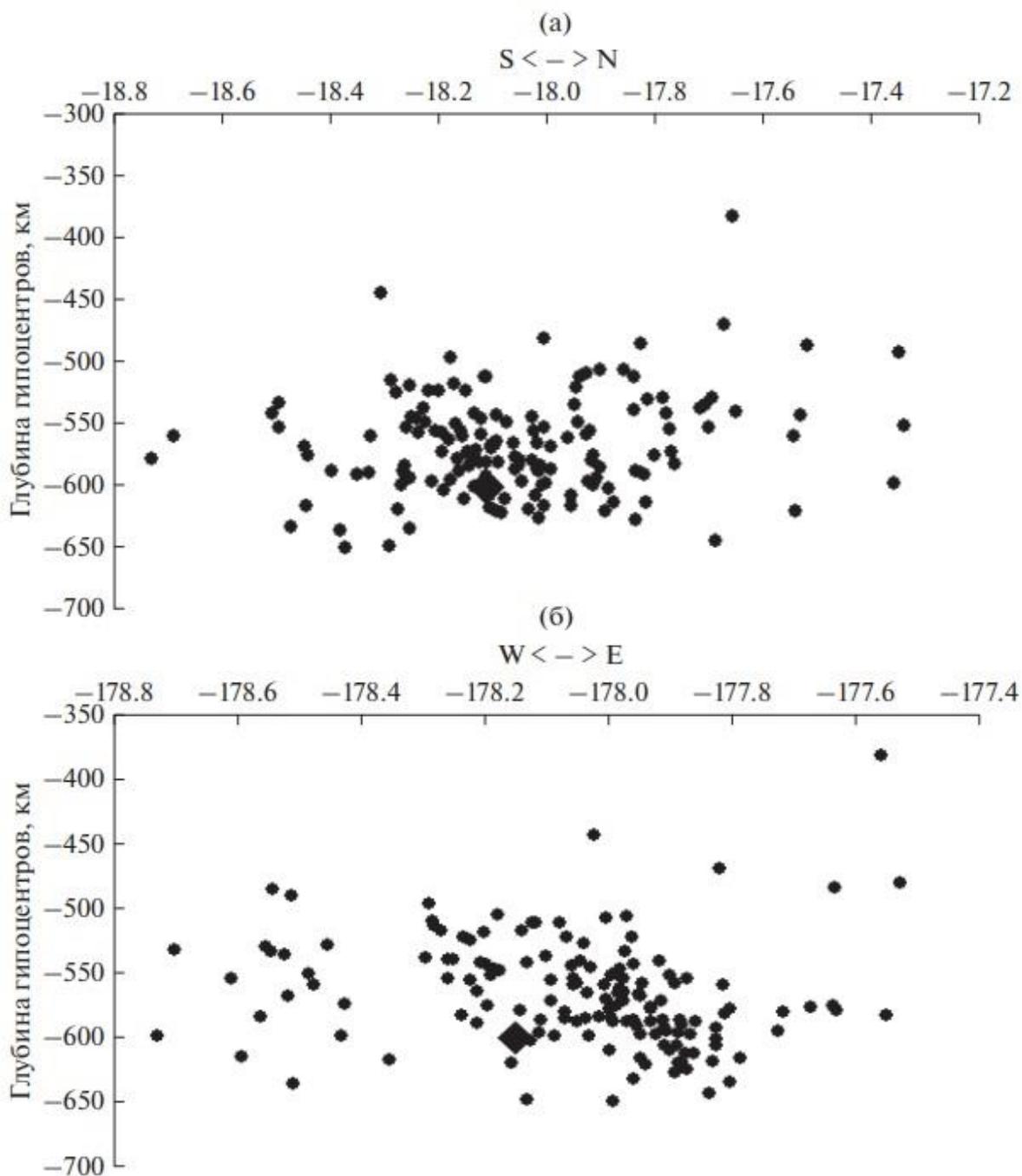


Рис. 24. Глубинный разрез облака афтершоков 1-го дня в направлении юг–север (а); запад–восток (б). Построен по 151 афтершоку ($m_b \geq 4.0$). Главное событие обозначено большим ромбом [Лутиков, 2019]

Судя по области наибольшего сгущения афтершоков, очаг локализован в интервале глубин $500 \leq h \leq 630$ км. Таким образом, размеры очага по вертикали оказываются близкими к его размерам в плане, то есть очаг, в целом, имеет форму, близкую к изометрической. Это в корне отличает форму очага глубокого землетрясения 19.08.2018 г. вблизи о-вов Тонга от формы очагов близких по магнитуде литосферных землетрясений.

Тем самым, из распределения гипоцентров облака афтершоков, последовавших за событием 19.08.2018 г., $MW = 8.2$, $h = 600$ км и оценки линейных размеров очага следует, что очаговая область землетрясения заняла собой всю ширину погружающейся плиты.

3.3. Механизмы очагов землетрясений

На рис. 25 (слева) представлен механизм очага этого землетрясения по данным СМТ [<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>].

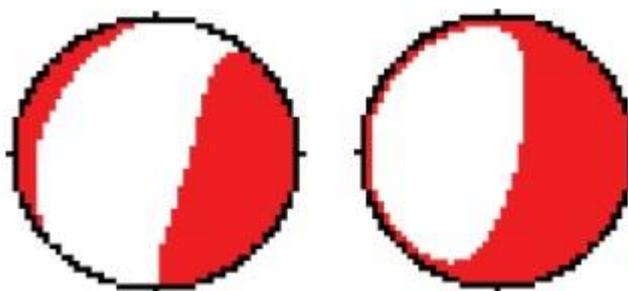


Рис. 25. Механизмы очагов землетрясений 19.08.2018 г., $MW = 8.2$, $h = 600$ км (слева) и Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г., $MW = 8.3$, $h = 611$ км (справа) по данным каталога СМТ.

Из рисунка видно, что механизм очага может классифицироваться как сброс и относиться к выраженному NDC-типу [Frohlich, 1995], характеризую режим одноосного растяжения. Исследование детерминанта тензора сейсмического момента [Лутиков, 2010] подтверждает этот вывод:

детерминант его тензора сейсмического момента, нормированного на скалярный момент (www.globalcmt.org), с учетом матрицы ошибок $\det(M_{ij}/M_0) = 0.140 \pm 0.0045$ является гарантированно положительным и действительно характеризует режим одноосного растяжения.

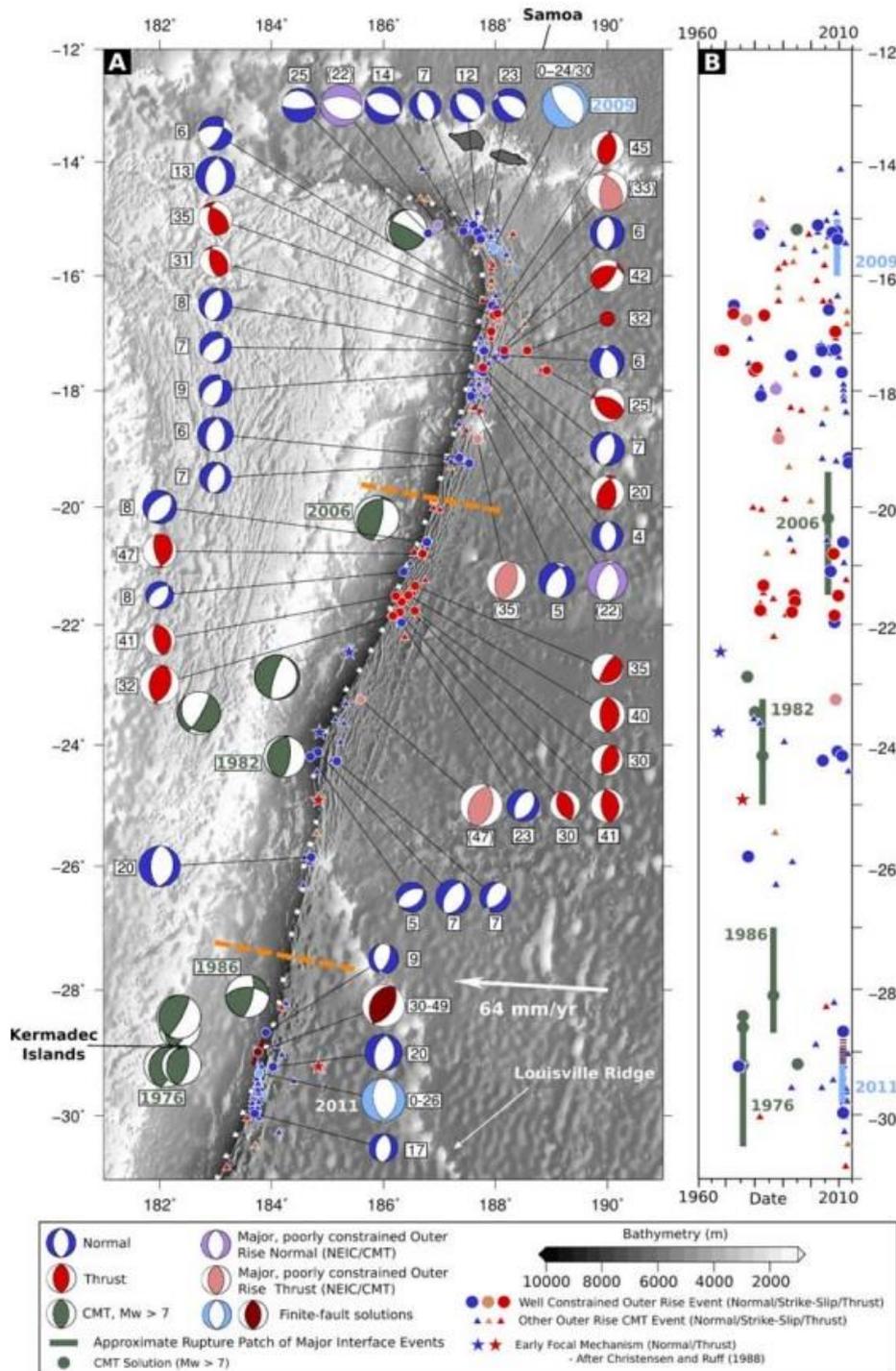


Рис. 26. Преддуговая сейсмичность вдоль зоны субдукции Самоа-Тонга-Кермадек. (а) – сейсмичность и механизмы очагов землетрясений. Светло-

голубые механизмы и полосы отображают механизмы и протяженность разломов модели конечного разрыва [Lay et al., 2010] для преддуговой компоненты дуплета Самоа 2009 года и модель конечного разрыва [Todd, Lay, 2013] для режима типа растяжения в дуплете Кермадека 2011 года. Тёмно-красный механизм и полоса – для режима типа сжатия указанного выше дуплета из тех же статей [Lay et al., 2010; Todd, Lay, 2013]. Данные о землетрясениях взяты из статей [Chapple & Forsyth (1979); Chen & Forsyth (1979); Eissler & Kanamori (1982); Forsyth (1982); Liu & McNally (1993)] [Craig et al., 2014]. (b) – график зависимости широты от времени.

Резкое изменение вида напряжённого состояния вблизи островов Самоа можно объяснить резким изменением направления оси желоба. Как следствие, возникает много более глубоких (~40-50км) событий с механизмом очага типа взброса, чем (~5-10км) событий с механизмом очага типа нормального сброса. При этом, в обоих случаях ориентация механизмов субпараллельна направлению желоба.

3.4. Выводы

На основе полученных данных можно сделать заключение, что плита, погружающаяся под острова Фиджи, Тонга и Кермадек длительное время располагается вдоль границы верхняя-средняя мантия, прежде чем погружается в среднюю мантию. При этом, в плите преобладают механизмы типа сброса, что, обычно, объясняется наличием напряжений растяжения, или же наличия изгиба.

