СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 2022

ОБЗОР

Большие данные в геофизике и других науках о Земле

А. Д. Гвишиани, М. Н. Добровольский, Б. В. Дзеранов, Б. А. Дзебоев 3

Электромагнитное инициирование землетрясений: полевые наблюдения, лабораторные эксперименты и физические механизмы (обзор)

В. А. Зейгарник, Л. М. Богомолов, В. А. Новиков 35

Хубсугульское землетрясение, 12.01.2021 г. $M_W = 6.7$, $M_L = 6.9$ и афтершоки начального периода*

А. Ф. Еманов, А. А. Еманов, В. В. Чечельницкий, Е. В. Шевкунова, Я. Б. Радзиминович, А. В. Фатеев, Е. А. Кобелева, Е. А. Гладышев, В. В. Арапов, А. И. Артёмова, В. Г. Подкорытова 67

Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 по данным спутниковой РСА интерферометрии*

Е. П. Тимошкина, В. О. Михайлов, В. Б. Смирнов, М. С. Волкова, С. А. Хайретдинов 83

Оценка параметров усеченного распределения Гутенберга–Рихтера (УГР)

В. Ф. Писаренко 90

Сравнительный анализ методов оценки магнитуды представительной регистрации землетрясений

В. А. Павленко, А. Д. Завьялов 100

К вопросу об аналитическом продолжении аномальных потенциальных полей в сторону источников

И. Э. Степанова, А. В. Щепетилов, А. М. Сальников 118

Уравнения состояния мусковита при высоких давлениях и температурах

А. М. Молодец 130

Сейсмические деформации в археологических памятниках Варны, Болгария

О. В. Димитров, К. З. Вачева, А. М. Корженков, Х. Кузов, А. С. Ларьков, А. Н. Овсюченко, Б. К. Рангелов, Е. А. Рогожин, А. А. Стрельников 140

*Год назад, 12.01.2021 г. недалеко от озера Байкал, в районе озера Хубсугул (Монголия) произошло сильное землетрясение. В этом номере журнала мы публикуем две статьи, посвященные этому землетрясению.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 3–34

ОБЗОР

УДК 550.3

БОЛЬШИЕ ДАННЫЕ В ГЕОФИЗИКЕ И ДРУГИХ НАУКАХ О ЗЕМЛЕ

© 2022 г. А. Д. Гвишиани[1,2], М. Н. Добровольский[1], Б. В. Дзеранов[1,3], Б. А. Дзебоев[1,3,*]

[1]*Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия*

[2]*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия*

[3]*Геофизический институт Владикавказского научного центра РАН, г. Владикавказ, Россия*

**E-mail: b.dzeboev@gcras.ru*

Поступила в редакцию 24.03.2021 г.
После доработки 13.04.2021 г.
Принята к публикации 16.04.2021 г.

Термин “Большие Данные” (“Big Data”) в последнее десятилетие стал весьма популярен. Частота его использования в научных статьях, докладах и широкой прессе непрерывно растет. В статье описывается история возникновения и развития теории и практики Больших Данных (БоД), как научной дисциплины, приводятся их главные характеристики и методы обработки и анализа, представляются формализм и семейство V-характеристик БоД, перечисляются примеры источников растущих БоД, оказывающих фундаментальное воздействие на развитие геофизики и смежных наук о Земле. В качестве примеров источников БоД в науках о Земле рассмотрены: дистанционное зондирование Земли, метеорология, геоэкология на примере глобальной иерархической сети SMEAR (Stations Measuring Earth surfaces and Atmosphere Relations) и сейсмическая разведка. Также рассмотрены данные сейсмического мониторинга, которые могут стать БоД при комбинировании с другими геофизическими данными, и геомагнитные данные, не являющиеся БоД, но, тем не менее, представляющие большую научную ценность.

Ключевые слова: Большие Данные (БоД), науки о Земле, дистанционное зондирование Земли, метеорологические наблюдения, сейсмический мониторинг, сейсморазведка, геоэкология, геомагнитные наблюдения.

DOI: 10.31857/S0002333722010033

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время наблюдается беспрецедентный непрерывный рост объемов данных, собираемых и анализируемых в различных областях науки и техники [Gvishiani, Soloviev, 2020]. Важнейшими источниками данных являются: интернет (социальные сети, мессенджеры, рекламная аналитика и т.д.), интернет вещей (Internet of Things – IoT) [Internet Of Things, 2020], сети сенсорных наблюдений, данные спутниковых наблюдений и многое другое. Это приводит к необходимости хранения и обработки поистине гигантских массивов данных, не имеющих аналогов в прошлом. Особенностью таких данных является то, что они часто являются неструктурированными или частично структурированными [Dedić, Stanier, 2017]. Сбор и обработка этих данных должны выполняться исключительно оперативно. При этом часто речь идет об их обработке в реальном или близком к реальному времени.

Указанные особенности современных исходных данных определяют общемировую тенденцию, а собственно информационные массивы называются Большими Данными (Big Data). Далее по тексту мы будем сокращать их как БоД.

БоД можно охарактеризовать как данные огромных объемов, представленные в разнородных форматах, создаваемые и обрабатываемые с большой скоростью. Это затрудняет, если вообще делает возможной, работу с БоД на основе традиционных технологий реляционных баз данных. Поэтому, чтобы работать с постоянно быстро растущими объемами, разнообразием и скоростями поступления и обработки БоД развиваются специальные технологии. Это в первую очередь коснулось интернет-компаний. Например, Google обрабатывает более петабайта данных в день [Mayer-Schönberger, Cukier, 2014]. Единицы измерения количества информации приведены в таблице.

В последние годы термин Большие Данные стал чрезвычайно популярным как в научной, так и в деловой литературе и средствах массовой информации [Gvishiani et al., 2021]. БоД начинают появляться в новых областях науки и техники. При этом использование этого термина стало

Таблица 1. Единицы измерения количества информации в байтах [ГОСТ 8.417-2002, 2013]

Название	Обозначение	Степень
Байт	Б	10^0
Килобайт	Кбайт	10^3
Мегабайт	Мбайт	10^6
Гигабайт	Гбайт	10^9
Терабайт	Тбайт	10^{12}
Петабайт	Пбайт	10^{15}
Эксабайт	Эбайт	10^{18}
Зеттабайт	Збайт	10^{21}
Йоттабайт	Ибайт	10^{24}

своего рода модой и не всегда является оправданным.

Более того, классификация как БоД информационных массивов, таковыми в реальности не являющихся, может приводить к применению к ним неадекватных математических методов. Свою недавнюю книгу об этом известный американский специалист по БоД Кэти О'Нил (Cathy O'Neal) [О'Нил, 2018] посвящает ущербу для отдельно взятых людей от того, что она называет ОМП – Оружием Математического Поражения.

Когда успешно развитые сегодня методы хранения и обработки БоД неоптимально подбираются или применяются к массивам, ошибочно классифицированным как БоД, последние могут превратиться в ОМП, направленное против отдельных индивидуумов [О'Нил, 2018]. Рассматриваемый в данной статье вопрос о строгом и самодостаточном определении БоД становится со временем все более актуальным как для общества в целом, так и для отдельных личностей.

Впервые термин Большие Данные был введен в 2008 г. по аналогии с такими терминами как Большая Вода, Большие Деньги, Большая Нефть и т.д. 03.09.2008 г. редактор журнала "Nature" Клиффорд Линч (Clifford Lynch) подготовил выпуск на тему "Как технологии, открывающие возможности работы с большими объемами данных, могут повлиять на будущее науки". С этого момента термин прочно вошел в научную и деловую литературу, сначала в США, а затем и во всем мире.

В 2010–2020 гг. БоД стали академической дисциплиной в университетах многих стран мира. Причинами быстрого принятия и распространения этого раздела науки о данных стали огромные новые возможности, которые обещает использование БоД в науке и бизнесе, а также создание и развитие собственно технологий для работы с БоД. Если проследить историю возникновения термина Большие Данные еще дальше, то можно обнаружить его использование уже в 1990-х годах. Популяризация термина в это время была связана с именем Джона Маши (John Mashey) [Lohr, 2013], научного руководителя Silicon Graphics.

Когда говорят о БоД, то, прежде всего, имеют в виду, что их объем трудно хранить и обрабатывать с помощью традиционных программ, таких как реляционные базы данных [Snijders et al., 2012]. В то же время размер данных, которые считаются большими, со временем и развитием технологий постоянно меняется. Из-за этих особенностей для извлечения знаний из этих данных также требуются специальные методы и технологии [Hashem et al., 2015].

Сегодня научная дисциплина БоД располагает весьма обширной библиографией. Так в монографии [Mayer-Schönberger, Cukier, 2014] объясняется как БоД изменяют парадигму науки о данных, да и нашу жизнь в целом. Происходит смена знаний ***почему*** на ***что именно***.

Книга [Karimi, 2014] знакомит читателей с геопространственными приложениями, относящимися к категории БоД. В ней исследуются новые тенденции, такие как геокраудсорсинг и облака точек LiDAR. Рассматривается ряд тем, связанных с методами и технологиями сбора БоД в геоинформатике, включая распределенные вычисления, анализ геопространственных данных, социальные сети и географическую информацию, предоставляемую на добровольной основе.

Практическое руководство [Kleppmann, 2017] описывает плюсы и минусы различных технологий обработки и хранения данных. В работе [Hurwitz et al., 2013] дается определение БоД и объясняется их важность. Работа [Marz, Warren, 2015] посвящена созданию БоД-систем, используя архитектуру, разработанную специально для сбора и анализа данных в веб-масштабе. Монография [Marr, 2015] является введением в практику применения БоД. На многочисленных реальных примерах показаны пять этапов модели **SMART**: начните со стратегии (**S**tart with Strategy), измеряйте показатели и данные (**M**easure Metrics and Data), применяйте аналитику (**A**pply Analytics), сообщайте о результатах (**R**eport Results), трансформируйте (**T**ransform). В работе [Karau et al., 2015] представлена Apache Spark – система кластерных вычислений с открытым исходным кодом, которая делает анализ данных быстрым в написании и быстрым в выполнении. Книга [Inmon, Linstedt, 2014] рассматривает более широкую архитектурную картину того, как БоД вписываются в существующую информационную инфраструктуру.

В настоящей статье приводится описание современного понимания БоД и обзор их использования в геофизике и других науках о Земле. Излагаются оригинальные методы анализа БоД. Демонстрируется, что в науках о Земле БоД имеют

место в метеорологии, геоэкологии, дистанционном зондировании Земли и сейсмологии. Оценивается возможность применения подхода БоД в геомагнетизме.

ФОРМАЛИЗМ БОЛЬШИХ ДАННЫХ

Возникновение БоД как самостоятельного явления было обусловлено появлением в конце нулевых годов нынешнего века новых технологических возможностей для анализа гигантских информационных массивов. Начиная с этого времени предлагались различные определения понятия Большие Данные. Одно из современных определений выглядит так [Manyika et al., 2011; Preimesberger, 2011]:

Определение 1. Большие Данные означают структурированные и неструктурированные массивы информации огромных объемов и существенного многообразия, эффективно обрабатываемые горизонтально масштабируемыми алгоритмическо-программными инструментами, альтернативными традиционным системам управления базами данных (СУБД) и аналогичным решениям.

Критерий “трех V” устанавливает определяющие характеристики того, что некоторый набор объектов представляет собой Большие Данные. **Три V** – это **физический объем (Volume)**, **скорость (Velocity)** и **разнообразие (Variety)**. Последнее V понимается не только как широкое разнообразие видов и типов данных, но и как возможность одновременной обработки структурированных и частично структурированных данных (рис. 1).

Объем (Volume) данных определяет их ценность и потенциальные результаты их анализа, а также собственно возможность вообще считать их БоД.

Скорость (Velocity) – суть скорость, с которой данные генерируются, передаются и обрабатываются. В случае БоД это часто происходит в режиме реального времени.

Разнообразие (Variety) определяется типами используемых данных. Это может быть текстовая или графическая информация, аудио, видео и т.д.

Критерий “трех V” был предложен в 2001 г., первоначально вне связи с БоД. Он появился в работах Meta Group [Laney, 2001] в связи с популяризацией концепции центрального хранилища данных. Более чем 15 лет спустя критерий “трех V” был успешно взят на вооружение теорией и практикой БоД. Вопрос о том, дает ли этот критерий необходимые и достаточные условия выполнения Определения 1 строго говоря остается открытым. Для получения ответа здесь необходимо более глубокое аксиоматическое проникновение в логику БоД.

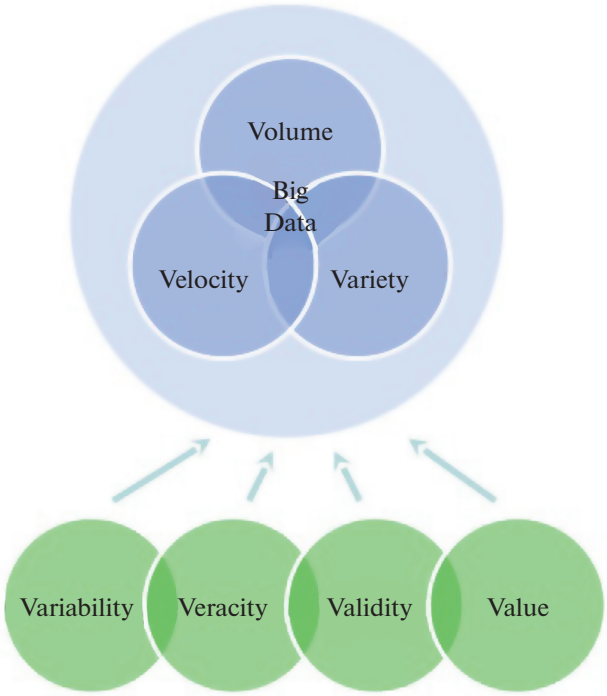


Рис. 1. Основные и некоторые дополнительные признаки V для БоД [Gvishiani, Soloviev, 2020].

Помимо приведенных основных “трех V”, для характеристики БоД используют также и некоторые дополнительные признаки. Их английские названия также начинаются на букву V. К ним прежде всего относятся: способность к **вариативности (Variability)**, **достоверность (Veracity)**, **обоснованность (Validity)** и **полезность (Value)** (рис. 1). Дополнительные V в критерии несут, вообще говоря, иную функциональную нагрузку по отношению к трем основным. Они характеризуют важные свойства тех или иных уже выявленных БоД.

Приведем краткую расшифровку дополнительных признаков.

Достоверность (Veracity) относится к качеству БоД [Onay, Öztürk, 2018], влияющему на результаты выделения знаний. Речь идет о надежности источника данных и о том, насколько осмысленным является анализ на основе данных из этого источника.

Обоснованность (Validity) определяет точность и корректность данных.

Ценность (Value) определяет возможность получения полезной информации из данных.

Способность к вариативности (Variability) – возможность усиления вариативности со временем. Этот дополнительный признак имеет важное значение, т.к. он расширяет используемую в опреде-

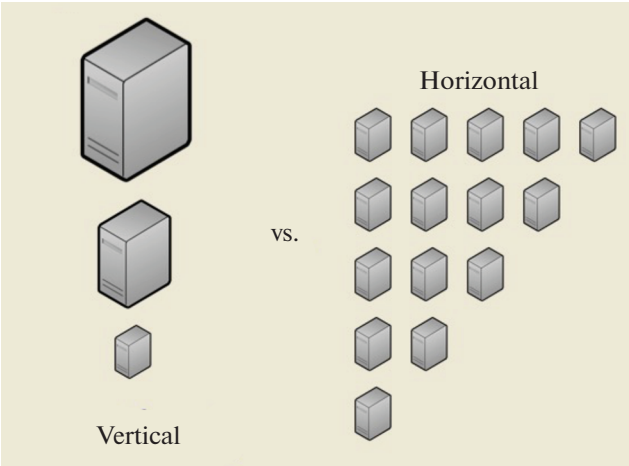


Рис. 2. Вертикальное и горизонтальное масштабирование [Gvishiani, Soloviev, 2020].

лении БоД основную характеристику **разнообразия (V – Variety)**.

Пусть разворачивающиеся во времени данные обладает большим объемом и высокими скоростями их приема и обработки. При этом наблюдается постоянный рост разнообразия видов и типов данных, т.е. имеет место усиление их **вариативности**. Тогда, даже если пороги **разнообразия (V – Variety)** еще не достигнуты, данные могут быть классифицированы как стремящиеся к БоД. Для этого достаточно, чтобы указанный рост вариативности имел неуклонный тренд.

Можно выделить еще несколько дополнительных характеристик БоД:

Полнота (Exhaustive). Обеспечивают ли данные полный охват всей наблюдаемой системы?

Расширяемость (Extensional). Имеется ли возможность легко добавлять и/или изменять поля данных.

Масштабируемость (Scalability). Определяет возможность быстрого увеличения объема данных.

Основным принципом обработки Больших Данных является горизонтальная масштабируемость. Речь идет об обработке распределенных данных на большом количестве вычислительных узлов. Этот принцип заложен в следующее определение БоД, разработанное NIST (National Institute of Standards and Technology, Национальный институт стандартов и технологий США):

Определение 2. Большие Данные состоят из громадных наборов данных, главным образом, по характеристикам объема, разнообразия, скорости и/или изменчивости, которые требуют масштабируемой архитектуры для эффективного хранения, обработки и анализа [NIST..., 2019].

В силу отсутствия на сегодняшний день аксиоматики как для дисциплины БоД, так и для науки о данных в целом, вопрос эквивалентности определений 1 и 2 остается открытым.

Масштабируемость означает способность системы, сети или процесса справляться с увеличением нагрузки и/или увеличивать свою производительность путем добавления аппаратных ресурсов.

Определение 3. Система называется масштабируемой, если:

1) она обладает возможностью наращивания дополнительных ресурсов без структурных изменений собственно системы;

2) она способна увеличивать свою производительность пропорционально дополнительным ресурсам.

Различают два вида масштабирования: вертикальное и горизонтальное (рис. 2).

Вертикальное масштабирование определяется увеличением производительности каждого компонента системы. При этом, вообще говоря, не требуется изменения программного обеспечения, используемого для работы с системой.

Горизонтальное масштабирование представляет собой добавление к системе дополнительных компонентов. В этом случае может потребоваться изменение программного обеспечения, используемого для работы с системой.

Одной из ключевых особенностей БоД является то, что в основном это данные с низкой плотностью информации. Задачами обработки БоД являются выявление связей и зависимостей внутри этой информации и построение на их основе прогнозов различного рода. В настоящее время эти задачи решаются, в том числе, с использованием методов и алгоритмов искусственного интеллекта.

Как отмечается в работе [Фрэнкс, 2014], БоД представляют интерес не из-за своих размеров, а из-за новых мощных средств их анализа. При этом значительная часть БоД может вообще не представлять никакого интереса. Соответственно, важной задачей является фильтрация БоД для выбора нужной и полезной информации.

В работе [Фрэнкс, 2014] выделяются такие отличия БоД от традиционных источников данных, как их автоматическая генерация без участия человека, принципиально новые источники информации, частая не дружественность информации к пользователю, возможность большого содержания бесполезной информации. Помимо преимуществ, от использования БоД появляются и риски.

Согласно работе [Майер-Шенбергер, Кукьер, 2014] **БоД представляют собой три шага к новому способу анализа информации. Первый шаг** состоит в анализе огромного количества данных, что позволяет во многих случаях отказаться от выборок и обрабатывать все имеющиеся данные, связанные

изучаемым явлением. **Второй шаг** состоит в снижении претензий к точности. Он позволяет ценой некоторой неточности на микроуровне, достигать существенных результатов на макроуровне. И наконец, **третий шаг** состоит в отходе от поиска причинности. Вместо этого математические методы 21-го века ищут корреляции в огромных массивах данных.

ИСТОЧНИКИ И ПРИМЕРЫ БОЛЬШИХ ДАННЫХ

Основным источником БоД является Интернет, где в минуту происходят десятки миллионов обращений к таким сервисам как Google, Twitter, Facebook, Yahoo, Yandex, Instagram, Netflix и др. Эти обращения генерируют огромные объемы данных, которые необходимо анализировать.

В последнее время также стремительно развивается так называемый Интернет вещей (Internet of Things, IoT) – сеть физических объектов со встроенными технологиями для связи и взаимодействия с их внутренними состояниями или внешней средой [Internet Of Things, 2020]. Организация таких сетей рассматривается как явление, способное реорганизовать научно-исследовательские, экономические и общественные процессы и до какой-то степени исключить человека из сетевых операций [Ashton, 2009].

Сама концепция появилась в 1999 г. благодаря пониманию перспектив радиочастотной идентификации для распознавания взаимодействий физических объектов друг с другом и с окружающей средой. А в 2010-е годы она стала одной из тенденций развития информационных технологий [LeHong, Fenn, 2012]. Причинами этого стали стремительное развитие беспроводных межкомпьютерных телекоммуникационных сетей, появление облачных вычислений и возможностей архивирования облачных данных, а также активный рост технологий межмашинной связи.

БоД также могут быть получены из внутренней информации крупных предприятий, научно-исследовательских институтов и других организаций [Chen et al., 2014].

Помимо перечисленных, к источникам БоД однозначно относятся:

– потоки данных о местоположении мобильных пользователей;

– потоки данных аудио- и видеозаписи в реальном времени. Например, с камер видеонаблюдения;

– потоки данных непрерывных измерений, при условии достаточного разнообразия регистрируемых характеристик;

– потоки данных фондовых, валютных и товарных бирж в режиме реального времени.

В науках о Земле к основным источникам БоД относятся:

– дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ);

– метеорологические наблюдения;

– геоэкологический мониторинг;

– сейсмическая разведка.

В последние годы к ним добавились наблюдения беспилотных летательных аппаратов [Ofli et al., 2016], данные беспроводных сенсорных сетей [Chen et al., 2013], данные численного моделирования [MacLachlan et al., 2015], а также данные краудсорсинга [Poblet et al., 2014].

Мы живем в период бурного развития БоД. В ближайшем будущем БоД проникнут в научные исследования, коммерческий сектор и сферу государственного учета и управления.

