

Среднеглубинные землетрясения и связь сейсмичности зоны субдукции с метаморфизмом и глубинным флюидным режимом для Северного острова Новой Зеландии

© 2020 М. А. Никитина*¹, М. В. Родкин^{1,2,3}

¹Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
Москва, Россия

²Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

³Институт проблем нефти и газа РАН, Москва

*E-mail: margarita@mitp.ru

Реферат. Реализована попытка статистического описания распределения среднеглубинных землетрясений для хорошо изученного района Северного острова Новой Зеландии. Данные по плотности числа землетрясений исследуются в координатах глубина – расстояние от верхней границы погружающейся плиты. В этих координатах удалось показать, что некоторые скопления очагов приурочены к верхней границе погружающейся плиты, тогда как другие значительно отстоят от этой границы. При этом выделяются структуры резко повышенной плотности числа очагов, которые можно трактовать как соответствующие определенным квазилинейным соотношениям между давлением и температурой в погружающейся плите. В дальнейшем мы планируем проверить, можно ли сопоставить эти структуры с теми или иными фронтами метаморфических превращений в погружающихся плитах. Отметим также, что по пространственному распределению плотности очагов землетрясений довольно уверенно выделяется сейсмогенная структура, отвечающая области вблизи верхней границы погружающейся плиты под зоной современного активного вулканизма. В южной части исследованной зоны субдукции, где такой современный вулканизм не развит, этой сейсмоактивной структуры не наблюдается. Полученные данные, в сопоставлении с данными по другим зонам субдукции, могут оказаться полезными для выбора из альтернативных моделей глубокой и среднеглубинной сейсмичности наиболее отвечающей современным сейсмологическим данным.

Ключевые слова: среднеглубинные землетрясения, зона субдукции, Новая Зеландия, метаморфические превращения, реакции дегидратации.

Для цитирования: Никитина М.А., Родкин М.В. Среднеглубинные землетрясения и связь сейсмичности зоны субдукции с метаморфизмом и глубинным флюидным режимом для Северного острова Новой Зеландии. *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4, № 1. С. 103–115.
<https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.103-115>

Intermediate-depth earthquakes and the connection of the seismicity with metamorphism and deep fluid regime in subduction zone for the North Island of New Zealand

Margarita A. Nikitina*¹, Mikhail V. Rodkin^{1,2,3}

¹Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russia

²Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences,
Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

³Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*E-mail: margarita@mitp.ru

Abstract. We applied descriptive statistics to the distributions of intermediate-depth earthquakes for a well-studied area of the North Island of New Zealand. Data on the density of the number of earth-

quakes are studied in the coordinates: depth - distance from the upper boundary of the submerged plate. This approach shows that some clusters of hypocenters are confined to the upper boundary of the subduction plate, while others are significantly distant from this boundary. At the same time, structures of sharply increased earthquakes density are distinguished. It can be interpreted through certain quasi-linear relations between pressure and temperature in subduction slab. Future studies can check the correlations between these structures and particular fronts of metamorphic transformations in immersed plates. Also note that the seismogenic structure can be quite confidently distinguished by spatial distribution of the density of earthquakes. This peak is located at the region near the upper boundary of the subduction slab under the zone of arc volcanism. In the southern part of the studied subduction zone, where such volcanism is not developed, such seismically active structure is not observed. The obtained data in comparison with the data for other subduction zones may be useful for choosing from alternative models of deep and intermediate-depth seismicity that is most consistent with modern seismological data.

Keywords: intermediate-depth earthquakes, subduction zone, New Zealand, metamorphism, dehydration reactions.

For citation: Nikitina M.A., Rodkin M.V. Intermediate-depth earthquakes and the connection of the seismicity with metamorphism and deep fluid regime in subduction zone for the North Island of New Zealand. *Geosystems of Transition Zones*, 2020, vol. 4, no. 1. p. 103–115. (In Russian). <https://doi.org/10.30730/2541-8912.2020.4.1.103-115>

Введение

Феномен глубоких землетрясений известен с 20-х годов XX в. [Wadati, 1928; Калинин, Родкин, 1982, 1986; Калинин и др., 1989; Kalinin, Rodkin, 1989; Родкин, 1993; Kirby et al., 1996; Davies, 1999; Abers, 2000; Hacker et al., 2003; Okazaki, Hirth, 2016; Родкин, Рундквист, 2017; Кузьмин и др., 2019;]. Глубокие землетрясения принято разделять на среднеглубинные (с глубиной от 70 до 300 км) и глубокие (глубже 300 км) [Миямура, 1972]. Такие землетрясения происходят в зонах субдукции, где океаническая плита погружается под континентальную. Существенно более редкий и менее изученный случай отвечает областям внутриконтинентальной субдукции, когда в зону субдукции погружается континентальная плита [Burtman, Molnar, 1993; Li et al., 2018; и др.]; особо отметим, что ранее такой вариант субдукции полагался невозможным. Природа глубоких землетрясений, несмотря на многочисленные исследования, остается неясной. Рассматривались гипотезы возникновения этих землетрясений при росте температуры и скорости сдвига при концентрации сдвиговых деформаций, модели связи землетрясений с полиморфными фазовыми переходами, реализации ускоряющихся сдвиговых деформаций при выделении флюида в ходе реакций дегидратации водосодержа-

щих минералов [Калинин и др., 1989; Родкин, Рундквист, 2017; Кузьмин и др., 2019; и др.]. Последний механизм часто полагается основным для среднеглубинных землетрясений, в диапазоне примерно от 70 до 300 км. Хотя общее число глубоких и среднеглубинных землетрясений составляет лишь несколько процентов от общего числа землетрясений, но именно благодаря этим данным можно получить сведения о сейсмических процессах в зоне субдукции. Важны они и для понимания процессов разрушения при высоких давлениях и температурах, пока недостижимых в технологических процессах. Отметим, что среднеглубинные землетрясения более многочисленны, при этом меньшая их глубина допускает и большую точность определения их расположения, в связи с чем эти землетрясения более удобны для изучения. Именно они и исследуются в данной работе.

Нами проведена обработка статистических данных по глубинному строению и положению среднеглубинных землетрясений Северного острова Новой Зеландии. Этот район хорошо изучен геологически, в частности известно расположение разновозрастных вулканов; для него также есть достаточно хорошие данные по глубинному строению, позволившие уточнить положение верхней границы погружающейся плиты. Положение

этой границы использовано ниже как важный репер, характеризующий глубинный тепловой и гидротермальный режим зоны субдукции. Участки развития и отсутствия современного вулканизма позволяют дополнительно рассмотреть вопрос о возможном различии в характере глубинного флюидного режима и его связи с расположением землетрясений и современным вулканизмом.

Положение землетрясений рассматривается нами в координатах глубина гипоцентра – расстояние от верхней границы погружающейся плиты. В этих координатах удобнее обсуждать связь между характером распределения землетрясений и температурным режимом зоны субдукции. Среди других особенностей пространственного распределения очагов рассматривается связь числа среднеглубинных землетрясений с наличием/отсутствием активного современного вулканизма.