По полученным томографическим разрезам [van de Lagemaat, 2018] видно, что при совпадении направления движения плит (Рис. 27) [Schellart, Spakman, 2012] слэб погружается в нижнюю мантию сразу, не ложась на границу верхней и средней мантии. В свою очередь, при противоположном направлении движения плит, Тихоокеанской и плиты Тонга - видно, что слэб

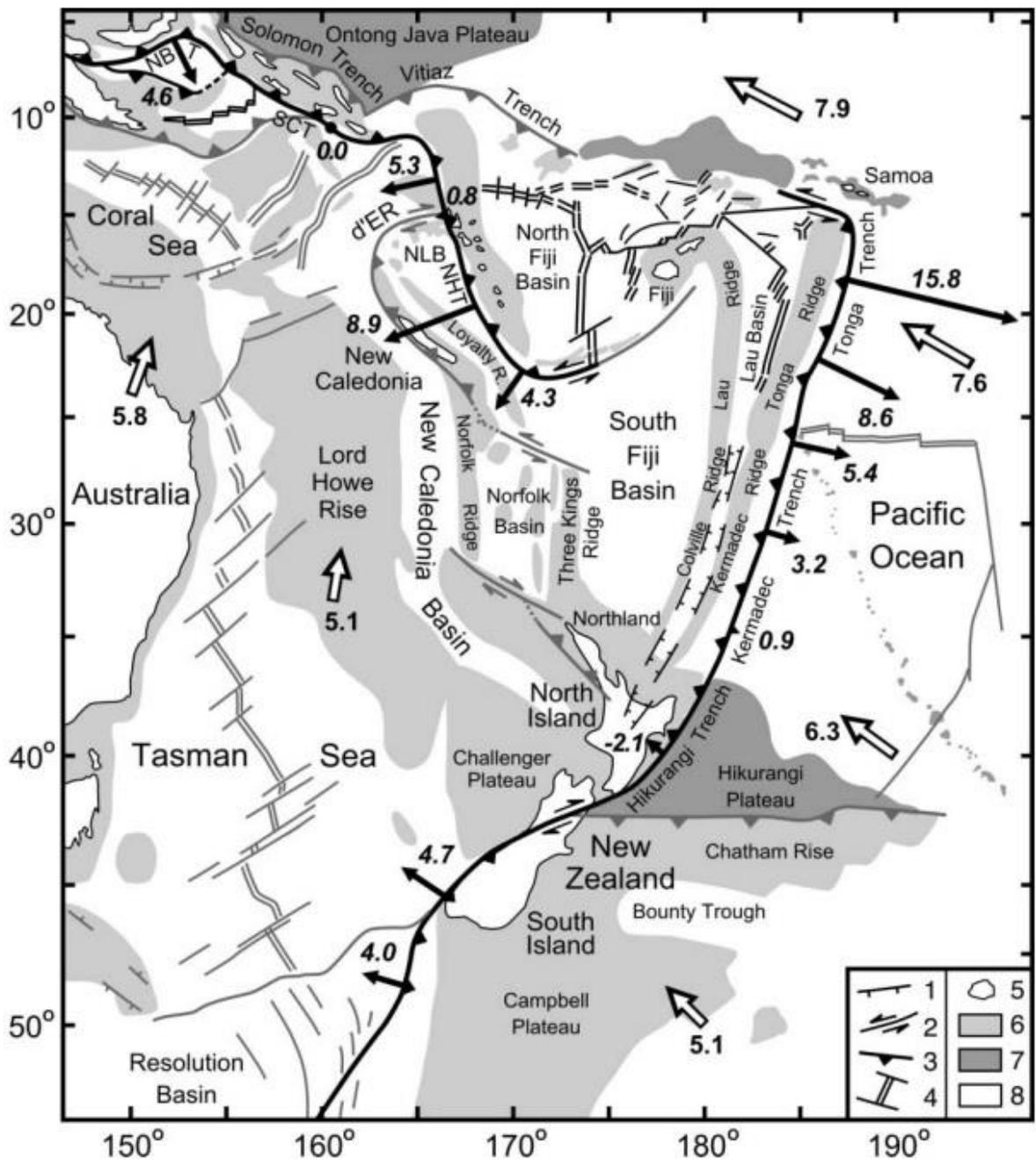


Рис. 27. Тектоническая карта юго-западной части Тихого океана [Schellart, 2007]. 1 - сброс, 2 - сдвиг, 3 - зона субдукции (треугольники смотрят на надвигающуюся плиту), 4 - зоны спрединга и трансформных разломов, 5 - суша, 6 - континентальная/островная кора, 7 - океаническое плато, 8 - океаническое дно. d'ER, хребет д'Антраксто; NBT, желоб Новая Британия; NHT, желоб Новые Гебриды; NLB, котловина Северный Луайоте; SCT, желоб Сан-Кристоваль. Черные стрелки показывают нормальное к желобу направление движения желоба и его скорость в см/год, в то время как белые

стрелки с черной окантовкой показывают направление движения плит и соответствующие им скорости в см/год [Schellart et al. 2011, 2012].

не способен сразу погрузиться в среднюю мантию и некоторое время движется вдоль границы верхняя-средняя мантия. Скорее всего это происходит из-за угла погружения и скорости, с которой плита движется и пытается продвинуться в среднюю мантию. Это, в свою очередь, связано с реологией слэба и среды, в которую он опускается. Вероятно, механизмы очага, соответствующие напряжённому состоянию растяжения, говорят о том, что в рассматриваемой области имеются деформации изгиба. Важным наблюдением является то, что очаговая область произошедшего 19.08.2018 г., $MW = 8.2$, $h = 600$ км события заняла всю ширину слэба, что в несколько раз больше области, которую занимал бы очаг землетрясения на маленькой глубине. При этом оси эллипса рассеяния, так же, заметно отличаются от характерных эллипсов рассеяния афтершоков для коровых, неглубоких, событий. Это может указывать на особенности напряженного режима в данной области среды. В целом, распределение механизмов очагов землетрясений соответствует сейсмотомографическим разрезам, показывая и наличие сжатия, и наличие растяжения в областях предполагаемых изгибов.

Глава. 4.

Подход к математическому моделированию процесса субдукции

4.1. Постановка задачи

Опишем численную реализацию фундаментальных уравнений сохранения массы, импульса и энергии, необходимых для моделирования геомеханических задач в двумерном ползучем режиме течения. В первую очередь, эта система дифференциальных уравнений в частных производных включает в себя уравнения Навье-Стокса (24) и (25). Сохранение массы представлено уравнением неразрывности, в котором плотность принимаем неизменной (26). А для описания плавучести используется приближение Буссинеска (27) [Moresi, 1995], с помощью которого реализуется большинство программных кодов, осуществляющих численное моделирование мантийной конвекции. Вязкость потока [Turcotte et al., 2002; Kirby, 1987] определяется реологическим уравнением (28).

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{du_x}{dt} = j_x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{2}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \frac{\partial u_x}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \right) - \frac{2}{3\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \left(\frac{-1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} \right) \right) \quad (24) \\ \frac{du_z}{dt} = j_z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{2}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} \left(\eta \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right) \right) - \frac{2}{3\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\eta \left(\frac{-1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} \right) \right) \quad (25) \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + u_x \frac{\partial \rho}{\partial x} + u_z \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \right) = 0 \quad (26) \\ \rho = \rho_0 * [1 - \alpha(T - T_0)][1 + \beta(P - P_0)] \quad (27) \\ \eta = N \exp \left(1 - \frac{T - T_0}{T_0} \right) \exp \left(\frac{E}{RT_0} \right) \quad (28) \end{array} \right.$$

где E - энергия активации, R - универсальная газовая постоянная, N - предэкспоненциальная реологическая константа.

Математическая постановка задачи осуществляется с использованием уравнений Навье-Стокса (уравнения момента (24) и (25) [Ландау, 1988]).

Уравнения непрерывности (закона сохранения массы (26)). И ряда уравнений для описания изменения вязкости (28) [Turcotte et al., 2002; Kirby, 1987], плотности (27), температуры (10) [Gerya et al., 2003, 2007; Zhong, 2000] на каждом временном шаге.

В качестве начальных и граничных условий были выбраны следующие:

- Равенство нулю напряжений на свободной поверхности;

$$\sigma_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} = \eta \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) = 0, \quad i = x, z \quad (29)$$

- Условие прилипания на нижней покоящейся поверхности;

$$u_i = 0, \quad i = x, z \quad (30)$$

- Условие свободного скольжения на нижней границе континентальной (неподвижной) плиты.

$$u_{i+1}|_{i=h_continent} = u_i|_{i=h_continent} \quad (31)$$

- Некоторое постоянное значение скорости на левой границе исследуемой области.

Для проверки правильности расчётов выберем следующую задачу. Так как она достаточно проста, примерно, как и движение жидкости по трубе, и её аналитическое решение известно. Именно поэтому эта задача иногда рассматривается как модельная, при проверке работоспособности численных решений [Ferziger et al., 2002; Hoseinzadeh, 2017; Ghia U. et al., 1982; Moukalled F., 2015].

Имеется ёмкость, полностью заполненная водой размера 100x100м. На всех границах величины компонент скоростей u и v равны нулю, везде, кроме как на верхней границе, где величина горизонтальной компоненты скорости задается некоторым постоянным числовым значением, например, 2 м/с.

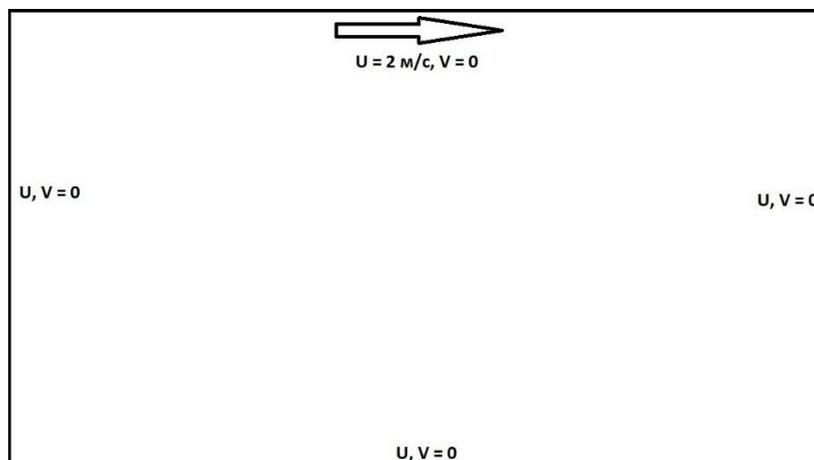


Рис. 28. Графическое представление модельной задачи.

Давление в начальный момент времени везде задаём равным 10^5 Па. Плотность — принимаем равной плотности воды при н.у. 1000 кг/м^3 . Коэффициенты сжимаемости $\beta = 0.00000000001 \text{ 1/Па}$ и теплового расширения $\alpha = 0.0000119 \text{ 1/K}$ [Вильнер, 1976] берём из известных табличных значений для воды при комнатной температуре $T = 293 \text{ K}$. Вязкость считаем постоянной $\eta = 0.00089 \text{ Па} \cdot \text{с}$.

4.2. Решение задачи

Решение задачи представляет собой описание движения жидкости с определенными значениями вязкости сплошной среды. Аналитически решить задачу на движение вязких плит по поверхности более вязкой мантии - сложно, если не невозможно. Поэтому обычно для получения решений, пользуются численными методами, т.е. ищут не точное, а очень близкое к аналитическому - решение. Итак, в физике деформируемого тела - в одной из частей физики сплошных сред, численное решение ищут с помощью трёх методов: метода

конечных разностей, метода конечных элементов и метода граничных элементов, также известного, как метод граничных интегральных уравнений (ВЕМ - в некоторых иностранных статьях).

Метод конечных разностей использует определение производной, как разницы двух значений координат и значений функции в них. Поэтому данный метод основан на получении разностного оператора, который соответствует начальному дифференциальному уравнению. Существенное преимущество данного метода заключается в том, что он позволяет полученную методику решения линейных уравнений распространить на случай нелинейных задач. Главным же его недостаток - низкая точность полученного решения. А также трудности, которые возникают при наличии многосвязных областей.

Второй метод - метод конечных элементов - идеологически состоит в том, что начальная исследуемая область (тело) подразделяется на множество отдельных подобластей, каждая из которых имеет свои (механические) свойства. Для численного решения применяют вариационные принципы механики, такие как принцип минимума потенциальной энергии.

Преимущество метода заключается в его ясности и широких рамках практического использования. Одним из преимуществ метода является отсутствие недостатков методов конечных разностей и граничных элементов (интегралов) – ему безразличны геометрия и реология исследуемой области. Этот метод иногда считается лучшим для создания наиболее общего подхода к расчету напряженно-деформированного состояния среды, вне зависимости от геометрии и вида нагружения. Однако существует недостаток - рамки применимости всё же ограничены, существует множество задач, для которых реализация конечно-разностного метода является неудовлетворительной. Исследование того, или иного деформированного состояния требует внесения того или иного допущения будь то время, температура или давление. А наличие дискретизации снова вносит свою лепту в точность получаемых результатов.

Вследствие чего возникло третье направление решения задач - попытка получения решения интегральных уравнений, т.е. сведение задачи к поиску интегральных уравнений, которые бы были эквиваленты исходным дифференциальным. В результате мы получаем систему уравнений, которая включает в себя только значения переменных на границах области. И хотя одно из названий метода – метод граничных интегральных уравнений [Pozrikidis, 1992; Патанкар, 1984] – любое численное решение является приближенным и возникает после дискретизации.

Поэтому данный метод также основывается на разбиении исходного тела на ряд подобластей конечного размера. Этот подход позволяет решать как эллиптические дифференциальные уравнения, основываясь только на граничных условиях, так и параболические/гиперболические, вводя зависимость изменения движения системы со временем. И это позволяет решить множество физических задач, как правило, связанных с механикой сплошных сред. Главное преимущество метода заключается в том, что он работает вне зависимости от формы тела. Недостатком же является сильная зависимость метода от реологии деформирования материала, как правило – от упругости. При решении упругопластических задач – расчеты становятся все больше и это можно считать за недостаток, хотя с ростом вычислительных способностей этот недостаток исчезает. При этом преимущество метода в виде снижения размерности задачи на 1 – остается.

На основе сказанного выше можно заметить, что среди основных подходов, используемых для численного решения различных уравнений, имеются метод конечных разностей и метод граничных элементов. Последний является интегральным методом, так как решение ищется не для самой функции, а для некоторой её первообразной, которая, фактически, означает поиск решения на границах ячеек сетки.

При численном интегрировании всегда берутся значения величин в соседних узлах. Из-за чего возникает отбрасывание значения в центральном узле каждого шага.

Сложности численного анализа связаны с первыми производными. Поведение вторых производных обычно не создает сложностей.

Рассмотрим проблему численного интегрирования на примере давления, в одномерном случае. После записи интеграла в дискретной форме, будем иметь разность значений давления в левой (западной) и правой (восточной) точках относительно центрального узла $p_w - p_e$, которая представляет собой силу давления, приложенную к контрольному объёму с единичной площадью поперечного сечения. Оговоримся, что при дискретизации существуют малые индексы s, n, o, w, e , обозначающие смещение на некоторое Δx , и большие - S, N, O, W, E , обозначающие соседний узел для данного параметра (см Рис. 29.).

