

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ТЕОРИИ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ  
И МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ГЕОФИЗИКИ  
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ИТПЗ РАН)

УДК 550.3

Рег. № НИОКТР АААА-А19-119011490129-0

УТВЕРЖДАЮ

Врио директора ИТПЗ РАН

чл.-корр. РАН

\_\_\_\_\_ П.Н. Шебалин

« \_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2019 г.

ОТЧЕТ О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ  
«РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ АНАЛИЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В  
ЦЕЛЯХ ИЗУЧЕНИЯ ОЧАГА, СРЕДЫ, СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ»  
(промежуточный, этап 2019 года)

Руководитель НИР  
гл. науч. сотр., зав. лаб.,  
докт. физ.-мат.наук

\_\_\_\_\_ М.В. Родкин  
Подпись, дата

Москва, 2019 г.

## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

|  |                        |   |
|--|------------------------|---|
| Руководитель темы,<br>гл. науч. сотр.,<br>зав. лаб.,<br>докт. физ.-мат. наук | _____<br>Подпись, дата | М.В.Родкин<br>(введение, разделы 1, 4,<br>заключение) |
| Исполнители темы   |                        |   |
| гл. науч. сотр.,<br>докт. физ.-мат. наук,<br>профессор                       | _____<br>Подпись, дата | В.Ф.Писаренко<br>(раздел 1)                           |
| ст. науч. сотр.<br>канд. физ.-мат. наук                                      | _____<br>Подпись, дата | А.А.Скоркина<br>(раздел 2.1)                          |
| вед. науч. сотр.,<br>канд. физ.-мат. наук                                    | _____<br>Подпись, дата | Б.Г.Букчин<br>(раздел 2.1)                            |
| ст. науч. сотр.<br>канд. физ.-мат. наук                                      | _____<br>Подпись, дата | А.С.Фомочкина<br>(раздел 2.1)                         |
| ст. науч. сотр.  | _____<br>Подпись, дата | А.В. Ландер<br>(раздел 2.2)                           |
| вед. науч. сотр.<br>докт. физ.-мат. наук                                     | _____<br>Подпись, дата | А.Ф.Кушнир<br>(раздел 2.4)                            |
| науч. сотр.  | _____<br>Подпись, дата | М.А.Никитина<br>(раздел 2.3)                          |
| ст. науч. сотр.<br>канд. физ.-мат. наук                                      | _____<br>Подпись, дата | В.В.Гравиров<br>(раздел 3)                            |
| ст. науч. сотр.<br>канд. физ.-мат. наук                                      | _____<br>Подпись, дата | К.В.Кислов<br>(раздел 3)                              |
| науч. сотр.  | _____<br>Подпись, дата | Т.А.Рукавишникова                                     |
| Нормоконтролер   | _____<br>Подпись, дата | В.А.Тимофеева   |

## РЕФЕРАТ

Отчет 53 с., 1 кн., 21 рис., 24 источн., 1 прил.

### СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ; ТЕОРИЯ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ; ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ; СЕЙСМОТЕКТОНИКА; ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Основной целью исследований по теме является уточнение сейсмической опасности. Развивается новый метод математически корректного расчета сейсмической опасности, основанного на использовании предельных распределений теории экстремальных значений. Ввиду типичности ситуации недостатка данных о сильных землетрясениях, развит ряд новых подходов, обеспечивающих возможность проведения расчетов с требуемым пространственным разрешением. В результате для зон субдукции выявлено существование пятен повышенной сейсмической активности, что открывает возможности существенного уточнения принятой карты сейсмической опасности Дальнего Востока Российской Федерации. С целью еще большей детализации сейсмической опасности на примере ряда сейсмоопасных областей Дальнего Востока России отработывались несколько новых методов исследования очагов землетрясений и уточнения сейсмотектонической ситуации для отдельных территорий. Был получен ряд важных в практическом и теоретическом отношении результатов. Перечисленные работы дополняются исследованиями физики сейсмического процесса и анализом комплекса прогнозных аномалий, выявляемых в обобщенной окрестности сильного землетрясения. Перечисленные методы находятся на стадии доработки и начала их внедрения для уточнения карт сейсмического районирования и текущей сейсмической опасности ряда областей Дальнего Востока России. В совокупности развиваемые методы обеспечивают заметный прогресс в оценке сейсмической опасности, а в перспективе также и для прогноза землетрясений.

## СОДЕРЖАНИЕ

|  |    |
|--|----|
| ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ.....  | 5  |
| ВВЕДЕНИЕ .....   | 6  |
| ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ.....  | 8  |
| 1 Использование теории экстремальных явлений в целях статистически корректного<br>расчета сейсмической опасности.....                        | 8  |
| 1.1 Общие положения методики .....   | 8  |
| 1.2 Расчет величин PGA для зоны субдукции Северо-Запада Тихого океана .....  | 11 |
| 1.2.1 Постановка задачи .....  | 11 |
| 1.2.2 Методика расчета квантилей величин $\lg(\text{PGA})$ .....   | 12 |
| 1.2.3 Результаты расчета для Северо-Запада Тихого океана, Япония.....  | 14 |
| 1.2.4 Камчатка и Курильские острова.....   | 17 |
| 1.2.5 Обсуждение и интерпретация .....   | 19 |
| 1.3 2-х звенная модель закона повторяемости землетрясений .....  | 22 |
| 2 Исследование параметров очагов землетрясений и сейсмического режима .....  | 26 |
| 2.1 Параметры очагов землетрясений.....  | 26 |
| 2.2 Уточнение характера сейсмического режима и сеймотектоники.....   | 31 |
| 2.3 Сейсмичность верхних частей зон субдукции, физика процесса .....   | 34 |
| 2.4 Регистрация слабых событий.....  | 36 |
| 3 Исследования характеристик геофизической среды.....  | 37 |
| 3.1 Предварительная подготовка данных .....  | 37 |
| 3.2 Алгоритмы фильтрации шумов, связанных с барическими и температурными<br>колебаниями окружающей среды и внутри сейсмического прибора..... | 37 |
| 3.3 Применение алгоритмов в системах раннего предупреждения о землетрясениях .   | 38 |
| 3.4 Разработка и применение геофизической аппаратуры.....  | 39 |
| 4 Метод построения и анализа обобщенной окрестности сильного землетрясения,<br>выделение независимых аномалий.....                           | 41 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....   | 45 |
| СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ .....   | 50 |
| ПРИЛОЖЕНИЯ:  |    |
| Приложение А – Публикации по теме НИР, изданные в 2019 г. ....   | 52 |

## ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения.

|      |   |   |
|------|---|---|
| АСЕ  | – | адаптивный статистически эффективный алгоритм       |
| Г-Р  | – | закон Гутенберга-Рихтера                            |
| МЛТ  | – | «минус логарифм времени» аномалия типичная для ООСЗ |
| ООСЗ | – | обобщенная окрестность сильного землетрясения       |
| ОСЗ  | – | обобщенное сильное землетрясений                    |
| ФСЕ  | – | фазовый статистически эффективный алгоритм          |
| GEV  | – | обобщенное распределение экстремальных значений     |
| GPD  | – | обобщенное распределение Парето                     |
| PGA  | – | пиковое максимальное ускорение грунта               |
| PGV  | – | пиковая максимальная скорость грунта                |

## ВВЕДЕНИЕ

Ключевым, имеющимнаиболее важное теоретическое и практическое значение, аспектом данной темы является задача оценки сейсмической опасности. Развитие методов анализа геофизических данных, в частности, анализа параметров очага и среды, и являются в рамках темы в значительной степени вторичными, служебными по отношению к задаче оценки сейсмической опасности. Актуальность этой основной задачи и неудовлетворительность существующих подходов к ее решению видны уже из сложившейся общемировой практики пересмотра карт сейсмической опасности (ОСР) раз в 10-20 лет. При этом актуальность задачи уточнения оценки сейсмической опасности, в особенности в плане вероятности реализации редких сильных землетрясений, становится все более острой в связи с сооружением большого числа важных и потенциально высоко-опасных сооружений (АЭС, ГЭС, других), иногда и с очень длительным сроком эксплуатации (таковы, например,хранилища радиоактивных отходов, безопасная эксплуатация которых должна обеспечиваться в течении нескольких тысяч лет и более).

Основным,традиционно используемым источником информации при построении карт сейсмической опасности являются данные инструментальных сейсмических наблюдений; именно они обеспечивают наиболее точную информацию о сейсмическом режиме. Однако ряды инструментальных наблюдений короткие, редко более сотни лет. В то же время период повторяемости наиболее сильных землетрясений, дающих основной вклад всуммарные значения ущербов от землетрясений, может составлять сотни и первые тысячи лет. Отсюда понятно, что инструментальных данных недостаточно для решения задачи оценки сейсмической опасности. Традиционно инструментальные наблюдения дополняются историческими и палеосейсмическими данными, а также различного рода оценками величины возможных землетрясений по геологическим и сеймотектоническим данным. Подход к оценке сейсмической опасности на основе выявления зон возможных очагов сильных землетрясений (зон ВОЗ) по комплексу геологических данныхразвивается в рамках другой темы института, и здесь не рассматривается.

Ядром данной темывляется новый подход к оценке сейсмической опасности на теоретически надежной основе теории экстремальных значений теории вероятностей. Участники темы (В.Ф.Писаренко и М.В.Родкин) являются хорошо известными в мире специалистами по применению методов теории экстремальных значений в геофизике. В рамках данной темы исследования на основе методов теории экстремальных значений весомо дополняются комплексом исследований по анализу текущего сейсмического режима (как в плане развития методов регистрации и анализа слабой сейсмичности, так и

анализа сеймотектонической ситуации, более полного представления информации по фокальным механизмам и учета характеристик среды). Большинство указанных подходов включают новые подходы, и в большинстве из них получены важные новые, в теоретическом или практическом отношении, результаты.

Решение проблемы оценки сейсмической опасности, несомненно, значительно бы продвинулось, если бы была создана адекватная физическая модель сейсмического процесса. Задача понимания физики этого процесса особенно важна при решении задач прогноза, но она имеет важное значение и в задаче оценки сейсмического риска. Очевидно также, что задача понимания физики сейсмического процесса весьма далека от своего решения и, несомненно, не может быть решена в рамках данной темы. Тем не менее, определенный вклад в решение этой задачи сделан быть может, и эти вопросы также освещаются в предлагаемом отчете.

Для оценки сейсмической опасности важно различие фоновой (основной) сейсмичности и вызванной сейсмичности (афтершоков, форшоков, роевой активности). Неучет этого различия может способствовать существенной погрешности в оценке сейсмической опасности. При этом, конечно, следует иметь в виду, что различие зависимых и независимых сейсмических событий сильно неоднозначно и возможно только статистически. При этом простые «оконные» методы разделения дают сильную погрешность, пропуская основные события и учитывая не все афтершоки. В рамках тем в 2019 году было проведено исследование кластеризации сейсмичности, в результате которого был предложен новый и простой алгоритм разделения независимых и зависимых событий, практически столь же эффективный, как и наиболее предпочтительный (но сложный в практической реализации) метод ближайшего соседа, и почти столь же простой в реализации, как известные оконные методы.

Работы по теме предусматривают не только использование инструментальных данных. Также используется оригинальный авторский подход к оценке возможных максимальных массовых скоростей грунта (PGVs) по данным полевых наблюдений смещений скальных отдельностей. Этот метод, впервые предложенный и обоснованный в (Родкин и др., 2012), является одним из методов палеосейсмических исследований, но он существенно менее трудоемок и проще в реализации, чем обычно используемый метод палеосейсмических исследований, основанный на вскрытии и анализе канав в зонах активных сейсмогенных разломов.

В своей совокупности указанные методы позволяют заметно продвинуться в решении поставленной задачи оценки сейсмической опасности.

## ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

### 1 Использование теории экстремальных явлений в целях статистически корректного расчета сейсмической опасности

#### 1.1 Общие положения методики

Основным законом сейсмологии и основой любых работ по оценке сейсмической опасности является закон Гутенберга-Рихтера (далее Г-Р). Этот закон можно сформулировать следующим образом. Если в некотором, достаточно большом сейсмоактивном регионе достаточно долго наблюдать землетрясения, то распределение их числа  $N$  по магнитудам  $m$  будет иметь следующий вид:

$$\lg(N) = a + b \cdot (m - m_0), \quad (1)$$

где  $N$  – число землетрясений с магнитудами меньше  $m$ ,

$m_0$  – нижний порог регистрации землетрясений,

$a$ ,  $b$  параметры закона (они могут иметь различные значения в различных сейсмических регионах).

При формулировке в терминах сейсмической энергии или сейсмического момента закон Г-Р принимает вид степенного закона. Разъяснению физического смысла закона Г-Р, статистической оценке его параметров и различным его модификациям посвящено огромное количество работ. Сейсмологи настолько уверены в справедливости и универсальности закона Г-Р, что, например, нижнюю границу представительности любого каталога определяют обычно не с помощью каких-то, относящихся к этому вопросу данных, а просто с помощью нахождения нижнего порога, «за которым перестаёт выполняться закон Г-Р» (нарушается линейность соотношения (1)).

Однако, почти сразу же после начала триумфального применения закона Г-Р в сейсмологической практике стала выявляться его «Ахиллесова пята» - неопределенность его поведения в диапазоне очень больших магнитуд. Из общих соображений очевидно, что закон Г-Р не может быть продолжен в область сколь угодно больших значений магнитуд, даже предполагая, что соответствующие события настолько редки, что они практически ненаблюдаемы. Дело в том, что закон Г-Р отвечает расходящемуся ряду по величинам сейсмической энергии (сейсмического момента). Эмпирически наблюдаемые параметры закона (1) таковы, что число событий с увеличением магнитуды на единицу

падает примерно на порядок, но сейсмическая энергия одного события возрастает примерно в 30 раз. Такое продолжение указывает на физически нереализуемую ситуацию. В то же время, благодаря концентрации энергии в области максимальных магнитуд, именно такие максимальные редкие события дают основной вклад в суммарные значения ущерба от землетрясений. Поэтому проблема оценки сейсмической опасности оказывается тесно связанной с оценкой вероятности возникновения и локализацией редких (и потому часто еще не реализовавшихся за время сейсмических наблюдений) сильнейших землетрясений.

Было предложено несколько вариантов решения указанной проблемы. Большое число работ исходит из предположения о продолжении соотношения Г-Р (1) до некоторого максимально возможного землетрясения, магнитудой  $M_{\max}$ . Работы этого направления обычно направлены на уточнение параметров закона повторяемости (1) и на разработку методов наилучшего определения величин  $M_{\max}$ . Этот подход не представляется, однако, вполне обоснованным, так как очевидно, что резкий обрыв закона Г-Р на некотором значении  $M_{\max}$  трудно обосновать и представить физически; откуда следует, что такой вариант решения проблемы является не более, чем грубой аппроксимацией некоторого неизвестного реального закона повторяемости землетрясений. Достаточно представительная подборка публикаций этого направления приведена в монографии [Писаренко, Родкин, 2007], последние варианты такого подхода и соответствующая библиография представлены в работах [Kijko, 2011; Kijko, Singh, 2011]. Заметим также, что величина максимально возможного события может быть оценена, исходя из геолого-геофизических соображений о связи  $M_{\max}$  с совокупностью геолого-геофизических параметров. Данное направление исследований представлено в монографии [Горшков, 2010] и рассматривается в другой теме нашего института.