Геологические и тектонические особенности района разлома Хикуранги

Выбор для исследования Северного острова Новой Зеландии, в районе разлома Хикуранги, обусловлен рядом причин. Во-первых, это область развитой глубокой сейсмичности и вулканизма (данные о сейсмичности взяты с сайта консорциума IRIS, <http://www.iris.edu/>). Во-вторых, по этому району имеется несколько сейсмических профилей поперек погружающейся плиты [Fagereng, Ellis, 2009; Reyners, Eberhart-Phillips, 2009; Barnes et al., 2010; Reyners et al., 2011; Davey, Ristau, 2011; Giba et al., 2013], на основе которых можно довольно точно смоделировать положение верхней границы океанической плиты, являющейся, как уже было сказано, важнейшим репером теплового режима зон субдукции.

Верхняя поверхность погружающейся плиты в рамках нашего подхода аппроксимируется как поверхность положительной кривизны без точек перегиба (мы рассматриваем глубины только до 120 км, т.е. выше области развития перегибов в погружающихся плитах). Исходя из этого, мы строим поверхность погружающейся плиты с помощью

уравнения поверхности Кунса [Романова, Оськина, 2011]. Данный метод используется в вычислительной механике для построения поверхности по ограничивающим ее профилям. В качестве границ используем профили верхней поверхности погружающейся плиты и линии, соединяющие эти профили у разлома Хикуранги вблизи поверхности и на глубине 120 км. В результате получаем непрерывную поверхность минимальной площади и положительной кривизны.

Стоит отметить, что для исследования зон субдукции в литературе ранее уже применялся метод построения трехмерной модели поверхности верхней границы погружающейся плиты [Hayes et al., 2018]. Однако данная модель строилась для довольно крупных частей зон субдукции и имеет погрешность в несколько километров (4–6 км), в то время как мы строим поверхность с шагом 1 км для возможно более точного определения минимального расстояния между гипоцентром землетрясения и верхней границей субдуцирующей плиты. В нашей модели, как уже сказано, мы используем метод построения поверхности Кунса и трактуем ее далее как точную модель верхней границы погружающейся плиты.

Определение уравнений, описывающих полученную таким образом поверхность погружающейся плиты, позволяет наиболее точно рассчитать расстояния от гипоцентров землетрясений до верхней границы погружающейся плиты. Для геометрического моделирования ниже взяты данные четырех профилей (BB', XX', KL, IJ на рис. 1). Каждый используемый профиль был аппроксимирован степенной функцией. Сравнения полученных модельных функций с эмпирическим положением верхней границы плиты приведены на рис. 2, точность аппроксимации достаточно высокая.

Полученная описанным способом и используемая далее часть поверхности погружающейся плиты складывается из трех областей. При этом современная активная вулканическая гряда полностью принадлежит только одной – самой северной области (рис. 3). Эта особенность позволяет

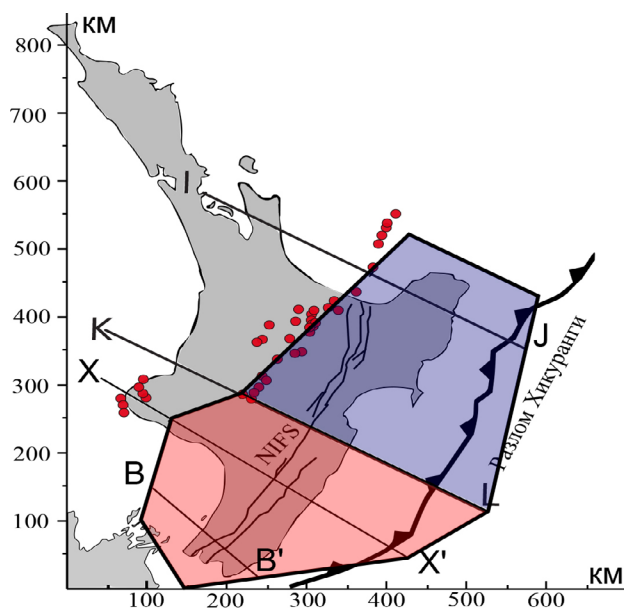


Рис. 1. Карта Северного острова Новой Зеландии с указанием положения профилей поверхности погружающейся плиты; NIFS (North Island Fault System) – система разломов Северного острова. Цветами показаны рассматриваемые участки погружающейся плиты. Кирпичный цвет – южная часть (зона А); синий – северная (зона В). О зонах А и В см. далее в тексте. Красными кружками отмечены современные вулканы.

Fig. 1. Geotectonic map of the North Island of New Zealand with profiles of inferred slab surface geometry; NIFS – North Island Fault System. Considering slab parts are marked with color: south part is red (zone A) and north part is blue (zone B). Volcanic centers are marked with red dots.

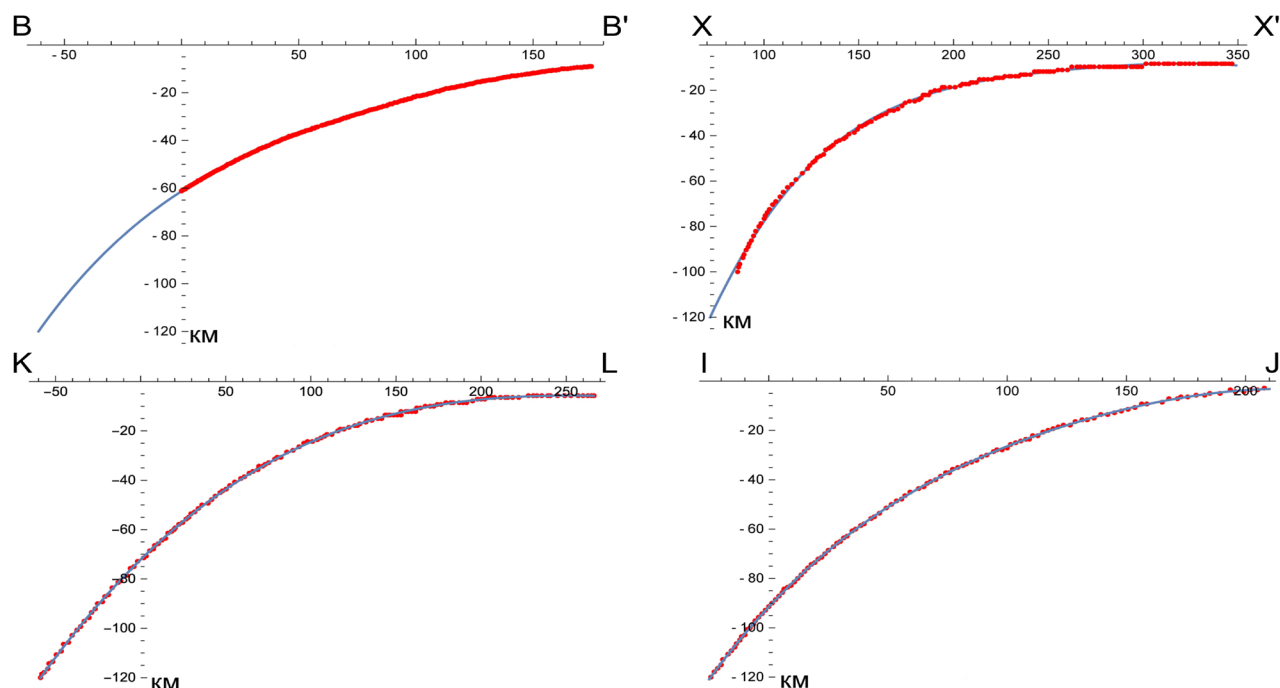


Рис. 2. Известные профили верхней поверхности погружающейся плиты. Красные точки – данные сейсмотомографии, синяя линия – аппроксимирующая кривая для профилей BB', XX', KL и IJ.