ТЕХНОЛОГИИ ХРАНЕНИЯ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ БОЛЬШИХ ДАННЫХ

В науках о Земле среди технологий работы с БоД можно выделить: кубы данных [Nativi et al., 2017], онлайн-портал USGS Earth Explorer (https://earthexplorer.usgs.gov), Copernicus Sentinel Hub (https://scihub.copernicus.eu) [Jutz, Milagro-Perez, 2020], портал GEOSS (www.geoportal.org) [Giuliani et al., 2017]. Для эффективного анализа БоД используются такие решения как Google Earth Engine [Gorelick et al., 2017] и EarthServer [Baumann et al., 2016].

С целью изучения океанографии в NASA создали Платформу анализа научных данных (Science Data Analytics Platform, SDAP) [Armstrong et al., 2019]. На ее основе были созданы: Состояние океана (State of the Ocean, SOTO) [Huang et al., 2017] и Портал по измерению уровня моря (Sea Level Portal) [Huang, 2017]. Помимо этого, для использования в области наук о Земле достижений БоД можно отметить такой проект, как NASA Earthdata Cloud [McInerney, 2020].

Аналитические системы БоД в науках о Земле в основном используют облачные вычисления [Gomes et al., 2020]. При этом в некоторых случаях для обеспечения полного контроля над данными используется частное облако. Но чаще используются сторонние поставщики облачных решений, что упрощает поддержку и обслуживание систем. Используются также гибридные облака, когда конфиденциальные данные помещаются в частное облако, а для обеспечения основного доступа пользователей используется публичное облако [Islam, Reza, 2019].

Извлечение знаний из БоД в науках о Земле состоит из подготовки, преобразования и анализа больших объемов пространственно-временных и спектральных данных различных типов [Kempler, Mathews, 2017].

Подготовка и преобразование состоят в изучении и очистке исходных данных, которые могут быть избыточными и зашумленными. Это может занимать до 50–80% всего времени анализа данных [Kempler, Mathews, 2017]. Методы подготовки и преобразования данных можно разделить на методы извлечения, конвертации, оценки и сжатия данных.

К методам извлечения относятся: выделение аномалий [Corizzo et al., 2019], фильтрация [Moore, 2014] и удаление выбросов [Balta et al., 2018]. К методам преобразования – конвертация форматов [Esch et al., 2018], сглаживание [Katzfuss, Cressie, 2011], нормализация, пространственная интерполяция [Mitas, Mitasova, 1999], преобразование координат [Kang et al., 2018]. К методам оценки – коррекция смещения данных [Maraun et al., 2017], анализ чувствительности [Salimi, Hammad, 2020], оценка [Caers, 2011]. К методам сжатия данных – устранение избыточности, машинное обучение [Rodriguez-Galiano, Chica-Rivas, 2014], кластеризация [Chowdhury, Al-Zahrani, 2014], классификация [Tao et al., 2020], выделение признаков [Stromann et al., 2020], факторный анализ [Watson, 2017].

Извлечение знаний из БоД после их предварительной обработки состоит в выявлении скрытых закономерностей, поиске неизвестных корреляций и выделении другой полезной информации. Используемые для этого методы можно разделить на методы моделирования и прогнозирования, статистические методы, машинное обучение и глубокое обучение.

К методам моделирования и прогнозирования относятся: агентное моделирование [Wu et al., 2017] и моделирование систем Земли (климат, погода, поверхность суши, океан) [Guo, 2017]. К статистическим методам – определение распределения данных, регрессия, корреляция, кластеризация, классификация, уменьшение модели [Cressie, 1993]. К методам искусственного интеллекта и машинного обучения – классификация (логистическая регрессия, метод опорных векторов, деревья классификации, случайные леса, метод ближайшего соседа), кластеризация (смешанные модели, алгоритм K-средних, агломеративная кластеризация), регрессия (линейная регрессия и ее расширения, усиленные деревья регрессии, нейронные сети, функциональный анализ), уменьшение размерности (метод главных компонент) [Holloway, Mengersen, 2018]. Наиболее популярным и быстро развивающимся разделом искусственного интеллекта и машинного обучения в настоящее время является глубокое обучение – автокодировщики, сверточные нейронные сети, глубокие сети доверия, рекуррентные нейронные сети [Ball et al., 2017].

Традиционные статистические методы основаны на определенных допущениях о характере распределения исследуемых данных. Они широко используются для выявления сложных взаимоотношений между наблюдаемыми параметрами и определения географического и частотного распределения в БоД наук о Земле [Pei et al., 2020]. Для характеристики данных о Земле могут использоваться такие простые статистики, как среднее и стандартное отклонение. Для оценки точности получаемых оценок используются доверительные интервалы. Проверка гипотез позволяет сравнивать распределение разных наборов данных. Методы корреляции, интерполяции и экстраполяции позволяют строить прогнозы на основании известных данных [Stein et al., 2006]. Регрессионные методы позволяют выявлять скрытые взаимосвязи в системах Земли [Becker-Reshef et al., 2010]. Методы кластеризации – группировать схожие пространственные объекты в классы [Besic et al., 2016]. Методы сокращения статистических моделей уменьшают вычислительную сложность при численном моделировании [Fernández-Martínez, 2015]. Но для эффективного применения статистических методов необходимо правильно оценивать распределение используемых данных и их статистические свойства.

Методы искусственного интеллекта и машинного обучения позволяют строить модели, основанные на характеристиках и особенностях наблюдаемых данных. Такие модели позволяют выявлять в данных скрытые закономерности. Они обычно лучше, чем традиционные статистические методы выявляют нелинейные зависимости, что особенно важно при исследовании систем Земли [Fouedjio, Klump, 2019]. Регрессия, классификация и кластеризация, полученные из статистических методов также могут использоваться как методы искусственного интеллекта и машинного обучения, поэтому точное разделение между машинным обучением и статистическими методами не всегда понятно. Например, с помощью искусственных нейронных сетей можно строить регрессию для прогнозирования [Pyo et al., 2019].

Методы глубокого обучения, возникшие на основе машинного обучения, предлагают уникальные возможности в выделении признаков на основе БоД в науках о Земле. Они показали свою эффективность в таких областях, как компьютерное зрение [Voulodimos et al., 2018], обработка естественного языка [Lopez, Kalita, 2017], построение рекомендательных систем [Zhang et al., 2019] и т.д. В науках о Земле их используют для таких задач, как распознавание объектов на снимках дистанционного зондирования [Hoeser et al., 2020; Song et al., 2019], изучение изменения климата [Hassani et al., 2019], предсказание погоды [Schultz et al., 2021; Weyn et al., 2019] и др.

БОЛЬШИЕ ДАННЫЕ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ (ДЗЗ)

Дистанционным зондированием называется метод получения информации об объекте или явлении без непосредственного физического контакта. Как научную дисциплину дистанционное зондирование, как правило, рассматривают в качестве раздела географии. В современном его понимании, термин, в основном, относится к технологиям воздушного или космического зондирования Земли при помощи распространения и регистрации сигналов с целью обнаружения и описания объектов земной поверхности, а также атмосферы и океана. Соответственно, для названия метода сегодня в основном используется термин ДЗЗ (Дистанционное Зондирование Земли).

Первые дистанционные снимки Земли связывают с именем французского воздухоплавателя Гаспара-Феликса Турнашона, также известного как Надар, который в 1859 г. сделал фотоснимки Парижа с воздушного шара. Существенное развитие аэрофотосъемка получила в результате Первой и Второй мировых войн [Jong et al., 2004].

Бурное развитие ДЗЗ связано с запуском космических аппаратов и началом исследования Земли из космоса. Как следствие, в 1960 г. Эвелин Пруитт (Evelyn Pruitt) из Управления военно-морских исследований США ввела термин **дистанционное зондирование (remote sensing)** [National Research Council, 1998]. Сильное влияние на развитие ДЗЗ оказала американская спутниковая программа Landsat [Baumann, 2009] изучения ресурсов Земли (с 1972 г. по н.в.) [National Research Council, 1998].

Среди пионеров ДЗЗ можно выделить имя Джеймса Ван Аллена (James Van Allen), открывшего радиационные пояса Ван Аллена [Van Allen et al., 1958; Van Allen, Frank, 1959]. Еще одним пионером в этой области был Гарри Векслер (Harry Wexler), продвигавший использование спутников в метеорологии. Одним из отцов-основателей спутниковой метеорологии стал и Вернер Эдвард Суоми (Verner Edward Suomi), энергично создававший Всемирную службу погоды, возникшую в 1963 г. уже после его смерти [National Research Council, 2008].

В нашей стране первым космическим экспериментом ДЗЗ был полет второго космонавта Германа Титова, который 6–7 августа 1961 г. в течение 25 ч своего орбитального полета вел систематическую фото- и киносъемку с помощью отечественной кинокамеры “Конвас” и фотокамеры “Зенит” [Батурин, Щербинин, 2011] (рис. 3). 04.10.1957 г., запущенный в СССР в рамках Международного геофизического года, Первый искусственный спутник Земли определил плотность верхних слоев атмосферы.

Рис. 3. Второй космонавт Герман Титов с кинокамерой “Конвас” во время подготовки к полету, 1961 г. (из личного архива Батурина Ю.М.)

Системные наблюдения Земли из космоса начались в 1975 г. на орбитальной станции “Салют-4” силами космонавтов А.А. Губарева и Г.М. Гречко. Наблюдения были продолжены в том же году вторым экипажем станции: П.И. Климук и В.И. Севастьянов. С тех пор наблюдения ДЗЗ проводились на всех орбитальных советских и российских станциях, включая “Мир” и МКС (рис. 4).

Говоря о ДЗЗ, мы вспоминаем имя Константина Эдуардовича Циолковского, первым предложившего ракету как средство покинуть земную атмосферу и заложившего этим основы всей современной космонавтики. Дальнейшие успехи ДЗЗ в нашей стране были бы невозможны без Сергея Павловича Королева, чьими усилиями, во многом, была задумана и реализована советская программа освоения космоса.

ДЗЗ разделяют на активное (сигнал сначала излучается самолетом или космическим спутником, рис. 5) и пассивное (регистрируется только сигнал от естественных источников, рис. 6) [Liu, Mason, 2013]. Отраженный солнечный свет – наиболее часто используемый источник излучения, регистрируемый пассивными сенсорами. Примерами пассивного дистанционного зондирования являются цифровая и пленочная фотография, наблюдение инфракрасных лучей, а также эмиссия радиометров.

Активные приборы излучают сигнал с целью сканирования объекта и объемлющего его пространства. После этого сенсор способен обнаружить и измерить излучение, отраженное или образованное путем обратного рассеивания объектом зондирования.

Примерами активных сенсоров ДЗЗ являются радар и лидар. Радар использует метод радиолокации, основанный на излучении радиоволн и регистрации их отражений от объектов. Лидар является активной оптической системой, основан-

Рис. 4. Космонавт Юрий Батурин ведет съемку Земли с борта космического корабля (из личного архива Батурина Ю.М.)

ной на поглощении и рассеянии света. В обоих случаях на основе анализа отраженного сигнала определяется размещение, скорость и направление движения объекта.

ДЗЗ позволяет получать данные об опасных, труднодоступных и быстро движущихся объектах и одновременно проводить наблюдения на обширных территориях. Среди приложений ДЗЗ – мониторинг вырубки лесов, городское планирование, управление и развитие, определение состояния ледников в Арктике и Антарктике, измерение глубины океана, наблюдение за морскими судами, глобальный и локальный мониторинг распространения заболеваний, пожаров, наводнений, нефтяных пятен, наблюдения за последствиями землетрясений и оползней, извержений вулканов, мониторинг урожаев сельскохозяйственных культур и природопользования в целом, наблюдение за развитием экосистем [Chi et al., 2016]. Рынок ДЗЗ относится к категории наиболее быстро растущих в мире [Toth, Jóźków, 2016].

Среди ведущих организаций, осуществляющих ДЗЗ, следует выделить: AARS – Asian Association on Remote Sensing, Australian Bureau of Meteorology, BNSC – British National Space Centre, CNES – Centre National d'Etudes Spatial, CSA – Canadian Space Agency, China National Space Administration, DLR – Deutches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, ESA – European Space Agency, ISRO – Indian Space Research Organization, JAXA – Japan Aerospace Exploration Agency, NASA – National Aeronautics and Space Administration, NOAA – National Oceanographic and Atmospheric Administration, NRO – National Reconnaissance Office, USGS – United States Geological Survey.

По своей природе ДЗЗ является динамической информационной средой с постоянно меняющейся ситуацией на поверхности Земли и спутниками, находящимися в непрерывном движении. В этом динамическом состоянии ДЗЗ выделяются стационарная и нестационарная части. К стационарной части относятся изменения, вызванные вращением Земли вокруг Солнца и своей оси. К нестационарной части относятся изменения, связанные с антропогенными факторами и влиянием природных процессов и экстремальных событий. Наличие нестационарной составляющей в наблюдаемых процессах затрудняет анализ ДЗЗ статистическими методами [Liu, 2015].

Используемые в ДЗЗ космические аппараты классифицируются по способу получения изображения, по области применения и по периоду повторного пролета. По способу получения изображения спутники делятся на [Liu, 2015]:

1) оптические (SPOT, LandSat, IKONOS),

2) микроволновые (TerraSAR-X, RADARSAT, Envisat),

3) многорежимные (MODIS).

По области применения аппараты различаются на [Liu, 2015]:

1) наземные (LandSat),

2) океанические (ERS),

3) метеорологические (MODIS).

Классификация по периоду повторного пролета выглядит так [Liu, 2015]:

1) непрерывные измерения по всей поверхности Земли (GOES),

2) короткий период повторного пролета (MODIS, WorldView, RapidEye),

3) длинный период повторного пролета (EO-1, LandSat).

Такая классификация космических аппаратов говорит о большом разнообразии ДЗЗ, то есть о характерном для БоД высоком значении V – Variety. В плане разнообразия (V – Variety) ДЗЗ можно говорить и о том, что данные поступают от раз-

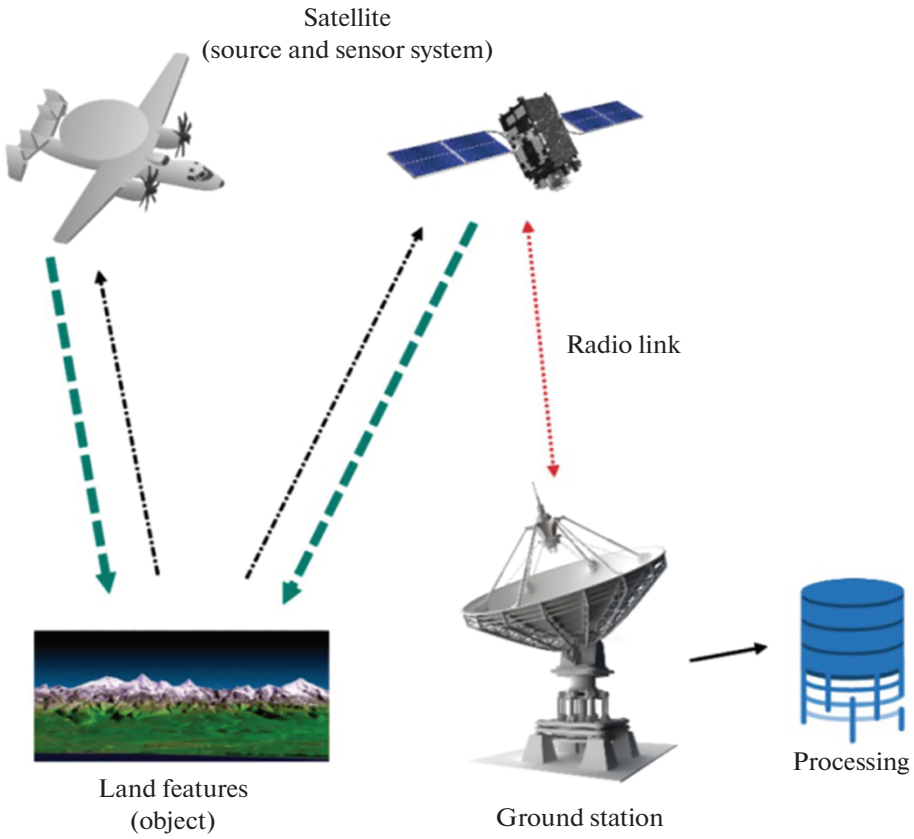


Рис. 5. Схема активного ДЗЗ.

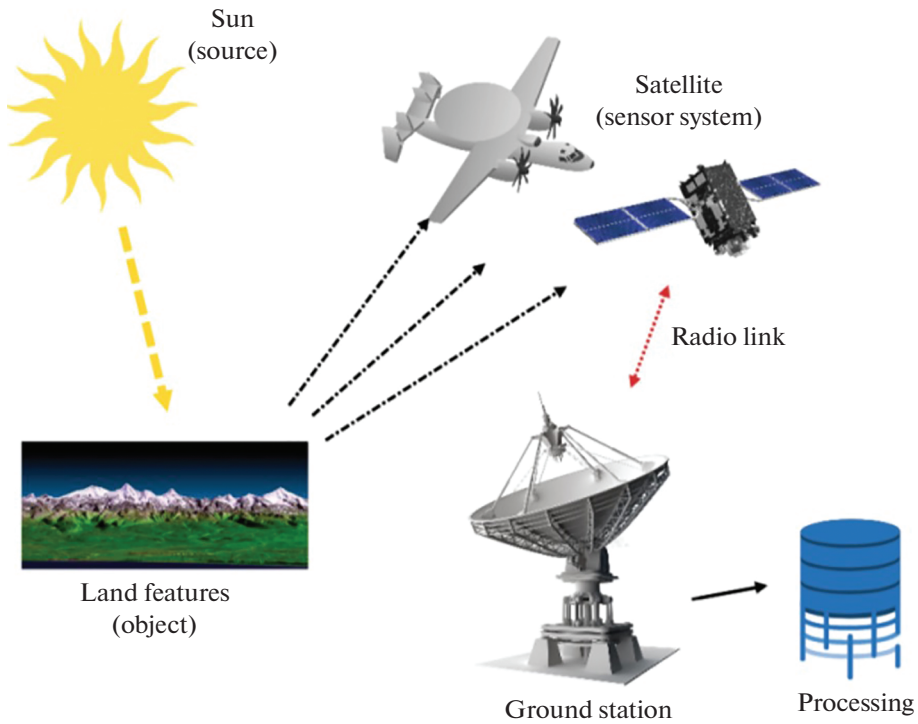


Рис. 6. Схема пассивного ДЗЗ.

личных приборов регистрации (лазеры, радары, оптические системы и др.). Кроме того, данные относятся к разным моментам времени и имеют различное пространственное разрешение. Информация ДЗЗ относится и к разным научным дисциплинам. Соответственно, интегрально ДЗЗ несомненно достигает характерного для БоД порога разнообразия в 1000 единовременно поступающих различных типов данных. Так, например, архивы ДЗЗ NASA включают в себя несколько тысяч различных типов данных [Chi et al., 2016].

Важной характеристикой БоД ДЗЗ является масштаб измерений. Он включает в себя разрешение, временной интервал, спектральный диапазон, телесный угол или направление поляризации [Wu, Li, 2009]. Пространственный масштаб определяет пространственное разрешение данных. Разномасштабность БоД ДЗЗ означает, что при работе с ними необходим выбор правильного масштаба и учет эффектов масштабирования [Liu, 2015].

По пространственному разрешению спутниковые данные можно также разделить на три группы [Liu, 2015]:

1) низкого разрешения (MODIS, Envisat),

2) среднего разрешения (Landsat, EO-1, Terra, RADARSAT),

3) высокого разрешения (QuickBird, IKONOS, WorldView).

Основными типами спутниковых данных с точки зрения механизма получения изображений являются оптические, микроволновые и данные в виде облака точек. Также можно выделить стереографические пары, полученные с нескольких фотографий и часто используемые для создания трехмерных или топографических карт. Использование информации, полученной с помощью различных механизмов наблюдений, позволяет анализировать информацию ДЗЗ с различных точек зрения. Это также требует выбора источника данных наиболее подходящего для решаемой задачи [Liu, 2015].

Для создания точных карт на основе данных дистанционного зондирования необходима трансформация, устраняющая геометрические искажения. Снимок поверхности Земли аппаратом, направленным точно вниз, содержит неискаженную картинку только в центре снимка. При смещении к краям расстояния между соответствующими точками на снимке и на Земле все более различаются. Такие искажения корректируются в процессе фотограмметрии. С начала 1990-х большинство коммерческих спутниковых изображений продается уже скорректированными [Konecny, 2014].

Кроме того, может требоваться радиометрическая или атмосферная коррекция ДЗЗ. Радиометрическая коррекция преобразует дискретные уровни сигнала, например от 0 до 255, в их истинные физические значения [Teillet, 1986]. Атмосферная коррекция устраняет спектральные искажения, внесенные наличием атмосферы [Hadjimitsis et al., 2004].

Частота пролета спутника имеет значение при исследовании серий изображений, например, при изучении динамики лесов [Potapov et al., 2015].

Благодаря функционированию перечисленных выше спутников и интеграции наблюдений ДЗЗ сегодня генерируются огромные объемы информации. RSGS (Remote Sensing Satellite Ground Station) – единственная большая приемная наземная станция ДЗЗ в Китае расположена в районе Миюньскоого водохранилища в округе Миюнь в 70 км от Пекина. Объемы хранения информации на подобных больших приемных станциях измеряются в терабайтах [Liu, 2015]. Исторические архивы данных отдельных стран, таких как Китай или США (NASA`s Earth Observing System Data and Information System – EODIS), измеряются в петабайтах [Chi et al., 2016; Liu, 2015], а глобальный архив данных ДЗЗ – в экзабайтах [Liu, 2015]. При этом такие объемы информации непрерывно растут и при комплексном аэрокосмическом мониторинге могут достигать ~0.5 терабайт в сутки и более [Бондур, 2014]. Экстраполируя оценки роста объемов данных ДЗЗ [Бондур, 2014] можно утверждать, что их объемы, полученные с помощью космических аппаратов, самолетов, вертолетов и беспилотников могут достигнуть к 2025 г. суммарных объемов порядка 300 экзабайт.

Таким образом, для ДЗЗ с большим запасом достигаются необходимые пороги БоД в аспекте V – Volume. Большие объемы данных ДЗЗ порождаются, главным образом, их спектральной и временной размерностями.

Наконец скорость (V – Velocity) в БоД ДЗЗ определяется как скоростью поступления самих данных, так и скоростью их обработки и анализа. Это особенно важно, например, в случае природных катастроф. Скорость поступления данных на индийскую Antarctica Ground Station for Earth Observation Satellites (AGEOS), расположенную в Антарктиде, составляет порядка 100 гигабайт в сутки, а скорости поступления данных в RSGS или EODIS измеряются уже в терабайтах в сутки [Liu, 2015].