Другой вариант решения проблемы задает некоторое правило постепенного прогрессирующего, быстрее закона (1), уменьшения вероятности событий с ростом магнитуды. Такой закон убывания числа землетрясений с ростом магнитуды должен обеспечить конечность средних значений сейсмической энергии и мощности источника сейсмогенной энергии. По-видимому, наиболее известным вариантом такого подхода является модель Я.Кагана, (1999 и др.), предполагающая умножение распределения (1) на некоторую экспоненту, влияние которой начинает проявляться при достаточно больших магнитудах. Однако именно такой вид хвоста распределения ничем дополнительно не обосновывается, и потому также может рассматриваться только как более или менее хорошее приближение к реальному неизвестному закону распределения.

Теоретически оправданным является использование для описания хвоста распределения положений теории экстремальных значений [Embrechtsetal., 1997; Писаренко, Родкин, 2007; Pisarenko, Rodkin, 2010]. Согласно этому варианту решения проблемы, поведение хвоста распределения задается одним из предельных распределений – Обобщенным распределением Парето (GPD) или Обобщенным распределением экстремальных значений (GEV). Теоретической основой получаемого решения являются при этом теоремы теории экстремальных значений. После оценки значения 3-х неизвестных параметров GPD или GEV распределения расчет любой статистической характеристик становится тривиальной задачей. Обычно такой расчет реализуется на основе использования метода максимального правдоподобия, при этом для достаточно точного определения параметров необходимо знание о 30-50 сильнейших событиях, характеризующих поведение хвоста данного исследуемого эмпирического распределения. Недостатком данного подхода является необходимость знания величин такого, достаточно большого, числа сильных событий. Во многих практически важных случаях мы не располагаем информацией о 30-50 сильных событиях, характеризующих поведение хвоста распределения (его отличия от закона (1) Г-Р).

Участниками данной темы были проанализировано методами теории экстремальных значений большое число наборов данных по сейсмологии и по величинам ущерба от различных природных катастроф; эти результаты представлены в монографиях [Писаренко, Родкин, 2007; Pisarenko, Rodkin, 2010; Pisarenko, Rodkin, 2014]. Были получены достаточно обнадеживающие результаты, отметим из которых два. Первый состоит в том, что для большинства рассмотренных эмпирических (достаточно представительных) наборов данных были получены параметры GPD или GEV распределений -отрицательные значения параметра формы GPD и GEV распределений,  $\xi < 0$  - указывающие на конечность распределения. Это естественно, так как всякая реальная совокупность данных заведомо конечна, соответственно, и достаточно хорошо аппроксимирующий ее закон распределения также должен быть конечным. Вторым результатом состоит в том, что до мега-землетрясения Тохоку была показана достаточно большая вероятность возникновения в Японии события  $M9+$  [PisarenkoSornette, Rodkin, 2010]. До возникновения мега-землетрясения Тохоку подобных событий ни по инструментальным, ни по историческим данным зарегистрировано в Японии не было, и их возможность многими отрицалась, исходя также и из геометрии Японской зоны субдукции.

Ограничением применения методики [Писаренко, Родкин, 2007; Pisarenko, Rodkin, 2010; Pisarenko, Rodkin, 2014] является уже отмечавшаяся выше необходимость наличия данных о значительном числе сильных событий, характеризующих поведение хвоста распределения (отличие его от закона повторяемости Г-Р). Решение этой задачи является одной из основных целей данной темы. Полученные предварительные результаты по данному разделу темы представлены ниже.

## **1.2 Расчет величин PGA для зоны субдукции Северо-Запада Тихого океана**

### ***1.2.1 Постановка задачи***

Мы рассматриваем значения PGA в данной точке, вызванные всеми основными землетрясениями данного каталога. Поскольку обычно не хватает регулярной регистрации величин ускорений с помощью приборов сильных движений, мы использовали стандартные каталоги землетрясений и известные эмпирические формулы, дающие значений ускорений PGA в зависимости от эпицентрального расстояния R и величины M. Следует отметить, что ускорение, помимо R и M, зависит от типа источника землетрясения и его ориентация (большие значения PGA регистрируются обычно от землетрясений надвигового типа, малые и промежуточные - от нормальных разломов, сбросов). PGA также зависят от траектории распространения сейсмических волн и их затухания, а также от локальных свойств грунта. Мы не касаемся этих вопросов в настоящей статье. Наша статистическая оценка основана на стандартных данных каталогов землетрясений.

Существует огромное количество формул, описывающих PGA. Подборка данных по ускорениям (Douglas, 2011) содержит, например, 289 таких формул. Большинство из них предназначены для описания определенного набора данных ускорения. При этом отклонения от реально наблюдаемых значений часто бывают довольно значительными. Учитывая нашу цель предоставить общее статистическое описание поля ускорения грунта, мы вынуждены использовать обобщенное уравнение, основанное на информации из каталогов землетрясений. По нашему мнению, такое уравнение дает Ф.Ф.Аптикаев (2009, 2012). Это обеспечивает, в частности, адекватное описание поля ускорения в эпицентральной зоне, что очень важно для нашей проблемы. Более точные варианты (Аптикаев, 2012) позволяют учитывать тип источника и расстояние до ближайшей точки сейсмического разрыва. Но, следуя нашему подходу, мы не будем использовать такие уточненные детали и брать упрощенную версию (Аптикаев, 2009):

$$2.76; \rho \leq 1;$$

$$\lg(A) = 2.76 - 0.55 \cdot \lg(\rho); 1 \leq \rho \leq 10; \quad (2)$$

$$3.50 - 1.29 \cdot \lg(\rho); \rho \geq 10.$$

Здесь  $PGA$  представлена в  $\text{см/сек}^2$ ,  $\rho$  нормированное расстояние до очага:

$$\rho = R \cdot 10^{-0.325 \cdot (M - 5)}, \quad (3)$$

где  $R$  – расстояние, км,  $M$  – магнитуда.

### ***1.2.2 Методика расчета квантилей величин $\lg(PGA)$***

Мы используем для квантильной оценки общие результаты теории экстремальных значений (Gumbel, 1958; Embrechtsetal., 1997; Писаренко и Родкин, 2010). Они позволяют построить универсальные статистические модели экстремальных характеристик для различных природных процессов и изучить их статистические свойства. В настоящей статье мы рассматриваем ускорения грунта в данной точке, вызванные землетрясениями. Эти ускорения являются, очевидно, случайными величинами. В качестве соответствующей статистической характеристики мы берем квантили  $Qq(\tau)$  максимального ускорения в данной точке, которые произойдут в будущем интервале времени  $\tau$ . Квантиль  $Qq(\tau)$  дает значение ускорения, которое не будет превышено в будущем интервале времени  $\tau$  с вероятностью  $q$ . Другими словами, квантиль является обратной функцией по отношению к функции распределения. Это можно рассматривать также как верхнюю доверительную границу уровня  $q$ . В теории экстремальных значений рассматриваются независимые события, поэтому мы проводим декластеризацию используемого каталога. Необходимость проведения декластеризации является еще одной из причин, обусловивших необходимость проведения упоминаемого ниже анализа режима афтершоков. После декластеризации можно оценить  $Qq(\tau)$  для желаемого уровня  $q$  и для любого будущего интервала времени  $\tau$ . Следует отметить, что для неограниченных распределений статистический разброс квантильной оценки увеличивается с  $\tau$ .

Таким образом, мы предполагаем, что каталог землетрясений (глобальных или региональных) охватывает временной интервал  $[0; T]$ , а точка с широтой и долготой ( $\lambda, \phi$ ) является фиксированной. Прежде всего, мы применяем декластеризацию к этому каталогу [подробности см. (Писаренко и Родкин 2019)]. Затем мы рассчитываем ускорения, используя уравнения (2)-(3) для всех основных событий каталога. Отдаленные события дают, обычно, очень малые значения  $PGA$  и практически не влияют на итоговые оценки. Расчет параметров Обобщенного распределения Парето (GPD) предполагают задание

некоторого порога  $h$ . Этот порог следует выбирать таким образом, чтобы распределение ускорений, превышающее  $h$ , было как можно ближе к предельному распределению теории экстремальных значений - обобщенному распределению Парето (GPD). Плотность GPD имеет вид

$$f(x/h, s, \xi) = \frac{1}{s} \left(1 + \frac{\xi}{s}(x-h)\right)^{-\frac{1}{\xi}-1}. \quad (4)$$

Метод максимального правдоподобия для событий  $(x_1, \dots, x_n)$  имеет вид:

$$L(h, s, \xi) = -n \cdot \log(s) - (1 + 1/\xi) \sum_{k=1}^n \sum_{k=1}^n \left(1 + \frac{\xi}{s}(x_k - h)\right). \quad (5)$$

Оценки максимального правдоподобия для параметров  $h$ ,  $s$ ,  $\xi$  определяются численно, как значение, обеспечивающие максимальную величину правдоподобия (5). Наиболее подходящий порог  $h$  и соответствующая пара значений  $(\xi, s)$  выбираются по условию минимизации расстояния Колмогорова  $KD$  между аппроксимирующей функцией распределения  $GPD_h(\xi, s)$  и эмпирической функцией распределения  $F_n(x)$

$$KD = \max |F_n(x) - GPD_h(x|\xi, s)|. \quad (6)$$

После определения параметров распределения  $h$ ,  $s$ ,  $\xi$  рассчитываются желаемые квантили  $Q_q(\tau)$ , в данном случае, для  $\lg(PGA)$ , по формулам [Pisarenko and Rodkin 2010]:

$$Q_q(\tau) = h + \frac{s}{\xi} \left[ \left( \frac{\lambda \tau}{\log\left(\frac{1}{q}\right)} \right)^\xi - 1 \right]. \quad (7)$$

Здесь  $\lambda$  обозначает интенсивность потока событий - среднее число ускорений, превышающих  $h$  за единицу времени. В нашем случае этот поток считается маркированным пуассоновским точечным процессом. Выделение основных независимых событий обеспечивается процедурой декластеризации с последующей статистической проверкой, подробности см. [Pisarenko et al. 2008; Писаренко, Родкин, 2019]. Отрицательный параметр формы  $\xi < 0$  GPD закона распределения соответствует ограниченному распределению. Диапазон случайного значения  $X$  составляет  $h \leq X \leq h - s / \xi$ , верхний предел  $A_{max}$  равен

$$A_{max} = h - \frac{s}{\xi}, \quad \xi < 0; \quad s, h > 0. \quad (8)$$

### 1.2.3 Результаты расчета для Северо-Запада Тихого океана, Японии

Мы применили метод, описанный выше, для высокосейсмического региона Японии и Курильских островов. В качестве основного каталога мы использовали каталог ISC-GEM 1904-2014;  $4,98 \leq M_w \leq 9,6$ ; 28112 событий (<http://www.isc.ac.uk/iscgem/>). Нижний порог  $M_w = 5,6$  был использован для обеспечения надежной регистрации землетрясений. После процедуры декластеризации с использованием метода окна Обобщенное расстояние (см. Подробнее (Писаренко и Родкин, 2019) и раздел отчета ниже) мы получили 17433 основных событий в диапазоне величин  $5,6 \leq M_w \leq 9,6$ . Эти события и были использованы для оценки квантилей по методу, описанному выше. Давайте сначала рассмотрим Японский регион, ограниченный 33-43 широтами и 138-145 долготами. Мы оценили квантили  $Q_{0.90}$ (50 лет) по сетке  $0,3 \times 0,3$  °. Оценки квантиля показаны на рисунке 1. На рисунке 1 видны 3 вполне определенно определенных пятна повышенных значений ускорения (они отмечены цифрами 1-3), а также есть два более слабых пятна (отмечены 4-5). Эпицентр Тохоку находится близко к центру пятна 2. Мы проверили, присутствуют ли эти пятна в разные непересекающиеся временные интервалы. На рисунке 2 и рисунке 3 показаны результаты расчетов величин ускорений на интервалах 1904-1959 и 1960-2014 гг. Пятна 1,3,4 остаются в обоих временных интервалах, но в 1960-2014 гг. появились новые пятна 2, 5, 6, 7, которые также угадываются и на всем интервале 1904-2014 гг. (рисунок 1).

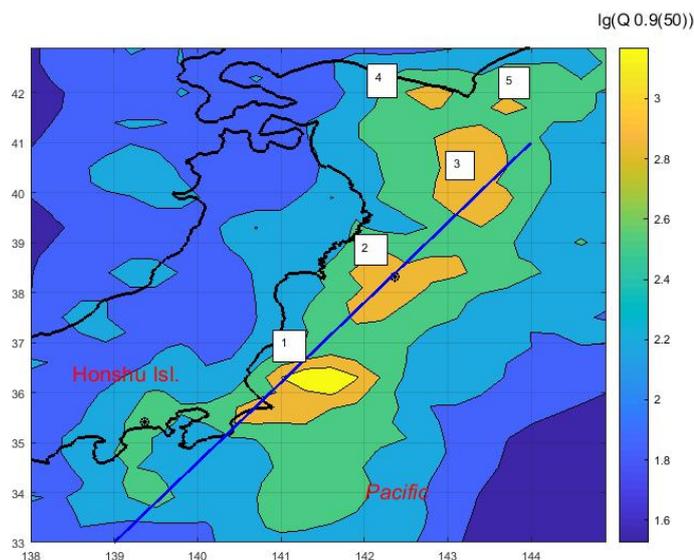


Рисунок 1 – Квантилиуровня Q0.90 (50 лет) для Японии из каталога ISC-GEM 1904 - 2011. Показан эпицентр землетрясенияТохоку (точка). Числами помечены области максимумов значений PGA

Мы проверили устойчивость пятен, используя другие каталоги, а именно каталог Японского метеорологического агентства (JMA) 01.01.1900-10.03.2011,  $5.6 \leq M \leq 8.3$  и исторический каталог Утсу (1885 – 1925). По данным каталога JMA (рисунок 4) пятна 1-6 сохраняются, пятно 7 заметно хуже. Сравним теперь с результатами использования исторического каталога Utsu (1979), 1885-1925,  $4.0 \leq M \leq 8.0$ . В этом случае мы взяли нижний порог  $M = 6,0$ , чтобы гарантировать репрезентативность землетрясений. Полученный график кривых уровня показан на рисунке 5. Видно, что и для этого неинструментального каталога пятна 1-7 имеют почти то же положение, что и в будущем интервале времени. Таким образом, можно сделать вывод, что пятна могут сохраняться в течение, как минимум, 130 лет. По данным для исторического каталога Утсу недалеко от города Токио появилось пятно №8. Возможно, это можно объяснить более высокими возможностями регистрации исторических событий в этом густонаселенном районе.