Чтобы выразить значения давлений в западной e и восточной w точках, через давления в узловых точках, можно предположить, что давление между узловыми точками W, O, E изменяется по линейному закону. Соответственно, можно произвести обычную интерполяцию, где значение в точке рассчитывается как полусумма двух соседних точек.

Если грани e и w контрольного объёма выбрать так, чтобы они лежали посередине между соответствующими узловыми точками E, O и W , то можно записать:

$$P_w - P_e = \frac{P_W + P_O}{2} - \frac{P_O + P_E}{2} = \frac{P_W - P_E}{2}$$

Таким образом, дискретный аналог уравнения количества движения содержит разность давлений между двумя не соседними точками. Другими словами, давление берется с сетки более грубой чем основная, что в свою очередь должно привести к снижению точности решения. Получается, что на

количество движения в направлении оси x влияет перепад давления $P_W - P_E$, на количество движения в направлении оси z влияет перепад давления $P_S - P_N$, при этом значение давления в точке P_O не играет никакой роли.

Таким образом, при рассмотренном способе дискретизации уравнений количества движения сильно неоднородное поле давления будет восприниматься как однородное. Самый простой пример такого поля – волнистое, когда (в одномерном случае) в каждой четной точке задается одно значение, в каждой нечетной – другое. Если бы в ходе численного решения возникли такие неоднородные поля давления, они бы не сохранились в конечном результате, так как для уравнений количества движения выпадала бы половина этих значений.

Схожая проблема возникает при переходе к дискретному аналогу уравнения неразрывности, так как аппроксимация уравнения неразрывности приводит к приравниванию скоростей в чередующихся узловых точках, а не в соседних. Как результат, разностной форме уравнения неразрывности может удовлетворять нефизичное поле скорости.

Автором применяется метод который носит название SIMPLE [Khawaja et al., 2018; Jafari A. et al., 2015]. Полуявная модель уравнений связанных через давление. Его суть заключается в построении решений на разнесенной сетке, где решения для каждой компоненты скорости и для величины давления определяется каждое относительно своих узлов сетки.

Смещенная, разнесенная или шахматная сетка для расчета составляющих скорости и давлений впервые была использована в 1965 г. Патанкарком.

При расположенной в шахматном порядке сетке составляющие скорости рассчитываются для точек, лежащих на гранях контрольных объемов. Таким образом, составляющая скорости u вдоль оси x рассчитывается на гранях, перпендикулярных направлению оси x . И, тем самым, рассчитывается

относительно последующих узлов, а не предыдущего и следующего относительно центрального.

Существуют разные способы задания сетки для численного решения задач. Два из них - это совмещённая сетка и разнесённая (шахматная). В данной работе предпочтение отдается разнесённой сетке, т.к. она обладает некоторыми преимуществами по отношению к совмещённой.

Преимущества шахматной сетки:

Для обычного контрольного объёма дискретный аналог уравнения неразрывности, или его разностная форма, содержит разности составляющих скорости в соседних точках, а это приводит к тому, что «волнистое» поле скорости (о котором упоминалось выше) не будет удовлетворять уравнению неразрывности, т.к. при использовании шахматной сетки только физические поля скорости могут удовлетворять уравнению неразрывности.

Разность давлений между двумя соседними узловыми точками определяет составляющую скорости в точке, расположенной между этими узловыми точками.

Одно из главных достоинств шахматной сетки — при формировании разности для давлений, во время решения уравнения непрерывности, получаем, что нам известны значения горизонтальных компонент скорости u на восточной и западной границах контрольного объёма, а значения вертикальных компонент скорости v на северной и южной границах. Тем самым, нет необходимости в интерполяции скоростей в двух соседних точках. Помимо этого, как уже говорилось ранее, значения рассчитываются не через точку, а в каждом узле. Однако, для расчета коэффициента диффузии и массового расхода на гранях контрольного объёма всё равно потребуется соответствующая интерполяция.

За один узел смещенной сетки принимаются, если говорить языком положения точек (i, j) , четыре соседствующие точки: (i, j) , $(i + 1, j)$, $(i, j + 1)$, $(i + 1, j + 1)$ [T. Gerya et al., 2007; T. Gerya et al., 2003].

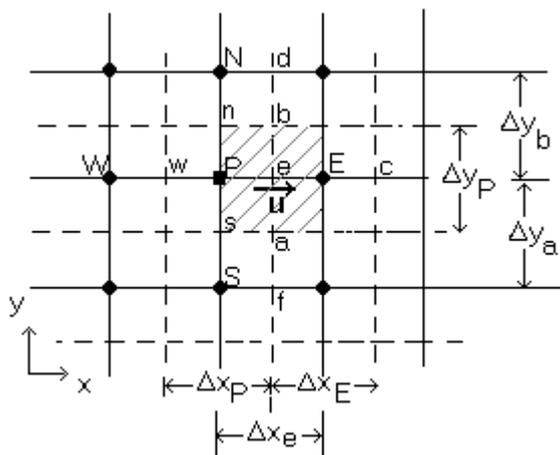


Рис. 29. Смещенная сетка [Yadolllahi et al].

4.3. Переход к разностной схеме

Общий вид алгоритма изображен на Рис. 30. Для того, чтобы представить каждое уравнение в интегральной форме, заносим под знак дифференцирования параметры, такие как вязкость и плотность, полагая их не зависящими от переменной по которой ведётся дифференцирование. После чего производим запись начального уравнения с учётом численного интегрирования.

Уравнения количества движения (или моментов) можно решить только в том случае, если поле давления задано или каким-то образом найдено.

Для применения самого алгоритма необходимо поочередно производить решение пятидиагональной матрицы для скоростей и матрицы для давлений [Belytschko, 1989; Патанкар, 1984; Бруяцкий, 2008; Khawaja, 2018; Džijan, 2006]. Для составления данных матриц производится следующая последовательность действий. Имея начальную систему уравнений Навье-

Стокса, преобразуем данные уравнения к виду [Патанкар, 1984; Pozrikidis, 1991; T. Gerya et al., 2007; Бруяцкий и др., 2008; Gerya et al., 2009; Fergizer et al., 2002]:

$$A_O^u u_O + A_S^u u_S + A_N^u u_N + A_W^u u_W + A_E^u u_E = S_O^u \quad (32)$$

Для упрощенной системы уравнений:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\rho u^2 - \eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho v u - \eta \frac{\partial u}{\partial z} \right) = - \frac{\partial p}{\partial x} \quad (33)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\rho u v - \eta \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho v^2 - \eta \frac{\partial v}{\partial z} \right) = - \frac{\partial p}{\partial z} \quad (34)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (\rho u) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho v) = 0 \quad (35)$$

Соответствующие коэффициенты принимают вид:

$$A_O^u = \frac{|\rho_e u_e| + \rho_e u_e}{2} \Delta z + \frac{\eta_e}{\Delta x} \Delta z + \frac{|\rho_w u_w| - \rho_w u_w}{2} \Delta z + \frac{\eta_w}{\Delta x} \Delta z +$$

$$+ \frac{|\rho_n v_n| + \rho_n v_n}{2} \Delta x + \frac{\eta_n}{\Delta z} \Delta x + \frac{|\rho_s v_s| - \rho_s v_s}{2} \Delta x + \frac{\eta_s}{\Delta z} \Delta x$$

$$A_S^u = - \frac{|\rho_s v_s| + \rho_s v_s}{2} \Delta x - \frac{\eta_s}{\Delta z} \Delta x$$

$$A_N^u = - \frac{|\rho_n v_n| - \rho_n v_n}{2} \Delta x - \frac{\eta_n}{\Delta z} \Delta x$$

$$A_W^u = - \frac{|\rho_w u_w| + \rho_w u_w}{2} \Delta z - \frac{\eta_w}{\Delta x} \Delta z$$

$$A_E^u = - \frac{|\rho_e u_e| - \rho_e u_e}{2} \Delta z - \frac{\eta_e}{\Delta x} \Delta z$$

$$S_O^u = (p_W - p_O) \Delta z$$

Аналогичную форму имеют уравнения для второй компоненты скорости, за исключением выражения для «источника»:

$$A_O^v = \frac{|\rho_e u_e| + \rho_e u_e}{2} \Delta z + \frac{\eta_e}{\Delta x} \Delta z + \frac{|\rho_w u_w| - \rho_w u_w}{2} \Delta z + \frac{\eta_w}{\Delta x} \Delta z +$$

$$+ \frac{|\rho_n v_n| + \rho_n v_n}{2} \Delta x + \frac{\eta_n}{\Delta z} \Delta x + \frac{|\rho_s v_s| - \rho_s v_s}{2} \Delta x + \frac{\eta_s}{\Delta z} \Delta x$$

$$A_S^v = -\frac{|\rho_s v_s| + \rho_s v_s}{2} \Delta x - \frac{\eta_s}{\Delta z} \Delta x$$

$$A_N^v = -\frac{|\rho_n v_n| - \rho_n v_n}{2} \Delta x - \frac{\eta_n}{\Delta z} \Delta x$$

$$A_W^v = -\frac{|\rho_w u_w| + \rho_w u_w}{2} \Delta z - \frac{\eta_w}{\Delta x} \Delta z$$

$$A_E^v = -\frac{|\rho_e u_e| - \rho_e u_e}{2} \Delta z - \frac{\eta_e}{\Delta x} \Delta z$$

$$S_O^v = (p_s - p_o) \Delta x$$

Разница между коэффициентами A_O^u и A_O^v заключается в использовании разнесенной сетки. Так, одно и то же обозначение u_e будет представлять собой разностную величину:

$$u_e = \frac{u_O + u_E}{2},$$

для уравнения момента X (33), и:

$$u_e = \frac{u_E + u_{SE}}{2},$$

для уравнения момента Z (34).

Теперь, имея значения для коэффициентов, составляем пятидиагональную матрицу A [Патанкар, 1984; Khawaja, 2018; Kozelkov, 2020; Qin, 2021]. Главная диагональ матрицы, соответственно, будет состоять из коэффициентов A_O^u ($A[i, i]$), соседняя диагональ слева от A_O^u будет состоять из коэффициентов A_W^u ($A[i - 1, i]$), соседняя диагональ справа от A_O^u будет состоять из коэффициентов A_E^u ($A[i + 1, i]$), диагональ с коэффициентами A_N^u начинается со второй строки начальной сетки, поэтому её положение определяется ($A[i + n/2, i]$), диагональ с коэффициентами A_S^u по аналогии с A_N^u определяется ($A[i -$

$n/2, i]$). Где n – число узлов начальной сетки, т.к. при решении используется смещённая сетка, то число узлов уменьшается вдвое. За счёт особенности понятия узла для смещенной сетки. Размер матрицы A равен $\left(\frac{m}{2} \times \frac{n}{2}, \frac{m}{2} \times \frac{n}{2}\right)$, где m – число узлов начальной сетки по вертикали, n – по горизонтали.

Для полученной системы уравнений, будем искать решения — величины горизонтальной и вертикальной компонент скоростей и величину давления. Для этого, на первом шаге, имея начальные условия, записываем матрицу A_{nb}^u , решаем получившуюся систему линейных алгебраических уравнений для моментов, используя имеющееся распределение давлений (начальное). В силу того, что приходится работать с матрицами больших размеров, пользоваться стандартными шаблонами языка `c++`, такими как `vector`, не представляется возможным. Для задания векторов и матриц больших размеров, используется открытая библиотека `Eigen` [http://eigen.tuxfamily.org/index.php?title=Main_Page]. Она же имеет набор инструментов для решения СЛАУ. На первом шаге производится разложение матрицы одним из следующих способов: LU, QR, Холецкого. Автором было выбрано разложение LU, при котором производится преобразование исходной матрицы A в произведение L (нижняя треугольная матрица) и U (верхняя треугольная матрица) матриц такое, что $A = L * U$. Решение матриц с использованием данного разложения оптимизировано для малых и больших матриц с нерегулярным шаблоном, вследствие чего и было выбрано.

Получив решение СЛАУ для уравнений моментов X и Z , решается схожая система уравнений (32) для давлений [Khawaja et al., 2018].

$$A_O^p = \frac{\rho_e(\Delta z)^2}{A_{O|i+1,j}^u} + \frac{\rho_w(\Delta z)^2}{A_{O|i,j}^u} + \frac{\rho_n(\Delta x)^2}{A_{O|i,j+1}^v} + \frac{\rho_s(\Delta x)^2}{A_{O|i,j}^v}$$

$$A_S^p = -\frac{\rho_s(\Delta x)^2}{A_{O|i,j}^v}, \quad A_N^p = -\frac{\rho_n(\Delta x)^2}{A_{O|i,j+1}^v}$$

$$A_W^p = -\frac{\rho_w(\Delta z)^2}{A_O^u|_{i,j}}, \quad A_E^p = -\frac{\rho_e(\Delta z)^2}{A_O^u|_{i+1,j}}$$

$$S_O^p = -[(\rho_e u_{i+1,j} - \rho_w u_{i,j})\Delta z + (\rho_n v_{i,j+1} - \rho_s v_{i,j})\Delta x]$$

Следующим шагом является перерасчёт скоростей с использованием давления, удовлетворяющего значениям компонент скоростей. С полученным значением скоростей находим поправки для величины давления и скоростей. И повторяем уточнение значений скоростей и давлений до тех пор, пока либо величина остаточного члена не станет меньше некоторого значения (параметр нижней релаксации), например, 10^{-6} , либо пока не будет достигнуто установленное предельное количество итераций. В конечном счете, должно получиться решение, удовлетворяющее как уравнениям моментов, так и уравнению непрерывности. Т.е. решения справедливые как для уравнений компонент скоростей, так и уравнения непрерывности (которое используется как уравнение для обнаружения давления). При введении поправки отбрасывается член $\sum A_{nb} u'_{nb}$ в уравнении:

$$A_O u'_O = -\sum A_{nb} u'_{nb} + (P'_W - P'_O)\Delta z$$

Здесь u' обозначается разность скорости \hat{u} , для которой было решено уравнение количества движения X и гипотетического значения скорости u^* , для которого одновременно справедливы уравнения непрерывности и момента. Тем самым, u' – это поправка к значению горизонтальной компоненты скорости, удовлетворяющей только уравнению момента, для того, чтобы она удовлетворяла и уравнению момента, и уравнению непрерывности. Индекс nb означает «Neighbour» – соседний, сюда входят все индексы S, N, W, E .