Таким образом можно с уверенностью констатировать выполнение достаточных условий 3V (Volume, Variety, Velocity) у Больших Данных ДЗЗ. Структуру данных ДЗЗ, при этом, характеризует их разномасштабность, большая размерность и нелинейность изучаемых систем [Liu, 2015].

БОЛЬШИЕ ДАННЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В целом ряде стран, включая Россию, метеорологию в ее теоретической части называют **физикой атмосферы** [Houghton, 2002]. Ряд крупных ученых метеорологов считают, что такое название точнее соответствует сегодняшнему статусу развития и задачам этой науки. Значительная часть физиков атмосферы занимается изучением погоды, климата и атмосферы.

Данные метеорологических измерений крайне разнообразны. **Большие значения (V – Variety) в этом случае не вызывают сомнений.** Их крупномасштабными **источниками являются:**

1. Информация радиолокационных и космических исследований атмосферных явлений (физическая метеорология) [Rauber, Nesbitt, 2018].

2. Данные изучения физических механизмов атмосферных процессов (динамическая метеорология) [Gordon et al., 2016].

3. Гигантские данные исследований закономерностей изменения и прогнозирования погоды (синоптическая метеорология) [Ahmad et al., 2017b].

4. Климатологическая информация [Miller, 2019].

5. Данные аэрологии (наука, изучающая верхние слои атмосферы до нескольких десятков километров от поверхности Земли).

Дополнительные метеорологические данные поступают от мониторинга и целевых исследовательских измерений, проводимых в рамках ряда прикладных разделов метеорологии. Среди них:

6. Авиационная метеорология [Gultepe et al., 2019].

7. Агрометеорология [Ahmad et al., 2017a].

8. Биометеорология (наука, изучающая влияние атмосферных процессов на человека и другие живые организмы) [Hondula et al., 2017].

9. Ядерная метеорология (научная дисциплина, изучающая естественную и искусственную радиоактивность, распространение в атмосфере радиоактивных примесей, влияние ядерных взрывов).

10. Радиометеорология (наука, изучающая распространение радиоволн в атмосфере) [Pavlikov et al., 2017].

11. Спутниковая метеорология [Pelton et al., 2013].

12. Лесная метеорология (акцент на изучение пожаров) [Moon et al., 2019].

Базовым инструментом, создающим метеорологические БоД, является **всемирная сеть метеостанций.** Метеостанцией называется учреждение, ведущее метеорологические наблюдения, обладающее метеоплощадкой, удовлетворяющей определенным требованиям, на которой установлены стандартные приборы для непрерывных или квазинепрерывных наблюдений за погодой и климатом по единой методике в определенной последовательности и передаче зарегистрированных данных в центр данных или их потребителям (http://meteorologist.ru/meteorologicheskaya-stantsiya.html).

Классическая метеостанция оснащена:

1) термометрами для измерения температуры воздуха и почвы на разных глубинах, термографом для непрерывной регистрации температуры воздуха,

2) барометром для измерения атмосферного давления, барографом для определения барометрической тенденции,

3) гигрометром для измерения влажности воздуха,

4) гигрографом для непрерывной регистрации влажности воздуха,

5) психрометром для измерения температуры и влажности воздуха,

6) флюгером для измерения скорости и направления ветра,

7) осадкомером для измерения осадков,

8) плювиографом для непрерывной регистрации жидких осадков в теплый период года,

9) гололедным станком для измерения гололедно-изморосевых отложений,

10) ледоскопом для определения измороси и инея,

11) рейкой для измерения высоты снежного покрова.

Продвинутые метеостанции дополнительно оснащаются:

12) трансмиссометром для измерения метеорологической оптической дальности,

13) облачным прожектором (облакомером) для измерения нижней границы облаков,

14) испаромером для измерения величины испарения с земной поверхности,

15) гелиографом для непрерывной регистрации солнечного сияния.

При расширении спектра наблюдений на метеостанциях возможно размещение и иных приборов.

Основным официальным метеостанциям мира присвоены **синоптические индексы**. В зависимости от установленного объема и качества наблюдений метеостанциям присваивается определенный разряд. Обширные потоки метеорологической информации также поступают и от метеорологических спутников.

Таким образом, информация, предоставляемая метеорологическими спутниками, тесно пересекается с данными ДЗЗ. Данные, производи-

мые спутниками этого типа, являются базовыми для прогноза погоды.

Метеорологические спутники оснащены приборами для наблюдения за температурой поверхности Земли, а также ее облачным, снеговым и ледовым покровом [Su et al., 2018; Zhao et al., 2017]. Методы получения информации с помощью метеоспутников и способы ее обработки изучает спутниковая метеорология. Добавление информации спутниковой метеорологии к гигантским объемам и разнообразию данных сетей метеостанций еще более увеличивает **V – Volume** и **V – Variety** метеорологической информации. Для примера, общий объем необработанных данных, накопленных только одной глобальной метеорологической сетью FLUXNET, давно исчисляется в петабайтах информации и состоит из более чем 200 регистрируемых параметров. Данная сеть включает микрометеорологические башни, которые используют вихревые ковариационные методы для измерения обмена углекислого газа, водяного пара и энергии между биосферой и атмосферой [Novick et al., 2018].

Метеоспутники вместе со станциями приема и обработки данных образуют международную метеорологическую космическую систему. В России эксплуатацией метеоспутников занимается организация “НИЦ “Планета”, а в странах Европейского союза международная организация EUMETSAT. Высокие скорости передачи и обработки данных гарантируют наличие у метеорологической информации и третьего **V – Velocity**.

Метеорологические БоД дополняются целенаправленными потоками информации непосредственно из атмосферы, поступающих от метеозондов. Метеозонд – это беспилотный аэростат, предназначенный для изучения атмосферы. Он состоит из резиновой или пластиковой оболочки, наполненной водородом или гелием, и подвешенного к ней контейнера с аппаратурой.

Приборы метеозонда измеряют давление воздуха, влажность, температуру и другие параметры. Замеры перемещения аэростата позволяют определять скорость ветра на разных высотах. Информация, как правило, передается по радиоканалу. До внедрения радио на метеозондах устанавливали метеорографы, которые нужно было возвращать на землю. Если шар запускают только для измерения скорости ветра, то его называют “шар-пилот”.

Высотные метеозонды могут достигать высот 30–40 км. Рекорд высоты для ультратонкого полиэтиленового метеозонда с диаметром 60 м составляет 53.7 км (20.09.2013 г., Япония, Тихий океан).

Для получения метеоданных в верхних слоях атмосферы используются также и **метеорологические ракеты.**

Метеорологическая информация интегрируется в мировом масштабе в целях глобального прогноза погоды [Kawasaki et al., 2017; Thorne et al., 2017]. Это с большим запасом обеспечивает необходимые для БоД 3V – Volume, Variaty и Velocity. **Центром интеграции является находящаяся в Женеве штаб-квартира Всемирной Метеорологической организации (ВМО/World Meteorological Organization/WMO).** ВМО была основана в 1950 г., а в 1951 г. стала специализированным учреждением ООН, занимающимся вопросами состояния атмосферы Земли, океанов, климата [History of WMO, 2020]. В 2019 г. членами ВМО являлись 187 государств и 6 территорий. На рис. 7 представлена схема глобальной наблюдательной системы ВМО. Для сбора, обмена и распространения данных наблюдений используется глобальная телекоммуникационная система, схема которой представлена на рис. 8.

БОЛЬШИЕ ДАННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Сейсмический мониторинг территории заключается в регистрации, обработке и анализе сейсмических сигналов. Он является неотъемлемой частью систем обеспечения безопасности ответственных сооружений (атомных электростанций, гидротехнических сооружений, скважин, шахт, мостов и др.). Сейсмический мониторинг включает в себя не только регистрацию и дальнейшую оперативную обработку полученной информации, но и интерпретацию сейсмологических данных с выходом на прогнозные оценки. Бурная современная активизация сейсмического мониторинга и сейсмологии в целом связана с “взрывным” развитием в 21 веке глобальных сейсмических сетей.

Первой глобальной сейсмической сетью, начавшей функционировать в 1960-х годах и включавшей в себя около 120 станций, была The World-Wide Standardized Seismograph Network (WWSSN). В результате ее работы был получен беспрецедентный набор высококачественных сейсмических данных. Эти данные позволили прояснить механизмы очагов землетрясений и структуру земной коры [Amnion et al., 2010], а также способствовали развитию теории тектоники плит [Richards, Zavales, 1996].

В конце 1970-х 13 станций WWSSN были дооборудованы цифровыми регистраторами. Эти станции получили название DWWSSN и стали частью Глобальной цифровой сейсмографической сети (GSDN). Современным преемником WWSSN является Глобальная сейсмографическая сеть (GSN), управляемая Объединенными исследовательскими институтами сейсмологии (IRIS). В то же время на территории СССР была создана Единая Система Сейсмических Наблюдений (ЕССН),

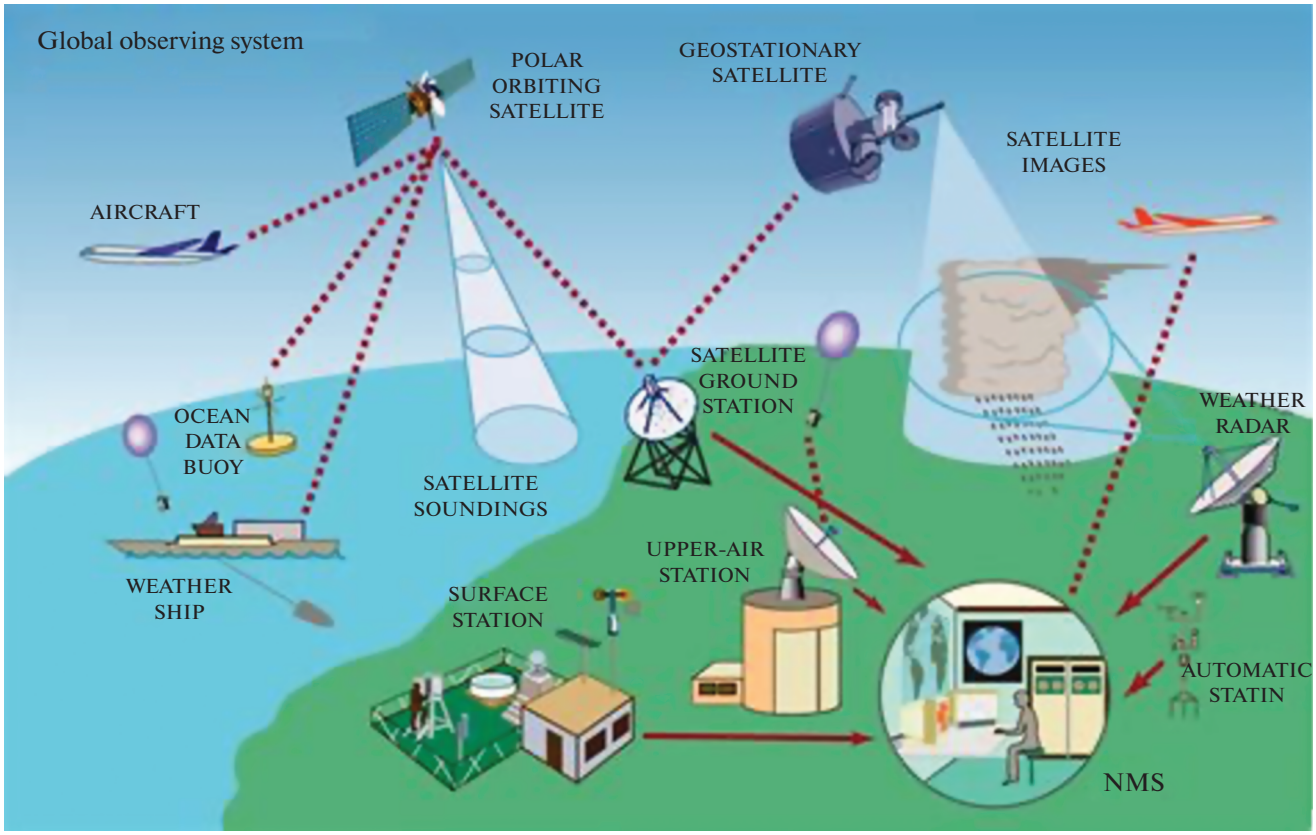


Рис. 7. Схема глобальной наблюдательной системы ВМО [Global..., 2016].

которая стала основой современной Геофизической службы Российской академии наук.

Среди ведущих зарубежных международных организаций, осуществляющих сейсмический мониторинг, следует отметить следующие: NIED – National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, CEA – China Earthquake Administration, USGS – United States Geological Survey, ANSS – The Advanced National Seismic System, IRIS – Incorporated Research Institutions for Seismology, CTBTO – The Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization, CEA – Le Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives, BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, GSC – Geological Survey of Canada, EMSC – European-Mediterranean Seismological Centre, SED – Swiss Seismological Service и другие.

В России сейсмический мониторинг осуществляется Федеральным исследовательским центром "Единая геофизическая служба Российской академии наук" (ФИЦ ЕГС РАН). Ее наблюдательные сети объединяют около 450 сейсмических станций. Доступ к каталогам землетрясений предоставляется через сайт ФИЦ ЕГС РАН (www.gsras.ru/new/catalog). В состав глобальной сейсмометрической сети GSN входит 12 станций ФИЦ ЕГС РАН.

В зависимости от размеров охватываемой территории сейсмический мониторинг подразделяется на глобальный, региональный и локальный. На глобальном уровне можно выделить следующие сети: CBTBO, GSN, GEOSCOPE. Благодаря тесному международному сотрудничеству за последние десятилетия наметился определенный процесс глобализации, выражающийся в том, что одни и те же станции входят в состав разных сетей. Например, почти 30 станций GSN одновременно входят в состав сети CBTBO. На рис. 9 приведены схемы расположения станций GSN и GEOSCOPE.

По уровню организации наиболее развитой является система мониторинга CTBTO (Организация Договора о всеобъемлющем запрещении ядерных испытаний), состоящая из следующих элементов:

1. IMS – Международная система мониторинга.
2. IDC – Международный центр данных.
3. GCI – Инфраструктура глобальной связи.

IMS состоит из 50 базовых и 120 дополнительных сейсмических станций, 60 инфразвуковых станций, 11 гидроакустических, 80 радионуклидных, 79 станций мониторинга благородных газов на радионуклидных станциях и 16 радионуклид-

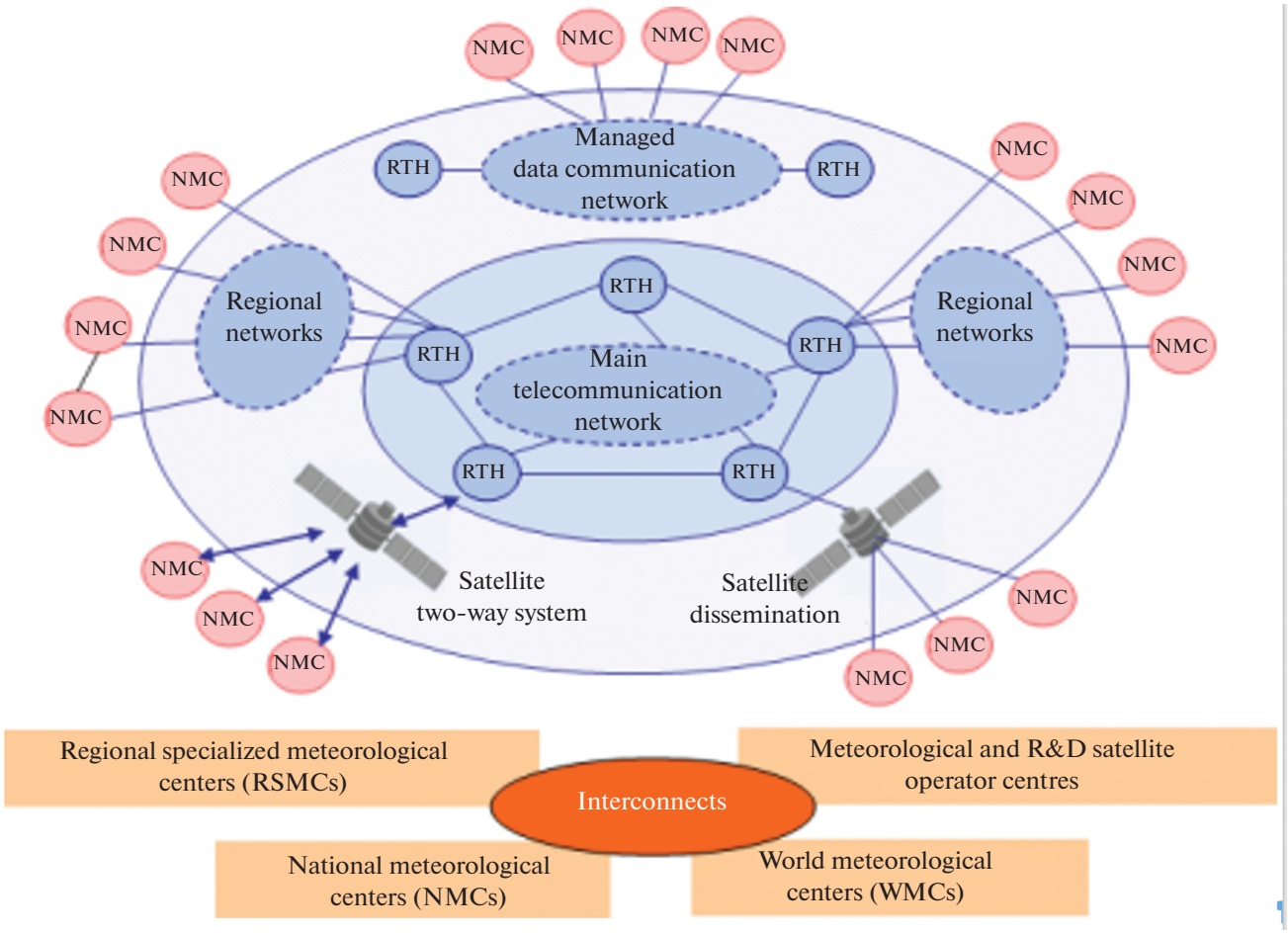


Рис. 8. Схема глобальной телекоммуникационной системы ВМО [GTS..., 2020].

ных лабораторий. Система предназначена для обнаружения любого ядерного взрыва, проводимого на земле, под землей, под водой или в атмосфере.

IMS связана с Международным центром данных (IDC), расположенным в штаб-квартире СТВТО в Вене, Австрия. IDC обрабатывает и анализирует данные станций мониторинга и выпускает бюллетени для государств-членов организации.

Инфраструктура глобальной связи (GCI) используется для передачи данных IMS в IDC. Необработанные данные и бюллетени от IDC передаются государствам-членам СТВТО. GCI обеспечивает прием и распространение данных через сеть из шести спутников на три наземных хаба, а затем в IDC.

Станции глобальных сейсмических сетей оснащены, в основном, широкополосными сейсмоприемниками и ведут непрерывную запись. Это создавало трудности с передачей и хранением сейсмограмм. Для оптимизации работы сейсмических сетей и обмена цифровыми данными о землетрясениях был создан формат SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data). Данные в формате SEED сводят к минимуму занимаемое пространство для хранения и передачи. Это дает дополнительное преимущество: можно получить доступ к данным с меньшим количеством запросов на ввод. При этом система индексов (перекрестных ссылок) логических записей обеспечивает эффективный доступ к данным [SEED Reference Manual..., 2012].

Объемы данных сейсмического мониторинга рассмотрим на примере Центра управления данными IRIS. Он аккумулирует основную часть сейсмических данных со всего мира. Данные состоят из временных рядов (сейсмограммы), информации о сейсмических событиях, метаданных (схемы расположения станций и настройки оборудования) и исторических данных (данные аналоговых источников). Станции глобальных сетей ведут непрерывную запись, остальные функционируют, большей частью, в триггерном режиме. Данные от стационарных станций поступают и архивируются в формате SEED. Отдельные данные, поступающие от временных станций, имеют форматы отличные от SEED. Сеть из 100 станций

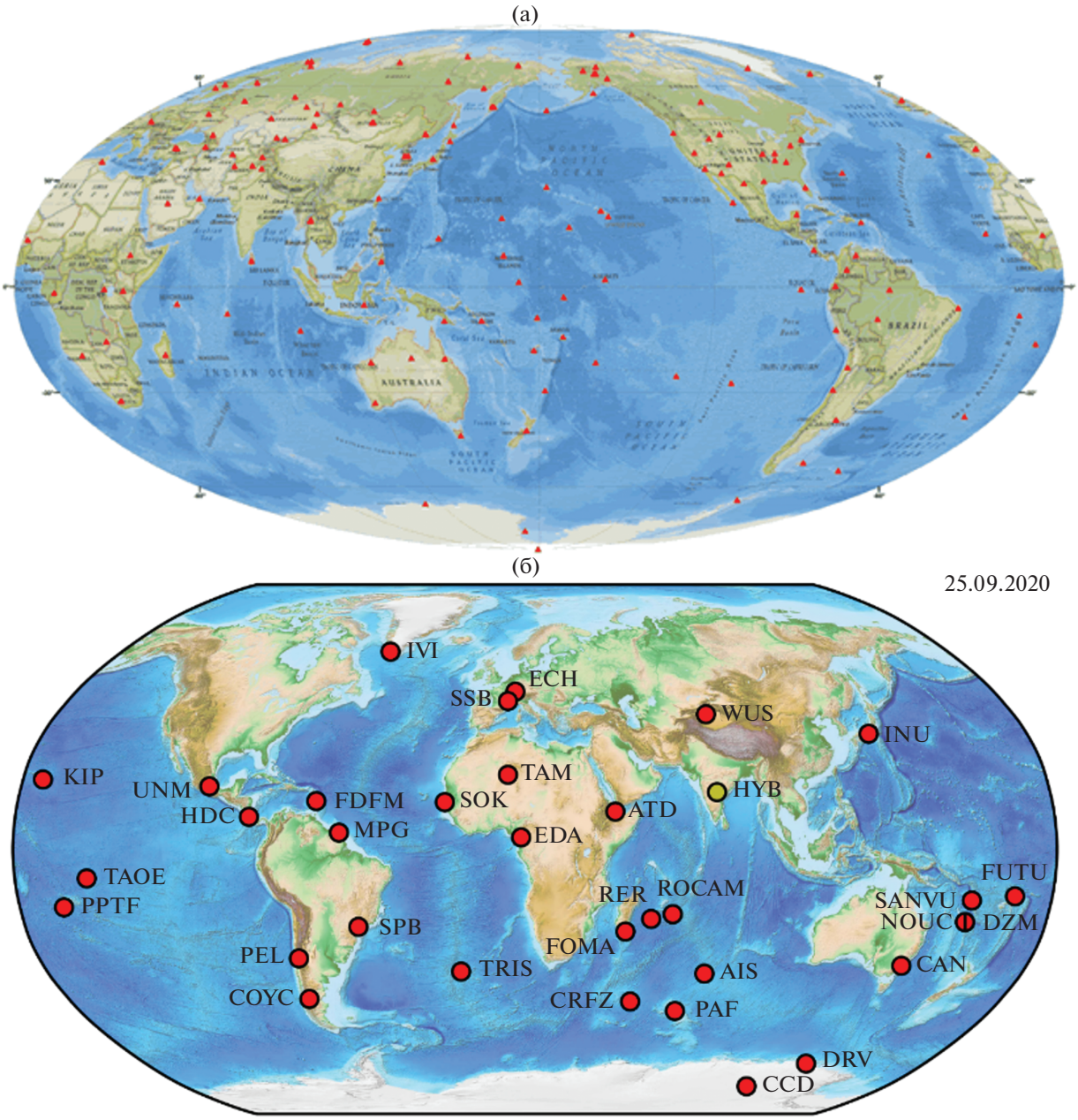


Рис. 9. Схемы расположения станций сетей (а) GSN (www.iris.edu) и (б) GEOSCOPE (http://geoscope.ipgp.fr/index.php/en/).