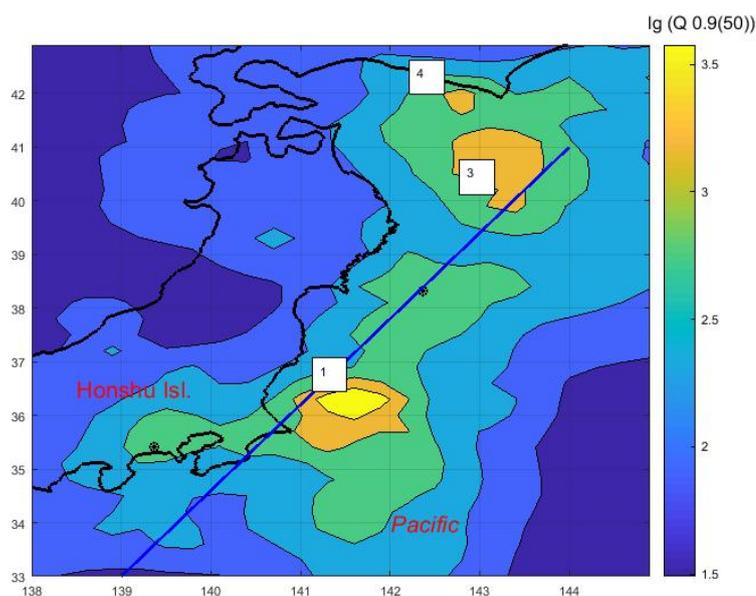


Рисунок 2 – Схемаквантилей Q<sub>0.90</sub> (50 years) для территории Японии, каталог ISC-GEM 1904 - 1959

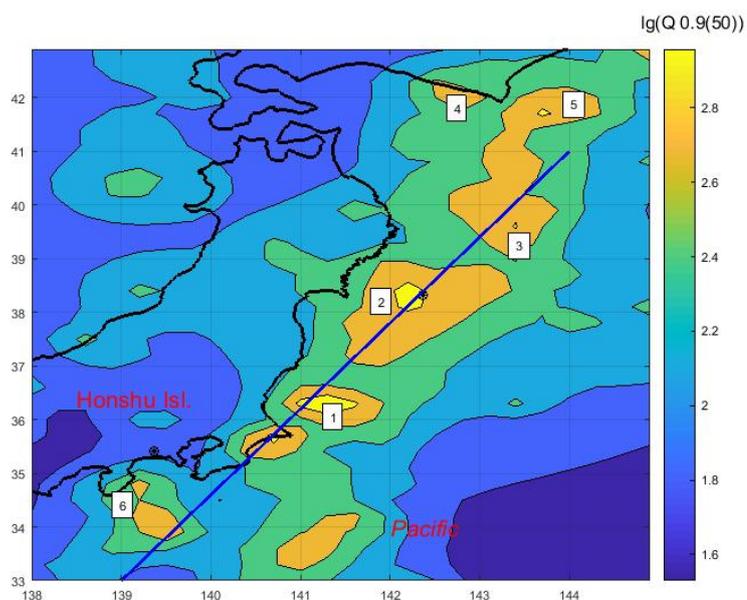


Рисунок 3 – Схемаквантилей  $Q_{0.90}$  (50 years) для территории Японии, каталог ISC-GEM 1960 – 2014

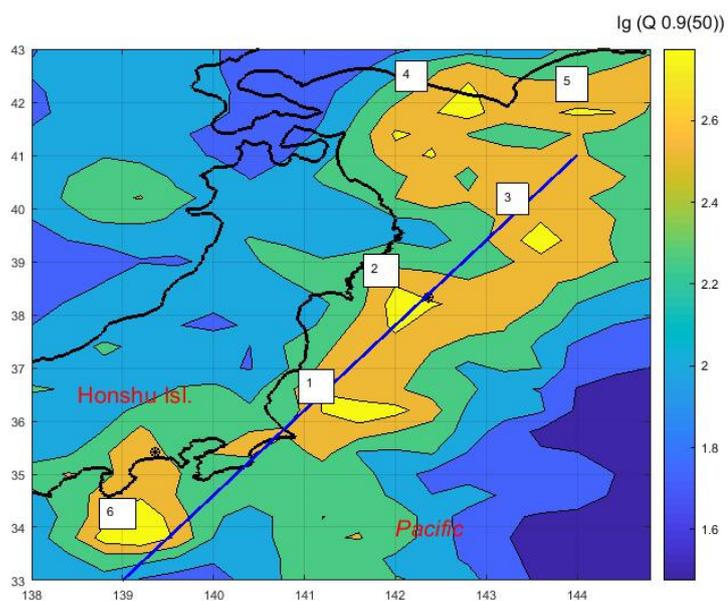


Рисунок 4 – Схемаквантилей  $Q_{0.90}$  (50 years) для Японии, каталог JMA 1900 - 2011

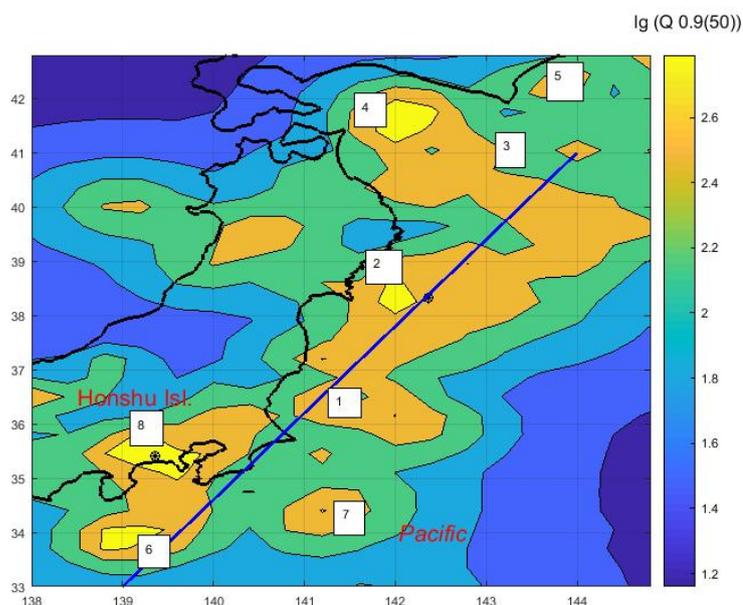


Рисунок 5 – Схемаквантилей  $Q_{0.90}$  (50 years) Японии, исторический каталог Утсу (1885 – 1925)

#### 1.2.4 Камчатка и Курильские острова

Аналогичным образом (но не столь подробно) приведем и опишем квантили ускорения для Курильских островов и Камчатки. Оценки  $Q_{0.90}$  (50) для сетки  $0,5^\circ 0,5^\circ$  для каталога ISC за интервалы времени 1904–1959 и 1960–2014 гг. показаны на рисунках 6, 7. На рисунке 8 приведены результаты за весь период 1904–2014 гг. Здесь, как и на рисунках по региону Японии, мы видим, что пятна, соответствующие повышенному уровню ускорения, сохраняются с незначительными изменениями. Коэффициент корреляции полей ускорения, соответствующих этим двум непересекающимся интервалам времени, составляет 0,81, т.е. достаточно высок. Заключаем, что, как и для случая Японии (где проверку устойчивости зон повышенных значений PGA удалось провести более полно) наблюдается достаточно высокая стабильность областей повышенной сейсмической опасности.

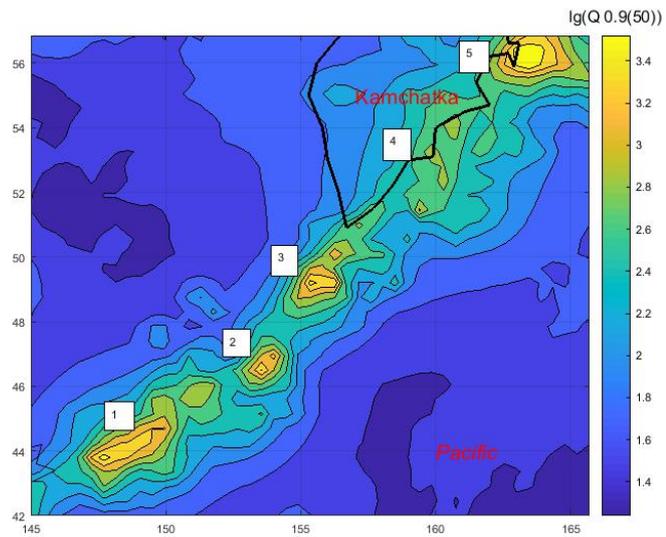


Рисунок 6 – Схемаквантилей  $Q_{0.90}$  (50 years) для территории Курильских островов и Камчатки, каталог ISC-GEM 1904–1959

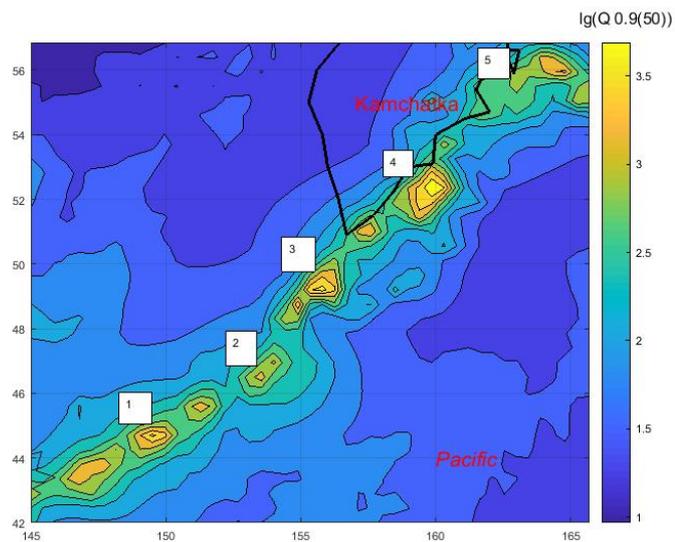


Рисунок 7 – Схемаквантилей  $Q_{0.90}$  (50 лет) для территории Курильских островов и Камчатки, каталог ISC-GEM 1960 - 2014

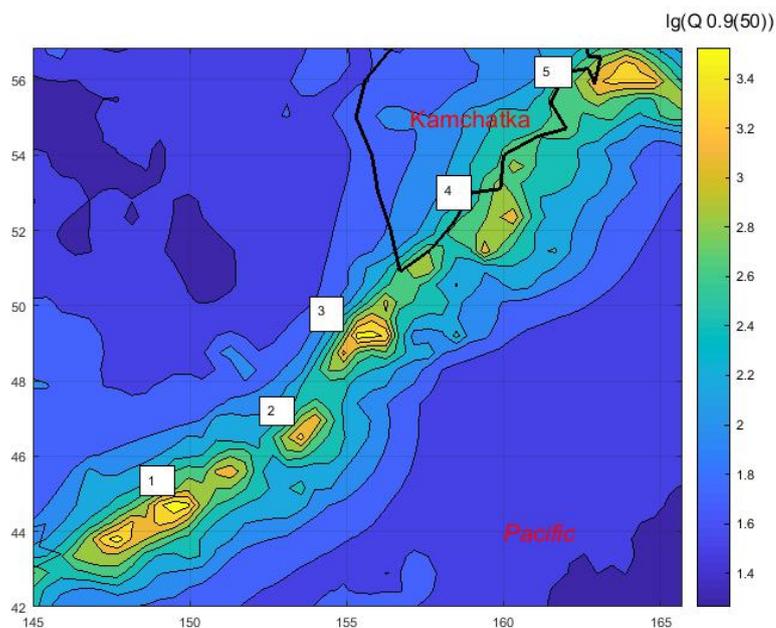


Рисунок 8 – Схемаквантилей  $Q_{0.90}$  (50 лет) для территории Курильских островов и Камчатки, каталог ISC-GEM 1904 - 2014

### 1.2.5 Обсуждение и интерпретация

Характерной особенностью представленных выше карт квантилей величин PGA является их существенная пространственная неоднородность не только поперек, но и вдоль глубоководного желоба; наличествуют четко выраженные и достаточно устойчивые во времени пятна повышенных значений PGA. Естественно, уравнения (2)-(3), использованные для расчета квантилей, являются довольно грубым приближением к реальным ускорениям грунта. Помимо упомянутых выше зависимостей, ускорения  $lg(A)$  различаются для межплитовых и внутриплитовых землетрясений в земной коре и в зоне субдукции и зависят от конфигурации асперити в области очага данного сильного землетрясения (Lay and Kanamori 1981, Ruiz et al. 2010, Strasser et al., 2010). Тем не менее, обнаруженные пятна представляются определенными достаточно надежно. Ниже мы обсудим связь пространственных неоднородностей значений ускорения с другими данными, указывающими на продолжительность существования пятен и механизм их возникновения.

Прежде всего, отметим, что подобная сильная пространственная неоднородность сейсмической опасности представлена на карте сейсмической опасности Японии, выполненной Национальным научно-исследовательским институтом наук о Земле и устойчивости к стихийным бедствиям (<http://www.j-shis.bosai.go.jp/en/shm>). Эти неоднородности имеют место не только поперек, но и вдоль глубоководного желоба.

Напротив, на карте сейсмического районирования Российской Федерации подобная неоднородность для Курильских островов и Камчатки отсутствует (Уломов, 2013); на этой карте изолинии сейсмической интенсивности квазипараллельны простиранию глубоководного желоба.

Отмеченное различие может объясняться различиями в методах картирования сейсмической опасности и также может быть связано с разной продолжительностью времени, для которого рассчитываются эти карты. Карта сейсмической опасности Японии предоставляет вероятности превышения заданной сейсмической интенсивности в течение следующих 30 лет, начиная с 2010 года. Этот довольно короткий интервал времени можно интерпретировать как возможность изменения уровня сейсмичности после этого срока. С другой стороны, набор карт общего сейсмического зонирования территории Российской Федерации (карты А, В, С, D, E, F) дает максимально ожидаемые значения сейсмической интенсивности, возникающие в будущем 100, 500, 1000, 2500, 5000 и 10000 лет. Только первая из этих карт имеет временной интервал, сравнимый с временным интервалом карты сейсмической опасности Японии. Таким образом, представляется возможным, что в течение длительного промежутка времени области с более высокой и более низкой сейсмической активностью могут выровняться и неоднородности исчезнут. Но за меньшие промежутки времени 50-100 лет они существуют, а некоторые из них относительно стабильны. Таким образом, мы можем сделать вывод, что наши результаты (существование областей более высоких значений квантиля  $Q_{0.90}$  (50 лет)) формально не противоречат долгосрочным картам сейсмической опасности (500, 1000, 2500, 5000 и 10000 лет) Россия. Однако для более коротких периодов времени 50-100 лет, которые важны в большинстве проблем сейсмической опасности (возможно, за исключением проблем, связанных с захоронением радиоактивных отходов), эти неоднородности следует принимать во внимание.

Теперь рассмотрим временное поведение зон повышенных значений PGA. Приведенные рисунки указывают, что время жизни пятен может достигать 50-300 лет. Что может быть причиной вариаций сейсмической активности таких периодов? Согласно обзору (Satake 2015), среднее время повторения крупных ( $M = 7,5-8,0$ ) землетрясений в различных районах Японии и Курильских островов составляет около 100 лет, а время повторения сильных землетрясений ( $M \approx 8,5-9,0$ ) 400 - 700 лет. Такие цифры не противоречат нашим грубым оценкам времени жизни пятен. Обзор (Satake 2015), основанный на новом фактическом материале, фактически является развитием более

ранних работ о циклическом характере сейсмического режима, в которых были упомянуты аналогичные длительности сейсмического цикла.

Существование устойчивых пространственных пятен с высокими значениями PGA (со временем жизни 100 лет и более) может быть связано со структурой зоны субдукции. Ранее некоторые авторы указывали на относительно более высокий уровень сейсмичности в зоне субдукции напротив полуостровов и островов по сравнению с районами, прилегающими к проливам и заливам. Аналогично области роста сейсмичности были получены для зон, где происходит субдукция подводных вулканов. Было высказано предположение, что более высокая сейсмичность в таких районах связана с большим трением между континентальным блоком и нисходящей океанической плитой. Авторами прослежена определенная связь между точками ускорения и особенностями геологического и сейсмотектонического строения зоны субдукции. Пятна ускорения оказались коррелированными с областями субдукции подводных гор и с областями повышенных ( $M_b - M_w$ ) значений (рисунок 9). В целом довольно вероятно, что некоторые области повышенных значений ускорения могут быть связаны с нерегулярностью сейсмического процесса, в то время как другие вызваны структурой зоны субдукции и могут существовать гораздо дольше (до сотен тысяч лет).