Fig. 2. Profiles of inferred slab surface geometry. Red dots – real seismotomography data, blue line – an approximating curve for profiles BB', XX', KL and IJ.

рассмотреть специфику в распределении землетрясений, предположительно связанную с высокой современной вулканической активностью (в северной области по сравнению с двумя южными). Отметим, что определение поверхности погружающейся плиты позволяет анализировать распределение землетрясений для областей над границей раздела плит и под ней.

Исходные сейсмические данные

Нами были обработаны около 8000 землетрясений за период с 1970 до 2019 г. с магнитудой $M \geq 4.0$, из которых только 1918 попало в очерченный регион (рис. 1) и в интервал ± 40 км от верхней границы погружающейся плиты. Для анализа, как более точно определенные, использовались землетрясения с глубиной не более 120 км. В используемом каталоге наблюдаются сильные максимумы сейсмичности на глубинах точно 12 и 33 км. Можно предположить, что такие глубины приписываются землетрясениям более часто в связи с принятой моделью годографа; параметры таких землетрясений могут быть определены относительно хуже. Как следствие, эти события могут заметно нарушить

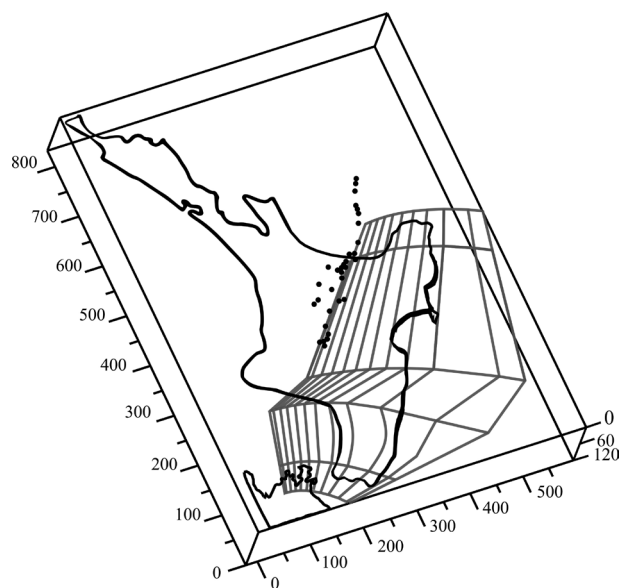


Рис. 3. Поверхность погружающейся плиты для Северного острова Новой Зеландии с указанием вулканов (точки). Расстояния по осям указаны в километрах.

Fig. 3. Modeling slab surface for the North Island of New Zealand. Solid dots: volcanoes. Axial distances (km).

статистическое распределение и исказить реальную картину. Процент таких событий составляет 16.3 для данных над поверхностью раздела плит и 22.6 под поверхностью. Эти события были исключены из рассмотрения.

Для проверки полноты рассматриваемого каталога сейсмических событий нами было построено распределение Гутенберга–Рихтера (см. рис. 4). Как видно из рисунка, этот график аппроксимируется прямой в диапазоне $M \geq 4.0$ с уравнением $\lg(N) = 8.29 - 1.23M$. Таким образом, параметр b принимает значение 1.23, что характерно для данного региона [Stirling et al., 2011].

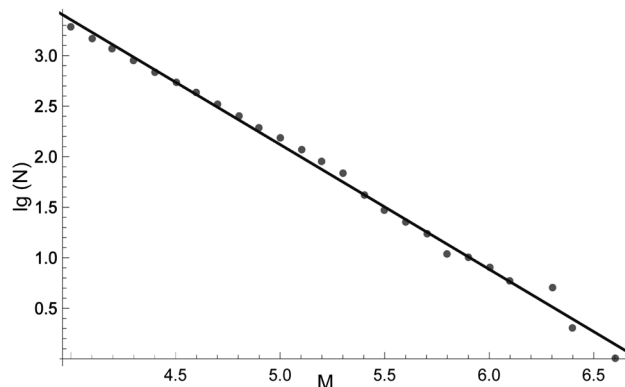


Рис. 4. Закон повторяемости землетрясений Гутенберга–Рихтера для Северного острова Новой Зеландии.

Fig. 4. Gutenberg–Richter law for earthquakes for the North Island of New Zealand.

Связь среднеглубинных землетрясений с активным вулканизмом на поверхности

Как уже было упомянуто, существует по крайней мере три модели объяснения возникновения среднеглубинных и глубоких землетрясений [Калинин и др., 1989; Кузьмин и др., 2019]. Наше рассмотрение позволяет представить дополнительные аргументы pro и contra каждой из этих моделей. В наибольшей степени наши результаты оказываются в поддержку 3-й модели – о связи возникновения среднеглубинных землетрясений с реакциями дегидратации в водонасыщенных магматических породах [Abers, 2000]. Предполагается, что массивованная серпентинизация океанической коры происходит у поверхности дна океанов в районе срединно-океанических хребтов, а затем в области передового вала и при резком изгибании плиты при начале ее погружения в мантию [Kirby et al., 1996]. В дальнейшем эти водосодержащие породы претерпевают реакции дегидратации при их погружении в составе погружающегося слэба [Okazaki, Hirth, 2016]. Выделение ранее связанных вод может вызвать образование разрывов и трещин в породе и тем самым явиться механизмом возникновения среднеглубинных землетрясений. При этом выделение ранее связанных флюидов, проникающих затем в вышерасположенный клин островодужного блока, будет приводить к резкому уменьшению температуры плавления и может способствовать развитию современной вулканической активности [Davies, 1999; Kirby et al., 1996].

В предыдущем разделе мы получили модель верхней поверхности погружающейся плиты, составленной из трех сегментов. Только один из них, самый северный, отвечает расположению современных вулканов. Исходя из этого, можно предположить некоторое различие в распределении землетрясений в этой северной и в двух других частях рассматриваемого участка зоны субдукции. Проверая это предположение, разделим смоделированную поверхность на две части: северную, вулканическую (зона В) и южную, авулканическую (зона А, объединяющая в себе 2 области). Построим распределение

числа гипоцентров по глубинам для событий под верхней границей поверхности погружающейся плиты и над ней (см. рис. 5).

Над плитой находится 30 % событий, т.е. статистика заметно хуже; поэтому сначала обсудим события, расположенные под границей раздела плит, в погружающейся плите.

Как можно заметить, для южной (как бы авулканической) части зоны довольно четко вырисовываются 2 пика (на глубинах от 20 до 30 км и от 40 до 50 км). Сугубо гипотетически, эти максимумы сейсмичности могут быть сопоставлены с максимальной глубиной подошвы земной коры Северного острова Новой Зеландии (40–45 км) и с положением секущей разломной структуры в земной коре острова, с предположительной глубиной заложения разломов NIFS (20–30 км),

как это видно из профилей океанической и континентальной плит (см. рис. 6).