может производить до 2 гигабит данных в формате SEED в сутки [Newman, 2006]. Исходя из этого, можно сделать вывод, что средний объем данных такой сети, как GSN в сутки составит всего 375 мегабайт или 136 гигабайт в год.

Динамика роста объемов данных, поступающих в Центр, приведена на рис. 10. Общий объем накопленных данных составляет 687 тебибайт, что эквивалентно 755 терабайтам. Необходимо отметить, что это объем сейсмологических данных с более чем 8500 станций (в том числе инженерных сетей на территории США и по всему миру). Учитывая темпы роста объемов данных сейсмического мониторинга можно заключить, что достижение ими размера в петабайт вопрос ближайшего времени. Таким образом, с определенной долей условности можно сделать заключение об их соответствии характеристике БоД V – Volume.

Данные большинства сетей передаются и обрабатываются в режиме времени, близком к реальному. Это говорит о соответствии характеристике БоД V – Velocity.

Сейсмические данные обладают ограниченным набором параметров, что не соотносится с

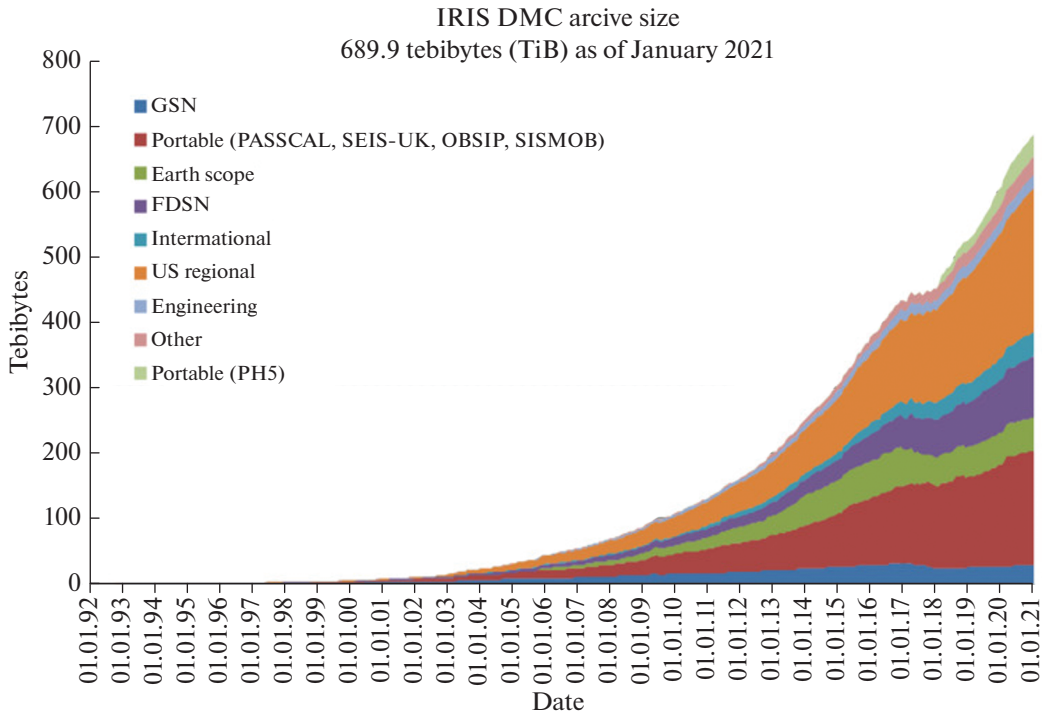


Рис. 10. Динамика роста объемов сейсмических данных, поступающих в Центр управления данными IRIS (www.iris.edu).

характеристикой БоД V – Variety. СТВТО использует в своей работе сейсмические данные в комплексе с данными инфразвуковых, гидроакустических и радионуклидных станций, включая станции мониторинга благородных газов. Кроме того, известно, что отдельные сейсмические станции сети GSN фактически переоборудуются в геофизические обсерватории, оснащенные микробарографами, анемометрами, магнитометрами и приемниками GPS. Это позволяет сделать вывод, что данные сейсмического мониторинга обладают потенциалом к разнообразию. Однако в данном случае уже более корректно будет говорить не о сейсмическом, а о геофизическом мониторинге.

В настоящее время сейсмические данные стремительно развиваются с точки зрения их качества и достоверности. Если рассматривать сейсмический мониторинг отдельно от других геофизических наблюдений, то можно констатировать, что его сети постоянно расширяются, увеличивается скорость передачи в центры сбора данных и частота дискретизации наблюдений. Повышается общий уровень автоматизации сейсмических сетей. Однако это не происходит такими темпами, которые позволили бы нам говорить о переходе данных сейсмического мониторинга в категорию БоД.

Таким образом, на данном этапе трудно констатировать выполнение достаточных условий 3V (Volume, Variety, Velocity) отдельно для данных сейсмического мониторинга. Но в случае их комплексного использования с другими геофизическими данными ситуация кардинально меняется, что было проиллюстрировано на примере эволюции сетей СТВТО и GSN.

БОЛЬШИЕ ДАННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ

Сейсмическая разведка или сейсморазведка (СР) является одним из ведущих геофизических методов исследования структуры, строения и состава земных недр. Она основана на регистрации искусственно возбуждаемых упругих волн, которые отражаются или преломляются от различных пластов горных пород. СР обычно используется в качестве эффективного средства при поиске и разведке залежей нефти, газа и твердых полезных ископаемых. Она также используется в инженерных, археологических и других научных исследованиях. СР применяется для изучения упругих свойств геологической среды.

Сейсморазведка наиболее эффективна при исследованиях недр Земли на глубинах до 10 км. Для этого интервала глубин СР обладает разрешающей способностью до десятков метров. Поскольку эта область недр Земли включает почти все запасы нефти и газа, СР играет важную роль в энергетической отрасли [Talwani, Kessinger, 2003].

Развитие методов сейсморазведки в нефтегазовой отрасли началось в 1920-х годах. В последующие десятилетия произошел значительный прогресс в методологии благодаря улучшению регистрирующей аппаратуры и вычислительного оборудования. Позже двумерные сейсмограммы были заменены детализированными трех- и четырехмерными [Thomas, Hoover, 2021]. Основными форматами сейсморазведочных данных являются SEG-D и SEG-Y, которые, благодаря бинарной структуре, позволяют минимизировать объемы хранимой и передаваемой информации [Barry et al., 1975].

Данные СР в нефтегазовой отрасли представляют собой статическую информацию о структуре коллектора: горизонтальная протяженность, толщина, разломы, пористость и др. Покадровая 4D-сейсморазведка, полученная в разные моменты времени, отображает изменения в состоянии коллектора. Непрерывный сбор и обработка сейсмических данных в 4D является проблемой. Кроме того, данный тип исследований связан с компьютерной визуализацией и генерацией больших объемов данных.

Характеристика БоД V – Volume проявляется в различных секторах нефтегазовой отрасли, таких как разведка, бурение и добыча. СР генерирует большие объемы данных, используемые для создания 2D-, 3D- и 4D-изображений подземных слоев.

Рост объемов данных СР рассмотрим на пример компании CGG (Compagnie Générale de Géophysique), которая первой в 1971 г. осуществила исследования в области 3D сейсморазведки. В период с 2005 по 2009 гг. объем данных СР компании CGG вырос со 100 гигабайт до 2 терабайт. В 2009 г. в результате 3D СР Мексиканского залива методом StagSeis было собрано более 1.5 петабайт данных. Поток данных СР компании составлял от 200 до 400 мегабайт в секунду, а ее крупнейший вычислительный центр обрабатывает более 100 петабайт активных данных в сутки [Boman, 2015].

Скорость передачи и обработки данных, характеристика БоД V – Velocity, является наиболее актуальной проблемой для нефтегазовой отрасли. Обработка огромного количества данных СР даже для крупных компаний часто становится трудно разрешимой задачей. Во многих случаях в нефтегазовой отрасли критически важна обработка данных в реальном времени. Задача интерпретации сейсмических данных требует значительных вычислительных мощностей и возможностей визуализации.

Характеристика БоД V – Variety в СР относится к числу качественно различных типов данных, которые генерируются, хранятся и анализируются. Информация, регистрируемая различными датчиками, имеет разные объемы и форматы. Последние могут быть численными, текстовыми, графическими, аудио или видео.

Напомним, что БоД бывают структурированные и неструктурированные. При этом до 90% БоД неструктурированные [Ishwarappa, Anuradha, 2015]. Отметим, что большая часть данных СР в нефтегазовой отрасли является структурированной [Rezai et al., 2017]. Источниками неструктурированных данных являются журналы скважин, ежедневные письменные отчеты о бурении и цифровые чертежи [Feblowitz, 2013].

Примером реализации БоД в сейсморазведке является работа [Roden, 2016], в которой авторы разработали метод многокомпонентного сейсмического анализа, проводимого в пять этапов. На первом этапе ставится геологическая задача; на втором этапе определяются ключевые атрибуты; на третьем – происходит анализ нейронной сетью с использованием инструментов машинного обучения; на четвертом – полученные результаты дополнительно анализируются с помощью двухмерных карт для определения важных геологических особенностей; наконец, на пятом этапе производится уточнение результатов с учетом различных атрибутов и сценариев обучения.

Рассмотрим сервис для управления данными Katalyst (www.katalystdm.com), представляющий собой интегрированное решение для управления геологическими данными в нефтегазовой отрасли. Пользователям предоставляется мультиоблачное решение для хранения данных, позволяющее легко получить доступ к архивам для анализа БоД СР. Услуги включают полный цикл управления для архивов сейсмических и скважинных данных глобальным центром обработки.

Основываясь на вышеизложенном, можно с уверенностью констатировать, что уже сегодня данные СР соответствуют характеристикам “трех V” и тем самым являются БоД. Базой этого, в первую очередь, является бурное развитие приборов и программного обеспечения сейсморазведочных исследований. Сегодня мы уже имеем большое число исследований, посвященных разным решениям в области БоД сейсморазведки. На примере Katalyst мы видим, что существуют коммерческие организации, предоставляющие свои услуги для анализа БоД СР. Эти услуги включают предоставление вычислительных мощностей и облачных хранилищ для данных нефтегазовых компаний.

БОЛЬШИЕ ДАННЫЕ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Ярким примером БоД в науках о Земле является информация, производимая международной сетью станций SMEAR (Station for Measuring Earth surface – Atmosphere Relations). Этот ресурс также

связан с метеорологическими данными и, в смысле V – Variety, расширяет последние. Сеть SMEAR задумывалась в финском институте INAR (Institute for Atmospheric and Earth System Research, University of Helsinki, Finland) как старт глобальной сети обсерваторий для изучения взаимодействия земной поверхности и атмосферы [Hari et al., 2016]. Сегодня план INAR успешно превращается в жизнь.

Необходимость развертывания такой **глобальной геоэкологической** сети объясняется все более возрастающим изменением климата в сторону глобального потепления, в частности, в результате деятельности человека.

Для анализа последствий применения экологических мер регулирования необходимо иметь адекватные количественные оценки соответствующих геоэкологических процессов. Данные, производимые в настоящий момент существующими международными геоэкологическими сетями наблюдений ICOS (Integrated Carbon Observation System), ANAEE (Infrastructure for Analysis and Experimentation on Ecosystems), ACTRIS (Aerosols, Clouds, and Trace gases Research Infra-Structure Network), GOOS (Global Ocean Observing System), IASOA (International Arctic Systems for Observing the Atmosphere), LifeWatch, SIOS (Svalbard Integrated Observation System), InGOS (Integrated Non-CO2 Greenhouse Gas Observing System), EXPEER (Distributed infrastructure for EXPErimentation in Ecosystem Research), оказываются недостаточными. Это относится как к полноте проводимых измерений, так и к географическому покрытию поверхности Земли.

Известные финские метеорологи Перти Хари (Pertti Hari) и Марку Кулмала (Markku Kulmala) [Hari et al., 2016] разработали принципиально новую концепцию глобальной иерархической геоэкологической сети GlobalSMEAR. Данные, производимые этой сетью, представляют собой яркий пример БоД.

Уникальное измерительное оборудование существующих станций и эффективный менеджмент сбора, хранения и предварительной обработки информации явились основой для достижения впечатляющих научных результатов. По результатам научного анализа БоД SMEAR было опубликовано 2500 статей в реферируемых журналах (из них 45 в Nature и Science). В частности, атмосферные наблюдения SMEAR показали, что повышенный уровень загрязнения влияет на погодные условия [Ding et al., 2013; Zilitinkevich et al., 2013].

Развертываемая **иерархическая сеть SMEAR** включает в себя флагманские, продвинутые и стандартные станции. На **флагманских станциях** устанавливается оборудование, позволяющее изучать большинство основных экосистем Земли. **Продвинутые станции** измеряют параметры потоков протекающих процессов. На нижнем уровне находятся **стандартные станции,** выполняющие базовый набор измерений.

Планируемое в проекте количество стандартных станций SMEAR составляет порядка 10 тысяч, продвинутых – около 1000, флагманских – порядка 50. В настоящее время количество флагманских станций измеряется единицами. Для создания полномасштабной сети планируется использовать, в том числе, станции существующих систем наблюдений с их дооснащением при необходимости новым, дополнительным оборудованием. В проектируемом виде сеть SMEAR будет обеспечивать глобальное измерение и накопление практически всех параметров, интересующих сегодня геоэкологов.

На сегодня флагманской обсерваторией сети является SMEAR II, Hyytiala, Finland, производящая более 1250 различных типов измерений (рис. 11). Основные из них будут разобраны ниже. К продвинутым станциям относятся три обсерватории в Финляндии: SMEAR I, Värriö Lapland, 1990; SMEAR III, Urban, Helsinki, Finland, 2004; SMEAR IV, Puijo, 2008; а также одна обсерватория в Эстонии и две в Китае: SMEAR-Estonia, Järviselja, 2011; SORPES в Нанкине; SMEAR-Beijing в Пекине. Последняя обсерватория по своим функциям достаточно близка к статусу флагманской.

Планируется, что GlobalSMEAR будет охватывать практически все основные экосистемы Земли. Список параметров, измеряемых на той или иной флагманской станции, определяется тем на какую конкретную экосистему эта станция нацелена. **Экологической системой** или **экосистемой** называют любое единство, включающее все организмы на данном участке и взаимодействующее с физической средой таким образом, что поток энергии создает четко определенную трофическую структуру, видовое разнообразие и круговорот веществ внутри системы [Одум, 1975].

Остановимся ниже на трех крупных направлениях наблюдений сети SMEAR. Из приведенного ниже их анализа следует, что для информационных массивов GlobalSMEAR выполняются все три необходимых V-условия БоД. В данном случае не вызывают сомнений ни гигантские объемы данных, ни их огромное разнообразие, ни оперативная скорость получения информации в штаб-квартире SMEAR в INAR, расположенной в университете Хельсинки.

Для **лесной экосистемы** стандартные станции описывают породы деревьев, их диаметр, высоту и количество, а также измеряют стандартные почвенные параметры. На продвинутой станции к этому добавляются: измерения потоков углекислого газа, воды и тепла между экосистемой и атмосферой, ретроспективные измерения разви-

тия лесонасаждений. Флагманские станции значительно расширяют набор регистрируемых параметров. Соответственно, быстро растут V – Volume и V – Variety. Это усиливается и тем, что информация собирается в радиусе до 1000 километров вокруг станции. Таким образом, флагманская станция собирает разнообразные данные по довольно большой площади.

Среди экологических параметров, регистрируемых на флагманских станциях: массы и концентрации протеинов, целлюлозы, лигнина, крахмала и жиров в компонентах растительности, концентрации протеинов, целлюлозы, лигнина, крахмала и жиров в почвенных слоях, содержание углерода, азота и кислорода в растительности и почвенных слоях, измерения обмена углекислого газа из почвы, запасы воды в почве, выпадение осадков, поверхностный сток воды и концентрации растворенных органических и неорганических карбонатов в стоке, перечень характеристик животных, млекопитающих, птиц, насекомых в окружающей местности.

Объем и разнообразие данных сети SMEAR также увеличиваются за счет ориентации на **изучение экосистемы морей и океанов** [Vihma et al., 2019]. Стандартные и продвинутые станции в этом случае, как правило, базируются на буях, мигрирующих на поверхности льда или в открытом море. Носителями стандартных станций также могут быть воздушные дроны или подводные глайдеры.

Стандартные станции измеряют атмосферное давление и температурные профили. Измерения ведутся, начиная с поверхности воды, включая лед и снег, и заканчивая воздухом, с вертикальным разрешением 2 см. Одновременно стандартные станции оснащаются приемниками ГНСС GPS/ГЛОНАСС/GALILEO, которые обеспечивают определение для дрейфующих буев траектории дрейфа льда и направления океанических течений.

На продвинутых станциях к этому добавляются: профили температуры и ветра в нижних метрах атмосферы, профили температуры, солености и направления течений в верхних десятках или сотнях метров морской воды, компоненты солнечной коротковолновой и тепловой длинноволновой радиации, потоки водяных паров и остаточных газов, концентрации углекислого газа в воде и воздухе.

Как стандартные, так и продвинутые станции работают в автоматическом или телеуправляемом режимах без присутствия людей. Они мигрируют в зоне контроля обслуживающего их судна. В то же время флагманские обсерватории функционируют на побережье материка или на островах Северного-Ледовитого океана. Последние требуют непрерывного присутствия персонала на станциях.

Рис. 11. Станции SMEAR [SMEAR, 2021].

Развитие SMEAR в сторону изучения экосистемы морей и океанов должно привести к созданию “Высшей наблюдательной системы морской Арктики” (Advanced Observation System for the Marine Arctic). Как и весь SMEAR, сегодня эта система находится в стадии планирования и одновременно быстрого развития. Ключевые роли в этом процессе играют российские и финские океанологи, географы и экологи.

Развиваясь как существенная часть SMEAR, “Высшая наблюдательная система морской Арктики” входит одновременно и в другую крупную международную программу PEEX (Pan-Eurasian Experiment) [Vihma et al., 2019] (рис. 12).

Атмосферные наблюдения – третье направление сети SMEAR, вносящее большой вклад в статус БоД этого информационного ресурса. Изучение атмосферы перекликается с классическим метеорологическим мониторингом, который сам по себе является источником БоД.

Метеорологический блок SMEAR имеет свою специфику. Он ориентирован на изучение аэрозолей. На продвинутой станции измеряются распределения аэрозолей по количеству и размерам, тепловые потоки, а также потоки остаточных газов и летучих органических соединений.

На флагманской станции, помимо этого, измеряются химический состав аэрозолей, характеристики их вертикального профиля, распреде-

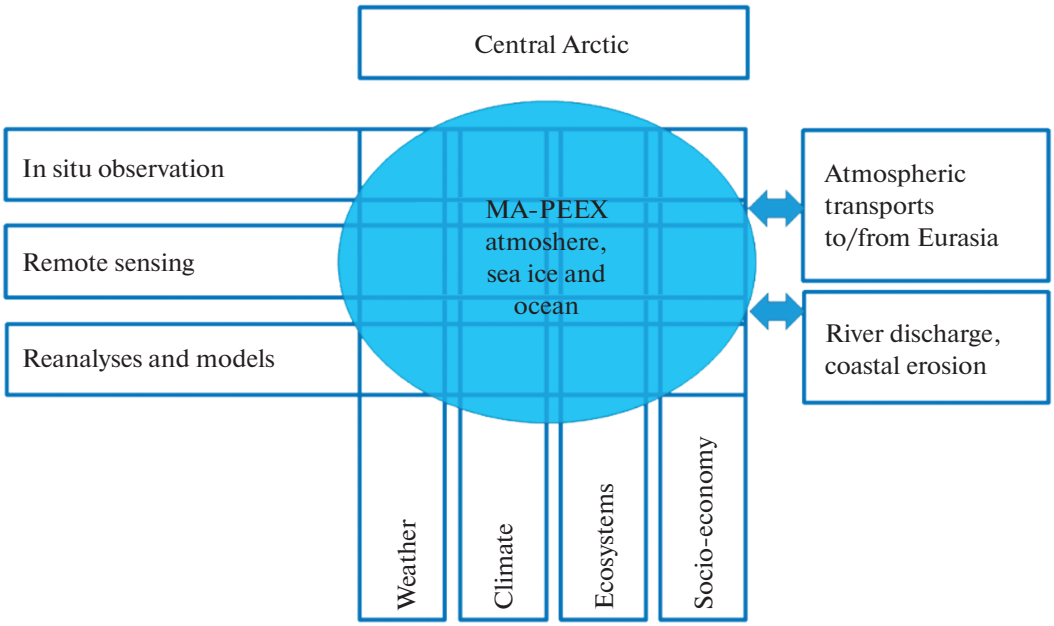


Рис. 12. Морская арктическая компонента PEEX [Vihma et al., 2019].