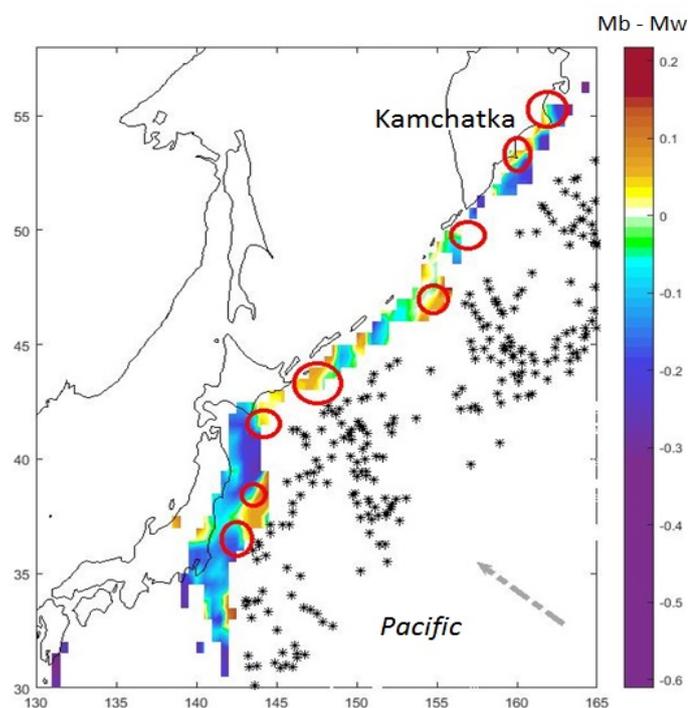


Рисунок 9 – Медианы величин ( $M_b - M_w$ ) и положение морских гор (звездочки); пятна повышенных значений PGV даны красными овалами, стрелка показывает направление субдукции

Квантили ожидаемых значений PGA для сейсмически активной области Японии, Курильских островов и Камчатки были рассчитаны с использованием методов теории экстремальных значений. Полученные оценки квантилей очень близки для нескольких каталогов и разных временных интервалов. Пятна повышенных значений PGA свидетельствуют о значительной неоднородности сейсмического режима не только поперек, но и вдоль оси глубоководного желоба. Такие пятна были выявлены как для территории Японии (подобная неоднородность сейсмического режима показана на карте сейсмической опасности Японии), так и для Курильских островов и Камчатки.

Время жизни пятен дискуссионно. По-видимому, некоторые из них недолговечны (десятки - первые сотни лет), тогда как другие, по-видимому, связаны с неоднородностями структуры зоны субдукции и могут существовать значительно дольше. Стационарность некоторых пятен подтверждается их пространственной корреляцией с районами с более высокими значениями ( $M_b - M_w$ ) и повышенной плотностью числа подводных гор в соседней области океанической плиты, что может указывать на большие значения эффективного трения на границе тектонических плит.

Наличие пятен подразумевает изменчивость сейсмической опасности не только поперек, но и вдоль зон субдукции, а также определенную изменчивость сейсмической опасности во времени. Эта особенность сейсмической опасности не учитывается в существующих картах общего сейсмического районирования (наборы карт ОСР 2012, 2015 и 2016 годов) территории Российской Федерации. Работа по теме открывает возможности существенного уточнения карты сейсмической опасности Дальнего Востока Российской Федерации.

### **1.3 2-х звенная модель закона повторяемости землетрясений**

Выше был рассмотрен вариант расчета величин PGA на основе использования предельных GPD и GEV распределений теории экстремальных значений. Расчетные (и реально наблюдаемые) максимальные величин PGA при этом реализуются как в случае особо сильных землетрясений, так и при достаточно близком к точке наблюдения землетрясении средней силы. Таким образом, хвост распределения формируется в значительной степени за счет событий средней магнитуды. На рисунке 10 в качестве примера приведены магнитуды землетрясений, отвечающих максимальным значениям  $I_g(A)$  вдоль профиля параллельного простиранию глубоководного желоба на рисунках 1 – 5. Видно, что половина из них, притом с относительно, в среднем, даже большими значениями, реализовались при землетрясениях не самых сильных, с магнитудой не более

$M=7.5$ . Это вполне отвечает модели Ф.Ф. Аптикаева, согласно которой приблизительно равные по величине максимальные значения ускорений реализуются в очаговых областях при землетрясениях разной магнитуды. Естественно, области реализации таких максимальных ускорений много больше при сильнейших событиях. Статистически оказывается, однако, что такие максимальные ускорения чаще возникают от событий умеренной магнитуды.

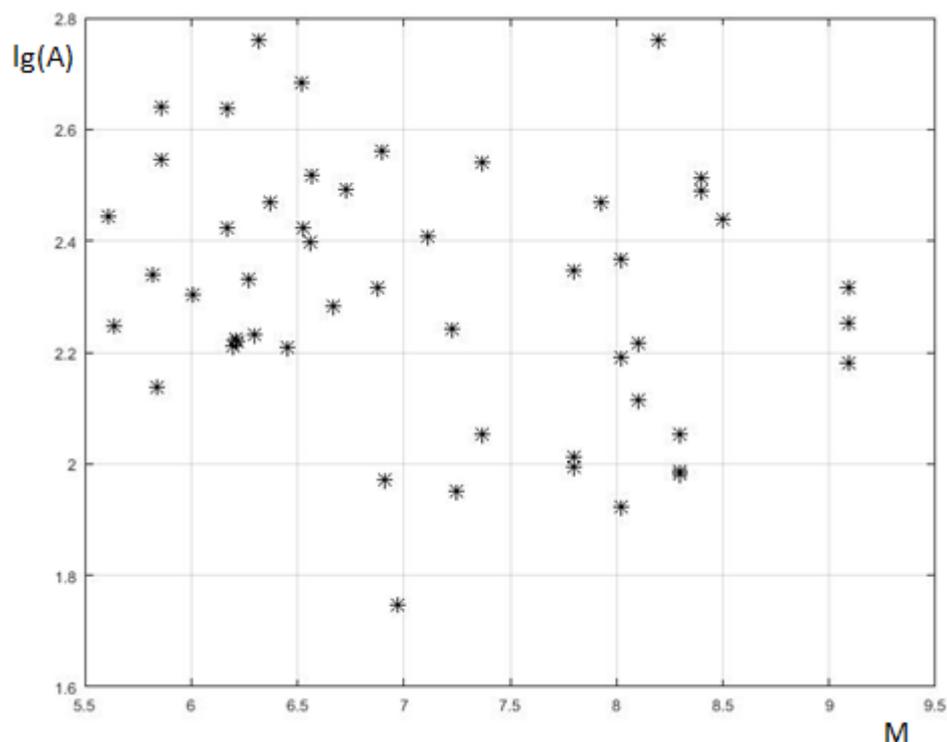


Рисунок 10 – Значения магнитуд землетрясений, отвечающих максимальным значениям ускорений  $\lg(A)$  вдоль профиля на рисунках 1-5

В ряде случаев, при оценке сейсмической опасности, важна, однако, не локальная величина сейсмического воздействия, а интегральный эффект сейсмического события, характеризуемый сейсмическим моментом (сейсмической энергией) или магнитудой землетрясения. В этом случае попадание в хвост распределения обусловлено только величиной сейсмического события (энергией, моментом или магнитудой). Соответственно, случаев, описывающих поведение хвоста распределения, окажется существенно меньше. Соответственно, для набора требуемого числа событий, характеризующих поведение хвоста, приходится использовать большие подборки данных, отвечающие, например, не конкретной малой области, а региону типа «вся Япония». В результате оказывается невозможным построение схем сейсмической опасности, в

масштабе, приближенном к масштабу карт ОСР. Для получения расчетных карт сейсмической опасности в этом случае нами был использован подход, в рамках темы был использован подход, называемый 2-х звенной моделью закона повторяемости землетрясений.

Нами была предложена новая составная модель распределения магнитуд землетрясений, статистически удовлетворительно описывающая их распределение как в диапазоне слабых и умеренных землетрясений (закон Гутенберга-Рихтера), так и в области сильнейших событий (обобщенный закон Парето, являющийся одним из предельных законов теории экстремальных значений). Данная модель разрабатывалась авторами (В.Ф. Писаренко и М.В. Родкиным) в рамках выполнения ими проекта РФФИ №17-05-00351. Поэтому в данном отчете по теме гос. задания мы ограничимся ее кратким описанием, необходимым для понимания общей логики исследования.

Была реализована попытка использовать данные по характеру распределения землетрясений средней силы для уменьшения требований к статистической представительности хвоста распределения. Было предположено, что землетрясения умеренной магнитуды описываются обычным законом Г-Р, а хвост распределения – законом Парето (GPD). Постулируется условие гладкого сопряжения двух этих законов, и это условие дает дополнительное уравнение связи параметра масштаба GPD распределения и наклона закона Г-Р  $b$ -value. При этом значение параметра  $h$ , характеризующего точки смыкания двух законов распределения оказывается не критичным, и может произвольно выбираться из требования наилучшего определения параметров закона Г-Р и GPD распределения.

На примере Японии и Курил (по данным GCMТ каталога) показано, что модель достаточно хорошо описывает сейсмичность в кругах, содержащих не менее 80 основных событий в диапазоне уверенной регистрации  $m \geq 5.3$ . Требование по числу событий задает статистическое ограничение на разрешающую способность предлагаемой модели. Для указанных регионов это ограничение допускает надежную оценку параметров сейсмичности для областей радиусом 300 км по сетке  $2^\circ \times 2^\circ$ . Использование указанной модели в разработанной нами ранее статистической методике оценки сейсмического риска (Писаренко и Родкин 2007; Pisarenko and Rodkin 2010; 2013) дает теоретическую базу для развития этой методике как в плане большей робастности результатов оценки сейсмичности, так и лучшего пространственного разрешения, приближающегося к масштабу карт общего сейсмического районирования. Приведенные в разделе 1 результаты позволяют продвинуться в уточнении методов оценки сейсмической

опасности на относительно длинном масштабе времени (сотни – тысячи лет) и на довольно грубом масштабе по пространству (в масштабе карт ОСР и грубее). Методы получения более детальных по пространству и времени результатов будут освещены в следующем разделе.

## 2 Исследование параметров очагов землетрясений и сейсмического режима

### 2.1 Параметры очагов землетрясений

Как отмечалось ранее, работы по теме включают разработку новых методов анализа данных об очагах землетрясений. В рамках этого направления был реализован ряд направлений работ, преимущественно по данным наиболее сейсмоопасного района РФ – Дальнего Востока. В частности, по телесеismicким записям более 100 землетрясений (2006–2014 гг.,  $M_w=6.5-8$ ) для 9 станций были определены спектральные отношения (в диапазоне 0.1–4 Гц) с целью оценки локальных грунтовых эффектов. Такие оценки были сопоставлены с полученными ранее спектральными характеристиками среды вблизи станций сильных движений по региональным записям (в диапазоне 0.2–20 Гц). Сопоставление выявило эффект нелинейности для четырех станций (ВКИ, IVS, KBG, и TUMD), а именно, повышенное усиление амплитуд (относительно опорной станции РЕТ) для слабого сигнала – телесеismicкие землетрясения, и кода региональных землетрясений).

Также проводился более детальный анализ отдельных более представительных и сильных очагов землетрясений. В 2018 году на Аляске произошли два крупных землетрясения: первое – 23 января с магнитудой  $M_w=7.9$ , второе – 30 ноября с  $M_w,7.1$ . Оба они локализируются в непосредственной близости к Алеутской дуге, которая простирается примерно на 3000 км является продолжением цепи Командорских островов России. Расчет проводился в приближении мгновенного точечного двойного диполя, анализировался длинноволновый спектр поверхностных волн (период много больше длительности действия очага).

Для оценки параметров первого из указанных землетрясений, произошедшего 23 января, использовались амплитудные спектры основных мод Лява и Релея в спектральной полосе от 150 до 250 с. Для оценки фокального механизма и глубины источника второго землетрясения, произошедшего 30 ноября, использовались спектры 18 основных мод Лява и 19 мод Релея в полосе периодов от 70 до 250 с.

Оптимальным из четырёх эквивалентных решений, полученных из анализа амплитудных спектров поверхностных волн, считается наилучшим образом согласующееся с зарегистрированными знаками первых вступлений.

Функция невязки для глубины (оценка глубины равна 20 км) и фокальный механизм (сдвиг с незначительным взбросом) для первого события приведены на

рисунках 11а и 11б. Полученная величина сейсмического момента  $0.82 \cdot 10^{21} \text{ Н} \cdot \text{м}$  соответствует магнитуде  $M_w = 7.9$ , значение функции невязки равно 0.219.

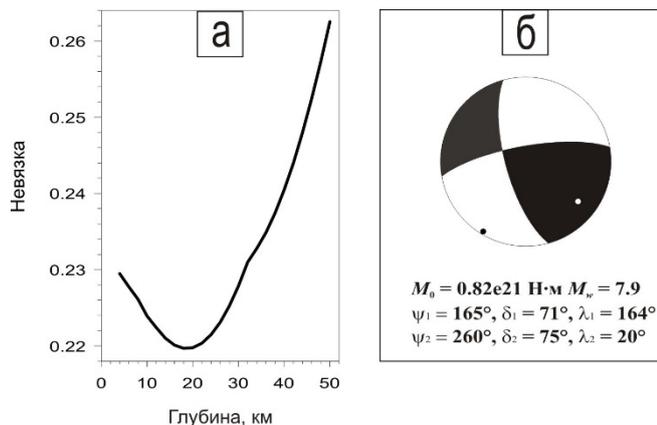


Рисунок 11 – Функция невязки и фокальный механизм для землетрясения 23.01.2018 года в проекции нижней полусферы

Функция невязки для глубины (оценка глубины равна 63 км) и фокальный механизм (сброс) для второго события приведены на рисунке 12 (а,б). Полученная величина сейсмического момента  $0.54 \cdot 10^{20} \text{ Н} \cdot \text{м}$  соответствует магнитуде  $M_w = 7.1$ , значение функции невязки равно 0.320. Аналогичная информация по землетрясению 30.11.2018 года приведена на рисунке 12.

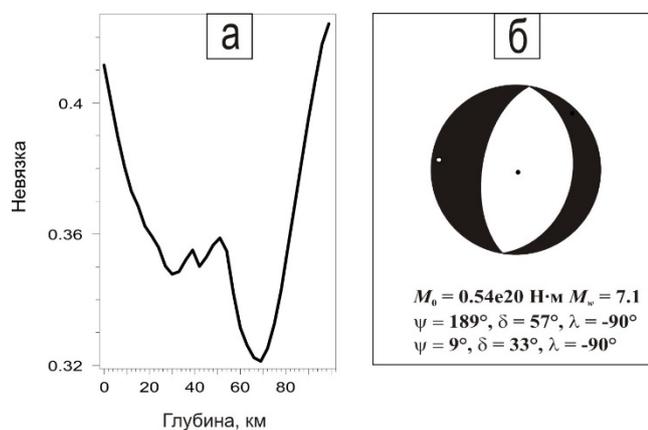


Рисунок 12 – Функция невязки и фокальный механизм для землетрясения 30.11.2018 года в проекции нижней полусферы

Переходя к анализу спектров поверхностных волн на более коротких периодах, мы описываем источник вторыми моментами тензора избыточных напряжений. В этом случае, для оценки глубины, продолжительности землетрясения, формы очаговой области и скорости распространения разрыва, использовались спектры 20 основных мод Лява и 17

мод Релея (на всех рассматриваемых станциях кроме ATD, FUR1 и GUMO) в полосе периодов от 70 до 100 с для первого события и 20 основных мод Лява и 20 мод Релея в полосе периодов от 40 до 60 с для второго события. Такой подход позволяет перейти к выбору вероятной плоскости подвижки.