Для гипоцентров очагов, находящихся под погружающейся плитой вблизи вулканической гряды (зона В), характерны несколько иные особенности распределения по глубине. Здесь выделяются другие пики сейсмичности, существенно более глубокие: в интервале глубин 20–60 км и 95–120 км. Значительно более сильное развитие сейсмичности в глубинном диапазоне резко различает характер сейсмичности северного и южного участков рассматриваемой зоны субдукции, и эта тенденция в равной мере проявлена выше и ниже границы раздела плит (рис. 5). В области под границей первый широкий максимум сейсмичности можно полагать связанным с границей континентальной плиты и сети

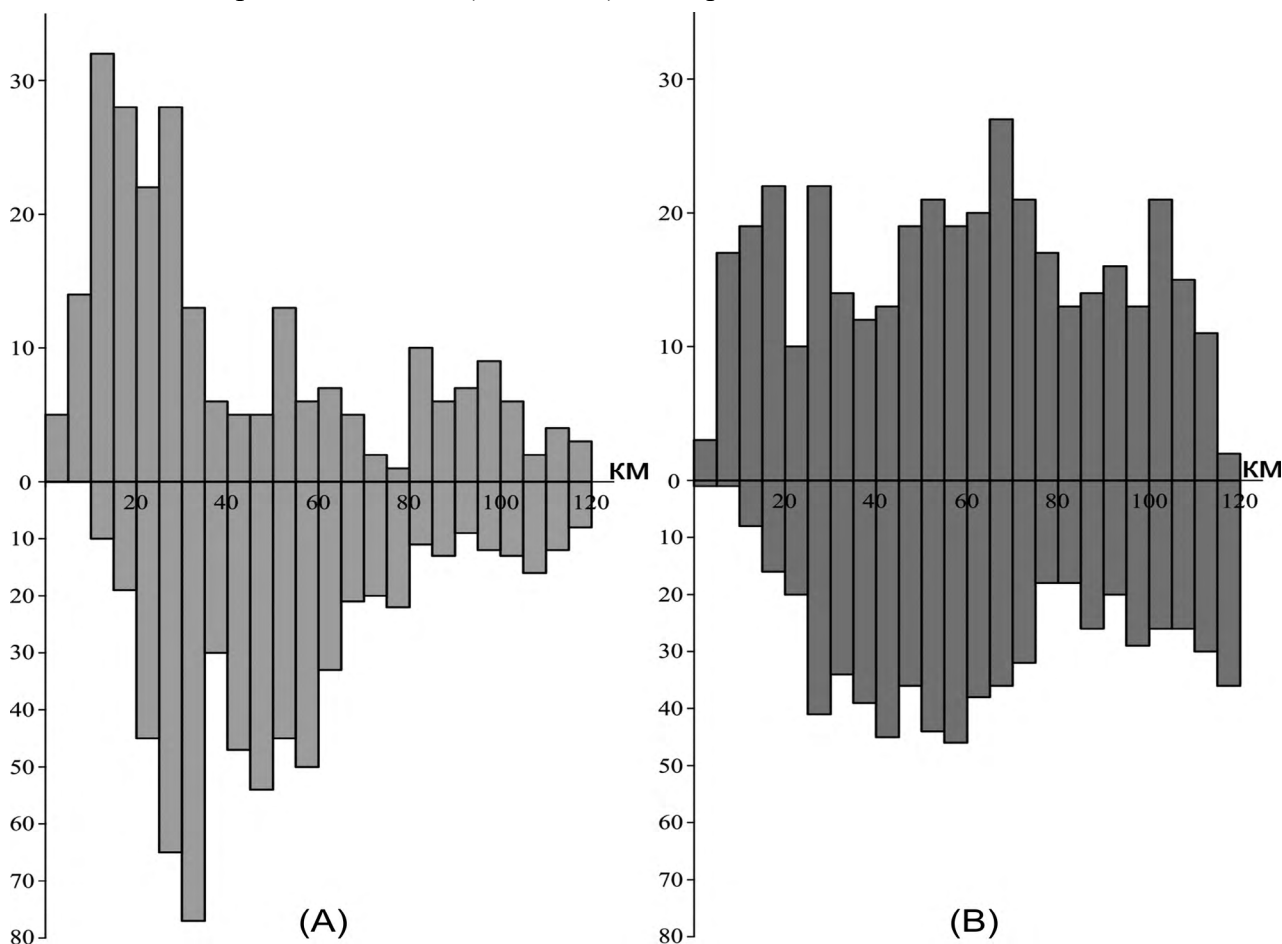


Рис. 5. Распределение событий для южной области (А) и северной (В). Сверху представлена статистика для событий, расположенных над, а снизу – под погружающейся плитой. Вертикальная ось – число событий, горизонтальная – глубина землетрясений. Используются события, отстоящие от границы раздела не более 40 км.

Fig. 5. Number of earthquakes for the southern (A) and northern (B) parts of modeling slab surface versus depth. Above: distribution for events located above slab surface. Below: distribution for events located below. The vertical axis shows the number of earthquakes, and the horizontal axis – depth of earthquakes. Only events with distance less than 40 km are presented.

разломов и, предположительно, обусловленным реакциями дегидратации затягиваемых в зону субдукции осадочных пород [Kirby et al., 1996]. Механизм возникновения второго пика сейсмичности может быть связан с наличием здесь вулканической гряды. Проекция вулканической гряды на поверхность раздела плит отвечает глубинам границы плиты между 95 и 120 км. Отсюда можно предположить, что появление второго скопления событий связано с активизацией реакций дегидратации в породах, слагающих погружающуюся океаническую плиту [Hacker et al., 2003]. При этом подъем высвобождающихся водных флюидов вверх и порождает развитие здесь максимума современного вулканизма. Природа различия режимов дегидратации в зонах А и В остается дискуссионной. Можно предположить, что по каким-либо причинам интенсивность процессов дегидратации в южной части рассматриваемой зоны меньше и выделяющегося флюида не хватает для инициации вулканической активности и возникновения значительного числа землетрясений.

Обсудим теперь вопрос, не могут ли рассматриваемые землетрясения быть связаны с эффектом проскальзывания вдоль границы континентального блока и погружающейся плиты. Для этого построим зависимости числа событий от их расстояния до поверхности погружающейся плиты, определяемого исхо-

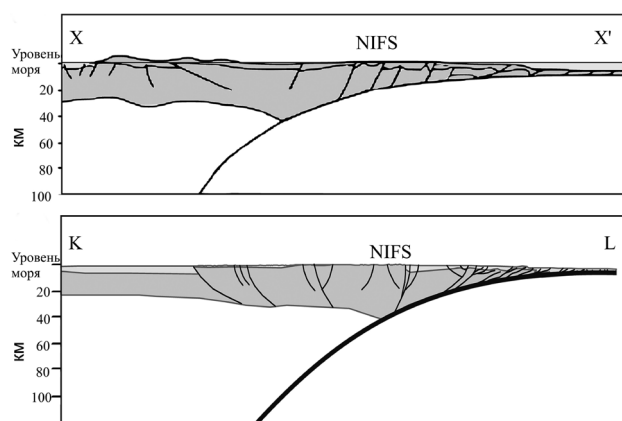


Рис. 6. Схематическое описание зоны субдукции Хикуранги с указанием субдуцирующей поверхности, континентальной плиты и разломной системы островного блока по двум профилям рис. 1 [Barnes et al., 2010; Giba et al., 2013].