ление ионов в атмосфере, характеристики концентраций остаточных газов и оксидантов и параметры атмосферной турбулентности, а также потоков остаточных газов и аэрозолей на разных высотах. Особая зона внимания флагманских станций SMEAR – изучение характеристик облаков, спектральной зависимости солнечной радиации, поглощенной и отраженной радиации.

Иерархическое увеличение количества измеряемых параметров с ростом ранга станции сохраняется и для других наблюдаемых экосистем, например, степей. На флагманских станциях количество видов выполняемых измерений, как правило, превышает 1000.

Частота измерений определяется временной изменчивостью наблюдаемых процессов. Например, процессы, протекающие в почве, во многом определяются температурой. Последняя имеет достаточно стабильные значения. Поэтому для наблюдения за такими процессами достаточно ежечасных измерений. В то же время для процессов, протекающих в атмосфере, таких как движение облаков, характерны гораздо более высокие скорости. Здесь уже нужны ежеминутные измерения.

Система SMEAR направлена и на изучение целого ряда других экосистем и отдельных экологических явлений. Высокая частота регистрации в сочетании с большим количеством измеряемых параметров и существенным количеством станций приводит к огромным объемам данных (V – Volume). Оперативный доступ к существующим станциям SMEAR осуществляется через приложение SmartSMEAR (https://avaa.tdata.fi/web/smart). Этот инструмент обеспечивает высокую скорость передачи данных (V – Velocity) как в INAR, так и пользователям, а также их предварительной обработки.

Наконец, исключительное разнообразие (V – Variety) информации SMEAR обусловлено широким спектром научных дисциплин, данные которых регистрируются на станциях, а также иерархической структурой самой системы. Таким образом, данные экологической измерительной сети SMEAR, концентрируемые в INAR и на других флагманских станциях, имеют характерные для БоД большие значения всех 3V (Volume, Velocity, Variety), а значит являются БоД.

ГЕОМАГНИТНАЯ ИНФОРМАЦИЯ И ФОРМАЛИЗМ БоД. ГЕОМАГНИТНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ: ОБСЕРВАТОРИИ, МАГНИТОВАРИАЦИОННЫЕ СТАНЦИИ, МОРСКИЕ И АЭРОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Необходимость постоянных геомагнитных наблюдений обусловлена непрерывными изменениями **Магнитного Поля Земли (МПЗ)** во времени и пространстве. Эти наблюдения проводятся с целью получения исходных данных для решения широкого круга задач солнечно-земной и космической физики, радиофизики, физики Земли, экологии, геологии, геодезии и разведки полезных ископаемых [Гвишиани, Лукьянова, 2018; Гвишиани и др., 2019а].

Геомагнитные данные получают путем измерений в различных точках Земли полного вектора геомагнитного поля **B** и трех его ортогональных составляющих. Наблюдения проводятся при по-

мощи магнитометрической аппаратуры наземного (полномасштабные магнитные обсерватории и магнитовариационные станции) и космического (низкоорбитальные спутники) базирования [Hulot et al., 2010].

Дополнительным источником данных являются измерения литосферного магнитного поля. В масштабах от 250 до 3000 км оно может быть картировано на глобальном уровне по данным низкоорбитальных спутников [Hulot et al., 2010]. В масштабах меньше 250 км литосферное поле становится слишком малым, чтобы его можно было обнаружить на высоте пролета спутника. В этом случае используются морские либо аэромагнитные исследования [Гвишиани, Лукьянова, 2018; Гвишиани и др., 2019а].

Полномасштабная наземная геомагнитная обсерватория регистрирует полную напряженность вектора геомагнитного поля и вариации его компонент, а также регулярно проводит абсолютные геомагнитные наблюдения. Продукция обсерватории – суточные файлы секундных или минутных значений вариаций геомагнитного поля, а также данные абсолютных измерений [Hulot et al., 2010].

Важнейшей задачей является достижение максимальной точности наблюдений. Также необходимо обеспечить непрерывность регистрации вариаций МПЗ. Пропуски в геомагнитных данных являются безвозвратными и могут привести к потере особо важной информации для объяснения неожиданных геофизических событий или техногенных катастроф. Еще одной характеристикой высококачественных геомагнитных наблюдений является оперативность сбора информации.

В связи с большими величинами индукции МПЗ (40000–70000 нТл) и необходимостью измерять его вариации с большой точностью (до 0.1 нТл) современные магнитные обсерватории ведут регистрацию с помощью минимум трех типов магнитометров [Rasson, 2007; Jankowsky, Sucksdorf, 1996]. **Измерения полного вектора МПЗ (абсолютные измерения)** выполняются протонным магнитометром или феррозондовым инклинометром/деклинометром. Эти приборы обеспечивают требуемую точность. При этом цикл измерений занимает 30–40 мин. и требует ручных операций. Такие измерения на обсерваториях выполняются один–два раза в неделю [Hulot et al., 2010].

Скалярные измерения (измерения модуля) МПЗ выполняются с помощью протонного прецессионного магнитометра, магнитометра Оверхаузера или магнитометра с оптической накачкой. Скалярные магнитометры могут быть изготовлены весьма точными (погрешность менее 0.5 нТл) и неподверженными долговременным дрейфам. Соответственно, они используются в качестве эталонных как на магнитных обсерваториях, так и на геомагнитных спутниках [Hulot et al., 2010].

Контроль вековых вариаций МПЗ на обсерватории осуществляется с помощью регулярных абсолютных измерений. Для этого используется сочетание магнитометра с теодолитом для измерения магнитного склонения. На полномасштабных магнитных обсерваториях, где работают наблюдатели, присутствуют все три типа магнитных измерений [Hulot et al., 2010].

В удаленных районах, где трудно обеспечить присутствие квалифицированного персонала, геомагнитные наблюдения ведутся автоматически **магнитовариационными станциями (МВС)**. Последние оборудованы векторными магнитометрами. При этом фиксируются только изменения МПЗ [Hulot et al., 2010]. МВС могут быть обслуживаемыми и необслуживаемыми, способными работать автономно до года. И обсерватории, и МВС должны располагаться в местах с малым пространственным градиентом магнитного поля.

При проведении морских исследований скалярный магнитометр буксируется или прикрепляется к надводному или подводному судну. Для гарантии качества данных буксировка проводится на тросе длиной не менее 200 м. Таким образом, гарантируется отсутствие зашумления регистрируемой информации магнитным полем корабля. Большой вклад в морской геомагнетизм внесли измерения советской немагнитной шхуны “Заря”, которая используется и в настоящее время [Гвишиани, Лукьянова, 2018; Гвишиани и др., 2019а].

В случае аэромагнитных наблюдений скалярный магнитометр (точность до 1 нТл) прикрепляется к летательному аппарату – самолету, вертолету, воздушному шару или дрону (беспилотнику). Масштабы даже в несколько сотен метров могут быть восстановлены аэромагнитными съемками на малой высоте. Еще меньшие масштабы могут быть восстановлены с помощью других средств, например, пешеходных съемок, потенциал которых весьма ограничен [Гвишиани, Лукьянова, 2018; Гвишиани и др., 2019а].

Отметим, что точность съемки существенно зависит от того, насколько хорошо определено пространственное положение магнитометра. Появление Глобальных навигационных спутниковых систем (GPS, ГЛОНАСС, Beidou, Galileo) привело к значительному увеличению точности определения положения прибора [Гвишиани, Лукьянова, 2018; Гвишиани и др., 2019а].

Для каждого из приведенных выше типов геомагнитных наблюдений их стандарты и распределение потоков данных согласованы на национальном и глобальном уровнях.

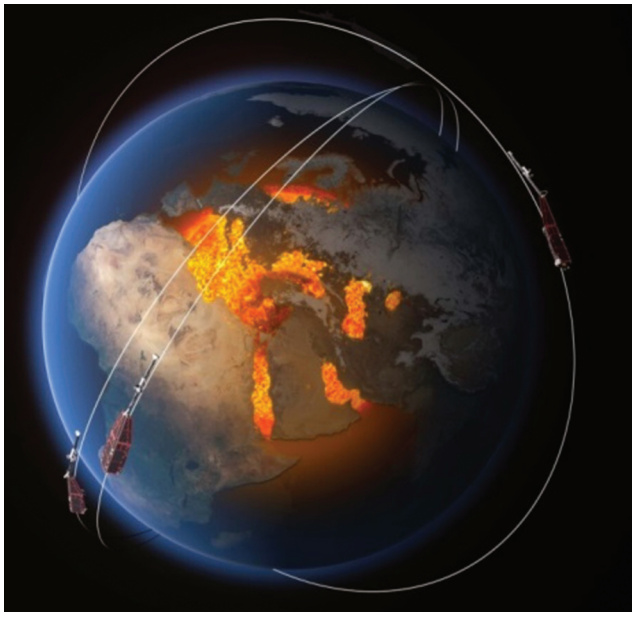


Рис. 13. Группировка спутников Swarm [ESA..., 2020].

Геомагнитные наблюдения искусственных спутников Земли

Помимо описанных выше наземных наблюдений для исследований геомагнитного поля используются также искусственные спутники Земли. Они имеют низкую орбиту (400–800 км), лежащую в меридиональной плоскости и пересекающую полярные области земного шара [Olsen, Stolle, 2012]. Спутниковые наблюдения геомагнитного поля начались в СССР в 1960-х годах: “Космос-36” и “Космос-49” в 1964–1965 гг. и “Космос-321” в 1970 г. [Гвишиани, Лукьянова, 2018; Гвишиани и др., 2019а; Krasnoperov et al., 2020]. До начала 2000-х на орбите находился целый ряд, в основном американских и советских, спутников, оснащенных магнитометрами. Они проводили фрагментарные магнитные измерения вдоль отдельных траекторий пролетов.

С конца 1990-х для мониторинга магнитных вариаций были задействованы запущенные для телекоммуникационных целей космические аппараты системы спутниковой связи Iridium (США–Япония). Наблюдения осуществляются 66 спутниками. Высота орбиты 700–800 км. Параметры орбиты спутников позволяют полностью покрывать земную поверхность [Chini et al., 2009].

В 2000-х были произведены запуски европейских спутников нового поколения Oersted (Дания, 1999–2001 гг.) и CHAMP (Европейский Союз, 2000–2011 гг.) [Hulot et al., 2010; Whaler, 2007]. Работая на особо низкой орбите в 200 км, CHAMP внес исключительно важный вклад в изучение магнитного поля Земли. Небольшая высота орбиты спутника позволила провести весь цикл геомагнитных наблюдений, включая исследования главного магнитного поля, геомагнитных вариаций и неоднородностей литосферного поля. Совместная обработка спутниковых измерений, проведенных Oersted и CHAMP, помогла существенно улучшить модели главного магнитного поля Земли и магнитных аномалий [Maus et al., 2007a, 2007b; Olsen, Stolle, 2012].

Сегодня сложились уникальные условия для дальнейшего изучения МПЗ. В ноябре 2013 г. проектом Swarm Европейского космического агентства была запущена группировка из трех спутников с полярной орбитой, оснащенных высокоточными магнитометрами [Hulot et al., 2015]. Два спутника были выведены на круговую орбиту на высоте 450 км, а третий – на орбиту высотой 530 км (рис. 13). Расчетная длительность работы Swarm составляла 4.5 г. Однако это время уже существенно превышено, а группировка продолжает успешно функционировать.

Непрерывные записи МПЗ, производимые тремя спутниками Swarm, включают в себя значения трех ортогональных компонент вектора магнитного поля в системе отсчета вариометра и в системе NEC (Север–Восток–Центр), значения суммарной интенсивности вектора геомагнитного поля, время и координатную привязку. Частота измерений составляет 1 Гц. Данные сохраняются в оперативно пополняемом архиве в двоичном формате данных (CDF). Доступ к данным 1-го уровня (откалиброванные и проверенные данные приборов) и 2-го уровня (продукция) осуществляется для пользователей через FTP-сервер [Hulot et al., 2015].

Длинные ряды данных регистрации МПЗ важны для решения целого ряда научных и прикладных задач. Фундаментальной проблемой здесь является исследование свойств, собственно, главного магнитного поля Земли и его изменений во времени [Dormy, Le Mouël, 2008; Roberts, King, 2013].

Важнейшей задачей является определение значений магнитного поля при заданных географических координатах и моменте времени. Для этого строятся модели магнитного поля. Существует достаточно большое количество различных моделей, ориентированных на решение различных задач [Hulot et al., 2010; Maus et al., 2006; Olsen et al., 2006]. Модели делятся на глобальные и региональные. Наиболее распространенными глобальными моделями являются Международный стандарт геомагнитного поля (International Geomagnetic Reference Field, IGRF) [Thébault et al., 2015] и Всемирная модель геомагнитного поля (World Magnetic Model, WMM) [Chulliat et al., 2015]. Обе эти модели рассчитываются на основе разложения магнитного поля по сферическим

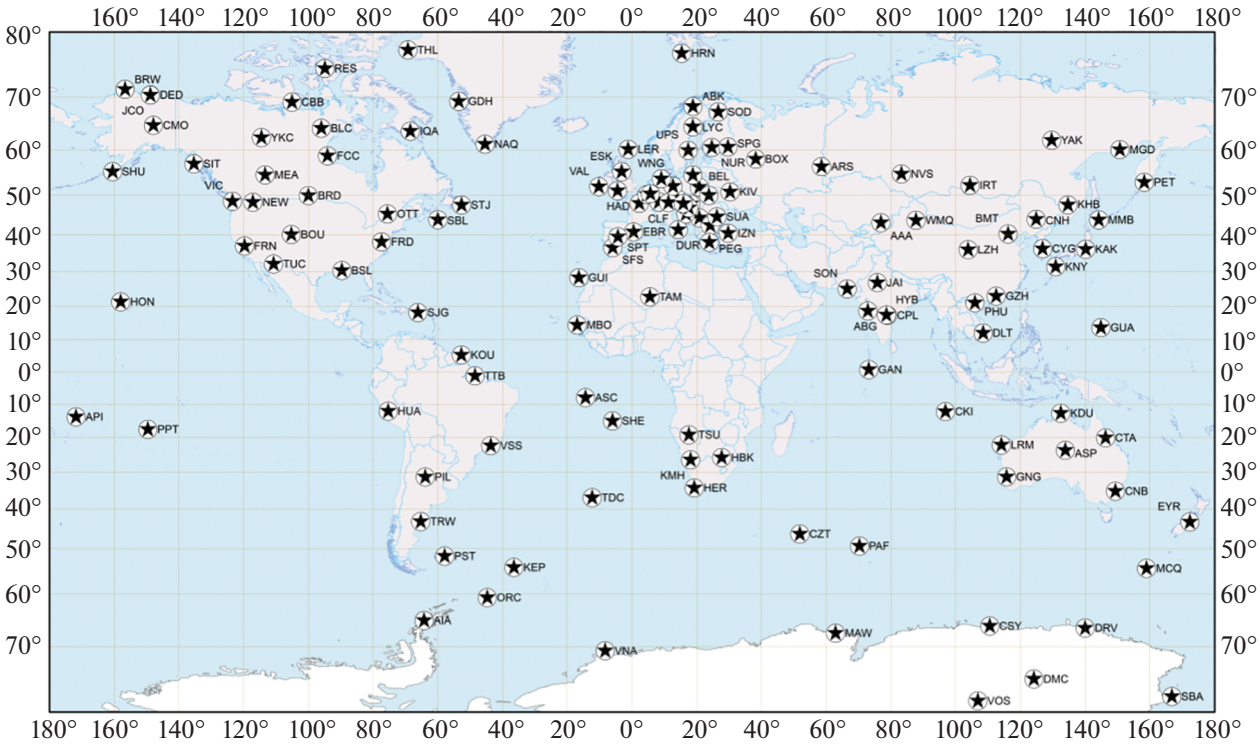


Рис. 14. Карта обсерваторий INTERMAGNET [Gvishiani, Soloviev, 2020].

гармоникам. Коэффициенты разложения подбираются на основе данных спутниковых и наземных магнитных наблюдений.

Сети сбора, хранения и распространения геомагнитных данных

Основным и наиболее полным источником наземных наблюдений МПЗ являются геомагнитные обсерватории. Лучшая часть из них входит в международную сеть INTERMAGNET (International Real-time Magnetic Observatory Network) [Гвишиани и др., 2019б; St-Louis et al., 2012]. Сеть была создана для обмена данными между обсерваториями, внедрения современных стандартов геомагнитных измерений в обсерваторскую практику и подготовки информационных продуктов на основе данных геомагнитных измерений в близком к реальному времени. Карта обсерваторий, входящих в сеть INTERMAGNET в настоящее время, приведена на рис. 14.

К обсерваториям сети предъявляются строгие требования. Целью требований являются обеспечение качества и непрерывности измерений вместе с оперативностью передачи данных в узлы сети INTERMAGNET. Помимо этого, обсерватории обязаны готовить на основе исходных данных так называемые окончательные (definitive) магнитограммы. Последние представляют собой временные ряды регистрации МПЗ, очищенные от техногенных помех и скорректированные с учетом абсолютных измерений. Процедура подготовки окончательных данных выполняется ежегодно и включает в себя как алгоритмически автоматизированную, так и ручную коррекцию [Гвишиани, Лукьянова, 2018; Гвишиани и др., 2019а].

С целью автоматизации подготовки окончательных данных в Геофизическом центре РАН был создан аппаратно-программный комплекс MAGNUS [Gvishiani et al., 2016], существенно упрощающий решение этой задачи. Значительная часть работы по подготовке окончательных данных выполняется аппаратно-программным комплексом автоматизировано без участия оператора.

Всего за время существования сети INTERMAGNET в нее входило порядка 150 геомагнитных обсерваторий. Их список приведен на интернет-странице https://www.intermagnet.org/imos/imotblobs-eng.php. Обсерватории, переставшие функционировать или выполнять требования INTERMAGNET к предоставляемым данным, исключаются из сети.

На основе данных обсерваторских наблюдений рассчитываются индексы геомагнитной активности, которые характеризуют геомагнитную обстановку в целом. Основными из них являются: Kp-индекс [Menvielle, Berthelier, 1991] – обобщенный трехчасовой среднеширотный индекс; Dst-индекс [Gonzalez et al., 1994], являющийся

мерой экваториальной токовой системы в магнитосфере; AE-индекс [Davis, Sugiura, 1966], показывающий интенсивность аврорального электроджета. Индексы геомагнитной активности готовятся под эгидой ISGI (International Service for Geomagnetic Indices) (http://isgi.unistra.fr/) [Reay et al., 2011].

Магнитовариационные станции, дополняющие пространственное покрытие сети геомагнитных обсерваторий, объединены в различные национальные и региональные сети наблюдений. Среди таких сетей наблюдений можно выделить национальные сети Геофизической службы (USGS Magnetic Service) США, Японскую национальную геомагнитную сеть, канадскую CARISMA (Canadian Array for Realtime Investigations of Magnetic Activity), сеть Национального геомагнитного центра (CEA) Китая, сеть станций в Гренландии Датского национального космического института, сеть Южноафриканского национального космического агентства (SANSA). Региональные сети – IMAGE (International Monitor for Auroral Geomagnetic Effects), SAMBA (South American Meridional B-Field Array), WAMNET (West African Magnetometer NETwork), MACCS (Magnetometer Array for Cusp and Cleft Studies), AMBER.

В России к сетям геомагнитных наблюдений относятся арктическая сеть станций Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) и российский сегмент сети INTERMAGNET [Гвишиани и др., 2018]. Последний развертывается при участии Геофизического центра РАН и его данные доступны на сайте Российско-украинского центра геомагнитных данных (http://geomag.gcras.ru/).

Попыткой собрать данные различных сетей наблюдений в одном месте является проект SuperMAG (http://supermag.jhuapl.edu/), реализуемый в Лаборатории прикладной физики университета Джонса Хопкинса, США (Johns Hopkins University, Applied Physics Laboratory, JHU-APL). Он включает в себя данные более чем 300 пунктов наблюдений, зарегистрированные, начиная с 1980 г., как магнитовариационными станциями, так и полномасштабными обсерваториями (рис. 15).

Для геомагнитных данных SuperMAG в автоматическом режиме выполняется приведение к единой системе координат, очистка и определение базовой линии. При этом качество выполняемой очистки данных и, соответственно, самих получаемых записей оказывается более низким, чем для окончательных данных сети INTERMAGNET. Для обсерваторий сети INTERMAGNET, передающих данные в SuperMAG, данные на сайте SuperMAG могут отличаться от окончательных данных INTERMAGNET. Согласно [Gjerloev, 2012], несмотря на более низкое качество данных МВС они могут успешно использоваться в задачах солнечно-земной физики наравне с данными полномасштабных обсерваторий.

Среди ведущих центров, предоставляющих доступ к данным геомагнитных наблюдений, необходимо выделить входящие в Мировую систему данных (ISC World Data System) Мировые центры данных по геомагнетизму в Эдинбурге и Киото [Reay et al., 2011]. Они уступают SuperMAG по количеству доступных пунктов магнитных наблюдений, однако предоставляют пользователям широкий спектр смежной информации.

Геомагнитные данные и формализм БоД

Для оценки объемов данных наземных геомагнитных наблюдений рассмотрим сеть SuperMAG, как объединяющую наибольшее количество магнитных станций и обсерваторий. Доступный период наблюдений составляет здесь порядка 40 лет. Согласно [Gjerloev, 2012], это соответствует более чем 15000 лет минутных данных. При размере суточного файла наблюдений в текстовом формате порядка 100 килобайт это составит примерно 15000 × 365 × 100 килобайт ≈550 гигабайт. При этом реально данные хранятся в бинарном формате и их объемы еще меньше.

Таким образом, мы видим, что даже все данные мировой сети геомагнитных наблюдений не являются большими в смысле V – Volume. Отметим, что вместо минутных в скором будущем будут использоваться в основном секундные измерения МПЗ. Переход к ним происходит, начиная с 1990-х годов. Но даже в случае секундных данных мы получим объемы порядка 30 терабайт, что тоже сложно классифицировать как БоД.