Получаем уравнение для поиска поправки скорости:

$$u'_O = \frac{1}{A_O} (P'_W - P'_O)\Delta z$$

$$v'_o = \frac{1}{A_o} (P'_s - P'_o) \Delta x$$

$$u^* = \hat{u} + \frac{1}{A_o} (P'_w - P'_o) \Delta z$$

$$v^* = \hat{v} + \frac{1}{A_o} (P'_s - P'_o) \Delta x$$

Которые позже подставляем в уравнение непрерывности:

$$[(\rho_e u_{i+1,j}^* - \rho_w u_{i,j}^*) \Delta z + (\rho_n v_{i,j+1}^* - \rho_s v_{i,j}^*) \Delta x] = 0$$

Слово «полуявная» в названии SIMPLE используется для того, чтобы подчеркнуть отбрасывание члена $\sum A_{nb} u'_{nb}$. Который всё равно исчезает при сходимости (момент, когда скорости перестают меняться с итерациями). Этот член включает в себя, в неявном виде, влияние поправки давления на скорость, так как добавление поправки для давления в соседних точках могут изменять соответствующие соседние значения скоростей и тем самым вызывать изменение скорости в самой рассматриваемой точке. Это влияние не учитывается в алгоритме SIMPLE, в котором схема является только частично, а не полностью неявной. Этот недостаток был позже исправлен в алгоритмах SIMPLEC и SIMPLER.

Впрочем, удаление этой поправки из рассмотрения влияет на скорость сходимости, но не на саму сходимость. В сходящемся решении достигаются такие поля давления, при которых соответствующие поля u и v удовлетворяют уравнению неразрывности.

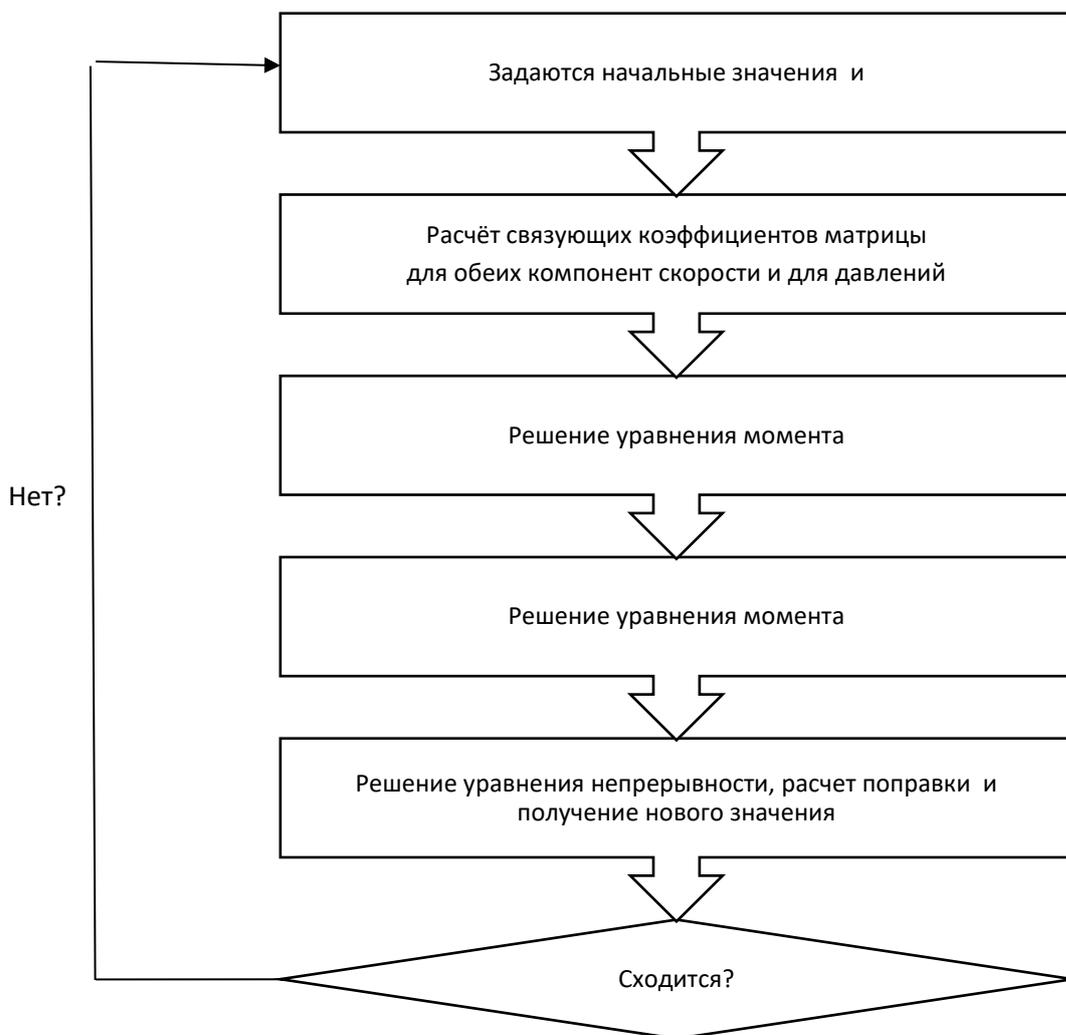


Рис. 30. Блок-схема алгоритма SIMPLE.

4.4. Модельная задача

Как было сказано выше, для проверки правильности расчётов выберем следующую задачу. Имеется ёмкость, полностью заполненная водой размера 100x100м. На всех границах величины компонент скоростей u и v равны нулю, везде, кроме как на верхней границе, где величина горизонтальной компоненты скорости задается некоторым постоянным числовым значением, например, 2 м/с.

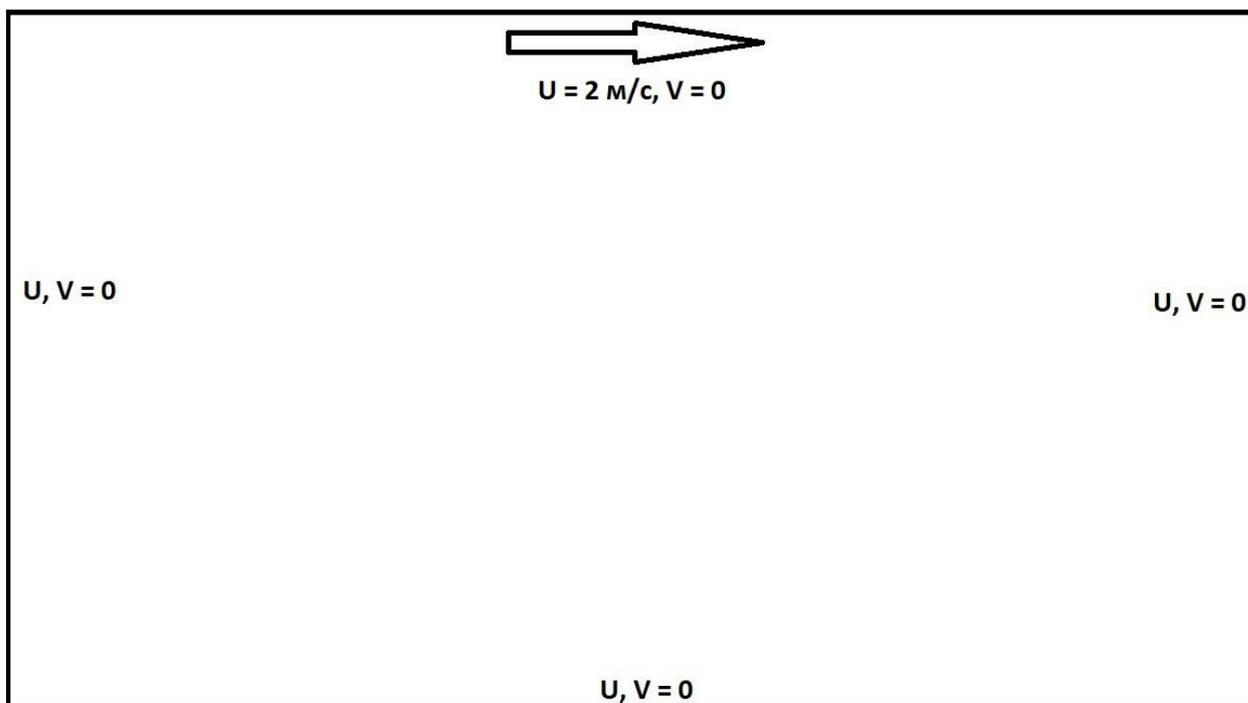


Рис. 31. Графическое представление модельной задачи.

Давление в начальный момент времени везде задаём равным 10^5 Па. Плотность — принимаем равной плотности воды при н.у. 1000 кг/м^3 . Коэффициенты сжимаемости $\beta = 0.00000000001 \text{ 1/Па}$ и теплового расширения $\alpha = 0.0000119 \text{ 1/К}$ [Вильнер, 1976] берём из известных табличных значений для воды при комнатной температуре $T = 293 \text{ К}$. Вязкость считаем постоянной $\eta = 0.00089 \text{ Па} \cdot \text{с}$.

При имеющейся постановке и с учётом того, что узлы сетки для уравнения моментов X отсутствуют на верхней и нижней границе, а для уравнения моментов Z — на левой и правой границах. Нужно добавить граничные условия. Если начать решать задачу так, как она описана выше, то никаких источников не будет и результирующие вектора значений компонент скорости u и v будут нулевыми. Добавляем граничные условия [Патанкар, 1984].

Для левой и правой границы всё, что меняется, это уравнение (32):

$$A_O^u u_O + A_S^u u_S + A_N^u u_N + A_E^u u_E = S_O^u$$

Для нижней границы приходится вернуться к форме записи без A . Исходное уравнение:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\rho u^2 - \eta \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho v u - \eta \frac{\partial u}{\partial z} \right) = - \frac{\partial p}{\partial x}$$

записываем в разностном виде:

$$\begin{aligned} & \left((\rho_e u_e) u_e - \eta_e \frac{\partial u}{\partial x} \Big|_e \right) \Delta z - \left((\rho_w u_w) u_w - \eta_w \frac{\partial u}{\partial x} \Big|_w \right) \Delta z + \\ & + \left((\rho_n v_n) u_n - \eta_n \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_n \right) \Delta x - \left((\rho_s v_s) u_s - \eta_s \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_s \right) \Delta x = (p_w - p_o) \Delta z \end{aligned}$$

Ничто, кроме южной соседней точки, не изменяется. Для южной же точки имеем:

Первое слагаемое $(\rho_s v_s) u_s = 0$, в силу граничного условия $u, v = 0$.

Для второго слагаемого производим разложение в ряд Тейлора до 2-го порядка малости и получаем:

$$\frac{\partial u}{\partial z} \Big|_s = \frac{9u_o - u_N - 8u_s}{3\Delta z}$$

На нижней границе $u_s = 0$, в силу граничного условия. В конечном счете получаем измененную форму для коэффициентов матрицы A на границе:

$$\begin{aligned} A_o^u &= \frac{|\rho_e u_e| + \rho_e u_e}{2} \Delta z + \frac{\eta_e}{\Delta x} \Delta z + \frac{|\rho_w u_w| - \rho_w u_w}{2} \Delta z + \frac{\eta_w}{\Delta x} \Delta z + \\ & + \frac{|\rho_n v_n| + \rho_n v_n}{2} \Delta x + \frac{\eta_n}{\Delta z} \Delta x + \frac{3\eta_s}{\Delta z} \Delta x \end{aligned}$$

$$A_s^u = 0$$

$$A_N^u = - \frac{|\rho_n v_n| - \rho_n v_n}{2} \Delta x - \frac{\eta_n}{\Delta z} \Delta x - \frac{\eta_s}{3\Delta z} \Delta x$$

$$A_W^u = - \frac{|\rho_w u_w| + \rho_w u_w}{2} \Delta z - \frac{\eta_w}{\Delta x} \Delta z$$

$$A_E^u = -\frac{|\rho_e u_e| - \rho_e u_e}{2} \Delta z - \frac{\eta_e}{\Delta x} \Delta z$$

$$S_O^u = (p_w - p_o) \Delta z$$

Получается, что на нижней границе со стороны южной точки влияние на изменение коэффициента A оказывает только слагаемое, связанное с вязкостью.