На рисунке 13 представлены частные функции невязки для события 23 января 2018 года. Сплошными линиям представлены функции, полученные в предположении, что нодальная плоскость с углом простирания  $260^\circ$  является плоскостью разлома. Пунктирными линиями на том же рисунке представлены результаты аналогичных расчётов, полученные в предположении, что плоскостью разлома является нодальная плоскость с углом простирания  $165^\circ$ . Как видно из рисунка, минимальная невязка во втором случае оказалась значительно меньше, что позволяет нам сделать выбор в пользу разлома с субмеридиональным простиранием.

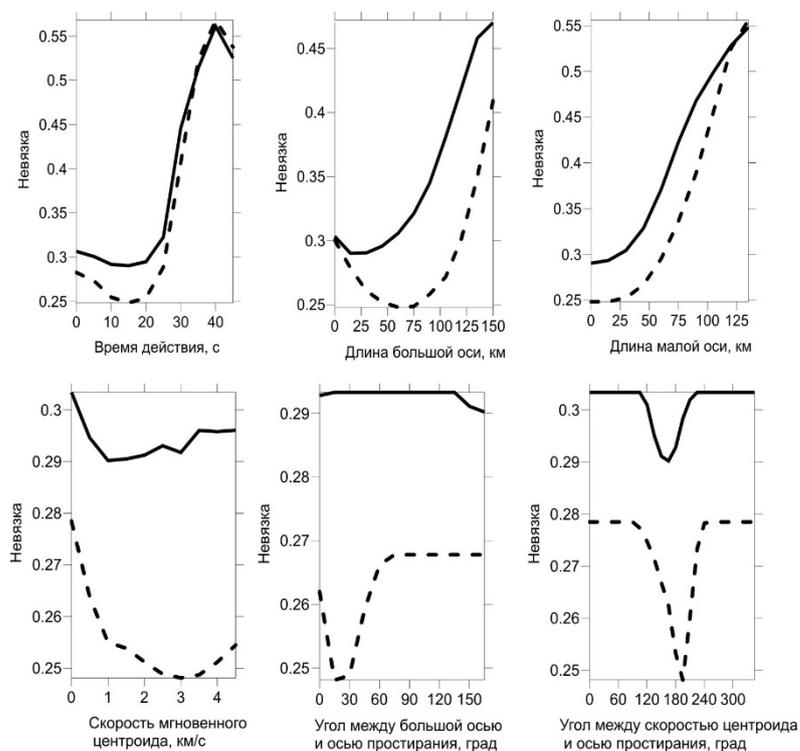


Рисунок 13 – Частные функции невязки, характеризующие разрешение интегральных характеристик для события 23.01.2018 г.

На рисунке 14 аналогичным образом представлены частные функции невязки для второго рассматриваемого события. Сплошными линиям представлены функции, полученные в предположении, что нодальная плоскость с углом простирания  $189^\circ$  является плоскостью разлома. Пунктирными линиями на том же рисунке представлены

результаты аналогичных расчётов, полученные в предположении, что плоскостью разлома является нодальная плоскость с углом простираия  $9^\circ$ . Как видно из рисунка, минимальные невязки в этих двух случаях незначительно отличаются друг от друга, что не позволяет нам сделать выбор в пользу одной из нодальных плоскостей и однозначно идентифицировать плоскость разлома.

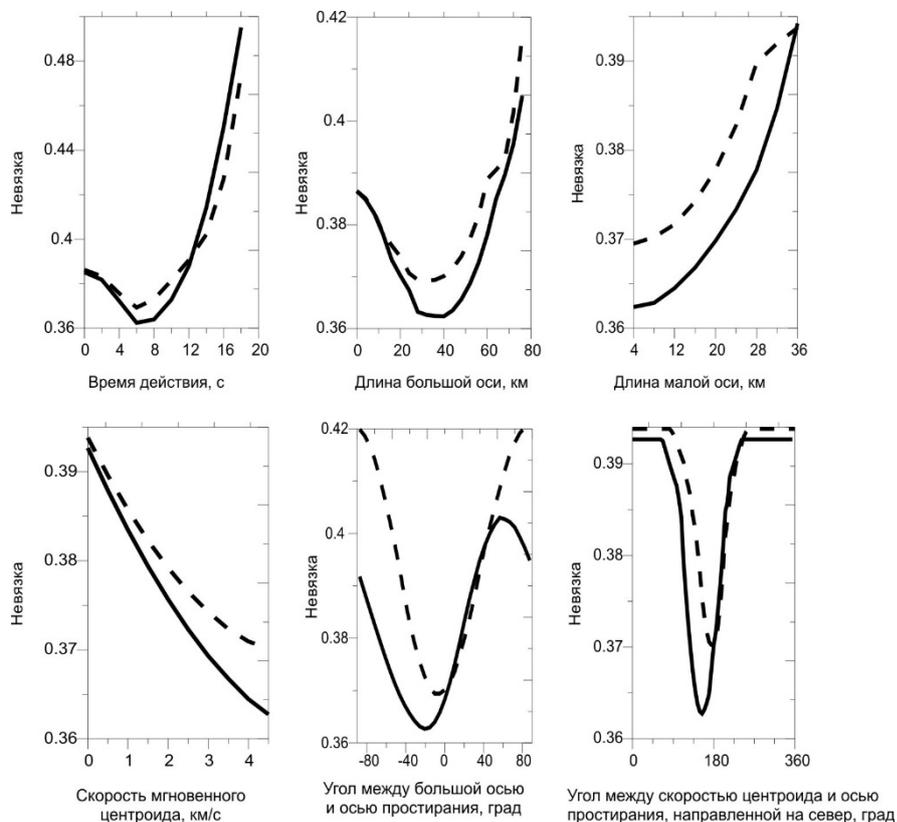


Рисунок 14 – Частные функции невязки, характеризующие разрешение интегральных характеристик для события 30.11.2018 г.

Полученные результаты подтверждают, что идентификация плоскости разлома землетрясения при его описании в приближении вторых моментов затруднена в том случае, когда большая ось очага, значительно превосходящая по длине малую ось, и распространение разрыва направлены вдоль линии пересечения нодальных плоскостей. Тем самым, мы еще раз убедились, что плоскость разлома землетрясения может быть идентифицирована в случае сдвига по простираию (землетрясение 23 января) и не может быть идентифицирована в случае сдвига по падению (землетрясение 30 ноября).

Соотношение между интегральными оценками времени действия источника и размеров очаговой области и их реальными значениями были оценены для Гауссовского распределения плотности момента. На рисунке 15 представлены схемы модели очага рассматриваемых землетрясений. Приведённые на схеме эллипсы характеризует форму

очаговой области, её протяжённость и ориентацию. Его оси представляют собой большую и малую оси соответствующей очаговой области. Получаемые уточненные модели очага важны для сеймотектонических построений и оценки возможных сейсмических воздействий и сейсмической опасности.

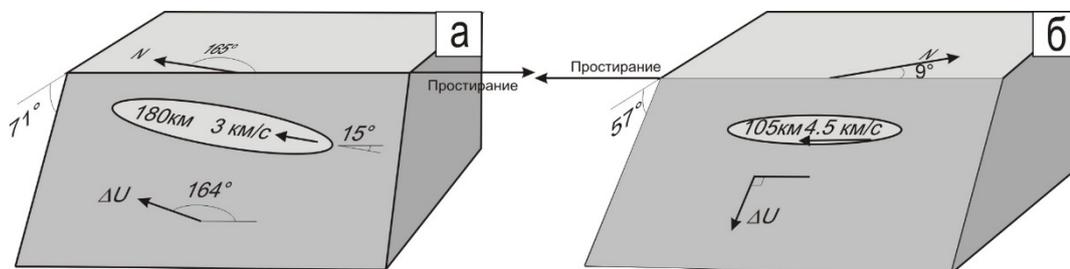


Рисунок 15 – Полученные модели очагов землетрясений 23.01.2018 г. (а) и 30.11.2018 г. (б)

Для построения оценки величины эффекта направленности излучения мы рассматриваем одномерную билатеральную модель разлома (ориентированную вдоль скорости центра) с постоянной скоростью подвижки. Точка нуклеации делит источник на две части. Источник определяется двумя параметрами: модулем постоянной скорости разрыва  $|v|$  и отношением размера частей разрыва. Эти два параметра могут быть выражены через вторые моменты скорости избыточных напряжений. На рисунке 16 представлены результаты оценки для рассматриваемых землетрясений. Звёздочкой отмечена точка нуклеации.

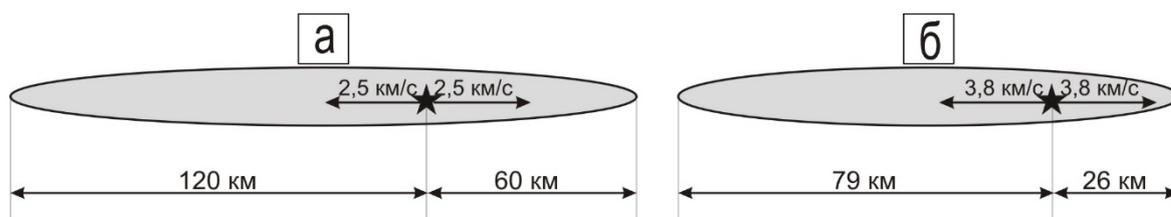


Рисунок 16 – Построенная билатеральная модель очагов землетрясений 23.01.2018 г. (а) и 30.11.2018 г. (б)

Оценки погрешности определения параметров очага землетрясений реализована алгоритмом на основе метода Jackknife. Определение фокального механизма и глубины очага землетрясения по спектрам поверхностных волн заставляет задуматься о влиянии используемого набора записей на качество полученного решения. Проведенное исследование и сравнение результатов для четырех событий: сильнейшего афтершока в

Тохоку 11 марта 2011 года, землетрясения в Непале 25 апреля 2015 года и двух землетрясений на Аляске 23 января и 30 ноября 2018 года показали, что в зависимости от параметров очага землетрясения, количества записей и шага параметрической сетки это влияние может быть существенно различным. Для Аляскинских землетрясений показано что, в случае, когда достаточно много записей (40 и 37 соответственно) и ни одна из нодальных плоскостей источника не является субгоризонтальной, удаление любой записи слабо влияет на оцениваемые параметры (оценка погрешности равна 0). При этом уменьшение шага параметрической сетки приводит к уменьшению количества изменяемых параметров (в этом мы убедились при анализе ноябрьского Аляскинского землетрясения), где при шаге параметрической сетки в  $2^\circ$ , удаление записи отражается только на угле падения. Для землетрясения в Непале влияние оказалось более существенным. Это связано с меньшим количеством записей и параметрами самого землетрясения. В перспективе предполагается дальнейшее детальное изучение зависимостей точности определения параметров землетрясений от используемого набора данных.

## **2.2 Уточнение характера сейсмического режима и сеймотектоники**

В рамках темы гос. задания, совместно с КФ ФИЦ ЕГС РАН, было проведено исследование сильнейшего землетрясения западной части Алеутской дуги 17 июля 2017 г.,  $M_w=7.8$ . Подробно представлены результаты наблюдений, выполненных Камчатскими сетями: сейсмической и ГНСС, а также оценки интенсивности сотрясений в различных пунктах Камчатки. Исследованы предшествовавшая этому землетрясению сейсмичность и многолетние данные ГНСС о современных движениях плит и блоков в области землетрясения и составлена сеймотектоническая схема прилегающего региона. На основе длиннопериодных записей сейсмических станций мировой и Камчатской сетей, прилегающих станций ГНСС, а также изучения афтершоковой последовательности, построена пространственно-временная модель развития очага землетрясения. На основании проведенного анализа получен важный в практическом отношении вывод, что очаг этого сильного землетрясения не закрыл Командорскую сейсмическую брешь.

Также совместно с КФ ФИЦ ЕГС РАН было проведено исследование группы глубоких землетрясений, систематически в течение десятилетий фиксируемых юго-западнее Камчатки. Пространственное положение этой локальной группы противоречило современным представлениям о структуре Камчатской зоны субдукции. Исследования разрешающей способности Камчатской сейсмологической сети для области, занимаемой

этой группой показано, что появление аномальных событий при рутинной обработке является следствием неустойчивости и неединственности решений для координат гипоцентров. В результате повторного переопределения аномальных гипоцентров почти все землетрясения оказались принадлежащими Камчатской зоне субдукции, то есть аномальная группа была ликвидирована. Изменения внесены в официальный Камчатский каталог землетрясений. Детальное описание проведенной работы опубликовано в журнале " Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле". 2019. № 1.

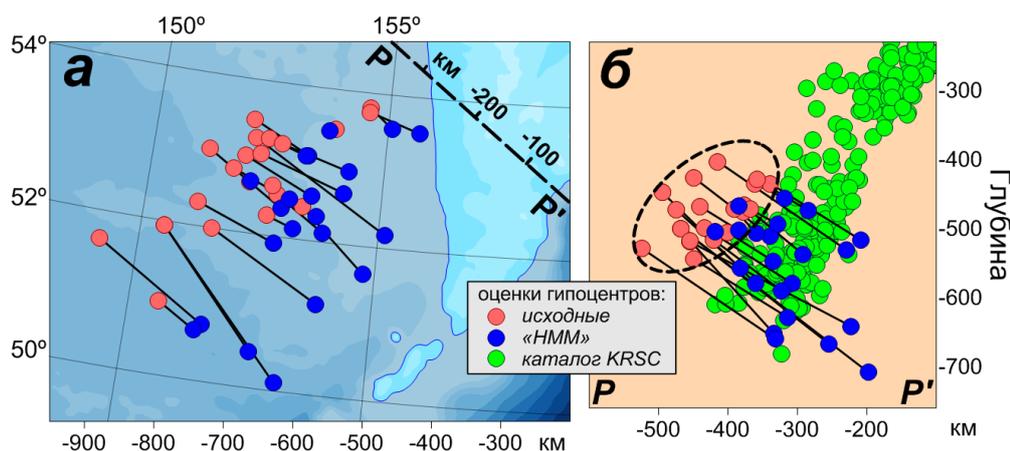


Рисунок 17 –Сравнениеисходных гипоцентров аномальной группы землетрясений (красные кружки) с исправленными оценками (синие кружки), на карте (а) и разрезе (б). Значения для каждого землетрясения соединены линиями. Зеленые кружки –другие землетрясения сейсмофокальной зоны

Также совместно КФ ФИЦ ЕГС РАН было проведено предварительное исследование сильнейшего "Землетрясения Углового Поднятия" на северо-западе Тихоокеанской плиты в районе сочленения Камчатского и Алеутского желобов 20 декабря 2018 г.,  $M_w=7.3$ . Описаны форшоковый и афтершоковый процессы. Получены оценки тензора сейсмического момента главного толчка и его сильнейших афтершоков. Представлены оценки размеров очага (длина 60 км, ширина 25 км), глубины эквивалентного источника (25 км), величины очаговой подвижки (2.1 м) и длительности разрыва (20 с). Полученные результаты доложены на Седьмой научно-технической конференции "Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России" и описаны в статье, представленной в журнал "Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле".