Данные геомагнитных наблюдений не являются большими и в смысле признака V – Velocity скорости их поступления и обработки. Хотя сеть INTERMAGNET и стремится к передаче данных в режиме, близком к реальному времени, но далеко не все обсерватории могут это обеспечить. Поэтому актуальное требование INTERMAGNET состоит лишь в обеспечении поступления данных в центры сбора в течение 72 ч. Скорость обработки сырых и подготовки окончательных геомагнитных данных тем более не является высокой. Окончательные данные готовятся, как правило, ежегодно, потому что процесс подготовки достаточно трудоемок и требует ручной коррекции данных. Даже скорость подготовки более оперативных квазиокончательных данных измеряется, в лучшем случае, сутками.

Основными путями увеличения скорости обработки геомагнитных данных являются совершенствование приборной базы, например, внедрение автоматизированных абсолютных измерений и совершенствование алгоритмов очистки и обработки данных. Но в ближайшее время в этой

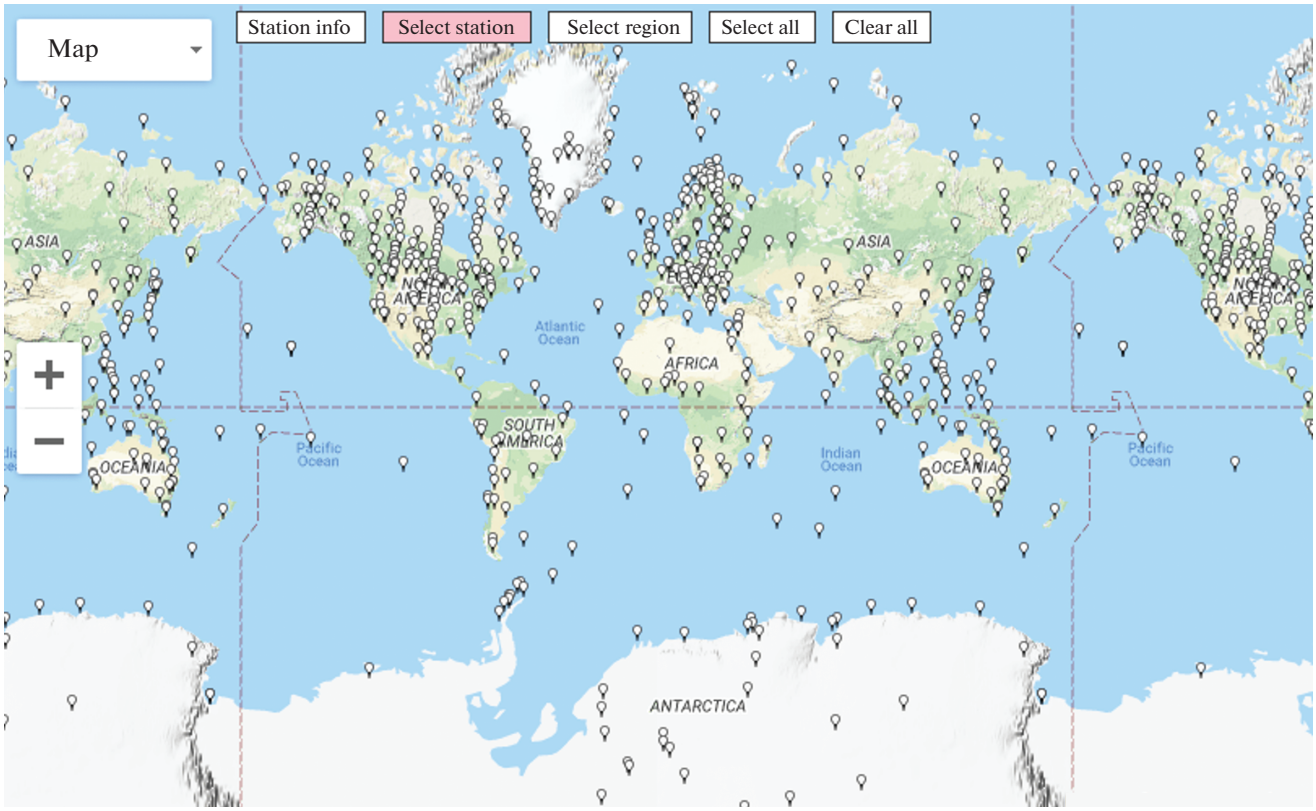


Рис. 15. Карта станций SuperMAG [SuperMAG..., 2021].

области сложно ожидать перехода к обработке и подготовке очищенных данных в режимах, близких к реальному времени.

Геомагнитные данные не отличаются и разнообразием в смысле признака V – Variety. Они представляют собой наблюдения трех компонент и полной напряженности вектора магнитного поля. На обсерваториях к этому добавляются результаты абсолютных измерений. На основе магнитных данных рассчитываются индексы геомагнитной активности, количество которых даже с учетом различных вариантов составляет не более пары десятков [Menvielle, Berthelier, 1991; Menvielle et al., 2011]. Этим разнообразие магнитных данных, в основном, и исчерпывается. Тем не менее, отметим, что по аналогии с данными сейсмического мониторинга магнитные данные могут иметь разнообразие в случае их рассмотрения в совокупности с данными других разделов геофизики.

Безусловно, сейчас идет постоянное расширение сетей геомагнитных наблюдений, увеличиваются скорость передачи данных в центры сбора информации и частота дискретизации наблюдений. Возрастает и уровень автоматизации геомагнитных сетей в целом. Однако это происходит не такими темпами, чтобы можно было ожидать в обозримом будущем перехода информации об МПЗ в категорию БоД. Геомагнитные данные развиваются скорее в плане их качества и точности.

Дальнейшее расширение пространственного покрытия сетей геомагнитных наблюдений, увеличение скорости передачи данных и частоты их дискретизации являются важными задачами магнитометрии. Эти направления развития подробно отражены как в планах развития Международной ассоциации геомагнетизма и аэрономии (IAGA) и сети INTERMAGNET, так и в планах национальных и региональных сетей.

В то же время существующая мировая система наблюдений МПЗ уже достаточно адекватна для изучения многих актуальных задач геомагнетизма. В числе важнейших из них построение упомянутых выше моделей МПЗ, оценки его векового хода, оценки геомагнитной активности и т.д.

Таким образом, данные магнитных наблюдений дают нам яркий пример геофизической информации, которая не входит в категорию БоД и вряд ли станет таковой в ближайшее время, но, тем не менее, представляет огромную научную и прикладную ценность, сравнимую со многими массивами данных наук о Земле, имеющими статус БоД.

ОБСУЖДЕНИЕ

БоД имеют огромное практическое и теоретическое значение как инновационная технология. Они способны изменить наши представления и восприятие природных процессов и явлений. Со значительно расширившимися объемами и масштабами информации возникает новая научная парадигма. Происходит смена знаний **почему** на **что именно** [Mayer-Schönberger, Cukier, 2014]. При этом большинство имеющихся на данный момент знаний и фактов подвергаются сомнению. Если раньше мы пытались понять суть и природу явлений путем оптимальных выборок и формализованных процедур моделирования, то при исследованиях БоД на первое место выходит поиск корреляций.

Наборы данных в науках о Земле в основной массе имеют все атрибуты больших данных – объем, достоверность, скорость, ценность и разнообразие. Для тех наук, где широко используются спутниковые снимки и проводятся измерения большого количества параметров (ДЗЗ, СР, метеорологические и экологические наблюдения), соответствие характеристикам БоД не вызывает никаких сомнений. Это подтверждается большим количеством исследований с использованием методов БоД, ведущихся в настоящее время. В сочетании с доступностью и снижением стоимости высокопроизводительных вычислений и аналитических процедур возможности для анализа БоД в науках о Земле постоянно растут.

Помимо преимуществ, внедрение технологии БоД и обработка непрерывно растущих объемов данных создают и определенные проблемы. Перечислим некоторые из них.

Для обработки и интерпретации различных типов данных часто требуется специально разработанное для этих целей программное обеспечение. Проблема усугубляется исторически неэффективной практикой управления данными. Наборы данных редко сопоставляются после завершения исследований. Они сохраняются с недостаточным количеством метаданных для их точного описания. Большое количество данных оказывается неполным, непригодным или же недоступным. Независимо от причин, это создает огромные проблемы для современной науки.

До сих пор успешные применения аналитики БоД в основном относились к закрытым системам или анализу самых распространенных типов цифровых данных. Остаются серьезные проблемы, включая недостаток данных, с которыми можно было бы взаимодействовать в реальном времени. Существуют трудности при объединении нескольких наборов данных о взаимосвязанных явлениях. Часто отсутствуют адекватные метаданные о доступных данных для понимания их контекста и объема [Kingdon et al., 2016].

Несмотря на перечисленные проблемы, БоД дают нам инструменты для поисков взаимосвязей между данными наблюдений различных наук о Земле. Рассматривая различные типы данных в отрыве друг от друга, мы в определенном смысле уходим от самого определения БоД. Ведь мы допускаем главную ошибку, ограничиваясь выборкой данных, относящихся к той или иной науке о Земле. Скорее всего, интеграция данных из различных областей для аналитики БоД станет следующей ступенью развития. Определенные подвижки в данном направлении уже наблюдаются.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-15-50125.

БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использовались данные и сервисы, предоставленные ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН (http://ckp.gcras.ru/).

Авторы выражают благодарность Герою Российской Федерации, чл.-корр. РАН Юрию Михайловичу Батурину за предоставленные фотоматериалы из личного архива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батурин Ю.М., Щербинин Д.Ю. Фото- и кинотехника на борту отечественных пилотируемых космических аппаратов (1961–2000) // Вопросы истории естествознания и техники. 2011. Т. 32. № 3. С. 87–104.

Бондур В.Г. Современные подходы к обработке больших потоков гиперспектральной и многоспектральной аэрокосмической информации // Исслед. Земли из космоса. 2014. № 1. С. 4–16.
https://doi.org/10.7868/S0205961414010035

Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю. Оценка влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно-направленного бурения глубоких скважин в Арктическом регионе // Физика Земли. 2018. № 4. С. 19–30.
https://doi.org/10.1134/S0002333718040051

Гвишиани А.Д., Соловьев А.А., Сидоров Р.В., Красноперов Р.И., Груднев А.А., Кудин Д.В., Карапетян Дж.К., Симонян А.О. Успехи организации геомагнитного мониторинга в России и ближнем зарубежье // Вестник ОНЗ РАН. 2018. Т. 10. NZ4001.
https://doi.org/10.2205/2018NZ000357

Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю., Соловьев А.А. Геомагнетизм: от ядра Земли до Солнца. М.: РАН. 2019а. 186 с.

Гвишиани А.Д., Кафтан В.И., Красноперов Р.И., Татаринов В.Н., Вавилин Е.В. Геоинформатика и системный анализ в геофизике и геодинамике // Физика Земли. 2019б. № 1. С. 42–60.
https://doi.org/10.31857/S0002-33372019142-60

ГОСТ 8.417-2002 – Государственная система обеспечения единства измерений. Единицы величин. 2013. 32 с.

Майер-Шенбергер В.М., Кукьер К. Большие данные. Революция, которая изменит то, как мы живем, работаем и мыслим. М.: Манн, Иванов и Фербер. 2014. 240 с.

Одум Ю. Основы экологии. М.: Мир. 1975. 741 с.

О'Нил К. Убийственные большие данные. Как математика превратилась в оружие массового поражения. М.: АСТ. 2018. 140 с.

Фрэнкс Б. Укрощение больших данных: как извлекать знания из массивов информации с помощью глубокой аналитики. М.: Манн, Иванов и Фербер. 2014. 352 с.

Ahmad L., Habib Kanth R., Parvaze S., Sheraz Mahdi S. Experimental Agrometeorology: A Practical Manual. Cham: Springer. 2017a.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-69185-5

Ahmad L., Habib Kanth R., Parvaze S., Sheraz Mahdi S. Synoptic Meteorology. Experimental Agrometeorology: A Practical Manual. Cham: Springer, 2017b. P. 119–121.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-69185-5_16

Amnion C.J., Lay T., Simpson D.W. Great Earthquakes and Global Seismic Network // Seismological Research Letters. 2010. V. 81. Is. 6. P. 965–971.
https://doi.org/10.1785/gssrl.81.6.965

Armstrong E.M., Bourassa M.A., Cram T.A., DeBellis M., Elya J., Greguska F.R., III, Huang T., Jacob J.C., Ji Z., Jiang Y., Li Y., Quach N., McGibbney L., Smith S., Tsontos V.M., Wilson B., Worley S.J., Yang C., Yam E. An Integrated Data Analytics Platform // Frontiers in Marine Science. 2019. V. 6. Is. JUN. 354.
https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00354

Ashton K. That 'Internet of Things' Thing // RFID Journal. 2009.
https://www.rfidjournal.com/that-internet-of-things-thing-3 [дата обращения: 17.03.2021].

Miller A.A. Climatology. Routledge. Tylor Press, NY, USA. 2019. 326 p.

Ball J.E., Anderson D.T., Chan Sr. C.S. Comprehensive survey of deep learning in remote sensing: theories, tools, and challenges for the community // J. Applied Remote Sensing. 2017. V. 11. Is. 4. P. 042609.
https://doi.org/10.1117/1.JRS.11.042609

Balta H., Velagic J., Bosschaerts W., De Cubber G., Siciliano B. Fast statistical outlier removal based method for large 3D point clouds of outdoor environments // IFAC-PapersOnLine. 2018. V. 51. P. 348–353.
https://doi.org/10.1016/j.ifacol.2018.11.566

Barry R.M., Cavers D.A., Kneale C.W. Recommended standards for digital tape formats // Geophysics. 1975. V. 40. P. 344–352.

Baumann P., Mazzetti P., Ungar J. et al. Big Data Analytics for Earth Sciences: The EarthServer Approach // International Journal of Digital Earth. 2016. V. 9. Is. 1. P. 3–29.
https://doi.org/10.1080/17538947.2014.1003106

Baumann P.R. History of Remote Sensing, Satellite Imagery, Part II. 2009. http://employees.oneonta.edu/baumanpr/geosat2/RS%20History%20II/RS-History-Part-2.html [дата обращения: 18.03.2021].

Becker-Reshef I., Vermote E., Lindeman M., Justice C. A generalized regression-based model for forecasting winter wheat yields in Kansas and Ukraine using MODIS data // Remote Sensing of Environment. 2010. V. 114. Is. 6. P. 1312–1323.
https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.01.010

Besic N., Figueras i Ventura J., Grazioli J., Gabella M., Germann U., Berne A. Hydrometeor classification through statistical clustering of polarimetric radar measurements: A semi-supervised approach // Atmospheric Measurement Techniques. 2016. V. 9. Is. 9. P. 4425–4445.
https://doi.org/10.5194/amt-9-4425-2016

Boman K. Big data growth continues in seismic surveys. Rigzone, Sept. 2, 2015.
https://www.rigzone.com/news/oil_gas/a/140418/big_data_growth_continues_in_seismic_surveys/ [дата обращения: 18.03.2021].

Caers J. Modeling uncertainty in the earth sciences. John Wiley & Sons. 2011. 246 p.

Chen D., Wang L., Dou M., Liu Z. Natural Disaster Monitoring with Wireless Sensor Networks: A Case Study of Data-intensive Applications upon Low-Cost Scalable Systems // Mobile Networks and Applications. 2013. V. 18. P. 651–663.
https://doi.org/10.1007/s11036-013-0456-9

Chen M., Mao S., Zhang Y., Leung V.C.M. Big Data. Related Technologies, Challenges, and Future Prospects. Springer, 2014. 100 p.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-06245-7

Chi M., Plaza A., Benediktsson J.A., Sun Z., Shen J., Zhu Y. Big Data for Remote Sensing: Challenges and Opportunities // Proceedings of the IEEE. 2016. V. 104. Is. 11. P. 2207–2219.
https://doi.org/10.1109/JPROC.2016.2598228

Chini P., Giambene G., Kota S. A survey on mobile satellite systems // International Journal of Satellite Communications and Networking. 2009. V. 28. Is. 1.
https://doi.org/10.1002/sat.941

Chowdhury S., Al-Zahrani M. Water quality change in dam reservoir and shallow aquifer: analysis on trend, seasonal variability and data reduction // Environmental Monitoring and Assessment. 2014. V. 186. P. 6127–6143.
https://doi.org/10.1007/s10661-014-3844-0

Chulliat A., Alken P., Nair M. et al. The US/UK World Magnetic Model for 2015–2020 // Technical Report, National Geophysical Data Center, NOAA. 2015. V. 107. Is. A2.
https://doi.org/10.7289/V5TB14V7

Corizzo R., Ceci M., Japkowicz N. Anomaly detection and repair for accurate predictions in geo-distributed big data // Big Data Research. 2019. V. 16. P. 18–35.
https://doi.org/10.1016/j.bdr.2019.04.001

Cressie N. Statistics for spatial data. John Wiley & Sons. New York. 1993. 928 p.

Davis T.N., Sugiura M. Auroral electrojet activity index AE and its universal time variations // J. Geophysical Research. 1966. V. 71. Is. 3. P. 785–801.
https://doi.org/10.1029/JZ071i003p00785

Dedić N., Stanier C. Towards Differentiating Business Intelligence, Big Data, Data Analytics and Knowledge Discovery / Piazolo F., Geist V., Brehm L., Schmidt R. (eds.) Innovations in Enterprise Information Systems Management and Engineering. ERP Future 2016. LNBIP. 2017. V. 285. P. 114–12. Springer, Cham.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-58801-8_10

Ding A.J., Fu C.B., Yang X.Q., Sun J.N., Petäjä T., Kerminen V.-M., Wang T., Xie Y., Herrmann E., Zheng L.F., Nie W., Liu Q., Wei X.L., Kulmala M. Intense atmospheric pollution modifies weather: a case of mixed biomass burning with fossil fuel combustion pollution in eastern China // Atmospheric

Chemistry and Physics. 2013. V. 13. Is. 20. P. 10545–10554. https://doi.org/10.5194/acp-13-10545-2013

Dormy E., Le Mouël J.-L. Geomagnetism and the dynamo: where do we stand? // Comptes Rendus Physique. 2008. V. 9. Is. 7. P. 711–720. https://doi.org/10.1016/j.crhy.2008.07.003

ESA – Swarm probes weakening of Earth's magnetic field. 2020. http://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/Swarm/Swarm_probes_weakening_of_Earth_s_magnetic_field [дата обращения: 18.03.2021].

Esch T., Üreyen S., Zeidler J., Metz-Marconcini A., Hirner A., Asamer H., Tum M., Böttcher M., Kuchar S., Svaton V., Marconcini M. Exploiting big earth data from space – first experiences with the timescan processing chain // Big Earth Data. 2018. V. 2. Is. 1. P. 36–55. https://doi.org/10.1080/20964471.2018.1433790

Feblowitz J. Insights IDCE, Analytics in Oil and Gas: the Big Deal about Big Data. Paper presented at the SPE Digital Energy Conference, The Woodlands, Texas, USA, March 2013. https://doi.org/10.2118/163717-MS

Fernández-Martínez J.L. Model reduction and uncertainty analysis in inverse problems // The Leading Edge. 2015. V. 9. P. 1006–10016. https://doi.org/10.1190/tle34091006.1

Fouedjio F., Klump J. Exploring prediction uncertainty of spatial data in geostatistical and machine learning approaches // Environmental Earth Sciences. 2019. V. 78. Is. 1. 38. https://doi.org/10.1007/s12665-018-8032-z

Hulot G., Vigneron P., Léger J.-M. et al. Swarm's absolute magnetometer experimental vector mode, an innovative capability for space magnetometry // Geophysical Research Letters. 2015. V. 42. Is. 5. P. 1352–1359. https://doi.org/10.1002/2014GL062700

Giuliani G., Lacroix P., Guigoz Y., Roncella R., Bigagli L., Santoro M., Mazzetti P., Nativi S., Ray N., Lehmann A. Bringing GEOSS services into practice: a capacity building resource on spatial data infrastructures (SDI) // Transactions in GIS. 2017. V. 21. Is. 4. P. 811–824. https://doi.org/10.1111/tgis.12209

Gjerloev J.W. The SuperMAG data processing technique // J. Geophysical Research: Space Physics. 2012. V. 117. Is. A9. 9213. https://doi.org/10.1029/2012JA017683

Global Observing System (GOS). 2016. https://www.wmo.int/pages/prog/www/OSY/GOS.html [дата обращения: 18.03.2021].

Gomes V.C., Queiroz G.R., Ferreira K.R. An overview of platforms for big earth observation data management and analysis // Remote Sensing. 2020. V. 12. 1253. https://doi.org/10.3390/rs12081253

Gonzalez W.D., Joselyn J.A., Kamide Y., Kroehl H.W., Rostoker G., Tsurutani B.T., Vasyliunas V.M. What is a geomagnetic storm? // J. Geophysical Research: Space Physics. 1994. V. 99. Is. A4. P. 5771–5792. https://doi.org/10.1029/93JA02867

Gordon A., Grace W., Byron-Scott R., Schwerdtfeger P. Dynamic Meteorology. Routledge, 2016. 271 p.

Gorelick N., Hancher M., Dixon M., Ilyushchenko S., Thau D., Moore R. GoogleEarth Engine: Planetary-Scale Geospatial Analysis for Everyone // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 202 (Suppl C). P. 18–27. https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031

GTS Main. WMO. 2020. https://www.wmo.int/pages/prog/www/TEM/index_en.html [дата обращения: 18.03.2021].