Fig. 6. Schematic section across the Hikurangi subduction zone for two profiles from fig. 1: subducting slab, continental crust and NIFS [Barnes et al., 2010; Giba et al., 2013].

дя из координат гипоцентров и их минимального расстояния до трехмерной смоделированной поверхности океанической плиты. Будем рассматривать события в пределах 40 км от поверхности, так как именно там сосредоточена сейсмическая активность под поверхностью погружающейся плиты.

Распределение событий под погружающейся плитой имеет выраженный максимум сейсмичности на расстоянии 5–10 км от верхней границы погружающейся плиты (см. рис. 7), а не непосредственно на границе плиты (напомним, что точность аппроксимации положения верхней границы погружающейся плиты мы оцениваем не хуже чем в несколько километров, т.е. различие вполне значимо). Подобное скопление гипоцентров не может быть связано с проскальзыванием погружающейся океанической плиты вдоль границы континентального блока и свидетельствует в пользу ранее предложенной флюидометаморфогенной модели сейсмичности [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993].

Учитывая возможность территориально выделить события, связанные с вулканической грядой, сравним теперь распределение землетрясений в зависимости от расстояния до смоделированной верхней поверхности плиты для южной зоны А (см. рис. 8а) и для

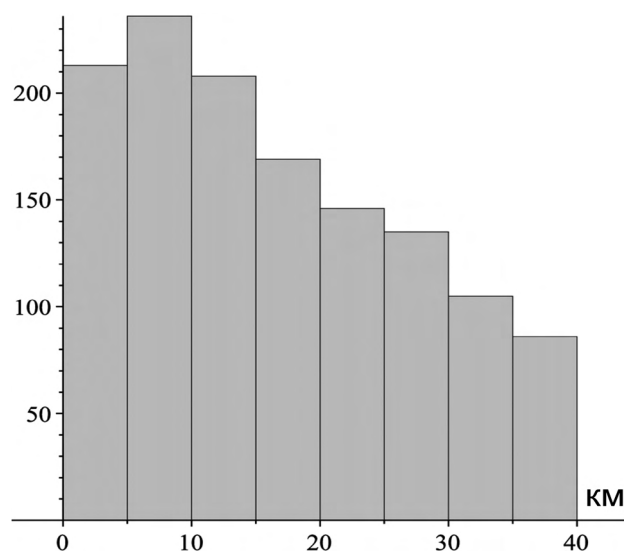


Рис. 7. Распределение числа событий в зависимости от минимального расстояния до верхней границы поверхности погружающейся плиты (для событий под границей раздела).

Fig. 7. Number of events depending on the distance to the top surface of subduction slab.

северной зоны В (см. рис. 8b). При этом рассмотрим также для зоны В распределение событий в разных интервалах глубины – от 0 до 95 км (предположительно не связанных с развитием современного вулканизма, см. рис. 8с) и от 95 до 120 км (см. рис. 8d).

На рис. 8а хорошо видно, что для южного (авулканического) участка зоны субдукции максимум сейсмичности смещен внутрь погружающейся плиты и располагается на расстояниях 5–10 км от границы раздела плит. На северном участке зоны субдукции (рис. 8b) сейсмичность оказалась сконцентрирована в области верхней границы погружающейся плиты, на расстояниях 0–5 км над поверхностью разделяющей плиты и до 5–10 км внутри субдуцирующей плиты. При этом такое распределение событий характерно только для событий, происходящих на глубинах от 0 до 95 км. Основная часть среднеглубинных событий (глубины 95–120 км) группируется внутри погружающейся плиты у границы (0–5 км).

Исходя из полученных графиков, можно сделать следующие предварительные выводы.

Максимальное количество землетрясений, связанных с проекцией вулканической гряды, располагается вблизи поверхности плиты, на расстоянии от 0 до 5 км от поверхности субдуцирующей плиты, остальные же (менее глубокие) имеют максимум расположения на расстоянии 5–10 км от поверхности океанической плиты.

Если разделить события северной (вулканической) зоны на происходящие на глубинах 0–95 км и 95–120 км, то мы получим два пика в гистограммах по расстоянию от смоделированной поверхности погружающейся плиты. Для меньших глубин пик сейсмичности находится на глубинах 0–10 км, а события, располагающиеся под вулканической грядой, реализуются ближе к границе плиты, преимущественно на расстояниях 0–5 км от ее поверхности.

Заметим, что характер пространственного распределения землетрясений для вулканической и авулканической зон не будет различаться, если не учитывать землетрясения, произошедшие непосредственно под вулканической грядой. События, предпо-