Совместно с КФ ФИЦ ЕГС РАН было проведено также предварительное исследование возможного присутствия под Командорским блоком Алеутской дуги

погруженного участка (слэба) Тихоокеанской плиты. Вопрос актуален в связи с проблемой существования Командорской сейсмической брешии - местом возможной подготовки сильнейшего цунамигенного землетрясения. На возможное существование такого скрытого слэба указывают механизмы землетрясений, происходящих в юго-восточной части Командорского блока. Они соответствуют движениям в зоне пологой косо́й субдукции и отражают срывы, происходящие в результате сцепления на поверхности предполагаемого погруженного слэба (рисунок 18). Другим проявлением слэба может являться современный подводный вулкан Пийпа, находящийся в Беринговом море вблизи Командорских островов. Его положение относительно глубоководного желоба аналогично более восточным вулканам Алеутской дуги, а состав вулканитов указывает на островодужный генезис. Тектоническая структура региона обладает большим сходством с северо-западным окончанием Зондской дуги, где в 2004 г. произошло катастрофическое Суматранское землетрясение. По материалам исследования представлен доклад на Седьмой научно-технической конференции "Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России", г. Петропавловск-Камчатский, 2019.

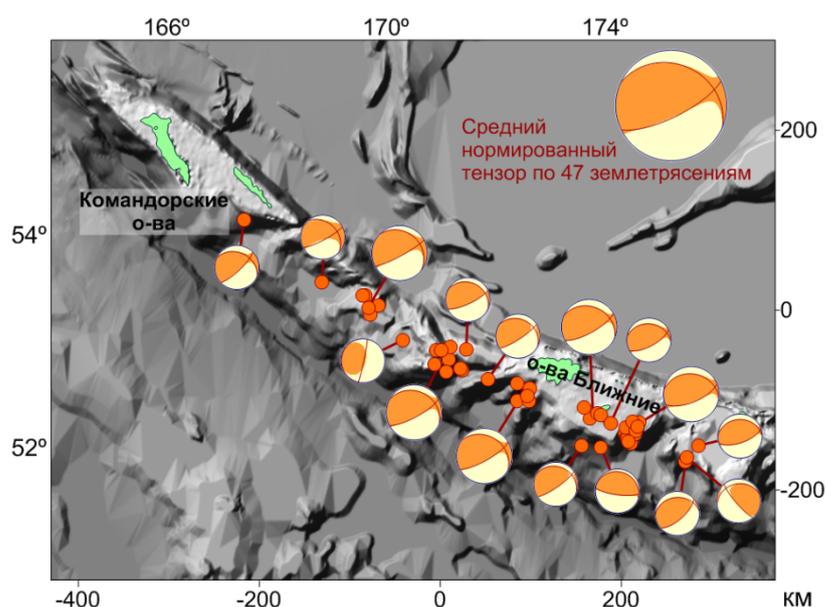


Рисунок 18 –Тензорысейсмического момента, отражающие косо́ую субдукцию под юго-восточную часть Командорского блока и западную часть блока о-в Ближних

Особым вопросом в лане сейсмической опасности является опасность цунами. Разработана методика быстрого приближенного расчета времен пробега волн цунами в пределах Тихого океана. На основе методики написана компьютерная программа,

позволяющая в течении первых секунд рассчитать для произвольного землетрясения времена прихода волн цунами для нескольких десятков точек океана и его побережья (пример дан на рисунке 19). Программа автоматически оценивает времена прихода цунами для всех, существующих в настоящее время глубоководных станции DART. Используется встроенная батиметрическая карта Мирового океана и алгоритм, основанный на упрощенной лучевой модели поиска параметрически заданного луча, обладающего минимальным временем распространения. Подготовлена компьютерная программа для выделения на стандартных записях станций DART участков, содержащих волну цунами от произвольного землетрясения.

Представленные в разделах 2.1 и 2.2 результаты освещают как текущую сеймотектоническую ситуацию исследуемом районе (например, в плане сохранения сейсмической брешы для потенциального очага сильного землетрясения в области Командорских островов), так и позволяют существенно уточнить очаговые параметры землетрясений, например, в плане новых способов оценки размеров очагов, истинных плоскостей сдвига и скорости распространения разрыва. Особо стоит отметить снятие определенных противоречий и разночтений в понимании сейсмического процесса (например, в плане показа некорректности оценки гипоцентрии группы землетрясений, как казалось, не согласующейся с принятой схемой тектоники плит в районе Западной Камчатки). В совокупности эти результаты помогают существенно детализировать представления о текущей сеймотектонической ситуации и сейсмической опасности Камчатки и Командорских островов, в частности уточнить характер опасности как в территориальном, так и во временном аспекте.

### **2.3 Сейсмичность верхних частей зон субдукции, физика процесса**

Приведенные выше результаты и новые методы анализа сеймотектонической ситуации и сейсмической опасности практически не касаются вопросов физики сейсмического процесса. Понятно при этом, что некоторые из этих результатов могли бы быть значимо уточнены и улучшены на основе лучшего понимания физики сейсмического процесса. Понятно также, что исследования по физике сейсмического процесса не могут быть привязаны к данному, наиболее важному с практической точки зрения району Дальнего Востока РФ. Исследования, имеющие целью получения новых данных по физике сейсмического процесса, будут касаться районов, наиболее детально исследованных комплексом геофизических данных, а не районов, наиболее важных в практическом отношении.

В рамках данной темы была рассмотрена сейсмичность верхних частей ряда наиболее детально исследованных зон субдукции. Был исследован ряд районов. Проверяться гипотеза о наличии связи между распределением средне-глубинных землетрясений с глубинным флюидным режимом и метаморфизмом (в том числе с современной вулканической активностью). Анализировалась сейсмичность нескольких зон субдукции (северной части Алеутских островов и прилегающей к ним части Аляски, юго-западная и северная части Японии, район Новой Зеландии). Была показана зависимость между формированием скоплений гипоцентров средне-глубинных землетрясений для двойной зоны субдукции и внутренними процессами метаморфизма внутри погружающейся плиты. Новый момент заключался в анализе сейсмического режима в координатах глубина-расстояние от верхней границы погружающейся плиты. Так как верхняя граница погружающейся плиты является ключевой структурой в тепловом режиме зон субдукции, то рассмотрение в таких координатах оказалось эффективным в плане выявления связи между скоплениями очагов землетрясений и термодинамическим режимом зон субдукции. Характерной чертой строения зон сейсмичности оказалось выявление протяженных структур высокой плотности числа землетрясений (рисунок 19). При сопоставлении с данными по РТ режиму зон субдукции оказалось, что такие зоны отвечают четким регрессионным соотношениям между давлением и температурой. Выявление такой связи, по-видимому, указывает на связь фронтов сейсмичности с зонами метаморфических превращений. Результаты докладывались на ряде конференций, но в развернутом виде пока не опубликованы.

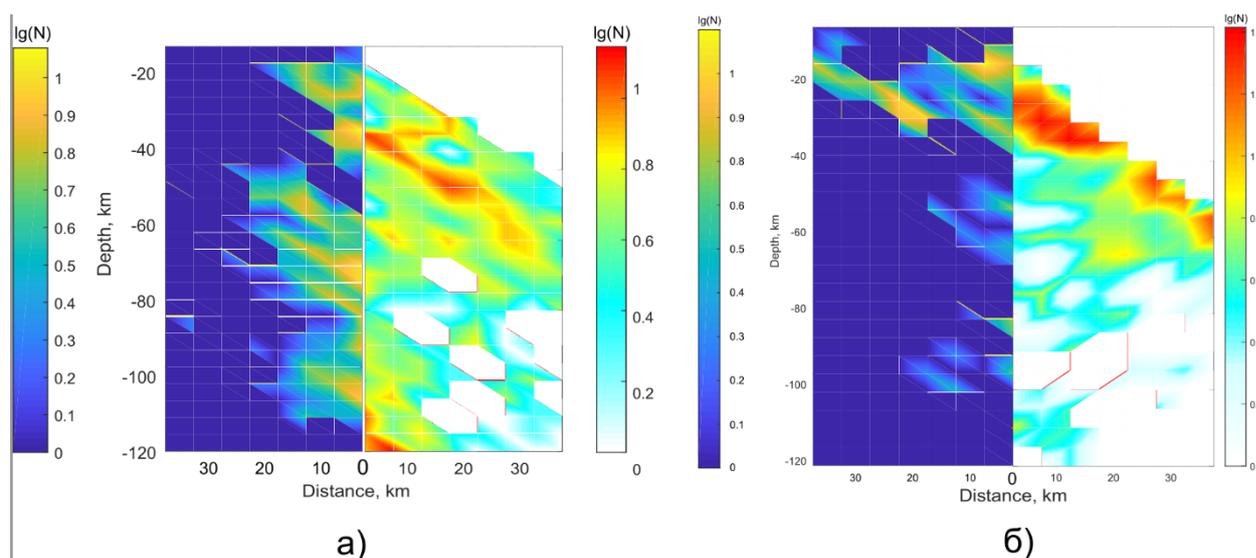


Рисунок 19 – Примерразреза плотности числа землетрясений для двух участков зоны субдукции Новой Зеландии, рисунках а) и б). Слева дана область над верхней границей погружающейся плиты, справа – под этой границей

#### **2.4 Регистрация слабых событий**

Были разработаны и апробированы на реальных сейсмических данных робастные (устойчивые к изменению характеристик помех) алгоритмы и программы для обработки записей микро-землетрясений, зарегистрированных сейсмическими группами. Указанные алгоритмы и программы ориентированы на анализ наведенной микро-сейсмичности, которая возникает при использовании таких методов добычи полезных ископаемых, как гидроразрыв пластов среды, содержащих сланцевый газ или как взрывное дробление среды в шахтах и карьерах. Алгоритмы и программы обеспечивают детектирование слабых сейсмических сигналов от наведенных микро-землетрясений, наблюдаемых на фоне сильных техногенных сейсмических помех, и оценивание важнейшие характеристики этих микро-землетрясений: направления прихода их сигналов на группу, характер тензора сейсмического момента их очагов и временные формы микро-подвижек среды в очагах.

Был теоретически синтезирован фазовый статистически эффективный (ФСЕ) алгоритм для оценивания координат микросейсмических источников по данным малоапертурных сейсмических групп. Указанный алгоритм был синтезирован путем модификации адаптивного статистически эффективного (АСЭ) алгоритма, предложенного ранее авторами. Существенное преимущество ФСЕ алгоритма перед АСЭ алгоритмом заключается в том, что он не требует адаптации к характеристикам помех с помощью обработки дополнительных наблюдений помех, и лишь ненамного уступает АСЭ алгоритму по точности. В то же время, с помощью компьютерного моделирования методом Монте-Карло было продемонстрировано, что ФСЕ алгоритм существенно превосходит по точности традиционный фазовый алгоритм SPR-PHAT, получивший широкое применение для локации акустических и сейсмических источников.

### **3 Исследования характеристик геофизической среды**

Разработка алгоритмов анализа информации имеющей целью охарактеризовать сейсмическую опасность будет не полна без анализа алгоритмов обработки сейсмических цифровых данных, в частности, учета свойств геофизической среды. Некоторые аспекты такого анализа представлены и в рамках данной темы госрегистрации. В значительной степени раздел посвящен разработке алгоритмов и методик анализа сейсмических сигналов, отягченных шумом высокого уровня. Анализ такого рода включает предварительную обработку и собственно анализ данных. Сам анализ включает довольно изощренные алгоритмы обработки, в частности с применением нейронных сетей.

#### **3.1 Предварительная подготовка данных**

Работы по использованию в сейсмометрии глубоких нейронных сетей потребовали рассмотрения вопроса о специальной подготовке данных. Удачная предобработка может резко повысить эффективность дальнейшего анализа. Основными целями предварительной обработки являются снижение уровня шума, устранение помех антропогенного происхождения и уменьшение размерности данных, то есть устранение их избыточности. В качестве предварительной обработки сейсмических данных в рамках работ по теме рассматривались вейвлет-преобразование и некоторые другие алгоритмы. Особое внимание было уделено дальнейшему улучшению алгоритма вейвлет-преобразования, используемого для предварительной фильтрации входных цифровых сейсмических данных. Продолжены работы по улучшению структуры алгоритмов, нахождению в них программных ошибок, улучшению визуального представления получаемых результатов. Все программное обеспечение разрабатывалось и отлаживалось в программной среде MATLAB R2013a производства фирмы MathWorks Inc. на которое имеется Академическая Лицензия №578558. Была проведена оптимизация программного кода, связанного с детектированием сейсмических волн P и S, для случая повышенного уровня сейсмических шумов.

#### **3.2 Алгоритмы фильтрации шумов, связанных с барическими и температурными колебаниями окружающей среды и внутри сейсмического прибора**

Были проведены работы по автоматической коррекции записей сейсмических сигналов для улучшения отношения сигнал/шум методами оптимальной фильтрации. Для коррекции использовались записи атмосферного давления, наружной температуры и

температуры внутри сейсмических приборов [9]. Продолжено совершенствование программы подстраиваемого оптимального фильтра, на которую у коллектива разработчиков уже имеется свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ (Гравиров В.В., Кислов К.В. DataCollector - Программа подстраиваемого оптимального фильтра (Slave\_Opt\_Filter) // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017661235, от 06/10/2017). Использование цифровых алгоритмов оптимальной фильтрации - один из наиболее прогрессивных способов ослабления длиннопериодных шумов в записях, поскольку оптимальные фильтры позволяют решать многие сложные практические задачи фильтрации и выделения полезных сигналов. Основное отличие от классических цифровых фильтров заключается в наличии обратной связи и, следовательно, передаточной функции, изменяющейся в зависимости от характера сигнала. Этот класс методов цифровой обработки сигналов основан на использовании одного или нескольких опорных сигналов, которые коррелированы (или слабо коррелированы) с подлежащим выделению полезным сигналом. Так как проверить правильность работы оптимального следящего фильтра невозможно напрямую (поскольку нет, и не может быть, «чистого» тестового сейсмического сигнала) был разработан и проведен ряд экспериментов, показывающих работоспособность алгоритма. Одним из наиболее наглядных примеров, освещающих возможности разработанного алгоритма, является случай, когда требуется отфильтровать полезный сейсмический сигнал с основной частотой, равной частоте помехи (шума). Такой сейсмический сигнал невозможно отфильтровать с использованием обычных прямых или рекурсивных цифровых фильтров.

### **3.3 Применение алгоритмов в системах раннего предупреждения о землетрясениях**

Стремительное развитие систем раннего предупреждения о землетрясениях обуславливает некоторую переориентировку целей дальнейших исследований. В связи с укорочением сроков, отводимых на обработку данных и уменьшением анализируемого временного окна, одним из приоритетных направлений стало детектирование начальной части Р-волны на записи, его выделение на фоне шума, сигналов телесеизмических и маломagnitude событий с целью максимального снижения доли ложных тревог. Использование сигналов, очищенных от инструментального шума, применение для обработки глубоких нейронных сетей позволит полностью устранить те ложные тревоги, которые связаны с детектированием сигнала.