На верхней границе:

$$\frac{\partial u}{\partial z} \Big|_n = \frac{9u_o - u_s - 8u_o}{3\Delta z}$$

$$A_O^u = \frac{|\rho_e u_e| + \rho_e u_e}{2} \Delta z + \frac{\eta_e}{\Delta x} \Delta z + \frac{|\rho_w u_w| - \rho_w u_w}{2} \Delta z + \frac{\eta_w}{\Delta x} \Delta z +$$

$$+ \frac{|\rho_n v_n| + \rho_n v_n}{2} \Delta x + \frac{\eta_n}{\Delta z} \Delta x + \frac{3\eta_n}{\Delta z} \Delta x$$

$$A_S^u = -\frac{|\rho_s v_s| + \rho_s v_s}{2} \Delta x - \frac{\eta_s}{\Delta z} \Delta x - \frac{\eta_n}{3\Delta z} \Delta x$$

$$A_N^u = 0$$

$$A_W^u = -\frac{|\rho_w u_w| + \rho_w u_w}{2} \Delta z - \frac{\eta_w}{\Delta x} \Delta z$$

$$A_E^u = -\frac{|\rho_e u_e| - \rho_e u_e}{2} \Delta z - \frac{\eta_e}{\Delta x} \Delta z$$

$$S_O^u = (p_w - p_o) \Delta z + \frac{8}{3\Delta z} \eta_n u_o \Delta x$$

Где u_o – значение скорости на подвижной границе. Именно слагаемое $\frac{8}{3\Delta z} \eta_n u_o \Delta x$ и отвечает за наличие источника движения нижележащих слоёв.

Результирующее решение после первой итерации имеет вид, представленный на Рис. 32. Максимальное значение скорости равно 2 м/с (на верхней поверхности), минимальное 0,00004487 м/с в углах, граничащих с нижней поверхностью. На этой итерации происходит обмен между

горизонтальными компонентами скоростей только за счет наличия вязкости между слоями, как результат появляется параболический профиль, который прослеживается на рисунке (Рис. 32.). В этот момент для вертикальных компонент скоростей имеем только нулевые значения во всех узлах сетки.

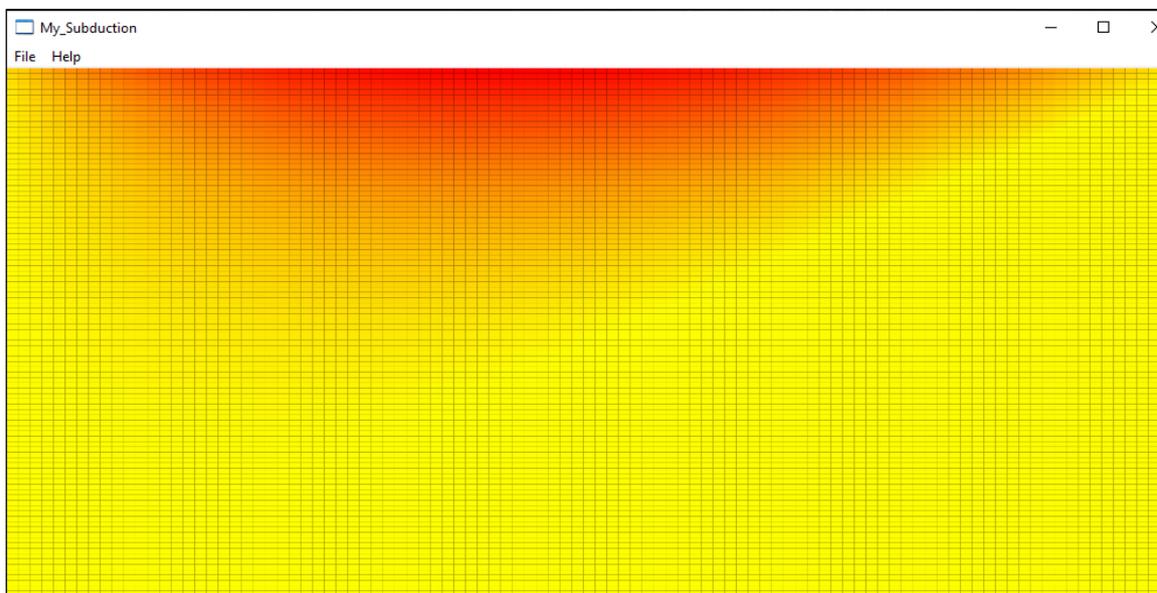


Рис. 32. Распределение горизонтальных компонент скоростей u .

4.5. Реальная задача

Переход от модельной задачи к реальной осуществляется путем изменения граничных условий, задания начальных условий, согласно (Рис. 29 и 33). На левой границе движущейся плиты задается постоянное, варьируемое, значение горизонтальной компоненты скорости. Задаются условия неподвижной «абсолютно жёсткой» правой плиты – во всех точках которой скорости постоянны и равны 0. Добавляются условия скольжения (31) на границе правой плиты с мантией и прилипания (30) на границе подвижной плиты и мантии, а также условие отсутствия напряжений на свободной поверхности (29) для движущейся плиты. Также будут добавлены в расчетную схему уравнения (27) и (28), а рассчитываться соответствующие параметры будут между итерациями. Всё остальное останется примерно в том же виде.

На Рис. 33. построена сетка 200 на 200 узлов ($i = 1:200$; $j = 1:200$), с промежуточными узлами ($i+1/2, j+1/2$) между ними, откуда получаем 400×400 узлов и примерно 160000 клеток. В плитах начальная скорость нулевая, в континентальной плите всегда будет нулевая (она жестко закреплена). Под плитами имеется ненулевая скорость (один из вариантов задания начального движения плите) – в центрах клеток изображены вектора скоростей такие, что вертикальные скорости на начальный момент отсутствуют, а горизонтальные равны определенному начальному значению.

Глубина океана взята равной 3 км. Мощность океанической коры 8 км. Мощность гранитного слоя на континенте равна 30 км, базальтового 40 км. После 11 км под океаном до 90 км и 70-ти км под континентом до границы 200 км идёт слой верхней мантии, который является частью литосферной плиты. Начальные значения распределения плотностей по глубинам были взяты из модели `emc stw-105` [Kustowski, 2008; Trabant, 2012]. Позже рассчитаны по формуле:

$$\rho = \rho_0 \cdot (1 - \alpha(T - T_0)) \cdot (1 + \beta(P - P_0))$$

где ρ_0 – плотность при нормальных условиях, T_0 - температура на поверхности Земли, P_0 - давление на поверхности Земли, α - коэффициент теплового расширения, β - коэффициент сжимаемости. Величины α и β для горных пород берутся взяты из [Петрунин, 2011].

Величины давлений на различных глубинах и температур взяты с Аризонского сайта [<https://www.geo.arizona.edu/xtal/geos306/geotherm.htm>; Turcotte et al., 2002; Жарков, 2013].



Рис. 33. Начальное состояние задачи при работе программы.

Величина ускорения свободного падения рассчитывается на основе уравнения:

$$dg = \frac{M \cdot G}{(R_3 - R_i)^2}$$

Где M – масса слоя, R_i – расстояние от центра Земли до i -го слоя с массой M . Исходя из значения плотностей и полученных на их основе величин масс для сферических слоёв, по формуле:

$$M = \frac{4}{3} \pi \rho * ((R_3 - R_1)^3 - (R_3 - R_2)^3) \cdot 10^9$$

Где R_1 и R_2 - расстояние от центра Земли до определенного слоя в емс stw-105. 10^9 – коэффициент от перевода километров в метры.

Контуром показаны: для океанов — океанская базальтовая кора, остальная часть литосферной плиты до астеносферы; для континента — гранитная и базальтовая коры, остальная часть литосферы до астеносферы.

Скорость принята равной скорости движения континентов, в среднем 3 см/год на поверхности. И по направлению к центру скорость вращения убывает. Значение скорости можно менять вручную, полагая ту или иную природу возникновения скорости и её величины.

Цветом показано изменение плотности с глубиной. На рисунке в голубой закрашено значение плотности $1020 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$. 2600-2900 $\frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$ — жёлтый. И красный $\sim 4200 \frac{\text{кг}}{\text{м}^3}$.

По осям абстрактные координаты длины в км — по оси абсцисс и глубины — по оси ординат.

Для получения значений давлений и температур на различных глубинах, построено несколько линейных регрессий.

Для температур:

От 0 до 40 км:

$$T = 15.819 * h + 333.11 .$$

От 40 до 150 км:

$$T = 5.6371 * h + 704.33 .$$

От 150 до 2571 км:

$$T = 0.5591 * h + 1541.1 .$$

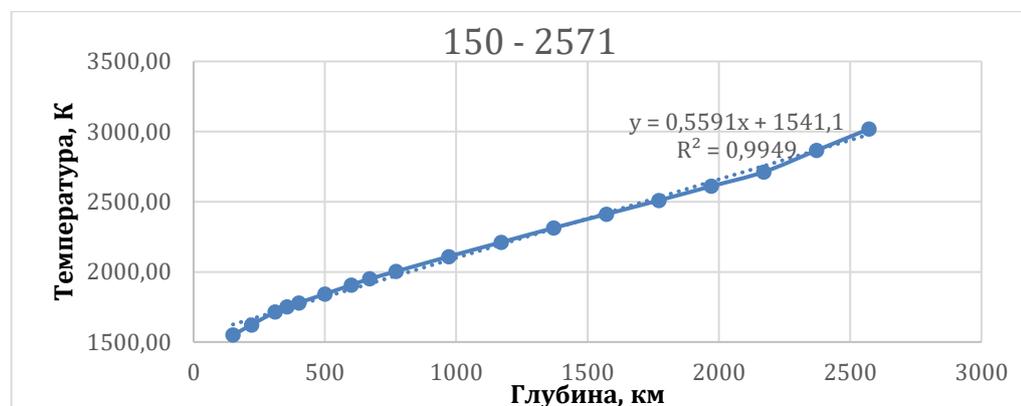
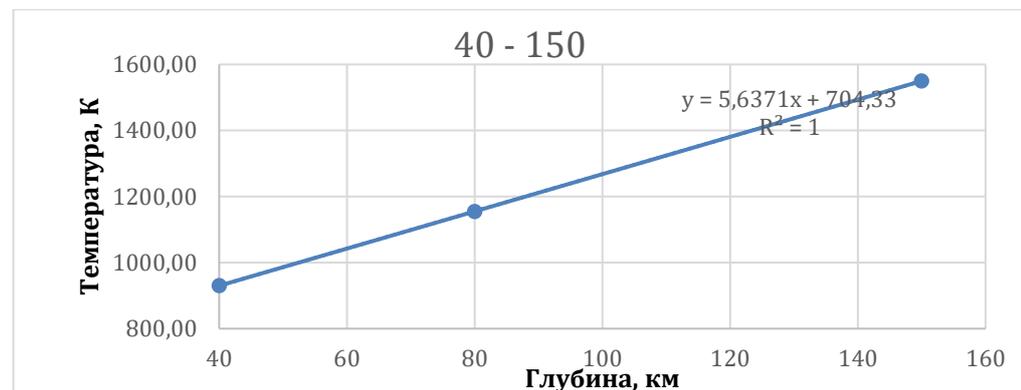
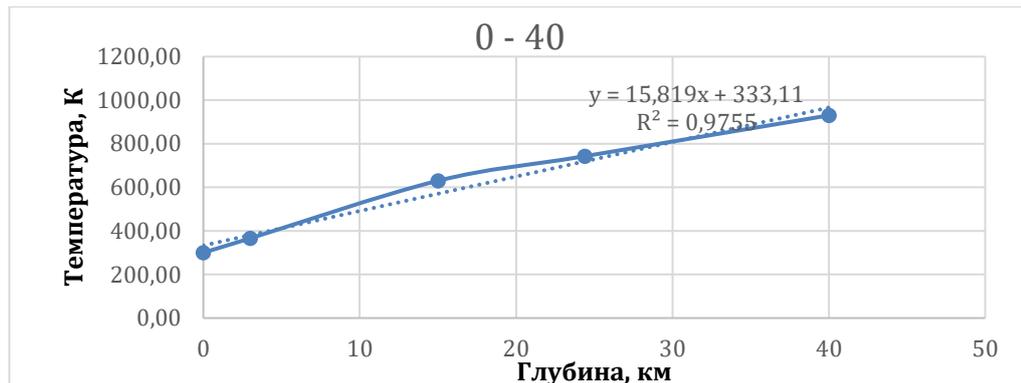
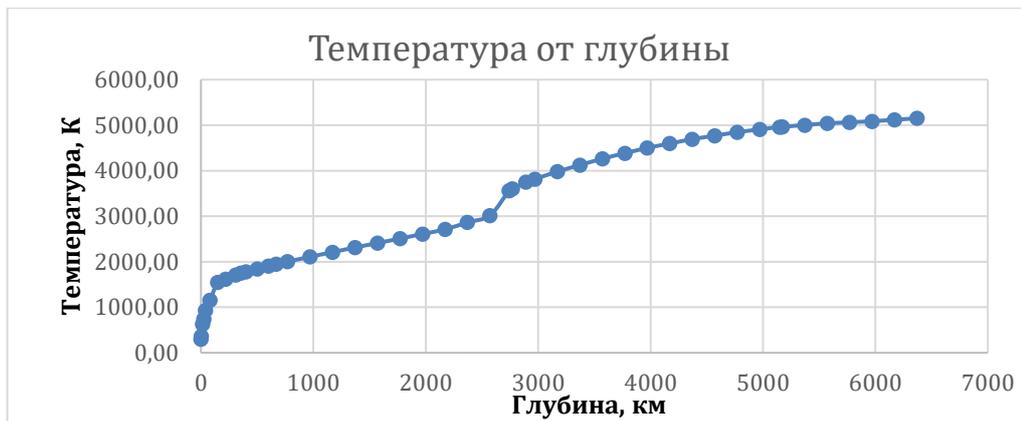


Рис. 34. Распределение температуры с глубиной.