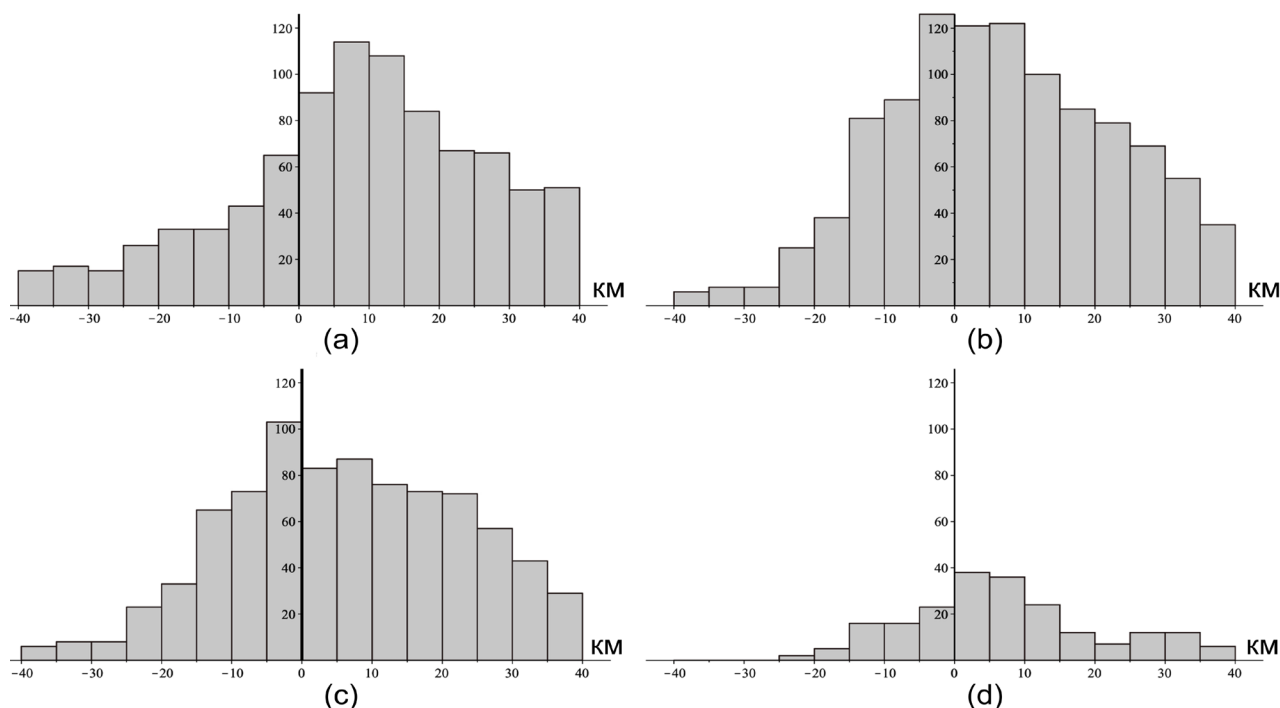


Рис. 8. Распределение событий в зависимости от расстояния до поверхности погружающейся плиты для различных случаев (пояснения см. в тексте). Справа (положительные расстояния) приведены данные для событий под погружающейся плитой, слева (отрицательные) – над плитой.

Fig. 8. Distribution of number of events depending on the distance to the top surface of subduction slab for different cases (details in text). Data of events under the surface represent by positive distances, and negative for events above the surface.

ложительно соотнесенные с вулканической грядой, качественно меняют картину расположения гипоцентров.

Выше плотность числа землетрясений рассматривалась в зависимости от глубины и от расстояния от границы раздела плит для событий выше и ниже этой границы. Рассмотрим теперь эти зависимости совместно, на плоскости, т.е. рассмотрим (рис. 9) распределение плотности гипоцентров под и над поверхностью раздела плит, в координатах глубина – расстояние от поверхности раздела (рис. 9). При этом, естественно, статистическая значимость уменьшится, и некоторые особенности распределения могут оказаться случайными, статистически незначимыми.

Для обеих зон на приведенных графиках можно заметить как бы наклонные полосы повышенной сейсмичности (рис. 9). Для северной зоны это видно несколько лучше, так как здесь мы оперируем большим количеством событий. Такая видимая систематика в расположении гипоцентров вряд ли может быть случайной (что мы в дальнейшем собираемся проверить анализом данных по другим зонам субдукции). Не вполне ясно, эти полосы прерываются на границе раздела плит или продолжают дальше, пусть и существенно

менее определенно. Заметим также, что иногда для событий над и под верхней границей океанической плиты намечается единообразная, как бы в форме буквы V, форма областей повышенной сейсмичности. Такая форма, в целом, является обратной геометрии геотерм, которые искажаются холодной погружающейся океанической плитой [Reasock, 1996]. Можно предположить, что подобная геометрия областей максимумов сейсмичности может быть связана с положением фронтов метаморфизма в погружающейся плите [Yamasaki, Seno, 2003]. В случае наиболее часто встречающегося отрицательного наклона кривой фазового равновесия Клапейрона–Клаузиуса геометрия фронта метаморфизма в зоне субдукции будет зеркально отражать форму геотерм.

Обсуждение результатов и выводы

Исходя из проведенного анализа распределения сейсмичности в интервале ± 40 км от верхней границы погружающейся океанической плиты можно сделать следующие выводы.

1. Распределение событий под погружающейся плитой в диапазоне глубин до 95 км имеет максимум сейсмичности на расстоянии от 5 до 10 км от верхней поверхности

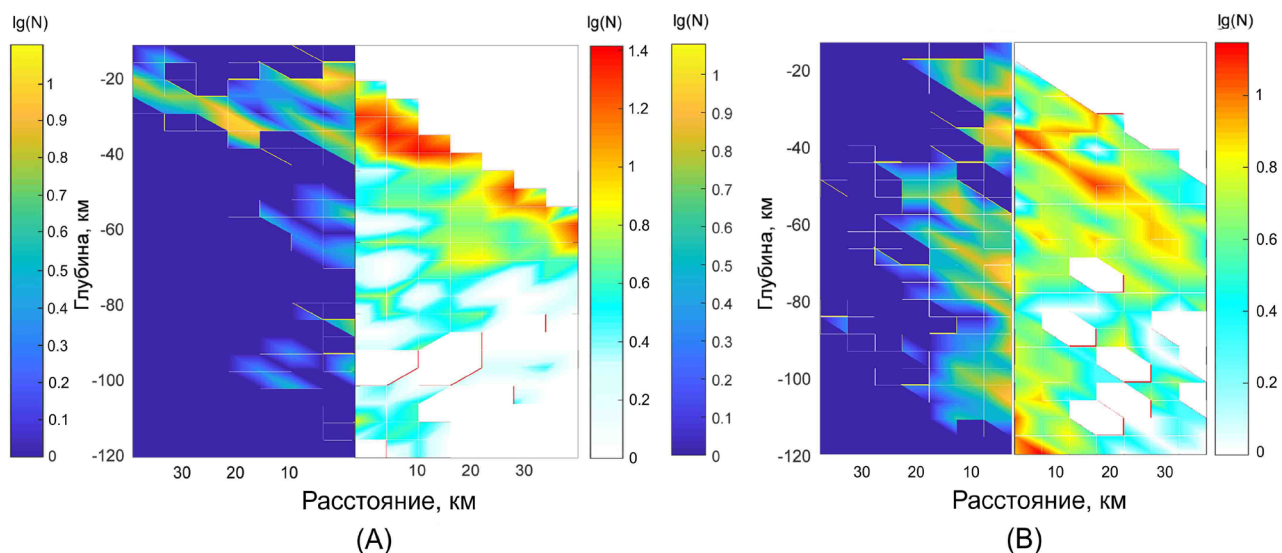


Рис. 9. Двумерные распределения плотности числа землетрясений от глубины и расстояния от поверхности раздела океанической плиты и континентального блока для событий над и под верхней границей погружающейся плиты для южной (А) и северной (В) зоны. На синем фоне показано распределение для событий над поверхностью погружающейся плиты, а на белом – под этой поверхностью.

Fig. 9. Two-dimensional distribution of the density of earthquakes depending on the depth and distance to the top surface of subduction slab for the southern zone (A) and for the northern zone (B). The blue background shows the distribution for events above the top surface of the subduction slab, and the white one below it.

погружающейся плиты. Подобное скопление гипоцентров может быть связано с процессами метаморфизма внутри погружающейся плиты, в частности с реакциями дегидратации в водонасыщенных магматических породах. Такое наблюдение свидетельствует в пользу ранее предложенной флюидометаморфогенной модели сейсмичности [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993]. В случае связи землетрясений с проскальзыванием вдоль границы погружающейся океанической плиты и континентального блока они должны бы располагаться вблизи этой границы; заметим, что такое предположение не противоречит в данном регионе расположению землетрясений с глубиной очага более 95 км.

2. Для каждой части смоделированной погружающейся плиты были построены распределения для событий над океанической плитой и внутри нее (см. рис. 5). Среди полученных гистограмм (см. нижние гистограммы рис. 5) можно выделить два типа характерных пиков распределения событий: для меньших глубин (до 60 км) и для глубин более 95 км.