### 3.4 Разработка и применение геофизической аппаратуры

Одним из основных помехогенерирующих факторов в длиннопериодной сейсмометрии, являются колебания температуры механических элементов приборов и конвективные потоки в их внутреннем объеме. Одним из возможных решений по уменьшению влияния шумов подобного типа является адаптивная фильтрация регистрируемых сейсмических сигналов с использованием данных по одновременной регистрации температурного режима ключевых элементов приборов и окружающего их пространства. Однако до последнего времени таким способом было невозможно достичь практических результатов, поскольку не было систем, способных регистрировать изменения температуры с требуемой точностью. Спроектированная серия высокочувствительных термосенсоров позволяет одновременно контролировать температуру в нескольких наиболее важных точках любого сейсмического прибора с точностями порядка 0,01-0,001 градуса Цельсия. Поскольку при разработке термосенсора необходимо получать разрешение не хуже 0.005 градуса, то особое внимание при проектировании было уделено мерам по дополнительному снижению уровня возможных электромагнитных шумов и локализации их источников. Разумеется, при такой высокой температурной чувствительности динамический диапазон термосенсора будет весьма ограничен. Поэтому для решения широкого класса задач по наблюдению термодинамического режима разнообразных объектов было разработано семейство дифференциальных термосенсоров, обладающих разной чувствительностью В/°С и уровнями собственных шумов. Такой набор термосенсоров может оказать неоценимую помощь при проектировании и отладке новых геофизических приборов. Наличие любых исполнительных устройств или электронных схем во внутреннем объеме приборов вызывает локальный нагрев. Это может приводить как к возникновению конвекционных воздушных потоков, так и к появлению длиннопериодных термических волн, влияющих на элементы конструкции прибора и его чувствительный элемент, например, маятник, в случае сейсмометра. Помехи подобного типа относятся к классу наиболее трудно идентифицируемых. Учет их влияния до сегодняшнего дня представляет собой весьма сложную задачу.

На том же принципе были разработаны прецизионные узкополосные температурные датчики для изучения тонкой структуры температурных полей в пластах горных пород. Исследование тонкой структуры температурных полей в толще горной породы в связи с малой скоростью распространения температурных возмущений и

высокой долговременной температурной стабильностью также требует высокоточных измерений вариаций температуры. Такое измерение временных вариаций температур позволит получить оценку динамики температурных полей в толще горных пород уже в течение относительно непродолжительных сроков наблюдения. Установка подобных датчиков после их предварительной одновременной калибровки с разнесением их по вертикали позволит проводить экспериментальные высокоточные измерения динамики теплового потока.

Другим примером высокоточной обработки данных является мониторинг мощности мерзлого слоя грунта, что необходимо для многих научных и прикладных задач. Глубина промерзания грунта оказывает влияние на точность результатов при сейсмоакустическом каротаже, при инженерно-геологических изысканиях для изучения геологического строения массива, нарушений угольных пластов, оценки напряжённого состояния геологической среды, при малоглубинной томографии. Разработаны техники проведения сейсмометрических экспериментов, при которых необходимо учитывать толщину замерзшего слоя грунта.

#### 4 Метод построения и анализа обобщенной окрестности сильного землетрясения, выделение независимых аномалий

Отдельным разделом темы, согласно планам работ, являются исследования по построению и анализу обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ). При этом основное внимание планировалось уделить анализу, выявляемому в ООСЗ комплексу предвестниковых аномалий и выделению на основе этого возможного механизма развития сейсмической неустойчивости, а также обсуждению возможного разделения зависимых и независимых аномалий в ООСЗ.

Исследование предвестниковых аномалий затруднено сильной случайной компонентой сейсмического процесса, приводящей к огромному разнообразию режимов развития отдельных фор- и афтершоковых последовательностей. В отдельной такой последовательности часто оказывается затруднительно выделить типовые черты фор- и афтершокового процесса. Вариабельность разных последовательностей столь велика, что даже породила представления об отсутствии таких общих черт фор- и афтершокового процесса как форшоковая активизация и реализация афтершокового процесса по закону Омори.

С целью подтверждения существования и уточнения типовых черт фор- и афтершокового процесса был предложен и реализован метод (подробно описан в монографии [Родкин, Рундквист, 2017]) построения и анализа обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ), в котором, в результате масштабируемой агрегации в общую фор-афтершоковую последовательность данных по очень большому числу (до тысячи) отдельных фор- и афтершоковых последовательностей удастся надежно выделить типовые их свойства. В ООСЗ четко видны форшоковая степенная активизация и афтершоковый процесс, протекающий согласно закону Омори-Утсу. Кроме того, для значительного числа параметров (величин наклона графика повторяемости, средней глубины землетрясений, величин кажущихся напряжений  $\sigma_a$ , ряда других характеристик) выявляется единообразная по характеру аномалия с амплитудой, нарастающей как минус логарифм времени от момента обобщенного сильного события (ОСЗ). Такая устойчиво повторяющаяся и характерная по форме аномалия может быть предположительно охарактеризована как некая новая эмпирическая закономерность сейсмического режима. Наиболее часто анализируемой и используемой характеристикой сейсмического режима является значение наклона графика повторяемости *b-value*., которое может быть оценено по формуле

$$b\text{-value} = \lg(e) / (\text{mean}(M) - M_c). \quad (9)$$

где  $\text{mean}(M)$  – среднее значение магнитуды;

$M_c$  – граничное значение.

Из (9) видно, что величина (и аномалия)  $b$ -value фактически определяется средним значением магнитуды. Отсюда можно рассматривать более физически прозрачную величину  $\text{mean}(M)$ . На рисунке 20 видно, что в близкой к моменту ОСЗ области четко выделяется аномалия роста величины  $\text{mean}(M)$  как  $\text{abs}(\text{минус логарифм времени до момента ОСЗ})$ . Эта аномалия, нарастающая как минус логарифм времени от момента обобщенного сильного землетрясения, далее называется  $MJT$  аномалией.

$$\text{mean}(M) = a + b \lg |\Delta t|. \quad (10)$$

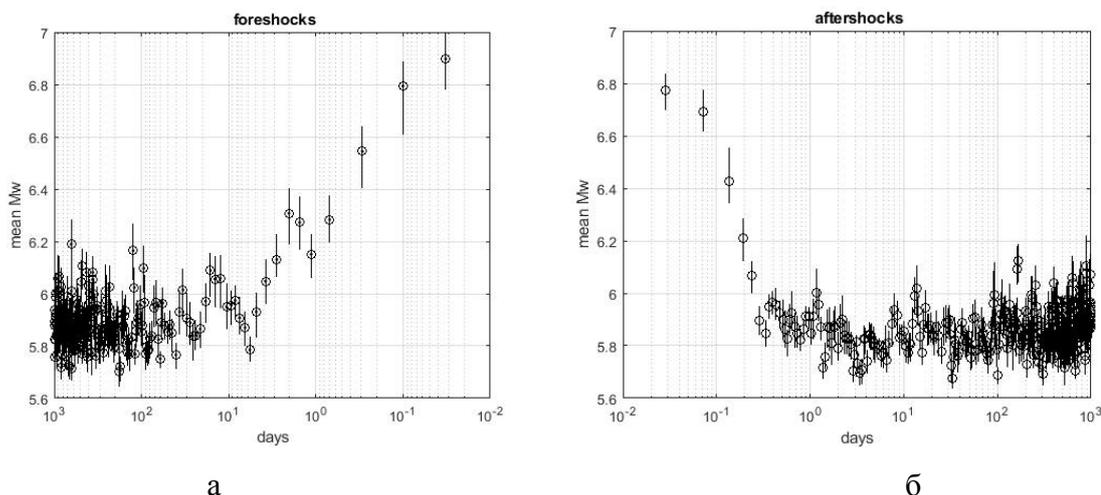


Рисунок 20 – Средняя магнитуда землетрясений ( $M_w \geq 5.4$ ) в ООСЗ, форшоки (а) и афтершоки (б),  $GCMT$  каталог.

Оценка погрешности получена численным бутстреп-методом

Соотношение типа  $MJT$  аномалии (10) оказалось, как уже отмечено выше, весьма типично, оно выявляется при рассмотрении таких различных параметров как  $b$ -value,  $\text{mean}(M)$ ,  $\text{mean}(Mb - Mw)$ , величин кажущихся напряжений, продолжительности очагового процесса, величины согласованности ориентации механизмов очага отдельных фор- и афтершоков с механизмом главного события и даже для изменения средней глубины форшоков (рисунке 21). Отметим, что зависимости типа (10) обычно лучше выполняются в форшоковой области, а для афтершоков часто наблюдается различие в режиме ранних и

более поздних афтершоков. Естественно, не все аномалии МЛТ типа независимы, некоторые являются следствием изменения среднего значения магнитуды.

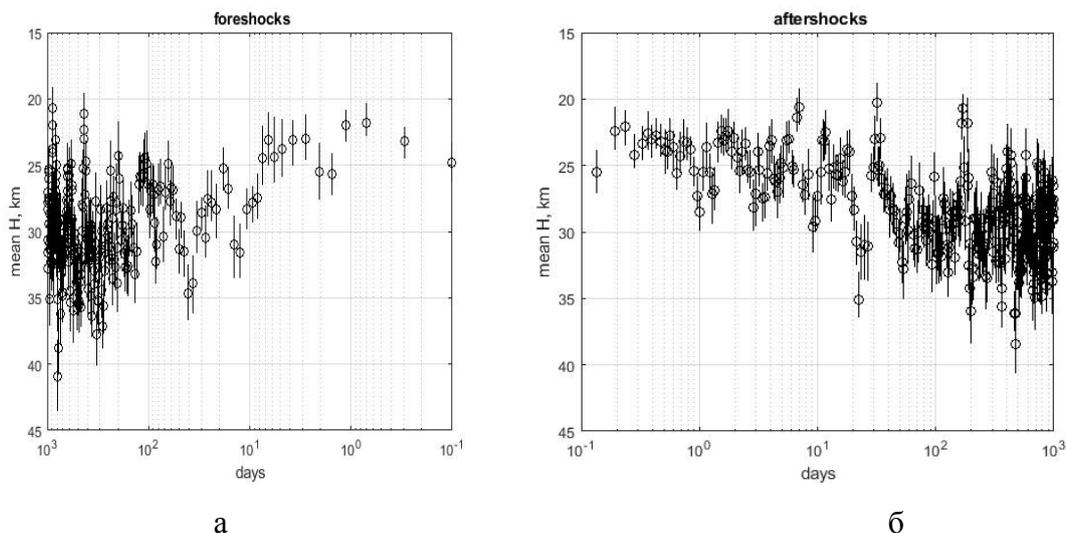


Рисунок 21 – Изменения средней глубины событий в ООСЗ в логарифмической шкале по оси времени для форшоков (а) и афтершоков (б), каталог *GCMТ*

Многие выявленные в ООСЗ аномалии представляются вторичными, связанными с ростом средней магнитуды землетрясений и с насыщением шкалы магнитуд  $M_b$  в области сильнейших событий. Отсюда как предварительно независимые можно принять аномалии роста средней магнитуды землетрясений и уменьшения средней глубины землетрясений. При этом аномалия роста средней магнитуды землетрясений звучит как тавтология; действительно мы имеем, что в ООСЗ прогностным признаков роста вероятности реализации сильного землетрясения является рост средней магнитуды землетрясений. Такая аномалия, с одной стороны, представляется не слишком содержательной, но с другой – она представляется логически безупречной и потому вполне ожидаемой.

В качестве второй независимой аномалии МЛТ-типа можно принять аномалию уменьшения средней глубины землетрясений. Отметим, что аномалия «всплывания афтершоков» ранее уже отмечалась другими авторами. В ООСЗ она проявляется вполне четко и может быть описана соотношением МЛТ-типа (10). Природа этой аномалии, по-видимому, связана с ростом трещиноватости и проницаемости среды в окрестности очага развивающегося сильного землетрясения, и с прорывом легкого флюида вверх. Таким образом, развитие этой аномалии указывает на наличие в очаговой зоне флюида малой плотности (не расплава).

Полученный на основе анализа ООСЗ вывод о типичности присутствия в очаговых зонах флюида согласуется с результатами анализа микроэлементного (МЭ) состава УВ и водных флюидов основных бассейнов нефтегазонакопления и вулканогенных областей Камчатки. Результаты расчетов показали наиболее тесную корреляцию МЭ состава УВ флюидов всех рассмотренных наборов данных по основным нефтегазонасыщенным бассейнам России со средним химическим составом нижней континентальной коры. Отметим, что, учитывая изменения содержания разных элементов на многие порядки, при расчетах сравнивались не концентрации, а логарифмы концентраций. Напротив, для нефтепроявлений и гидротермальных вод Камчатки наиболее тесная корреляция имеет место со средним химическим составом верхней и средней континентальной коры. Полученный вывод получает ту естественную интерпретацию, что МЭ состав флюидов несет на себе глубинную метку области их зарождений. В условиях обычного теплового режима массивированная дегидратация реализуется на уровне нижней коры; в условиях высоких глубинных температур Камчатки, эти процессы протекают выше. В целом же полученные результаты свидетельствуют об активном глубинном флюидном режиме (по крайней мере в областях флюидометаморфогенной активизации). Такой вывод согласуется с результатами анализа сейсмичности в ООСЗ, указывающими на высокую активность флюидного режима.

В совокупности две указанные независимые МЛТ аномалии – рост средней магнитуды землетрясений и уменьшение средней глубины землетрясений описывают механизм развития сейсмической неустойчивости как совокупность развития процесса трещиноватости и роста величин сейсмических событий.

Статус новой выявленной эмпирической закономерности появления аномалий МЛТ-типа можно предполагать аналогичным закону Омори.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным результатом НИР за 2019 год следует полагать разработку и реализацию методов расчета параметров сейсмической опасности на основе использования методов теории экстремальных значений, теории вероятностей с пространственным разрешением, принятым в практике расчета карт общего сейсмического районирования. В задании НИР было указано получение результатов и публикации, отражающие методику расчетов и результаты ее пилотного применения к данным по Камчатке, Курилам и Японии; все эти планы были реализованы. В публикациях по проекту описаны методы работы с типичным случаем малых выборок данных по сильным (отвечающим хвосту распределения) событиям. Описана модель 2-х звенного закона распределений землетрясений. Проведены расчеты сейсмической опасности Камчатки, Курил и Японии. Получен важный в практическом отношении результат выявления существенных неоднородностей поля максимальных сейсмогенных ускорений (PGA) не только поперек, но и вдоль ориентации глубоководного желоба. При этом большинство пятен повышенной сейсмической опасности сохраняется при расчетах для непересекающихся интервалов времени, и при использовании разных каталогов, в том числе исторического каталога землетрясений Японии за 1885-1925 годы. В плане физической интерпретации полученных результатов показано, что расположение пятен повышенной сейсмической опасности коррелируют с ростом числа морских гор на прилегающем участке океанической плиты и с увеличением средних значений ( $M_b$ - $M_w$ ) для неглубоких землетрясений зон субдукции. В совокупности эти данные свидетельствуют о корреляции областей повышенной сейсмичности с районами субдукции больших объемов морских гор и, таким образом, о неслучайности и длительности существования выявленных особенностей поля сейсмической опасности и желательностью их учета на картах ОСР.

Применительно к развитию и использованию метода построения и анализа Обобщенной окрестности сильного землетрясения (ООСЗ) в планах работ по теме было указана «публикация, отражающая механизма развития неустойчивости исходя из комплекса независимых аномалий». В публикациях за год проведено разделение типовых, выделяемых в ООСЗ, аномалий – на независимые и зависимые. В качестве независимых указываются аномалии роста средней магнитуды землетрясений, уменьшения средней глубины землетрясений и рост единообразия между ориентациями фокальных механизмов соответствующего главного и текущего землетрясения (зависимыми аномалиями, обусловленными ростом средней магнитуды землетрясений) полагаются уменьшение наклона графика повторяемости, рост длительности сейсмического процесса и ряд других

аномалий. Рост единообразия ориентации фокальных механизмов указывает на процесс формирования основного разрыва и отмирание второстепенных нарушений при подготовке сильного землетрясения. Уменьшение средней глубины землетрясений предположительно указывает на лавинообразный рост трещиноватости и проницаемости в области очага и на типичность наличия в очаговой зоне флюида низкой плотности. В совокупности три перечисленные независимые аномалии достаточно определенно характеризуют физический механизм развития сейсмической неустойчивости. В развитие этих работ и в плане их практического применения планируется проведение на этой основе анализа региональных данных по сейсмичности Курильских островов и Сахалина (в соавторстве с коллегами из СФ ГС РАН и ИМГиГ ДВО РАН) с целью совершенствования используемых алгоритмов прогноза землетрясений.