Для давлений:

От 0 до 40 км:

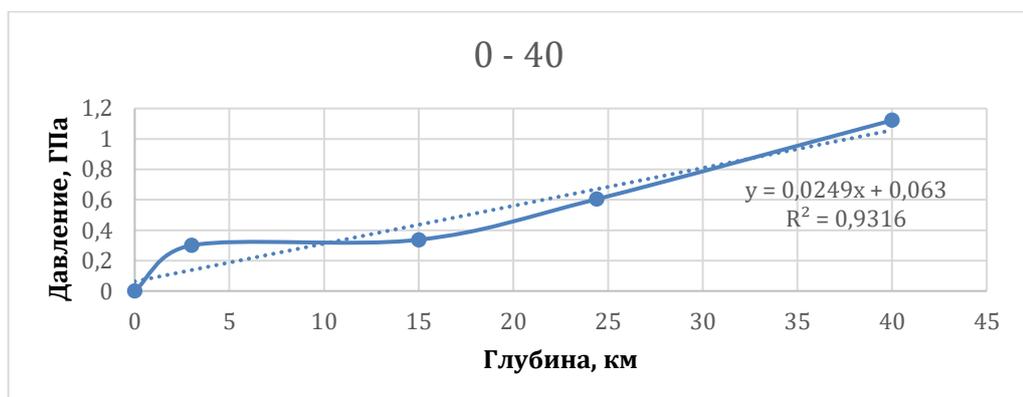
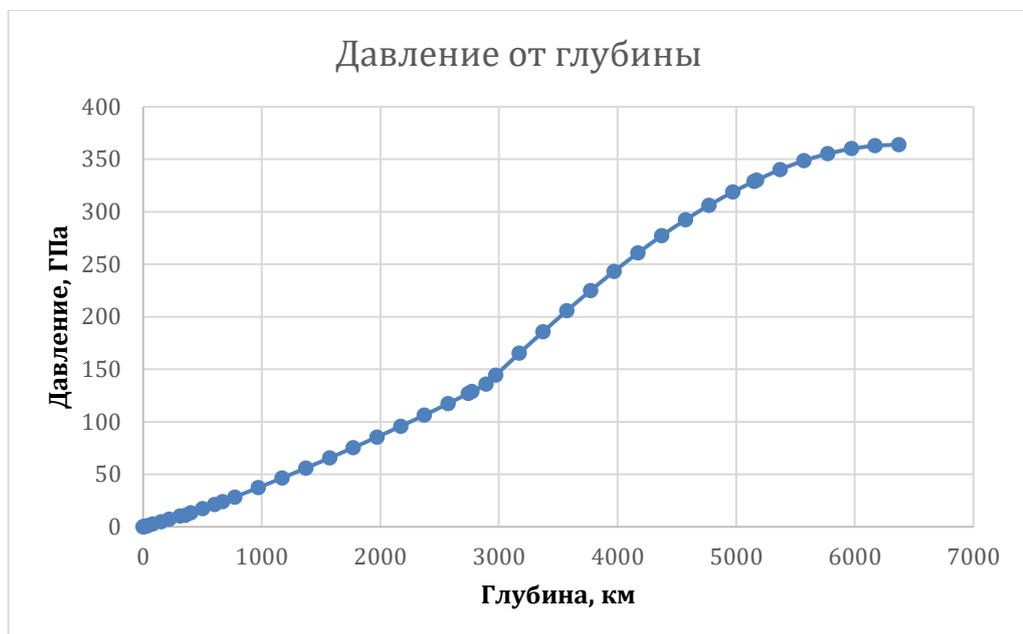
$$P = (h * 0.0249 + 0.063) * 10^9 .$$

От 40 до 500 км:

$$P = (h * 0.034 - 0.3662) * 10^9 .$$

От 500 до 3000км:

$$P = (h * 0.0503 - 11.226) * 10^9 .$$



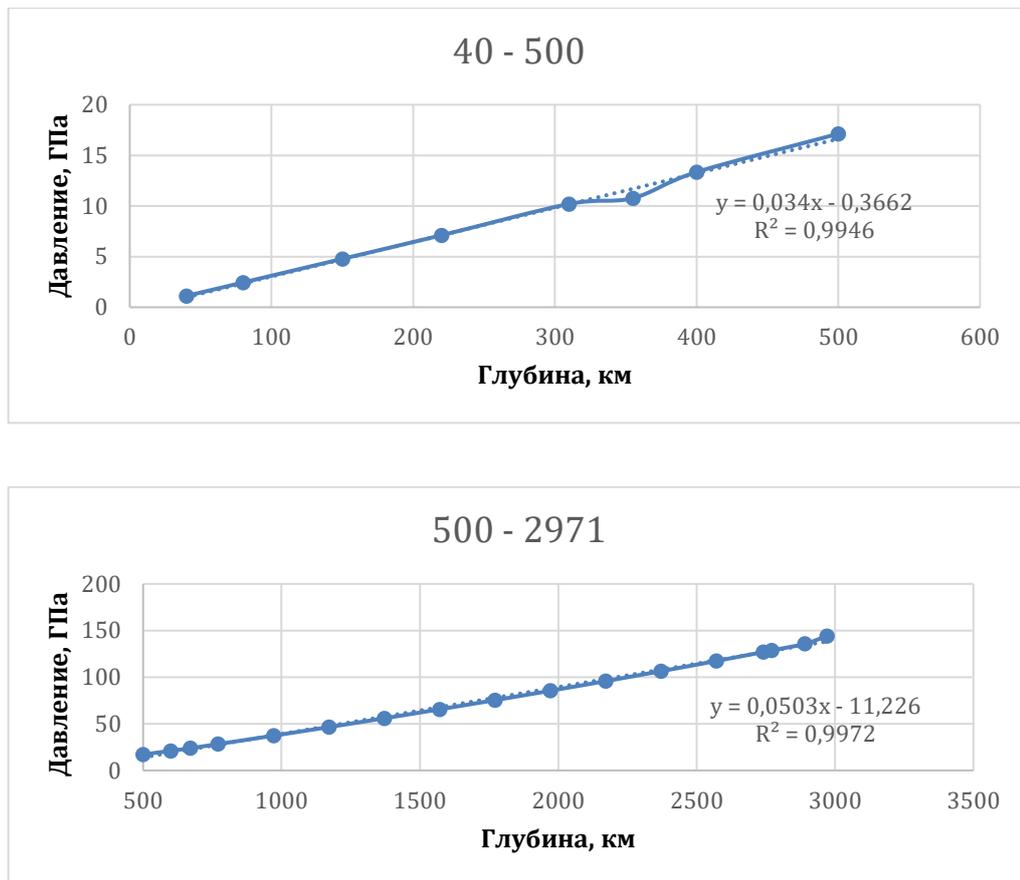


Рис. 35. Распределение давления с глубиной.

4.6. Выводы

В ходе данной работы был написан код программы, осуществляющей решение уравнения Навье-Стокса в двухмерном случае, состоящего из двух уравнений количества движения, дополненного уравнением непрерывности. Для численного решения полученной системы уравнений использован алгоритм, называемый SIMPLE, полуявная модель уравнений связанных через давление. Решение СЛАУ и операции с большими матрицами осуществлены с помощью открытой библиотеки Eigen. Произведено решение модельной задачи, заключающейся в следующем: в камере, заполненной водой, с нулевыми начальными скоростями и давлениями начинает двигаться верхняя граница. На первой итерации получен параболический профиль скоростей, уменьшающихся от верхней границы (источника движения) до нижней

неподвижной стенки ванны. Что является верным решением данной задачи [Ghia, 1982; Moukalled, 2011]. Построено графическое отображение результата расчета (Рис. 32). Следующая итерация дает ненулевые значения для вертикальных компонент скорости и возникает вихревое движение поля скоростей [Jafari et al., 2015; Ghia, 1982; Moukalled, 2011]. Далее будет решаться задача по моделированию процесса субдукции изображенного на Рис. 33 и 29. Будут варьироваться значения скоростей на левой границе подвижной плиты и отслеживаться поведение заглубления плиты со временем, в зависимости от заданной скорости. Проводится дальнейшая работа над кодом программы. Корректируются методы классов, в которых происходит просчет связующих коэффициентов. На основе полученных коэффициентов решаются уравнения количества движения и непрерывности. И получаются искомые результирующие поля скоростей и давлений.

Заключение

В результате изучения движения Тихоокеанской плиты в сторону Алеутской дуги, направления движения плиты и угла, под которым она начинает взаимодействие с Алеутским желобом был получен ряд интересных наблюдений.

Основываясь на данных сейсмических каталогов и на данных сейсмической томографии, можно отследить изменение глубины погружения слэба вдоль всей дуги. Вблизи Командорских островов субдукция практически отсутствует (рис. 8), здесь же, на границе Тихоокеанская плита-желоб, преобладают механизмы очага типа сдвига (рис. 19). Совокупность этих двух факторов говорит о том, что Тихоокеанская плита движется субпараллельно Алеутской дуге в области Командорских островов.

Было показано (см. рис 8 - 14), что по мере движения вдоль дуги с запада на восток, начиная с Командорских островов - глубина отсечки сейсмичности растет от отсутствующей субдукции вблизи Командорских островов, до слэба глубиной ~350 км вблизи Лисьих островов. При этом, меняется и угол, под которым Тихоокеанская плита пододвигается под желоб. Причем (рис. 18), оказывается, что глубина погружения слэба прямопропорциональна величине нормальной компоненты скорости движения Тихоокеанской плиты (нормальной к оси желоба). И имеет вид:

$$h = 5,99u + 10,13 \pm 44,68 \text{ км}, \quad R^2 = 0,9911, \quad \sigma = 44,68 \text{ км}$$

где h - глубина отсечки сейсмичности для слэба, u – нормальная к оси желоба компонента скорости движения Тихоокеанской плиты.

Если вблизи Командорских островов наблюдается напряженное состояние, соответствующее практически чистому сдвигу, то при движении дальше на восток механизмы очагов землетрясений меняются на сбросы с внешней

стороны дуги и на взбросы во внутренней стороне дуги. Что свидетельствует о наличии изгибных деформаций [Craig et al., 2014] в этих частях дуги. При достижении границ Аляски, снова появляются сдвиговые компоненты очага землетрясения. Это можно объяснить тем, что вблизи Аляски снова меняется направление движения Тихоокеанской плиты. Как следствие, наблюдается соответствие между направлением движения Тихоокеанской плиты и характерными для разных частей дуги типами механизмов очагов землетрясений. Что необычно, при изгибе на внешней стороне дуги не появляется механизмов, для которых характерен режим сжатия и, наоборот, во внутренней части дуги не наблюдается механизмов, соответствующих режиму растяжения. Хотя, как известно, при изгибе должны присутствовать и области сжатия, и области растяжения.

Чтобы проверить гипотезу о том, что величина и направление скорости поддвигающейся плиты влияют на вид субдукции, был исследован ещё один регион – острова Тонга-Кермадек. Имеется соответствие между изменением направления движения плит (рис. 27) и формой слэба [Schellart, Sparlman, 2012] (рис. 22). Вдоль дуги направление движения желоба меняется от противоположного направлению движения Тихоокеанской плиты на севере, до сонаправленного на юге. При этом и величина скорости постепенно меняется от 15.8 см/год на севере (направление скорости: восток - юго-восточное), до 4.0 см/год на юге (направление скорости: запад – северо-западное). При этом минимум скорости по модулю достигается чуть севернее Северного острова Новой Зеландии (рис. 27). Что же касается механизмов очагов – такой чистой картины, которая наблюдается вдоль Алеутской дуги, нет. Однако, также имеются свои закономерности, которые можно описать, предполагая наличие изгибных деформаций. Здесь, с внешней стороны желоба, имеются области растяжения в приповерхностных областях, 5-10 км, и области сжатия в более глубоких областях коры, ~40-50 км. Что коррелирует с распределением напряжений в изгибающейся балке. С внутренней же

стороны желоба преобладают механизмы очага типа сдвига и взброса, что соответствует режиму сжатия.

Интересной особенностью региона вблизи островов Тонга является разница в величине и направлении скоростей желоба и Тихоокеанской плиты. Скорость движения желоба примерно в 2 раза превышает величину скорости Тихоокеанской плиты, при этом направление их взаимного движения встречное. И именно в этой части дуги наблюдается картина слэба, при которой он не сразу погружается в среднюю мантию на границе 660км, а некоторое время движется вдоль этой границы. Исследованное в ходе данной работы землетрясение 19.08.2018 г., $MW = 8.2$, $h = 600$ км (рис 25) и его афтершоки хорошо очертили ту часть плиты, которая движется вдоль указанной выше границы. При этом, оси эллипса рассеяния отличаются от тех, что характерны для приповерхностных событий. Следовательно, напряженное состояние тоже несколько отличается от того, что характерно для приповерхностных землетрясений.

По-видимому, из всего сказанного выше можно сделать вывод, что направление и скорость взаимного движения желоба и пододвигающейся под него плиты играют немаловажную роль в формировании слэба, глубине зоны отсечения сейсмичности и типе напряженного состояния среды в окрестности места соприкосновения набегающей и пододвигающейся плит. Это замечание коррелирует с модельной оценкой существования такой связи [Garel et al., 2014; Holt et al., 2015]. Из этого соответствия вытекает факт, что построение удачной математической модели может позволить точно предсказывать эволюцию слэба во времени. Тем самым оценивая поле напряжений, так как они входят в решение задачи механики сплошных сред. Причём даже двумерные задачи показывают неплохую корреляцию с действительностью. Естественно, что на практике следует рассматривать трехмерную задачу, так как в ней возникают свои особенности, в частности, в распределении температур [Bengston, van Keken, 2012]. Но в первом приближении неплохую

оценку может дать и двумерная модель. Поэтому автором и была предпринята попытка численного моделирования явления субдукции.