Первый пик проявляется в обеих зонах (А и В) и может быть предположительно связан с реакциями дегидратации затягиваемых в зону субдукции осадочных пород [Kirby et al., 1996]. Второй пик в большей степени характерен для северной части, где развит активный современный вулканизм, и может быть связан с активными реакциями дегидратации литосферы погружающейся плиты. Восстановив проекцию вулканической гряды на поверхность раздела плит, получаем, что гряда располагается над участком поверхности между 95 и 120 км глубины. Отсюда можно предположить, что появление подобного скопления землетрясений связано с локализацией реакций дегидратации в породах, слагающих погружающуюся океаническую плиту [Kirby et al., 1996]. При этом подъем высвобождающихся водных флюидов вверх порождает развитие здесь максимума современной вулканической активности.

3. В результате построения распределения плотности гипоцентров под и над поверхностью раздела плит в зависимости от расстояния от поверхности раздела и от глубины

гипоцентров, удастся выделить наклонные полосы повышенной сейсмичности (рис. 9). Такое расположение очагов как бы характеризует зависимость расположения максимумов сейсмичности от определенного соотношения значений температуры и давления (глубины) в погружающейся плите. В случае подтверждения такой специфической формы расположения зон сейсмической активизации в других зонах субдукции результат может служить веским свидетельством в пользу флюидометаморфогенной модели неприповерхностных землетрясений [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993].

В целом заключаем, что использование в виде глубинного репера положения верхней границы погружающейся литосферной плиты оказывается полезным методическим приемом, помогающим представить данные о сейсмичности зон субдукции. Получаемые при этом распределения плотности числа землетрясений свидетельствуют в пользу связи сейсмичности с процессами дегидратации и метаморфизма пород погружающейся плиты и вышележащей континентальной мантии островодужного блока Северного острова Новой Зеландии. Заметим, что полученные данные свидетельствуют в пользу существенной переработки вышележащих горизонтов литосферы восходящим потоком свежемобилизованных флюидов. Ранее признаки развития сильного восходящего флюидного потока были выявлены при анализе режима сейсмичности в обобщенной окрестности сильного землетрясения [Rodkin, Tikhonov, 2016]. Заметим также, что развитие подобного восходящего потока представляется необходимым элементом процесса массивованного нефтегенеза [Родкин, Рукавишникова, 2015].

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (тема АААА-А19-119011490129-0) и Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (тема АААА-А18-118012290125-2.2) при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 19-05-00466).

Список литературы

1. Калинин В.А., Родкин М.В. **1982**. Физическая модель глубокофокусных землетрясений. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 8: 3–12.
2. Калинин В.А., Родкин М.В. **1986**. О связи ориентаций подвижек в очагах глубокофокусных землетрясений с морфологией зон Бенъофа. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1: 3–11.
3. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. **1989**. *Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде*. М.: Наука, 157 с.
4. Кузьмин М.И., Хлебопрос Р.Г., Диденко А.Н., Козлова С.Г., Захватаев В.Е. **2019**. О возможной связи глубинных землетрясений со структурным переходом субмолекулярных фрагментов SiO₂ в породах субдуцирующей океанической плиты. *Геология и геофизика*, 60(3): 285–300. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG2019038>
5. Миямура С. **1972**. Сейсмичность Земли. В кн.: *Земная кора и верхняя мантия*. М.: Мир, 93–103.
6. Родкин М.В. **1993**. *Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике*. М.: Нац. геофиз. комитет, 194 с.
7. Родкин М.В., Рукавишников Т.А. **2015**. Очаг нефтеобразования как неравновесная динамическая система – модель и сопоставление с эмпирическими данными. *Геология нефти и газа*, 3: 63–68.
8. Родкин М.В., Рундквист Д.В. **2017**. *Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо-и нефтегенеза*: монография. Долгопрудный: Интеллект, 288 с.
9. Романова В.А., Оськина Г.Н. **2011**. Визуализация образования поверхности Кунса. *Вестник РУДН. Серия Инженерные исследования*, 4: 13–18.
10. Abers G.A. **2000**. Hydrated subducted crust at 100–250 km depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3–4): 323–330. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00007-8)
11. Barnes P.M., Lamarche G., Bialas J., Henrys S., Pecher I., Netzeband G.L., Crutchley G. **2010**. Tectonic and geological framework for gas hydrates and cold seeps on the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Marine Geology*, 272(1–4): 26–48. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.012>
12. Burtman V.S., Molnar P. **1993**. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Geological Society of America Special Papers*, 281: 1–76. <https://doi.org/10.1130/spe281-p1>
13. Davey F.J., Ristau J. **2011**. Fore-arc mantle wedge seismicity under northeast New Zealand. *Tectonophysics*, 509(3–4): 272–279. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.017>
14. Davies J.H. **1999**. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature*, 398(6723): 142–145. <https://doi.org/10.1038/18202>
15. Fagereng A., Ellis S. **2009**. On factors controlling the depth of interseismic coupling on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1–2): 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.033>
16. Giba M., Walsh J.J., Nicol A., Mouslopoulou V., Seebeck H. **2013**. Investigation of the spatio-temporal relationship between normal faulting and arc volcanism on million-year time scales. *J. of the Geological Society*, 170(6): 951–962. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-121>
17. Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. **2003**. Subduction factory. 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): 2030. <https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
18. Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G.M. **2018**. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410): 58–61. <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>
19. Kalinin V.A., Rodkin M.V. **1989**. The quantitative deep earthquakes model. In: *High Pressure Investigations in Geosciences*. Berlin: Akademie-Verlag, 213–217
20. Kirby S., Engdahl R.E., Denlinger R. **1996**. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. *Subduction: Top to Bottom*, 96: 195–214. <https://doi.org/10.1029/GM096p0195>
21. Li W., Chen Y., Yuan X., Schurr B., Mechie J., Oimahmadov I., Fu B. **2018**. Continental lithospheric subduction and intermediate-depth seismicity: constraints from S-wave velocity structures in the Pamir and Hindu Kush. *Earth and Planetary Science Letters*, 482: 478–489. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.031>
22. Okazaki K., Hirth G. **2016**. Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquakes in subducting oceanic crust. *Nature*, 530(7588): 81–84. <https://doi.org/10.1038/nature16501>
23. Peacock S.M. **1996**. Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Subduction: Top to Bottom*, 96: 119–133. <https://doi.org/10.1029/GM096p0119>

24. Reyners M., Eberhart-Phillips D. **2009**. Small earthquakes provide insight into plate coupling and fluid distribution in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1–4): 299–305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.034>
25. Reyners M., Eberhart-Phillips D., Bannister S. **2011**. Tracking repeated subduction of the Hikurangi Plateau beneath New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 311(1–2): 165–171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.011>
26. Rodkin M.V., Tikhonov I.N. **2016**. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*, 95: 73–84.
27. Stirling M., McVerry G., Gerstenberger M., Litchfield N., Van Dissen R., Berryman K., Lamarche G. **2012**. National seismic hazard model for New Zealand: 2010 update. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4): 1514–1542. <https://doi.org/10.1785/0120110170>
28. Wadati K. **1928**. Shallow and deep earthquakes. *Geophysical Magazine*, 1: 162–202.
29. Yamasaki T., Seno T. **2003**. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4): 2212. <https://doi.org/10.1029/2002JB001918>