В плане развития методов уточнения описания моделей очагов современных землетрясений на основе широкополосных записей телесеismicических волн показана возможность более детального описания механизма очага, в частности, выбора из двух нодальных поверхностей вероятной поверхности разрыва. Реализованы алгоритм и программы предварительной быстрой фильтрации seismicических записей в спектрально-временной области; разработка программы оценки погрешности определения параметров очага землетрясения в приближении тензора момента на основе численного метода Jackknife. Уточнен характер зависимости получаемых результатов от имеющегося набора записей. В перспективе предполагается дальнейшее уточнение зависимости точности определения параметров землетрясений от используемого набора данных.

Важные результаты были получены в плане выполнения подраздела темы по исследованию тектоники и сейсмичности отдельных участков Алеутской дуги, Камчатки и прилегающих территорий. В рамках этого направления, для более 200 землетрясений вблизи о. Беринга за 2011–2018 гг., по записям акселерометров VKI, KBG, UK1, TUMD, SPN восстановлены очаговые спектры в диапазоне частот 0.2–20 Гц определены seismicический момент ( $M_0$ ), две характерные частоты ( $f_{c1}$ ,  $f_{c2}$ ), а также параметр «сброшенное напряжение». Сложное строение очаговых спектров (наличие двух характерных частот) выявлено в более чем 70% случаев. Типичность выявления второй угловой частоты свидетельствует в пользу модели, предполагающей типичность наличия в очаговой зоне, наряду с механически ослабленной зоной, жестких включений.

Анализировалось текущее состояние seismicического режима ряда областей Дальнего Востока России. На западе Алеутской дуги 17 июля 2017 г. произошло сильнейшее землетрясение с  $M_w=7.8$ . На основании проведенного комплекса

исследований был сделан важный в практическом отношении вывод, что очаг этого землетрясения не закрыл Командорскую всю сейсмическую брешь, что указывает на возможность реализации в этом районе следующего сильного землетрясения.

В плане сравнения детальных данных по расположению очагов землетрясений, сейсмической структуре и расчетных моделей тепловой структуры ряда зон субдукции были выявлены протяженные сейсмически высокоактивные структуры, отвечающие определенным регрессионным соотношениям между давлением (глубиной) и расчетными значениями температуры (результаты представлены пока только на конференциях). Выявление таких структур (насколько известно авторам, впервые) может указывать на связь сейсмичности зон субдукции с фронтами активизированных метаморфических превращений, как это ранее предполагалось в рамках флюидометаморфогенной модели сейсмогенезе (Калинин и др., 1989; Родкин, 1993 и др.).

Особый интерес в плане понимания сейсмотектонической ситуации представляют отдельные примеры, как казалось, противоречащие современным сейсмотектоническим представлениям. Примером такой ситуации являлась группа глубоких землетрясений, в течение десятилетий фиксируемых юго-западнее Камчатки, чье пространственное положение противоречило современным представлениям о структуре Камчатской зоны субдукции. Проведенное исследования показано, что появление этих событий при рутинной оценке гипоцентрии является следствием неустойчивости и неединственности в определении координат гипоцентров. Переопределение аномальных гипоцентров по исходным сейсмограммам с большим отбором данных показало, что почти все землетрясения оказались принадлежащими Камчатской зоне субдукции, то есть аномальная группа была ликвидирована. Изменения внесены в официальный Камчатский каталог землетрясений.

В рамках оценки сейсмической опасности особый специальный интерес представляет оценка опасности цунами, в рамках этой задачи для Дальнего Востока РФ была разработана методика быстрого приближенного расчета времен пробега волн цунами в пределах Тихого океана. Подготовлена компьютерная программа, позволяющая в течении первых секунд рассчитать для произвольного землетрясения времена прихода волн цунами для нескольких десятков точек побережья. В частности, программа автоматически оценивает времена прихода цунами на действующие глубоководные станции DART, что позволяет оперативно проверять точность решения. Программа использует встроенную батиметрическую карту мирового океана и алгоритм, основанный

на упрощенной лучевой модели поиска параметрически заданного луча, обладающего минимальным временем распространения.

В плане использования современных инструментальных наблюдений в целях уточнения сейсмической опасности отдельный интерес представляет регистрация слабой сейсмичности и выявление характера сейсмических шумов. В рамках темы проводилась разработка теоретических методов сравнения эффективности алгоритмов сейсмического мониторинга с помощью малоапертурных сейсмических групп, в частности, точности алгоритмов локации микросейсмических источников. Это направление работ дополнялось разработкой алгоритмов детектирования сейсмических сигналов на фоне шумов высокого уровня. Продолжалось формирование унифицированной библиотеки сейсмических шумов. Проводились разработки аппаратуры с точным контролем теплового режима и компенсации соответствующих шумов и методик мониторинга мощности мерзлого слоя грунта в окрестности опытной мобильной сейсмической станции (учет характеристик грунта важен для понимания чувствительности наблюдательной сети).

Также отметим разработку нового, простого в реализации, алгоритма разделения основных и зависимых землетрясений (афтершоков). Алгоритм и реализующая его программа удачно объединяют корректность выделения афтершоков, приближающуюся к эффективности метода ближайшего соседа), и простоту реализации, характерную для классических оконных методов. При разработке алгоритма был предложен новый полезный методический прием, основанный на численной имитации подмножеств зависимых и независимых землетрясений.

К наиболее важным результатам по промежуточному отчету 2019 года по теме исследований следует отнести выявление существенной неоднородности поля сейсмической опасности зон субдукции Северо-Запада Тихого океана. Данный вывод имеет значительный теоретический и практический результат и, после уточнения характера поля неоднородности, может быть рекомендован в целях заметного уточнения карт ОСР Российской Федерации. К другим практически важным результатам следует отнести вывод о том, что, несмотря на реализацию на западе Алеутской дуги сильного землетрясения (17 июля 2017 г.,  $M_w=7.8$ ), отмечавшаяся здесь ранее сейсмическая брешь, по-видимому, остается незакрытой и в этом регионе можно ожидать следующее сильное землетрясение. В качестве наиболее существенных результатов отметим также выявление по детальным данным о сейсмичности ряда зон субдукции характерных сейсмически активных структур, отвечающих определенным регрессионным соотношениям между величинами давления и расчетными значениями температуры. Выявление таких структур

может указывать на связь землетрясений с границами активных метаморфических превращений в зонах субдукции (результаты представлены пока только на конференциях).

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. М.: ООО «Наука и образование», 2012. 176 с.
2. Горшков А.И. Распознавание мест сильных землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе. М.: КР АС АНД, 2010. 472 с. (Вычисл. сейсмология; Вып. 40).
3. Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С.. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде// М., Наука, 1989, 158с.
4. Писаренко ВФ, Родкин МВ Распределения с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. Вычислительная сейсмология, Вып.38, М., ГЕОС, 2007, 240 с.
5. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Декластеризация потока сейсмических событий, статистический анализ. Физика Земли, 2019, 5, 1-15.
6. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике// М., Нац. Геоф. Ком., 1993, 194 с.
7. Родкин М.В., Никонов М.В., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах. 2012, Т.3, №3, 293-237, Эл.журнал. Геодинамика и тектонофизика", [http://gt.crust.irk.ru/article\\_80](http://gt.crust.irk.ru/article_80).
8. Родкин М.В., Д.В. Рундквист. Геофлюидодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Изд-во «Интеллект», Долгопрудный, 2017, 288 с.
9. Уломов В.И., Богданов М.И. Новый комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации (ОСР-2012) // Инженерные изыскания. 2013. № 8. С. 30–39.
10. Aptikaev, F.F. (2009) Review of empirical scaling of strong ground motion for seismic hazard analysis. In: M.D. Trifunac (Ed.), *Selected topics in earthquake engineering-from earthquake source to seismic design and hazard mitigation*, Republika Srpska, 26–54.
11. Douglas, J. (2011) *Ground-motion Prediction Equations 1964-2010*. Pacific Earthquake Engineering Research Center, 443 pp.
12. Embrechts P, Kluppelberg C, Mikosch T (1997) *Modelling extremal events*. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 645 pp
13. Gumbel, E.J. (1958) *Statistics of extremes*. New York: Columbia University Press. (1958)
14. Kagan YY (1999) Universality of the seismic moment-frequency relation. *Pure Appl Geophys* 155:537–573
15. Kijko, A. (2011). Seismic hazard. In *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (pp. 1107-1121). Gupta, H.K (Ed.), Springer, Dordrecht.

16. Kijko, A. & Singh, M. (2011). Statistical tools for maximum possible earthquake magnitude estimation. *Acta Geophysica*, 59, pp. 674-700. DOI: 10.2478/s11600-011-0012-6.
17. Lay, T.; Kanamori, H. (1981) *An Asperity Model of Large Earthquake Sequences*, in *Earthquake Prediction*. Washington, D.C.: American Geophysical Union, Simpson, D.W., Richards, P.G., Eds. <https://doi.org/10.1029/ME004p0579>
18. Pisarenko, V.F.; Sornette, A.; Sornette, D.; Rodkin, M.V. (2008) New Approach to Characterization of Mmax and the Tail of Distribution of Earthquake Magnitudes, *Pure and Applied Geophysics*, 65, 847-888.
19. Pisarenko V, Rodkin M (2010) Heavy-Tailed Distributions in Disaster Analysis. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Volume 30, Springer, Dordrecht-Heidelberg-London-New York.
20. Pisarenko VF, Sornette D, Rodkin MV (2010). Distribution of maximum earthquake magnitudes in future time intervals: application to the seismicity of Japan (1923–2007). *Earth Planets Space*, 62, 567–578.
21. Pisarenko V., Rodkin M. *Statistical Analysis of Natural Disasters and Related Losses*. Springer Briefs in Earth Sciences. Springer, Dordrecht-Heidelberg-London-New York, 2014, 82 pp
22. Ruiz, S.; Kausel, E.; Campos, L.; Saragoni, G.R.; Madariaga, R. (2010) Identification of High Frequency Pulses from Earthquake Asperities along Chilean Subduction Zone Using Strong Motion. *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-010-0117-x.
23. Satake, K. (2015) Geological and historical evidence of irregular recurrent earthquakes in Japan. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 373. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0375>
24. Strasser, F.O.; Arango, M.C.; Bommer, J.J. (2010) Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude. *Seismological Research Letters*, 81, 6, 941-950.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

Публикации по теме НИР «РАЗВИТИЕ МЕТОДОВ АНАЛИЗА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ В ЦЕЛЯХ ИЗУЧЕНИЯ ОЧАГА, СРЕДЫ, СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ», изданные в 2019 г.

Книга:

Родкин М.В. Когда ломается земная твердь. О физике и прогнозе землетрясений. Долгопрудный, Изд-во «Интеллект», 2019, 112 стр., 500 экз, ISBN 978-5-91559-258-1.

Публикации в российских и международных журналах, индексируемых в WebofScience, Scopus, РИНЦ:

1. Кафтан В.И., Родкин М.В. Деформации района вулкана Этны по данным GPS измерений, интерпретация, связь с режимом вулканизма. Вулканология и сейсмология. 2019, № 1, с. 12–22. <https://doi.org/10.31857/S0203-03062019114-24> (V)
2. Родкин М.В. Более полувека с «Природой». Природа, 2019, №2, <https://doi.org/10.7868/S0032874X1902011X>(V)
3. Rodkin M.V., and A.M.Korzhenkov, Estimation of maximum mass velocity from macroseismic data: A new method and application to archeoseismological data. Geodesy and Geodynamics, 2019, 10, 321-330. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2018.06.010>.(WoS Q4)
4. Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Декластеризация потока сейсмических событий, статистический анализ. Физика Земли, 2019, 5, 1-15. <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019538-52>(WoS Q4)
5. Родкин М.В. О статистических закономерностях концентрации металлов в УВ и рудных месторождениях. Экспозиция. Нефть. Газ. 2019, 3(70), 18-22. <https://doi.org/10.24411/2076-6785-2019-10028>.(V)
6. Родкин М.В., Пунанова С.А. Идеи Д.И.Менделеева и происхождение нефти. Природа, 2019, 10, 23-30. <https://doi.org/10.7868/S0032874X19100053>(V)
7. Пунанова С.А., Родкин М.В. О микроэлементном составе нефтей Ромашкинской группы месторождений. Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 8(332), 2019, 75-80. [https://doi.org/10.30713/2413-5011-2019-8\(332\)-75-80](https://doi.org/10.30713/2413-5011-2019-8(332)-75-80)(V)
8. Пунанова С.А., М.В. Родкин. Сравнение вклада разноглубинных геологических процессов в формирование микроэлементного облика каустобиолитов. Георесурсы. 2019. Т. 21. № 3. С. 14-24. <https://doi.org/10.18599/grs.2019.3.14-24>.(WoS Q4)

9. Корженков А.М, С.В. Абдиева, А.С. Гладков, Е.В. Деев, Ц. Лю, Й.В. Мажейка, Е.А. Рогожин, М.В. Родкин, А.А. Сорокин, И.В. Турова, А.Б. Фортуна «Палеосейсмичность вдоль адырных разломов (на примере Коконадыр-Тегерекского разлома в Юго-Западном Приссыккулье, Тянь-Шань. Вулканология и Сейсмология, 2019, 5, 000-000. [https://doi.org/10.30713/2413-5011-2019-8\(332\)-75-80\(V\)](https://doi.org/10.30713/2413-5011-2019-8(332)-75-80(V))
10. Rodkin M.V. Application of the multiplicative cascade model for the description of the seismic regime and for the seismic hazard assessment. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. Vol. 324. 2019, 1-7, Article Number 012001. <https://iopscience.iop.org/issue/1755-1315/324/1> <https://doi.org/10.1088/1755-1315/324/1/012001> (Scopus)
11. Ландер А.В., Шевченко Н.А., Матвеев Е.А. Артефакт в Камчатском каталоге землетрясений: исследование и устранение / Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2019. № 1. Выпуск 41. С. 85-90. DOI: 10.31431/1816-5524-2019-1-41-85-90. (V)
12. Чебров Д.В., Кугаенко Ю.А., Ландер А.В., Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Дрознина С.Я., Митюшкина С.Я., Ототюк Д.А., Павлов В.М., Титков Н. Н. Ближне-Алеутское землетрясение 17.07.2017 г. с  $M_w=7.8$ . I. Протяженный разрыв вдоль Командорского блока Алеутской островной дуги по данным наблюдений на Камчатке. / ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2019, № 4, с. 48–71 (WoSQ4)
13. Varypaev A.V., I.A.Sanina, A.B.Chulkov, and A.F.Kushnir. Application of robust phase algorithms for seismic emission detection in the area of blasting operations in mines. Seismic Instruments, 2019, Vol. 55, No. 2, pp. 136–147. Allerton Press, Inc., ISSN 0747-9239 (WoSQ4)
14. Фомочкина А. С., Букчин Б. Г. Применение параллельных вычислений при определении параметров очагов землетрясений с высоким разрешением / Физика Земли, 2019, №2, с. 68–75. (WoSQ4)
15. Лиходеев Д.В., Гравиров В.В., Кислов К.В., Долов С.М. Прецизионные узкодиапазонные дифференциальные температурные датчики // Научное приборостроение. — 2019. — Т. 29, № 1. — С. 11–16. DOI:10.18358/np-29-1-i1116 (V)

Руководитель темы:

\_\_\_\_\_

М.В.Родкин