Список литературы

1. Abe, K., Mechanisms of the 1938 Shioya-Oki earthquakes and their tectonic implications, to be submitted to *Tectonophysics*, 1976.
2. Albers, M., A local mesh refinement multigrid method for 3D convection problems with strongly variable viscosity. *J. Comput. Phys.* 160, 126–150, 2000.
3. Amaru, M. L. (2007). Global travel time tomography with 3-D reference models. Ph. D thesis, Utrecht University, the Netherlands.
4. Bai, Y., Zhang, D., Dong, D., Wu, S., and Wang, Z.: Aleutian island arc magma production rates and mechanisms, *Solid Earth Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/se-2019-179>, 2019.
5. Balmforth, N. J.; Provenzale, A., *Geomorphological Fluid Mechanics*, Volume 582, pp.579, 2001, doi:10.1007/3-540-45670-8
6. Batchelor G. K., *An Introduction to Fluid Dynamics*, Cambridge University Press, 615 pp, 1967
7. Belytschko, T. (1989), *The Finite Element Method: Linear Static and Dynamic Finite Element Analysis*: Thomas J. R. Hughes. *Computer-Aided Civil and Infrastructure Engineering*, 4: 245-246. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8667.1989.tb00025.x>
8. Bengtson A. K., van Keken P. E., Three-dimensional thermal structure of subduction zones: effects of obliquity and curvature, *Solid Earth*, vol. 3, is. 2, pp. 365-373, 2012, doi: 10.5194/se-3-365-2012
9. Bogdanov A.A., Khain V.E. 1964. Scientific work of Hans Stille. In: H. Stille. *Selected works*. P. 5-12.
10. Bottrill A. D., van Hunen J., Allen M. B., Insight into collision zone dynamics from topography: numerical modelling results and observations, *Solid Earth Discuss.*, 4, 889–917, 2012, doi:10.5194/sed-4-889-2012
11. Boyd T. M. and Creager K. C., The geometry of Aleutian subduction: Three-dimensional Seismic Imaging, *J. Geophys. Res.*, 96, B2, 2293-2307, 1991.
12. Brandl P.A., Hannington M.D., Geersen J., Petersen S., Gennerich H.-H., Microplate Rotation Triggers Post-Subduction Metal Endowment, *Goldschmidt Abstracts*, 2019, p. 374
13. Brown J. R., Prejean S. G., Beroza G. C., Gomberg J. S., Haeussler P. J., Deep low-frequency earthquakes in tectonic tremor along the Alaska-Aleutian subduction zone, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 118, 1079–1090, doi:10.1029/2012JB009459, 2013
14. Castle, J. C. and Creager, K. C. Imaging seismic velocity discontinuities of arbitrary orientation deep beneath Izu-Bonin. *Eos Abstract Supplement*, 1996.
15. Chapple, W.M. & Forsyth, D.W., 1979. Earthquakes and bending of plates and trenches, *J. geophys. Res.*, 84, 6729–6749.

16. Chen T., Forsyth D.W., A detailed study of two earthquakes seaward of the Tonga Trench : implications for mechanical behaviour of the oceanic lithosphere, *J. geophys. Res.*, 83, 4995–5003, 1979
17. Chen Y., Chen Q.-F. and Chen L., Vulnerability Analysis in Earthquake Loss Estimate, *Natural Hazards*, vol. 23, p. 349-364, 2001
18. Chen Z., Schellart W. P., Strak V., Duarte J. C., Does subduction-induced mantle flow drive backarc extension?, *Earth and Planetary Science Letters* 441, 200–210, 2016, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.027>
19. Cluzel D., Meffre S., Maurizot P., & Crawford, A.J. (2006). Earliest Eocene (53 Ma) convergence in the Southwest Pacific; evidence from pre-obduction dikes in the ophiolite of New Caledonia. *Terra Nova*, 18, 395-402. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00704.x>
20. Craig T. J., Copley A. and Jackson J., Areassessment of outer-rise seismicity and its implications for the mechanics of oceanic lithosphere, *Geophysical Journal International*, Volume 197, Issue 1, April, 2014, Pages 63–89, <https://doi.org/10.1093/gji/ggu013>
21. Creager J. S., Scholl D. W. et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 19. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., 913 pp, 1973
22. Creager, K. C., and T. M. Boyd, The geometry of Aleutian subduction: Three-dimensional Seismic Imaging, *J. Geophys. Res.*, 96, B2, 2267-2291, 1991.
23. D. Zhao, Y. Xu, D.A. Wiens, L.R. Dorman, J. Hildebrand, S. Webb, Depth extent of the Lau back-arc spreading center and its relation to subduction processes, *Science* 278 (5336), 254-257
24. Doubrovine, P. V., B. Steinberger, and T. H. Torsvik (2012), Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian oceans, *J. Geophys. Res.*, 117, B09101, doi:10.1029/2011JB009072.
25. Dziewonski, A. M., T.-A. Chou and J. H. Woodhouse, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852, 1981. doi:10.1029/JB086iB04p02825
26. Džijan, Ivo & Virag, Zdravko & Krizmanić, Severino. (2006). Comparison of the SIMPLER and the SIMPLE Algorithm for Solving Navier-Stokes Equations on a Collocated Grid. *Transactions of FAMENA*. 30. 27-36.
27. Eissler, H. & Kanamori, H., 1982. A large normal-fault earthquake at the junction of the Tonga trench and the Louisville ridge, *Phys. Earth planet. Inter.*, 29, 161–172.
28. Ekström, G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2012. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002
29. Engdahl, E.R., and D. Gubbins, Simultaneous travel time inversion for earthquake location and subduction zone structure in the Central Aleutian Islands, *J. Geophys. Res.*, 92, 13855- 13862, 1987.

30. Ferziger, J. H., & Peric, M. (2002). *Computational Methods for Fluid Dynamics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. doi:10.1007/978-3-642-56026-2.
31. Fischer, K. M., and Wiens, D. A. (1996), The Depth Distribution of Mantle Anisotropy beneath the Tonga Subduction Zone, *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 253–260. Anisotropy beneath the Tonga Subduction Zone, *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 253–260.
32. Forsyth, D.W., 1982. Determinations of focal depths of earthquakes associated with the bending of oceanic plates at trenches, *Phys. Earth planet. Inter.*, 28, 141–160.
33. Frohlich C. Characteristics of Well-Determined NonDouble-Couple Earthquakes in the Harvard CMT Catalog // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1995. V. 91. Iss. 4. P. 213–228.
34. Garel, F., S. Goes, D. R. Davies, J. H. Davies, S. C. Kramer, and C. R. Wilson, Interaction of subducted slabs with the mantle transition-zone: A regime diagram from 2-D thermo-mechanical models with a mobile trench and an overriding plate, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 2014, doi:10.1002/2014GC005257.
35. Geist, E.L., Vallier, T.L., Scholl, D.W., Origin, transport, and emplacement of an exotic island-arc terrane exposed in eastern Kamchatka, Russia. *Geological Society of America Bulletin* 106, 1182-1194, 1994
36. Gerardi G., N. M. Ribe, Boundary Element Modeling of Two-Plate Interaction at Subduction Zones: Scaling Laws and Application to the Aleutian Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, American Geophysical Union, 2018, 123 (6), pp.5227-5248, 2018 (10.1002/2017JB015148). (hal-01968775)
37. Gerya, T., Stöckhert, B. Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 95, 250–274, 2006, <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0035-9>
38. Ghia U., Ghia K. N., Shin C.T., High Resolutions for Incompressible flow using the Navier-Stokes equations and a Multigrid method. *Journal of computational physics* 48, 387-411, 1982
39. Gutenberg B., *Physics of the Earth's Interior*, Volume 1, Pages III-V, XI-XII, 1-240, 1959
40. Herrmann, R.B., 1976. Focal depth determination from the signal character of long-period P waves, *Bull. seism. Soc. Am.*, 66, 1221–1232.
41. Holt, A.F., Becker, T.W. & Buffett, B.A., Trench migration and overriding plate stress in dynamic subduction models, *Geophys. J. Int.*, 201, 172–192, 2015
42. Hoseinzadeh, Siamak & Ostadhossein, Rouhollah & Mirshahvalad, Hamidreza & Seraj, J. (2016). Using Simpler Algorithm for Cavity Flow Problem. *SSRN Electronic Journal*. 1. 10.2139/ssrn.3438116.
43. http://eigen.tuxfamily.org/index.php?title=Main_Page

44. Huang, W. C., E. A. Okal, G. Ekström, and M. P. Salganik, Centroid moment tensor solutions for deep earthquakes predating the digital era: The World-Wide Standardized Seismograph Network dataset (1962-1976), *Phys. Earth Planet. Inter.*, 99, 121-129, 1997. doi:10.1016/S0031-9201(96)03177-9
45. Huang, Z.X., Clustering Large Data Sets with Mixed Numeric and Categorical Values. *Proceedings of the First Pacific Asia Knowledge Discovery and Data Mining Conference*, Singapore, World Scientific, 21-34., 1997.
46. Jafari A., Haghighi A. R., *Communications on Advanced Computational Science with Applications* 2015 No.2 (2015) 72-82
47. Jaume, S.C. & Estabrook, C.H., 1992. Accelerating seismic moment release and outer-rise compression: possible precursors to the next great earthquake in the Alaska Peninsula region, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 345348.
48. Jeffreys, H., *The earth: its origin, history and physical constitution*, Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press., 1976
49. Jicha B. R., Singer B. S., Brophy J. G., Fournelle J. H., Johnson C. M., Beard B. L., Lapen T. J. and Mahlen N. J., Variable impact of the subducted slab on Aleutian island arc magma sources: evidence from Sr, Nd, Pb, and Hf isotopes and trace element abundances, *Journal of Petrology*, volume 45, number 9, pages 1845–1875, 2004, doi: 10.1093/petrology/egh036
50. Jicha B.R., *Geochronologic and isotopic constraints on the magmatic evolution of Pleistocene-recent Aleutian and Andean volcanic complexes*: University of Wisconsin, Madison, Ph.D. dissertation, 195 p, 2006
51. Johnston A., Holt D.W., Substandard drugs. *Br J Clin Pharmacol*, 78: 218-243, 2014, <https://doi.org/10.1111/bcp.12298>
52. Justin R. Brown, Stephanie G. Prejean, Gregory C. Beroza, Joan S. Gomberg, and Peter J. Haeussler, Deep low-frequency earthquakes in tectonic tremor along the Alaska-Aleutian subduction zone, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: SOLID EARTH*, VOL. 118, 1079–1090, doi:10.1029/2012JB009459, 2013
53. Karato, Shun-ichiro, Rubie, David C., Toward an experimental study of deep mantle rheology: A new multianvil sample assembly for deformation studies under high pressures and temperatures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1997, 102. 20111-20122 doi:10.1029/97jb01732
54. Khawaja, Hassan & Moatamedi, M. Semi-implicit method for pressure-linked equations (SIMPLE) ↓ solution in MATLAB®, *The International Journal of Multiphysics*, 12, N4 313, 2018.
55. Kirby, S. H., and Kronenberg, A. K. (1987), Rheology of the lithosphere: Selected topics, *Rev. Geophys.*, 25(6), 1219– 1244, doi:10.1029/RG025i006p01219.
56. Kozelkov, A.S., Lashkin, S.V., Kurkin, A.A. et al. An Efficient Parallel Implementation of the SIMPLE Algorithm Based on a Multigrid Method.

- Numer. Anal. Appl. 13, 1–16 (2020).
<https://doi.org/10.1134/S1995423920010012>
57. Kustowski, B., G. Ekstrom, and A. M. Dziewonski. 2008. “Anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth’s mantle: A global model” *J. Geophys. Res.*, 113:B06306, <https://doi.org/10.1029/2007JB005169>.
 58. Lay, T., Ammon, C.J., Kanamori, H., Rivera, L., Koper, K.D. & Hutko, A.R., 2010. The 2009 Samoa-Tonga great earthquake triggered doublet, *Nature*, 466, doi:10.1038/nature09214.
 59. Liu X., Mc Nally K.C., Quantitative estimates of interplate coupling inferred from outer rise earthquakes, *Pure appl. Geophys.*, 140, 211–255, 1993
 60. Magni V., Faccenna C., van Hunen J., Funiciello F., Delamination vs. break-off: the fate of continental collision, *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 285–289, 2012, doi: 10.1029/2012GL054404.
 61. Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 101. P. 425–478.
 62. Moresi, L.-N. & Solomatov, V. S. Numerical investigation of 2D convection with extremely large viscosity variations. *Phys. Fluids* 7, 2154-2162, 1995
 63. Moukalled, Fadl & Mangani, Luca & Darwish, Marwan. (2015). *The Finite Volume Method in Computational Fluid Dynamics: An Advanced Introduction with OpenFOAM® and Matlab®*. 10.1007/978-3-319-16874-6.
 64. Newberry James T., Laclair David L., Fujita Kazuya. Seismicity and tectonics of the far Western Aleutian Islands // *Journal of Geodynamics*. 1986. V. 6. Is. 1–4. P. 13–32.
 65. Pozrikidis C., *Boundary Integral and Singularity Methods for Linearized Viscous Flow*. Cambridge: The University Press, 259 pp., 1992
 66. Qin J., Pan H., Rahman Md., Tian X., Zhu Z., (2021). Introducing compressibility with SIMPLE algorithm. *Mathematics and Computers in Simulation*. 180. 328-353. 10.1016/j.matcom.2020.09.010.
 67. Ranalli G., *Rheology of the Earth*, Chapman & Hall, London, 413 p, 1995
 68. Ruppert Natalia A, Kozyreva Natalia P., Hansen Roger A.. Review of crustal seismicity in the Aleutian Arc and implications for arc deformation // *Tectonophysics*. 2012. V. 522–523. P. 150–157.
 69. Ryan H.F., D.W. Scholl, The evolution of forearc structures along an oblique convergent margin, central Aleutian Arc: *Tectonics*, v. 8, p. 497-516, 1989
 70. Ryan S. Cross and Jeffrey T. Freymueller, Evidence for and implications of a Bering plate based on geodetic measurements from the Aleutians and western Alaska, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 113, B07405, doi:10.1029/2007JB005136, 2008
 71. Sato, K., Kawabata, H., W. Scholl, D., Hyodo, H., Takahashi, K., Suzuki, K., Kumagai, H., 2016. 40 Ar– 39 Ar dating and tectonic implications of volcanic rocks recovered at IODP Hole U1342A and D on Bowers Ridge, Bering Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 125-126, 214-226.