Об авторах

НИКИТИНА Маргарита Александровна (ORCID 0000-0001-7578-6392), научный сотрудник, лаборатория теории сейсмического риска, Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва, margarita@mitp.ru

РОДКИН Михаил Владимирович (ORCID 0000-0001-8859-1527), доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, лаборатория регистрации и интерпретации волновых полей, Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН (Москва), Институт проблем нефти и газа РАН (Москва), лаборатория сейсмологии, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (Южно-Сахалинск), rodkin@mitp.ru

References

1. Abers G.A. **2000**. Hydrated subducted crust at 100–250 km depth. *Earth and Planetary Science Letters*, 176(3–4): 323–330. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00007-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00007-8)
2. Barnes P.M., Lamarche G., Bialas J., Henrys S., Pecher I., Netzeband G.L., Crutchley G. **2010**. Tectonic and geological framework for gas hydrates and cold seeps on the Hikurangi subduction margin, New Zealand. *Marine Geology*, 272(1–4): 26–48. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.012>
3. Burtman V.S., Molnar P. **1993**. Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir. *Geological Society of America Special Papers*, 281: 1–76. <https://doi.org/10.1130/spe281-p1>
4. Davey F.J., Ristau J. **2011**. Fore-arc mantle wedge seismicity under northeast New Zealand. *Tectonophysics*, 509(3–4): 272–279. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.017>
5. Davies J.H. **1999**. The role of hydraulic fractures and intermediate-depth earthquakes in generating subduction-zone magmatism. *Nature*, 398(6723): 142–145. <https://doi.org/10.1038/18202>
6. Fagereng A., Ellis S. **2009**. On factors controlling the depth of interseismic coupling on the Hikurangi subduction interface, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 278(1–2): 120–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.033>
7. Giba M., Walsh J.J., Nicol A., Mouslopoulou V., Seebeck H. **2013**. Investigation of the spatio-temporal relationship between normal faulting and arc volcanism on million-year time scales. *J. of the Geological Society*, 170(6): 951–962. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-121>
8. Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. **2003**. Subduction factory. 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): 2030. <https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
9. Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G.M. **2018**. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model. *Science*, 362(6410): 58–61. <https://doi.org/10.1126/science.aat4723>
10. Kalinin V.A., Rodkin M.V. **1982**. Fizicheskaya model' glubokofokusnykh zemletriasenii [Physical model of deep-focus earthquakes]. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli* [Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of Solid Earth], 8: 3–12.

11. Kalinin V.A., Rodkin M.V. **1986**. [On relation of motions orientations in the centers of deep-focus earthquakes with Benioff zones morphology]. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli [Bulletin of the USSR Academy of Sciences. Physics of Solid Earth]*, 1: 3–11.
12. Kalinin V.A., Rodkin M.V. **1989**. The quantitative deep earthquakes model. In: *High Pressure Investigations in Geosciences*. Berlin: Akademie-Verlag, 213–217.
13. Kalinin V.A., Rodkin M.V., Tomashevskaya I.S. **1989**. *Geodinamicheskie efekty fiziko-khimicheskikh prevrashchenii v tverdoi srede [Geodynamic effects of physical and chemical transformations in the solid medium]*. Moscow: Nauka, 157 p.
14. Kirby S., Engdahl R.E., Denlinger R. **1996**. Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs. *Subduction: Top to Bottom*, 96: 195–214. <https://doi.org/10.1029/GM096p0195>
15. Kuz'min M.I., Khlebopros R.G., Didenko A.N., Kozlova S.G., Zakhvataev V.E. **2019**. [A possible relationship between deep-focus earthquakes and structure transition of submolecular SiO₂ fragments in the rocks of a subducting oceanic plate]. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 60(3): 285–300. <http://dx.doi.org/10.15372/GiG2019038>
16. Li W., Chen Y., Yuan X., Schurr B., Mechie J., Oimahmadov I., Fu B. **2018**. Continental lithospheric subduction and intermediate-depth seismicity: constraints from S-wave velocity structures in the Pamir and Hindu Kush. *Earth and Planetary Science Letters*, 482: 478–489. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.11.031>.
17. Miamura S. **1972**. Seismichnost' Zemli [Seismicity of the Earth]. In: *Zemnaia kora i verkhniaia mantiia [The Earth's Crust and Upper Mantle]*. Moscow: Mir Publ., 93–103.
18. Okazaki K., Hirth G. **2016**. Dehydration of lawsonite could directly trigger earthquakes in subducting oceanic crust. *Nature*, 530(7588): 81–84. <https://doi.org/10.1038/nature16501>
19. Peacock S.M. **1996**. Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Subduction: Top to Bottom*, 96: 119–133. <https://doi.org/10.1029/GM096p0119>
20. Reyners M., Eberhart-Phillips D. **2009**. Small earthquakes provide insight into plate coupling and fluid distribution in the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 282(1–4): 299–305. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.03.034>
21. Reyners M., Eberhart-Phillips D., Bannister S. **2011**. Tracking repeated subduction of the Hikurangi Plateau beneath New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 311(1–2): 165–171. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.011>
22. Rodkin M.V. **1993**. *Rol' glubinnogo fluidnogo rezhima v geodinamike i seismotektonike [Role of deep fluid regime in geodynamics and seismotectonics]*. Moscow: Nats. geofiz. komitet [National geophysical committee], 194 p.
23. Rodkin M.V., Rukavishnikova T.A. **2015**. Oil-formation center as non-equilibrium dynamic system – the model and its comparison to experimental data. *Geologiya Nefti i Gaza = Oil and Gas Geology*, 3: 63–68.
24. Rodkin M.V., Rundkvist D.V. **2017**. *Geofluidogeodinamika. Prilozhenie k seismologii, tektonike, protsessam rudo- i neftegeneza [Geofluids and geodynamics. Application to seismology, tectonics, process of ore and oil-genesis]*: monograph. Dolgoprudny: Intellect Publ., 288 p.
25. Rodkin M.V., Tikhonov I.N. **2016**. The typical seismic behavior in the vicinity of a large earthquake. *Physics and Chemistry of the Earth*, 95: 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2016.04.001>
26. Romanova V.A., Os'kina G.N. **2011**. Vizualizatsiia obrazovaniia poverkhnosti Kuna [Visualization of Kuna surface forming]. *Vestnik RUDN. Seriya Inzhenernye issledovaniia = RUDN Journal. Engineering Researches*, 4: 13–18.
27. Stirling M., McVerry G., Gerstenberger M., Litchfield N., Van Dissen R., Berryman K., Lamarche G. **2012**. National seismic hazard model for New Zealand: 2010 update. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(4): 1514–1542. <https://doi.org/10.1785/0120110170>
28. Wadati K. **1928**. Shallow and deep earthquakes. *Geophysical Magazine*, 1: 162–202.
29. Yamasaki T., Seno T. **2003**. Double seismic zone and dehydration embrittlement of the subducting slab. *J. of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B4): 2212. <https://doi.org/10.1029/2002JB001918>