Gultepe I., Sharman R., Williams P.D. et al. A Review of High Impact Weather for Aviation Meteorology // Pure and Applied Geophysics. 2019. V. 176. P. 1869–1921. https://doi.org/10.1007/s00024-019-02168-6

Guo H. Big Earth data: A new frontier in Earth and information sciences // Big Earth Data. 2017. V. 1. Is. 1–2. P. 4–20. https://doi.org/10.1080/20964471.2017.1403062

Gvishiani A., Dobrovolsky M., Rybkina A. Big Data and FAIR Data for Data Science / Roberts F.S., Sheremet I.A. (eds). Resilience in the Digital Age. Lecture Notes in Computer Science. 2021. V. 12660. Chapter 6. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-70370-7_6

Gvishiani A., Soloviev A. Observations, Modeling and Systems Analysis in Geomagnetic Data Interpretation. Springer International Publishing. 2020. https://doi.org/10.1007/978-3-030-58969-1

Gvishiani A., Soloviev A., Krasnoperov R., Lukianova R. Automated Hardware and Software System for Monitoring the Earth's Magnetic Environment // Data Science J. 2016. V. 15. Is. 18. https://doi.org/10.5334/dsj-2016-018

Hadjimitsis D.G., Clayton C.R.I., Hope V.S. An assessment of the effectiveness of atmospheric correction algorithms through the remote sensing of some reservoirs // International J. Remote Sensing. 2004. V. 25. Is. 18. P. 3651–3674. https://doi.org/10.1080/01431160310001647993

Hari P., Petäjä T., Bäck J., Kerminen V.-M., Lappalainen H.K., Vihma T., Laurila T., Viisanen Y., Vesala T., Kulmala M. Conceptual design of a measurement network of the global change // Atmospheric Chemistry and Physics. 2016. V. 16. Is. 2. P. 1017–1028. https://doi.org/10.5194/acp-16-1017-2016

Hashem I.A.T., Yaqoob I., Anuar N.B., Mokhtar S., Gani A., Khan S.U. The rise of "big data" on cloud computing: Review and open research issues // Information Systems. 2015. V. 47. P. 98–115. https://doi.org/10.1016/j.is.2014.07.006

Hassani H., Huang X., Silva E. Big Data and Climate Change // Big Data and Cognitive Computing. 2019. V. 3. Is. 1. 12. P. 1–17. https://doi.org/10.3390/bdcc3010012

History of WMO. 2020. https://public.wmo.int/en/about-us/who-we-are/history-of-wmo [дата обращения: 18.03.2021].

Hoeser T., Bachofer F., Kuenzer C. Object Detection and Image Segmentation with Deep Learning on Earth Observation Data: A Review – Part II: Applications // Remote Sensing. 2020. V. 12. Is. 18. 3053. https://doi.org/10.3390/rs12183053

Holloway J., Mengersen K. Statistical Machine Learning Methods and Remote Sensing for Sustainable Development Goals: A Review // Remote Sensing. 2018. V. 10. Is. 9. 1365. https://doi.org/10.3390/rs10091365

Hondula D.M., Balling R.C., Andrade R. et al. Biometeorology for cities // International Journal of Biometeorology.

2017. V. 61. P. 59–69.
https://doi.org/10.1007/s00484-017-1412-3

Houghton J. The Physics of Atmospheres. Cambridge University Press. 2002. 320 p.

Huang T. NASA Sea Level Change Portal-it is not just another portal site. 2017.
https://trs.jpl.nasa.gov/bitstream/handle/2014/48852/CL%2317-6319.pdf [дата обращения: 18.03.2021].

Huang T., Armstrong E., Jacob J. et al. An introduction to OceanWorks ocean science platform. ESTF. 2017. 21 p.
https://trs.jpl.nasa.gov/bitstream/handle/2014/48094/CL%2317-2720.pdf [дата обращения: 18.03.2021].

Hulot G., Finlay C.C., Constable C.G., Olsen N., Mandea M. The Magnetic Field of Planet Earth // Space Science Reviews. 2010. V. 152. Is. 1–4 P. 159–222.
https://doi.org/10.1007/s11214-010-9644-0

Hurwitz J.S., Nugent A., Halper F., Kaufman M. Big Data for Dummies. Wiley. 2013. 336 p.

Inmon W.H., Linstedt D. Data Architecture: A Primer for the Data Scientist: Big Data, Data Warehouse and Data Vault. Morgan Kaufmann. 2014. 378 p.

Internet Of Things (iot). Information Technology Gartner Glossary. 2020.

Ishwarappa J., Anuradha J. A Brief Introduction on Big Data 5Vs Characteristics and Hadoop Technology // Procedia Computer Science. 2015. V. 48. P. 319–324.
https://doi.org/10.1016/j.procs.2015.04.188

Islam M., Reza S. The Rise of Big Data and Cloud Computing // Internet of Things and Cloud Computing. 2019. V. 7. Is. 2. P. 45–53.
https://doi.org/10.11648/j.iotcc.20190702.12

Jankowsky J., Sucksdorf C. Guide for magnetic measurements and observatory practice. Warsaw: IAGA. 1996. 238 p.

Jong S.M., Meer F.D., Clevers J.G. Basics of Remote Sensing. Remote Sensing Image Analysis: Including The Spatial Domain. Remote Sensing and Digital Image Processing. V. 5. / Jong S.M.D., Meer F.D.V. (eds) Dordrecht: Springer. 2004. P. 1–15.
https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2560-0_1

Jutz S., Milagro-Perez M.P. Copernicus: the European Earth Observation programme // Revista de Teledetección. 2020. Is. 56. P. V–XI.
https://doi.org/10.4995/raet.2020.14346

Kang X., Li J., Fan X. Spatial-Temporal Visualization and Analysis of Earth Data Under Cesium Digital Earth Engine. Proceedings of the 2018 2nd International Conference on Big Data and Internet of Things (BDIOT 2018). New York: Association for Computing Machinery. 2018. P. 29–32.
https://doi.org/10.1145/3289430.3289447

Karau H., Konwinski A., Wendell P., Zaharia M. Learning Spark: Lightning-Fast Big Data Analysis. O'Reilly Media. 2015. 276 p.

Karimi H.A. Big Data: Techniques and Technologies in Geoinformatics. CRC Press. 2014. 312 p.

Katzfuss M., Cressie N. Spatio-temporal smoothing and EM estimation for massive remote-sensing data sets // J. Time Series Analysis. 2011. V. 32. Is. 4. P. 430–446.
https://doi.org/10.1111/j.1467-9892.2011.00732.x

Kawasaki A., Yamamoto A., Koudelova P., Acierto R., Nemoto T., Kitsuregawa M., Koike T. Data Integration and Analysis System (DIAS) Contributing to Climate Change Analysis and Disaster Risk Reduction // Data Science Journal. 2017. V. 16. 41.
https://doi.org/10.5334/dsj-2017-041

Kempler S., Mathews T. Earth Science Data Analytics: Definitions, Techniques and Skills // Data Science Journal. 2017. V. 16. 6.
https://doi.org/10.5334/dsj-2017-006

Kingdon A., Nayembil M.L., Richardson A.E., Smith A.G. A geodata warehouse: Using denormalisation techniques as a tool for delivering spatially enabled integrated geological information to geologists // Computers and Geosciences. 2016. V. 96. P. 87–97.
https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.016

Kleppmann M. Designing Data-Intensive Applications: The Big Ideas Behind Reliable, Scalable, and Maintainable Systems. O'Reilly Media. 2017. 616 p.

Konecny G. Geoinformation: Remote Sensing, Photogrammetry and Geographic Information Systems, Second Edition. Taylor & Francis. 2014. 436 p.

Krasnoperov R., Peregoudov D., Lukianova R., Soloviev A., Dzeboev B. Early Soviet satellite magnetic field measurements in the years 1964 and 1970 // Earth System Science Data. 2020. V. 12. Is. 1. P. 555–561.
https://doi.org/10.5194/essd-12-555-2020

Laney D. 3D Data Management: Controlling Data Volume, Velocity, and Variety. Meta Group. 2001. https://studylib.net/doc/8647594/3d-data-management–controlling-data-volume–velocity–an [дата обращения: 18.03.2021].

LeHong H., Fenn J. Key Trends to Watch in Gartner 2012 Emerging Technologies Hype Cycle // Forbes. 2012.
https://www.forbes.com/sites/gartnergroup/2012/09/18/key-trends-to-watch-in-gartner-2012-emerging-technologies-hype-cycle-2 [дата обращения: 18.03.2021].

Liu J.G., Mason P.J. Essential Image Processing and GIS for Remote Sensing. John Wiley & Sons. 2013. 464 p.

Liu P. A survey of remote-sensing big data // Frontiers in Environmental Science. 2015. V. 3. 45.
https://doi.org/10.3389/fenvs.2015.00045

Lohr S. The Origins of 'Big Data': An Etymological Detective Story. The New York Times, 2013. https://bits.blogs.nytimes.com/2013/02/01/the-origins-of-big-data-an-etymological-detective-story/ [дата обращения: 18.03.2021].

Lopez M.M., Kalita J. Deep Learning applied to NLP. arXiv preprint. 2017. arXiv:1703.03091

MacLachlan C., Arribas A., Peterson K.A. et al. Global Seasonal forecast system version 5 (GloSea5): A high-resolution seasonal forecast system // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2015. V. 141. P. 1072–1084.
https://doi.org/10.1002/qj.2396

Manyika J., Chui M., Brown B., Bughin J., Dobbs R., Roxburgh C., Hung Byers A. Big data: The next frontier for innovation, competition, and productivity. McKinsey Global Institute. 2011. 156 p.

Maraun D., Shepherd T.G., Widmann M., Zappa G., Walton D., Gutierrez J.M., Hagemann S., Richter I., Soares P.M.M., Hall A., Mearns L.O. Towards processinformed bias correction of climate change simulations // Nature Climate Change. 2017. V. 7. P. 764–773.
https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3418

Marr B. Big Data: Using SMART Big Data, Analytics and Metrics to Make Better Decisions and Improve Performance. Wiley. 2015. 256 p.

Marz N., Warren J. Big Data: Principles and best practices of scalable realtime data systems. Manning Publications. 2015. 328 p.

Maus S., Lühr H., Rother M., Hemant K., Balasis G., Ritter P., Stolle C. Fifth-generation lithospheric magnetic field model from CHAMP satellite measurements // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007a. V. 8. Is. 5.
https://doi.org/10.1029/2006GC001521

Maus S., Rother M., Stolle C., Mai W., Choi S., Lühr H., Cooke D., Roth C. Third generation of the Potsdam Magnetic Model of the Earth (POMME) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. Is. 7.
https://doi.org/10.1029/2006GC001269

Maus S., Sazonova T., Hemant K., Fairhead J.D., Ravat D. National Geophysical Data Center candidate for the World Digital Magnetic Anomaly Map // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2007b. V. 8. Is. 6.
https://doi.org/10.1029/2007GC001643

Mayer-Schönberger V., Cukier K. Big Data: A Revolution That Will Transform How We Live, Work, and Think. Eamon Dolan/Mariner Books. 2014. 272 p.

McInerney M. NASA Earthdata Cloud. 2020.
https://ntrs.nasa.gov/api/citations/20200001222/downloads/20200001222.pdf?attachment=true [дата обращения: 18.03.2021].

Menvielle M., Berthelier A. The K-derived planetary indices: Description and availability // Reviews of Geophysics. 1991. V. 29. Is. 3. P. 415–432.
https://doi.org/10.1029/91RG00994

Menvielle M., Iyemori T., Marchaudon A., Nose M. Geomagnetic indices. Geomagnetic Observations and Models. IAGA Special Sopron Book Series. V. 5. / Mandea M., Korte M. (eds). 2011. P. 183–228.
https://doi.org/10.1007/978-90-481-9858-0_7.

Mitas L., Mitasova H. Spatial Interpolation. *Longley P., Goodchild M.F., Maguire D.J., Rhind D.W.* (eds.). Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications. GeoInformation International. Wiley. 1999. P. 481–492.

Moon N.H., Shin M.Y., Moon G.H., Chun J. Trends and Prospects of Forest Meteorological Studies Based on the Publications in Korean Journal of Agricultural and Forest Meteorology // Korean J. Agricultural and Forest Meteorology. 2019. V. 21. Is. 3. P. 121–134.
https://doi.org/10.5532/KJAFM.2019.21.3.121

Moore J.M. Nonlinear filtering techniques for noisy geophysical data: Using big data to predict the future. AGU Fall Meeting 2014. 2014. Abstract id. NG23A-3789.

National Research Council. Earth Observations from Space: The First 50 Years of Scientific Achievements. Washington, DC: The National Academies Press. 2008. 143 p.
https://doi.org/10.17226/11991

National Research Council. People and Pixels: Linking Remote Sensing and Social Science. Washington, DC: The National Academies Press. 1998. 267 p.
https://doi.org/10.17226/5963

Nativi S., Mazzetti P., Craglia M. A view-based model of data-cube to support big earth data systems interoperability // Big Earth Data. 2017. V. 1. Is. 1–2. P. 75–99.
https://doi.org/10.1080/20964471.2017.1404232

NIST Big Data Interoperability Framework: V. 1, Definitions. Version 3. NIST Special Publication 1500-1r2. 2019.
https://doi.org/10.6028/NIST.SP.1500-1r2

Novick K.A., Biederman J.A., Desai A.R., Litvak M.E., Moore D.J.P., Scott R.L., Torn M.S. The AmeriFlux network: A coalition of the willing // Agricultural and Forest Meteorology. 2018. V. 249. P. 444–456.
https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.10.009

Ofli F., Meier P., Imran M., Castillo C., Tuia D., Rey N., Briant J., Millet P., Reinhard F., Parkan M., Joost S. Combining human computing and machine learning to make sense of big (aerial) data for disaster response // Big Data. 2016. V. 4. Is. 1. P. 47–59.
https://doi.org/10.1089/big.2014.0064

Olsen N., Lühr H., Sabaka T.J., Mandea M., Rother M., Tøffner-Clausen L., Choi S. CHAOS – a model of the Earth's magnetic field derived from CHAMP, Ørsted, and SAC-C magnetic satellite data // Geophysical J. International. 2006. V. 166. Is. 1. P. 67–75.
https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02959.x

Olsen N., Stolle C. Satellite Geomagnetism // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2012. V. 40. P. 441–465.
https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105540

Onay C., Öztürk E. A review of credit scoring research in the age of Big Data // Journal of Financial Regulation and Compliance. 2018. V. 26. Is. 3. P. 382–405.
https://doi.org/10.1108/JFRC-06-2017-0054

Pavlikov V.V., Ruzhentsev N.V., Sobkolov A.D., Salnikov D.S., Tsopa A.I. Ground-based radiometric complex of millimeter wave band for meteorology and telecommunications applications // Telecommunications and Radio Engineering. 2017. V. 76. Is. 16. P. 1477–1488.
https://doi.org/10.1615/TelecomRadEng.v76.i16.70

Pei T., Song C., Guo S. et al. Big geodata mining: Objective, connotations and research issues // J. Geographical Sciences. 2020. V. 30. Is. 2. P. 251–266.
https://doi.org/10.1007/s11442-020-1726-7

Pelton J.N., Madry S., Camacho-Lara S. Handbook of Satellite Applications. New York: Springer. 2013.
https://doi.org/10.1007/978-1-4419-7671-0

Poblet M., García-Cuesta E., Casanovas P. Crowdsourcing tools for disaster management: A review of platforms and methods. AI Approaches to the Complexity of Legal Systems / Casanovas P., Pagallo U., Palmirani M., Sartor G. (eds.) Springer: Berlin/Heidelberg. 2014. P. 261–274.

Potapov P.V., Turubanova S.A., Tyukavina A., Krylov A.M., McCarty J.L., Radeloff V.C., Hansen M.C. Eastern Europe's forest cover dynamics from 1985 to 2012 quantified from the full Landsat archive // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 159. P. 28–43.
https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.11.027

Preimesberger C. Hadoop, Yahoo, 'Big Data' Brighten BI Future. 2011.
https://www.webcitation.org/67j1TSO8N?url=
http://www.eweek.com/c/a/Data-Storage/TBA-Hadoop-Yahoo-Big-Data-Brightens-BI-Future-254079/ [дата обращения: 18.03.2021].

Pyo J., Duan H., Baek S., Kim M.S., Jeon T., Kwon Y.S., Lee H., Cho K.H. A convolutional neural network regression for quantifying cyanobacteria using hyperspectral imagery //

Remote Sensing of Environment. 2019. V. 233. 111350. https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.111350

Rasson J. Observatories, instrumentation. Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism / Eds. Gubbins D., Herrero-Bervera E. New York: Springer. 2007. P. 711–713.

Rauber R.M., Nesbitt S.W. Radar Meteorology: A First Course. John Wiley & Sons. 2018. 488 p.

Reay S.J., Herzog D.C., Alex S., Kharin E., McLean S., Nosé M., Sergeyeva N. Magnetic Observatory Data and Metadata: Types and Availability. Geomagnetic Observations and Models. IAGA Special Sopron Book Series. V. 5. / Mandea M., Korte M. (eds.) 2011. P. 149–181. https://doi.org/10.1007/978-90-481-9858-0_7

Rezai A., Keshavarzi P., Moravej Z. Key management issue in SCADA networks: A review // Engineering Science and Technology, an International Journal. 2017. V. 20. Is. 1. P. 354–363. https://doi.org/10.1016/j.jestch.2016.08.011

Richards P.G., Zavales J. Seismological Methods for Monitoring a CTBT: The Technical Issues Arising in Early Negotiations / Husebye E.S., Dainty A.M. (eds.) Monitoring a Comprehensive Test Ban Treaty. NATO ASI Series. 1996. V. 303. P. 53–81.

Roberts P.H., King E.M. On the genesis of the Earth's magnetism // Reports on Progress in Physics. 2013. V. 76. Is. 9. 096801. https://doi.org/10.1088/0034-4885/76/9/096801

Roden R., Seismic Interpretation in the Age of Big Data. Conference: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016. https://doi.org/10.1190/segam2016-13612308.1

Rodriguez-Galiano V.F., Chica-Rivas M. Evaluation of different machine learning methods for land cover mapping of a Mediterranean area using multi-seasonal Landsat images and Digital Terrain Models // International J. Digital Earth. 2014. V. 7. Is. 6. P. 492–509. https://doi.org/10.1080/17538947.2012.748848

Salimi S., Hammad A. Sensitivity analysis of probabilistic occupancy prediction model using big data // Building and Environment. 2020. V. 172. 106729. https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2020.106729

Schultz M.G., Betancourt C., Gong B., Kleinert F., Langguth M., Leufen L.H., Mozaffari A., Stadtler S. Can deep learning beat numerical weather prediction? // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2021. V. 379. Is. 2194. 20200097. https://doi.org/10.1098/rsta.2020.0097

SEED Reference Manual. Standard for the Exchange of Earthquake Data. SEED Format Version 2.4. August, 2012. International Federation of Digital Seismograph Networks, Incorporated Research Institutions for Seismology, United States Geological Survey. 224 p.

Newman S.-F. Seismographic Data Compression – Applying Modified Tunstall Coding. Institute of Technology, University of Washington. Tacoma. 2006. 46 p.

SMEAR, 2021. https://www.atm.helsinki.fi/SMEAR/ [дата обращения: 18.03.2021].

Snijders C., Matzat U., Reips U.-D. "Big Data": Big Gaps of Knowledge in the Field of Internet Science // International Journal of Internet Science. 2012. V. 7. Is. 1. P 1–5.

Song J., Gao S., Zhu Y., Ma C. A survey of remote sensing image classification based on CNNs // Big Earth Data. 2019. V. 3. Is. 3. P. 232–254. https://doi.org/10.1080/20964471.2019.1657720

Stein A., van der Meer F.D., Gorte B. Spatial statistics for remote sensing. Springer Science & Business Media. 2002. 284 p. https://doi.org/10.1007/0-306-47647-9

St-Louis B.J., Sauter E.A., Trigg D.F. et al. INTERMAGNET Technical Reference Manual. Version 4.6. Edinburgh: INTERMAGNET. 2012. 100 p.

Stromann O., Nascetti A., Yousif O., Ban Y. Dimensionality Reduction and Feature Selection for Object-Based Land Cover Classification based on Sentinel-1 and Sentinel-2 Time Series Using Google Earth Engine // Remote Sensing. 2020. V. 12. Is. 1. 76. https://doi.org/10.3390/rs12010076

Su Z., Timmermans W., Zeng Y. et al. An Overview of European Efforts in Generating Climate Data Records // Bulletin of the American Meteorological Society. 2018. V. 99. P. 349–359. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0074.1

SuperMAG: Download Data. 2021. https://supermag.jhuapl.edu/mag/?fidelity=low&tab=customdownload [дата обращения: 18.03.2021].

Talwani M., Kessinger W. Exploration Geophysics. Encyclopedia of Physical Science and Technology (Third Edition). 2003. P. 709–726. https://doi.org/10.1016/B0-12-227410-5/00238-6

Tao R., Gong Z., Ma Q., Thill J.-C. Boosting Computational Effectiveness in Big Spatial Flow Data Analysis with Intelligent Data Reduction // ISPRS International Journal of Geo-Information. 2020. V. 9. Is. 5. 299. https://doi.org/10.3390/ijgi9050299

Teillet P.M. Image correction for radiometric effects in remote sensing // International J. Remote Sensing. 1986. V. 7. Is. 12. P. 1637–1651. https://doi.org/10.1080/01431168608948958

Thébault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // Earth, Planets and Space. 2015. V. 67. 79. https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9

Thomas J.W., Hoover G.M. Exploration Seismology. Encyclopedia of Geology (Second Edition). 2021. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.12538-2

Thorne P.W., Allan R.J., Ashcroft L. et al. Toward an Integrated Set of Surface Meteorological Observations for Climate Science and Applications // Bulletin of the American Meteorological Society. 2017. V. 98. P. 2689–2702. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0165.1

Toth C., Jóźków G. Remote sensing platforms and sensors: A survey // ISPRS J. Photogrammetry and Remote Sensing. 2016. V. 115. P. 22–36. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.004

Van Allen J.A., Frank L.A. Radiation around the Earth to a radial distance of 107400 km // Nature. 1959. V. 183. P. 430–434.

Van Allen J.A., Ludwig G.H., Ray E.C., McIlwain C.E. Observation of high intensity radiation by satellites 1958 Alpha and Gamma. U.S. National Academy of Sciences. I.G.Y. Satellite Report Series 3. 1958. P. 73–92. https://doi.org/10.2514/8.7396

Vihma T., Uotila P., Sandven S. et al. Towards an advanced observation system for the marine Arctic in the framework

of the Pan-Eurasian Experiment (PEEX) // Atmospheric Chemistry and Physics. 2019. V. 19. Is. 3. P. 1941–1970. https://doi.org/10.5194/acp-19-1941-2019

Voulodimos A., Doulamis N., Doulamis A., Protopapadakis E. Deep learning for computer vision: A brief review // Computational intelligence and neuroscience. 2018. V. 2018. 7068349.
https://doi.org/10.1155/2018/7068349

Watson J.C. Establishing Evidence for Internal Structure Using Exploratory Factor Analysis // Measurement and Evaluation in Counseling and Development. 2017. V. 50. Is. 4. P. 232–238.
https://doi.org/10.1080/07481756.2017.1336931

Weyn J.A., Durran D.R., Caruana R. Can machines learn to predict weather? Using deep learning to predict gridded 500-hPa geopotential height from historical weather data // J. Advances in Modeling Earth Systems. 2019. V. 11. Is. 8. P. 2680–2693.
https://doi.org/10.1029/2019MS001705

Whaler K. Geomagnetism in the satellite era // Astronomy & Geophysics. 2007. V. 48. Is. 2. P. 23–29.