72. Schellart W. P., Control of Subduction Zone Age and Size on Flat Slab Subduction, *Frontiers in Earth Science*, vol. 8, 2020, <https://www.frontiersin.org/article/10.3389/feart.2020.00026>, DOI=10.3389/feart.2020.00026
73. Schellart W.P., Lister G.S., Toy V.G., A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes, *Earth-Science Reviews*, vol. 76, 2006, p. 191–233
74. Schellart, W. P., & Sparkman, W. (2012). Mantle constraints on the plate tectonic evolution of the Tonga-Kermadec-Hikurangi subduction zone and the South Fiji Basin region. *Australian Journal of Earth Sciences*, 59(6), 933 - 952. <https://doi.org/10.1080/08120099.2012.679692>
75. Schellart, W.P. and Moresi, L., A New Driving Mechanism for Backarc Extension and Backarc Shortening Through Slab Sinking Induced Toroidal And Poloidal Mantle Flow: Results from Dynamic Subduction Models with an Overriding Plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 3221-3248, 2013 <http://dx.doi.org/10.1002/jgrb.50173>
76. Scholl, D. W., T. L. Vallier, and A. J. Stevenson, Geologic evolution of the Aleutian ridge-Implications for petroleum resources, *J. Alaska Geol. Soc.*, 3, 33-46, 1983
77. Smith G. P., Ekström G., Interpretation of earthquake epicenter and CMT centroid locations, in terms of rupture length and direction, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 102, Issues 1–2, 1997, Pages 123-132, ISSN 0031-9201, [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(96\)03246-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(96)03246-3).
78. Stille H. , Lotze F., (Eds.), *Die tektonische Entwicklung der hinterindischen Festlands- und Inselgebiete, Die tektonische Entwicklung der pazifischen Randgebiete II*, *Geotektonische Forschungen*, 7/8 (1945), pp. 34-153
79. Taras V. Gerya, David A. Yuen, Characteristics-based marker-in-cell method with conservative finite-differences schemes for modeling geological flows with strongly variable transport properties, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 140, Issue 4, Pages 293-318, ISSN 0031-9201, 2003
80. Taras V. Gerya, David A. Yuen, Robust characteristics method for modelling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volume 163, Issues 1–4, Pages 83-105, ISSN 0031-9201, 2007.
81. Teh-Ru Alex Song and Mark Simons, Large Trench-Parallel Gravity Variations Predict Seismogenic Behavior in Subduction Zones, *SCIENCE*, 1 Aug 2003, Vol 301, Issue 5633, pp. 630-633
82. Todd, E.K. & Lay, T., 2013. The 2011 Northern Kermadec earthquake doublet and subduction zone faulting interactions, *J. geophys. Res.*, 118, 1–13.
83. Trabant, C., A. R. Hutko, M. Bahavar, R. Karstens, T. Ahern, and R. Aster (2012), Data Products at the IRIS DMC: Stepping Stones for Research and

- Other Applications, *Seismological Research Letters*, 83(5), 846–854, <https://doi.org/10.1785/0220120032>.
84. Turcotte D.L. and Schubert J., *Geodynamics*, John Wiley and Sons, New York, 134-159, 172-174, 1982
 85. Turcotte, D., & Schubert, G. (2002). *Geodynamics* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511807442
 86. V.D. Chekhovich, O.G. Sheremet, M.V. Kononov, Strike-slip fault system in the Earth's crust of the Bering Sea: a relic of boundary between the Eurasian and North American lithospheric plates *Geotectonics*, 48 (4) (2014), pp. 255-272, 2014
 87. Vaes, B., van Hinsbergen, D. J. J., & Boschman, L. M., Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian Basin: Clues to causes of Cretaceous and Eocene plate reorganizations. *Tectonics*, 38, 1367– 1413, 2019, <https://doi.org/10.1029/2018TC005164>
 88. van de Lagemaat S. H. A., van Hinsbergen D. J. J., Boschman L. M., Kamp P. J. J., Spakman W. (2018). Southwest Pacific absolute plate kinematic reconstruction reveals major Cenozoic Tonga-Kermadec slab dragging. *Tectonics*, 37. <https://doi.org/10.1029/2017TC004901>
 89. Wallace, W. K., and D.C. Engebretson, Relationships between plate motions and Late Cretaceous and Paleogene magmatism in southwestern Alaska, *Tectonics*, 3, 295-315, 1984
 90. Wanke, M., Portnyagin, M., Hoernle, K., Werner, R., Hauff, F., van den Bogaard, P., Garbe-Schonberg, D., 2012. Bowers Ridge (Bering Sea): An Oligocene-Early Miocene island arc. *Geology* 40, 687-690.
 91. Wanke, M., Portnyagin, M., Werner, R., Hauff, F., Hoernle, K., Garbe-Schönberg, D., 2011. Geochemical evidence for subduction related origin of the Bowers and Shirshov Ridges (Bering Sea, NW Pacific), KALMAR - Second Bilateral Workshop on Russian-German Cooperation on Kurile-Kamchatka and Aleutian Marginal Sea-Island Arc Systems. GEOMAR, Trier, Germany.
 92. Whitney M. B., Holt A. F., Becker T. W., Faccenna C., The effects of plate interface rheology on subduction kinematics and dynamics, *Geophys. J. Int.* (2022) 00, 1–17, <https://doi.org/10.1093/gji/ggac075>
 93. Witter, R. C., G. A. Carver, R. W. Briggs, G. Gelfenbaum, R. D. Koehler, S. P. La Selle, A. M. Bender, S. E. Engelhart, E. Hemphill-Haley, and T. D. Hill, Unusually large tsunamis frequent a currently creeping part of the Aleutian megathrust, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 2015, doi:10.1002/2015GL066083.
 94. Zhong, S., M. T. Zuber, L. Moresi, and M. Gurnis (2000), Role of temperature-dependent viscosity and surface plates in spherical shell models of mantle convection, *J. Geophys. Res.*, 105(B5), 11063–11082, doi:10.1029/2000JB900003
 95. Zhou H.-W., Observations on earthquake stress axes and seismic morphology of deep slabs, *Geophysical Journal International*, Volume 103, Issue 2,

November 1990, Pages 377–401, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb01778.x>

96. Балакина Л.М., Москвина А.Г. Особенности сейсмогенного процесса в Алеутской островной дуге. III. Землетрясения в западной и восточной окраинах дуги // Физика Земли. 2010. № 4. С. 9–34.
97. Баранов Б. В., Монин А. С., О Курильско-Алеутской субдукции, Докл. АН СССР, 1985, том 281, номер 6, страницы 1328–1331
98. Бруязцкий Е. В., Костин А. Г., Никифорович Е. И., Розумнюк Н. В., Метод Численного Решения Уравнений Навье-Стокса в переменных скорость–давление, Прикладна гідромеханіка, Том 10, N 2. С. 13 – 23, 2008.
99. Вильнер Я. М., Ковалев Я. Т., Некрасов Б. Б. Справочное пособие по гидравлике, гидромашинам и гидроприводам. Под ред. Б. Б. Некрасова. Минск, «Вышэйш. школа», 1976., 416 с. с ил.
100. Гордеев Е.И., Пинегина Т.К., Ландер А.В., Кожурин А.И. Берингия: сейсмическая опасность и фундаментальные вопросы геотектоники // Физика Земли. 2015. № 4. С. 58–67.
101. Гусев А.А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами среднемировые и для Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1990 г. № 6. С. 55–64.
102. Диденко А.Н., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Меркулова Т.В., Архипов М.В., Формализованный анализ коровой сейсмичности Сихотэ-Алиньского орогена и прилегающих территорий, Тихоокеанская геология, том 36, № 2, с. 58-69
103. Жарков В. Н., Внутреннее строение Земли и планет. Элементарное введение в планетную и спутниковую геофизику — М.: ООО «Наука и образование», 2013. – 414 с.: ил.
104. Захаров В.С., Перчук А.Л., Завьялов С.П., Синева Т.А., Геря Т.В., Суперкомпьютерное моделирование континентальной коллизии в докембрии: эффект мощности литосферы, Вестник Московского университета. Серия 4: Геология, издательство, Изд-во Моск. ун-та (М.), № 2, с. 3-9, 2015
105. Зобин В.М., Гусева Е.М., Иванова Е.И., Мельников Ю.Ю., Митякин В.П., Ходенко В.Н. Командорское землетрясение 29 февраля 1988 г. Землетрясения в СССР в 1988 году. М.: Наука. 1991. С. 164–177.
106. Колобов В.Ю., Кулаков И.Ю., Тикунов Ю.В. Глубинное строение и геодинамическая эволюция Тонга-Новогибридского региона по данным сейсмической томографии//Геотектоника. 2003. №2. С. 87-97.
107. Ландер А.В., Левин В.Е., Титков Н.Н. Современные движения Командорской микроплиты по сейсмологическим и GPS данным. Вулканизм и геодинамика: материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2009. С. 621–624.

108. Левин В.Е., Гордеев Е.И., Бахтиаров В.Ф., Касахара М. Предварительные результаты GPS мониторинга на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. 2002. № 1. С. 3–11.
109. Левина В.И., Иванова Е.И., Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Шевченко Ю.В. Камчатка и Командорские острова. Землетрясения Северной Евразии в 1996 году. М. 2002. С. 119–128.
110. Левина В.И., Иванова Е.И., Ландер А.В., Чеброва А.Ю., Гусев А.А., Гусева Е.М. Камчатка и Командорские острова. Землетрясения Северной Евразии. 2003. Обнинск. 2009. С. 181–192.
111. Лутиков А. И., Е. А. Рогожин, Г. Ю. Донцова, В. Н. Жуковец, Землетрясение 17.07.2017 г., $m_w = 7.8$ вблизи Командорских островов и сильные сейсмические проявления в западном сегменте Алеутской островной дуги, Вулканология и Сейсмология, 2019, № 2, с. 52-66
112. Лутиков А. И., Рогожин Е. А., Донцова Г. Ю., Жуковец В. Н., сильное глубокофокусное землетрясение 19.08.2018 г. ($MW = 8.2$) к западу от островов тонга в контексте развития наших представлений о глубоких землетрясениях, Физика Земли, 2021, № 2, с. 71–85
113. Лутиков А.И., Донцова Г.Ю. Оценка линейных размеров очагов землетрясений Камчатки по размерам облака афтершоков // Физика Земли. 2002. № 6. С. 46–56.
114. Лутиков А.И., Юнга С.Л., Кучай М.С. Сейсмические источники, не удовлетворяющие модели двойного диполя: критерий выявления и распределение в островных дугах // Геофизические исследования. 2010. Т. 11. № 3. С. 11–25.
115. Миямура С. 1972. Сейсмичность Земли. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 93–103.
116. Патанкар С., Численные методы решения задач теплообмена и динамики жидкости, ЭНЕРГОАТОМИЗДАТ, 1984
117. Петрунин Г.И., Попов В.Г. Теплофизические свойства вещества Земли (Часть 1) М. Физический факультет МГУ, 2011, 68 с.
118. Рогожин Е. А., Лутиков А. И., Донцова Г. Ю., Жуковец В. Н., Землетрясение 17.07.2017 г., $MW = 7.8$ вблизи Командорских островов, его тектоническая позиция и геодинамическая обстановка, Физика Земли, 2019, № 4, с. 72–88
119. Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения курилокамчатской и алеутской островных дуг. ПетропаловскКамчатский. 2009. 191 с.
120. Трубицын В.П., Проблемы глобальной геодинамики, Физика Земли, 2019, №1. - С. 180-198. doi: 10.31857/S0002-333720191180-198
121. Трубицын В.П., Трубицын А.П., Численная модель образования совокупности литосферных плит и их прохождения через границу 660 км, Физика Земли, Российская академия наук (Москва), № 6, с. 1-11, 2014

122. Федотов С.А., Зобин В.М., Гордеев Е.И., Иванова Е.И., Лепская Т.С., Митякин В.П., Чиркова В.Н., Чубарова О.С. Землетрясения Камчатки и Командорских островов. Землетрясения в СССР в 1990 году. М. 1996. С. 100–106.
123. Хаин В. Е., Ломизе М. Г., Геотектоника с основами геодинамики Учебник. Для студентов геологических специальностей вузов. М: Изд-во МГУ, 1995 г. 480 с.
124. Чуваев А.В., Баранов А.А., Бобров А.М., Численное моделирование конвекции в мантии Земли с использованием облачных технологий, Вычислительные технологии, том 25, № 2, с. 103-117, doi: 10.25743/ICT.2020.25.2.009