Wu H., Li Z.-L. Scale issues in remote sensing: a review on analysis, processing and modeling // Sensors. 2009. V. 9. P. 1768–1793.
https://doi.org/10.3390/s90301768

Wu S.R., Li X., Apul D., Breeze V., Tang Y., Fan Y., Chen J. Agent-based modeling of temporal and spatial dynamics in life cycle sustainability assessment // J. Industrial Ecology. 2017. V. 21. Is. 6. P. 1507–21.
https://doi.org/10.1111/jiec.12666

Zhang S., Yao L., Sun A., Tay Y. Deep learning based recommender system: A survey and new perspective // ACM Computing Surveys (CSUR). 2019. V. 52. Is. 1. P. 1–38.
https://doi.org/10.1145/3285029

Zhao S., Wang Q., Li Y., Liu S., Wang Z., Zhu L., Wang Z. An overview of satellite remote sensing technology used in China's environmental protection // Earth Science Informatics. 2017. V. 10. P. 137–148.
https://doi.org/10.1007/s12145-017-0286-6

Zilitinkevich S.S., Elperin T., Kleeorin N., Rogachevskii I., Esau I. A Hierarchy of Energy- and Flux-Budget (EFB) Turbulence Closure Models for Stably-Stratified Geophysical Flows // Boundary-Layer Meteorology. 2013. V. 146. Is. 3. P. 341–373.
https://doi.org/10.1007/s10546-012-9768-8

Big Data in Geophysics and Other Earth Sciences

A. D. Gvishiani[a,b], M. N. Dobrovolskii[a], B. V. Dzeranov[a,c], and B. A. Dzeboev[a,c,*]

[a]*Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[b]*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[c]*Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz, Russia*

**e-mail: b.dzeboev@gcras.ru*

The term "Big Data" has become very popular over the past decade. The frequency of its use in the scholarly papers, reports, and broad press has been steadily increasing. This work describes the origin and development of the theory and practice of Big Data as a scientific discipline, outlines the main characteristics of and methods for Big Data processing and analysis, discusses the formalism and family of Big Data V-characteristics, and presents the examples of the sources of the growing Big Data which have fundamental effect on the development of geophysics and related Earth sciences. The examples of the sources of Big Data in the Earth sciences are remote sensing, meteorology, geoecology (in terms of the global hierarchical network SMEAR (Stations Measuring Earth surfaces and Atmosphere Relations)), and seismic prospecting. Besides, we discuss seismic monitoring data which can become Big Data when combined with other geophysical information and consider geomagnetic data which are not Big Data but nevertheless have a great scientific value.

Keywords: Big Data, Earth sciences, remote sensing of the Earth, meteorological observations, seismic monitoring, seismic prospecting, geoecology, geomagnetic observations

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 35–66

ОБЗОР

УДК 550.34

ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЕ ИНИЦИИРОВАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ: ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ, ЛАБОРАТОРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ФИЗИЧЕСКИЕ МЕХАНИЗМЫ (ОБЗОР)

© 2022 г. В. А. Зейгарник[1,*], Л. М. Богомолов[2,**], В. А. Новиков[1,***]

[1]Объединенный институт высоких температур РАН, г. Москва, Россия

[2]Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск, Россия

*E-mail: zeigarnik@ihed.ras.ru

**E-mail: l.bogomolov@imgg.ru

*** E-mail: novikov@ihed.ras.ru

Поступила в редакцию 23.03.2021 г.
После доработки 16.04.2021 г.
Принята к публикации 21.04.2021 г.

Представлен обзор пионерских исследований электромагнитной триггерной сейсмичности, выполненных в России в 1995–2020 гг. Проведен анализ полевых наблюдений искусственных и природных электромагнитных воздействий на сейсмическую активность. Представлены результаты физического моделирования инициирования трещинообразования и “лабораторного землетрясения” электрическими импульсами на специализированном прессовом оборудовании и пружинно-блочной модели разлома земной коры. Рассмотрены возможные механизмы триггерного электромагнитного воздействия на деформационные процессы в очаге землетрясения. В результате полевых экспериментов, лабораторного моделирования и теоретического анализа, выполненных за последние 25 лет, доказано существование нового типа триггерного воздействия на деформационные процессы в земной коре – электромагнитного инициирования сейсмических событий. Обсуждаются возможные пути использования электромагнитной триггерной сейсмичности для снижения сейсмической опасности.

Ключевые слова: электромагнитное поле, очаг землетрясения, инициирование сейсмических событий.

DOI: 10.31857/S0002333722010100

1. ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на успехи сейсмостойкого строительства, землетрясения по-прежнему представляют собой один из основных вызовов природы человечеству. С 1900 г., вследствие 2234 катастрофических землетрясений, на земном шаре погибло свыше 2 млн 320 тыс. человек [Daniel et al., 2017], а прямые и косвенные экономические потери, по оценкам ЮНЕСКО, ежегодно составляют миллиарды долларов. В связи с этим весьма актуальными и востребованными являются исследования процессов, происходящих в очаге землетрясения, включая подготовку сейсмического события и его инициирование экзогенными и эндогенными воздействиями. Результаты этих работ содействуют решению таких фундаментальных научных проблем, как слабые воздействия на деформационные процессы в земной коре, разработка эффективных методов краткосрочного прогнозирования землетрясений и возможное создание практических методов управления сейсмическим процессом с целью уменьшения количества жертв, экономического ущерба и экологических рисков от землетрясений.

Проблема инициирования землетрясений слабыми возмущениями получила новый импульс после известного землетрясения Landers, США (28.06.1992, $M = 7.3$), после которого в течение десятков часов на расстояниях до 1250 км от эпицентра регистрировались сейсмические события, происхождение которых приписывалось триггерному эффекту [Hill et al., 1993; Gomberg et al., 2001]. Начиная с пионерской работы [Садовский и др., 1981], такие исследования вызывают заметный интерес в России, и они направлены на изучение возможности дистанционного управления деформационными процессами в массиве горных пород. Накопленные в мире за последние двадцать пять лет убедительные факты инициирования землетрясений и других динамических событий сейсмическими волнами заставляют сейсмологическое сообщество во многом изменить скептическое отношение к подобной возможности [Кочарян, 2016; Ружич, 2020]. Настоящий об-

зор посвящен изучению отклика сейсмичности на другой тип внешнего воздействия на очаги землетрясений, открытый в России в прошлом столетии, – искусственное и природное электромагнитное воздействие (ЭМВ) на горные породы и разломы земной коры в напряженно-деформированном состоянии. К наиболее ранним работам по электросейсмическим эффектам относятся исследования [Анцыферов, 1962; Балбачан, Томашевская, 1987; Ярославский, Капустян, 1990], однако наибольший импульс к развитию данного направления дали первые работы по изучению искусственного инициирования сейсмических событий на Памире и Северном Тянь-Шане [Тарасов, 1997], а также первые лабораторные эксперименты [Sobolev et al., 2000], выполненные в ИФЗ РАН.

2. ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИНИЦИИРОВАНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

2.1. Искусственное инициирование сейсмических событий на Памире и Северном Тянь-Шане

Впервые на возможность изменения сейсмичности земной коры при электрическом воздействии (ЭВ) было указано в работе [Тарасов, 1997], в которой были представлены результаты статистического анализа отклика сейсмической активности Гармского геофизического полигона ИФЗ РАН (Памир, Таджикистан) на импульсы электрического тока, подаваемого в земную кору через заземленный электрический диполь с разносом электродов 3 км и сопротивлением 1.5 Ом. Эксперименты проводились в 1976–1978 гг. с использованием геофизического МГД-генератора “Памир-1” для глубинного электромагнитного зондирования земной коры в сейсмоопасном регионе с целью поиска возможных предвестников землетрясений [Зейгарник, Сидорин, 1997]. При пуске МГД-генератора ток в излучающем диполе достигал 1.5 кА, длительность зондирующего импульса составляла 2.5 с.

Сопоставление количества землетрясений энергетического класса $K > 5$ в пределах временных окон ±40 сут от момента каждого пуска показало, что воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмогенную область вызывает значительные пространственно-временные изменения сейсмического режима: заметную активизацию сейсмичности в целом в районе наблюдений. Характер таких изменений в разных структурах зависит от энергонасыщенности этих структур, их геологического строения и от электромеханических характеристик слагающих их горных пород [Тарасов, 1997].

Аналогичные результаты были получены в других геологических условиях на Бишкекском геодинамическом полигоне ОИВТ РАН (Северный Тянь-Шань, Киргизия), где в 1983–1990 гг. проводился регулярный мониторинг кажущегося электрического сопротивления земной коры с использованием МГД-генератора “Памир-2”, питающего заземленный диполь длиной 4.2 км [Волыхин и др., 1993]. Было проведено 114 пусков; ток в излучающем диполе достигал 2.8 кА, а длительность токового импульса составляла от 1.7 до 12.1 с. В работах [Тарасов и др., 1999; 2001; Tarasov, Tarasova, 2004; Chelidze et al., 2006; Турунтаев и др., 2012; Смирнов, Завьялов, 2012] изучено методами как статистического анализа, так и нелинейной динамики возможное воздействие мощных электромагнитных (ЭМ) импульсов МГД-генератора на сейсмический режим Средней Азии и Казахстана. Было установлено, что после пусков МГД-генератора с подачей импульсов тока в земную кору сейсмичность рассматриваемого района становится заметно выше, чем до них. Резкая активизация местных землетрясений возникает через 2–4 дня после пусков и продолжается в течение нескольких суток. Было показано, что ЭМ импульсы инициируют выделение энергии, накопленной средой в ходе тектонических процессов, в виде относительно слабых землетрясений.При последующем более детальном анализе в работах [Тарасов, 2010; Тарасов, Тарасова, 2011] были проведены оценки сейсмотектонических деформаций (СТД) для исследуемых территорий Памира и Северного Тянь-Шаня в периоды пусков МГД-генераторов, а также до и после этих периодов. В этих работах отмечено, что для Памира интервал наиболее быстрого прироста СТД совпадает с периодом зондирований (пусков МГД-генераторов). В этой же работе показано, что в области Северного Тянь-Шаня, ограниченной радиусом 130 км вокруг излучающего диполя, в период зондирований с применением МГД-генераторов (то есть в период резкого повышения суммарной энергии, вносимой в среду), величина сейсмотектонических деформаций также возрастает быстрее. Высокая стоимость пусков МГД-генераторов в конечном итоге ограничивала количество режимных зондирований земной коры, и в 1983 г. на Научной станции ОИВТ РАН (в настоящее время это Научная станция РАН в г. Бишкеке) начались разработки более дешевых электроимпульсных систем (ЭИС), питающихся от линии электропередач и позволяющих возбуждать последовательности импульсов тока с амплитудой в несколько сотен ампер. В результате были последовательно разработаны и изготовлены специальные тиристорные установки ЭИС-100 (1983 г.), ЭИС-300 (1984 г.), ЭИС-630 (1986 г.), ЭРГУ-600-2 (1987 г.), создающие ток в излучающем диполе соответственно 100, 300, 630 и 1400 А [Волыхин и др., 1993]. Наиболее мощная из этих систем – электроразведочное генераторное устрой-

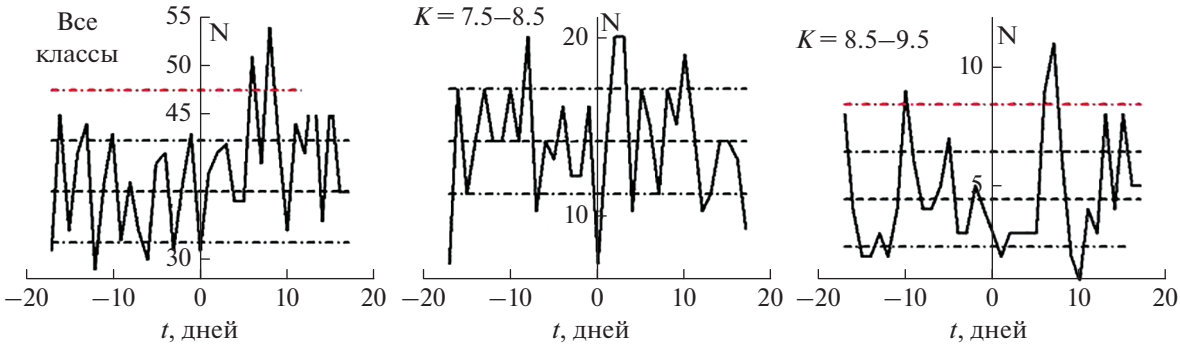


Рис. 1. Кумулятивные зависимости суточного числа событий различных энергетических классов на территории БГП (согласно работе [Сычев и др., 2010]). Нижняя пунктирная линия – среднее значение количества землетрясений до ЭМВ, средняя и верхняя пунктирные линии – среднеквадратичное отклонение (σ) и его удвоенное значение (2σ) соответственно.

ство ЭРГУ-600-2 – эксплуатируется на Бишкекском геодинамическом полигоне (БГП) и в настоящее время. Начиная с 1987 г., для мониторинга кажущегося электрического сопротивления земной коры по рабочим дням проводятся режимные зондирования: 6 серий из 90–120 двуполярных импульсов, генерируемых ЭРГУ-600-2. Суточный вклад электрической энергии в геологическую среду составляет до 1000 МДж.

Для подтверждения результатов, полученных с использованием МГД-генератора, в 2000–2005 гг. на Бишкекском геодинамическом полигоне были проведены специальные эксперименты по ЭМ зондированию земной коры с использованием того же излучающего диполя и электрического источника ЭРГУ-600-2. Источник один раз в 35 сут создавал серию однополярных импульсов постоянного тока до 0.6 кА. За счет увеличения числа импульсов (вместо однократного) энергия, подаваемая в земную кору, была сопоставима с энергией от МГД-генератора [Богомолов и др., 2005; Сычев и др., 2010]. В период проведения этих специальных экспериментальных электромагнитных зондирований наблюдались короткопериодные вариации слабой сейсмичности Северного Тянь-Шаня, коррелирующие с датами зондирований однополярными импульсами. Изменение пространственно-временных и энергетических распределений количества событий, усредненное по всем 35-суточным периодам наблюдений с экспериментальными сеансами ЭРГУ-600-2, является свидетельством влияния зондирующих импульсов этого источника на слабую сейсмичность. Отклик на энергетические воздействия однополярных импульсов проявляется в виде кратковременного прироста суточного числа слабых землетрясений, наступающего с задержкой от 5 до 7 сут. Активизация происходит в основном за счет событий, гипоцентры которых находятся на глубинах 5–15 км и лежат внутри площади ближайших к источнику зон с повышенной естественной сейсмической активностью. Наиболее чувствительным к воздействию зондирующих импульсов является поток событий энергетических классов K = 7.5–9.5. На рис. 1 [Сычев и др., 2010] совмещены все 53 временных интервала длительностью 35 сут, где 0 соответствует дню экспериментальных зондирований земной коры с использованием ЭРГУ-600-2 в режиме однополярных импульсов.

Показано (см. рис. 1), что после ЭМВ прирост количества событий классов K = 7.5–8.5 начинается раньше, чем активизация событий с энергиями, соответствующими диапазону $8.5 < K < 9.5$. Вместе с тем наибольший прирост сейсмической активности, превышающий 2σ, отмечается для событий классов 8.5–9.5.

Для оценки достоверности эффекта прироста сейсмичности после воздействий однополярных импульсов тока важно сравнение результата совмещения периодов наблюдений на территориях вокруг источника зондирований и в отдаленном районе. Для построения контрольных кумулятивных распределений был выбран находящийся в Казахстане район Тянь-Шаня, площадь территории которого и общее число землетрясений, произошедших здесь в 2000–2005 гг., близки к соответствующим значениям для территории БГП. Для анализа был использован каталог Института сейсмологии МОН Республики Казахстан (РК) за 1998–2006 гг. [Сычев и др., 2010; Богомолов и др., 2011]. Совмещены те же 35 суточных интервалов, что и в случае, представленном на рис. 1. На рис. 2 показаны результаты такого совмещения с суммированием суточного числа событий классов K = 7.5–12.5. На рис. 2а показано, что для района сравнения разброс значений числа событий в сутки не выходит из пределов 2σ ни до, ни после

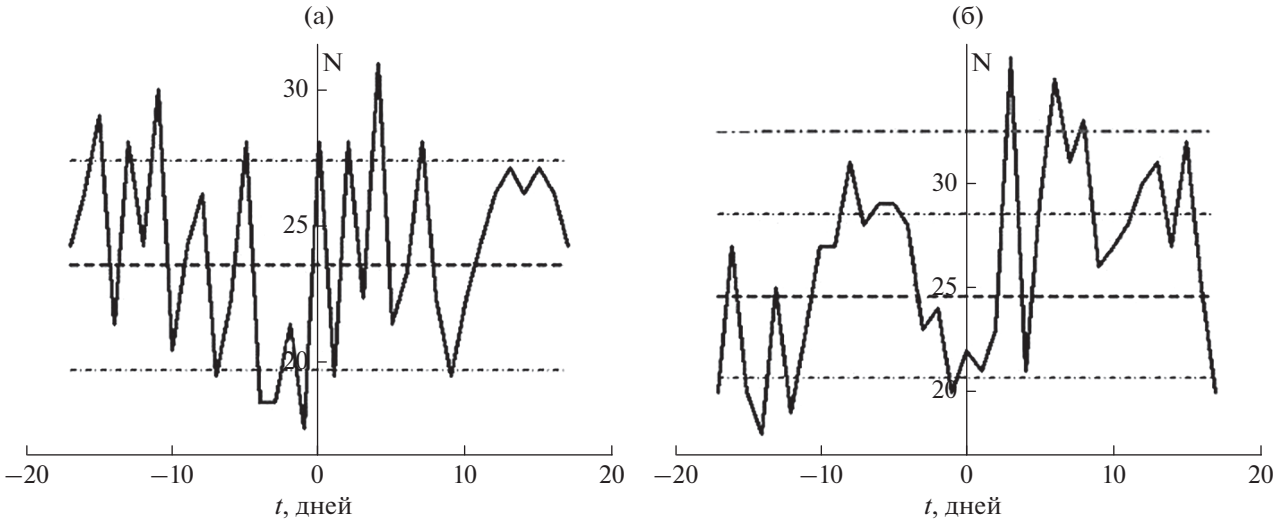


Рис. 2. Кумулятивные графики, построенные по каталогу Института сейсмологии МОН РК: (а) – для района сравнения; (б) для территории БГП (согласно работе [Богомолов и др., 2011]). Обозначение пунктирных линий такое же, как на рис. 1.

ЭМВ. А на рис. 2б видно, что и по данным каталога Института сейсмологии МОН РК на территории БГП происходит прирост суточного числа событий после ЭМВ (с превышением 2σ относительно среднего уровня, определенного по первым 17 суткам 35-суточного окна).

Стоит отметить некоторое отличие кумулятивного графика на рис. 2б от распределения, построенного по данным сети KNET (рис. 1). По данным каталога Института сейсмологии МОН РК, первый прирост сейсмичности на величину более 2σ от ЭМВ происходит на 3–4 сутки после дня ЭМВ, а второй, более длительный прирост – на 5–6 сутки.

Проведенное сравнение с отдаленным районом, а также результаты работ [Смирнов, Завьялов, 2012; Турунтаев и др., 2012] свидетельствуют об устойчивом характере эффекта отклика слабой сейсмичности на электромагнитное воздействие, выделяя этот тип среди таких внешних возмущений, как удаленные сильные землетрясения, техногенные периодические воздействия, грозовые разряды и др.

В работах [Сычев и др., 2010; Богомолов и др., 2011] показано, что однополярные импульсы длительностью от 10 с наиболее эффективны в стимулировании прироста слабой сейсмичности по сравнению с более короткими импульсами, в том числе с биполярными импульсами, применяемыми для электромагнитного мониторинга кажущегося сопротивления земной коры. Различие эффективности объясняется меньшим затуханием длинных однополярных импульсов с глубиной.

Для подтверждения полученных полевых результатов выполнена регистрация сейсмоакустической эмиссии (САЭ) в скважинах БГП [Закупин и др., 2014]. Были исследованы спектральная структура сигналов САЭ и особенности вариаций интенсивности САЭ при проведении ЭМ зондирований земной коры с помощью генераторной установки ЭРГУ-600-2. Статистические методы обработки записей САЭ адаптированы к задаче выявления взаимосвязей с воздействием зондирующими импульсами тока, т.е. вкладом энергии в геосреду. Обнаружена реакция среды на сеансы ЭМ зондирования, проводимые для мониторинга кажущегося электрического сопротивления горных пород. Реакция среды проявляется в виде прироста интенсивности САЭ (откликов на импульсы тока, возбуждаемые при этих зондированиях). Отклики САЭ относятся к той же группе эффектов – признаков внешнего влияния на деструкцию среды, что и вариации сейсмичности в период пусков геофизических МГД-генераторов 1983–1989 гг. [Тарасов и др., 1999; 2001; Tarasov, Tarasova, 2004; Смирнов, Завьялов, 2012] или экспериментальных зондирований 2000–2005 гг. [Богомолов и др., 2005; Сычев и др., 2010]. Источники сигналов САЭ находятся на небольшой глубине по месту расположения геофона, что и объясняет различие между вариациями интенсивности САЭ и микросейсмичности при откликах на одно и то же воздействие.

Таким образом, в результате проведенных полевых исследований отклика региональной сейсмичности (Памир и Северный Тянь-Шань) на электромагнитные воздействия на земную кору при подаче импульсов постоянного тока в заземленный диполь установлен новый – электромагнитный – тип инициирования землетрясений.

2.2. Инициирование землетрясений природными электромагнитными воздействиями (магнитными бурями и солнечными вспышками)

Полученные статистические результаты наблюдений отклика региональной сейсмичности на искусственные электромагнитные воздействия на земную кору стимулировали исследования аналогичных откликов на природные электромагнитные факторы: магнитные бури с внезапным началом и сильные солнечные вспышки. Влияние сильных магнитных бурь с внезапным началом (SSC), когда магнитная буря развивается в течение нескольких минут, исследовано в работах [Соболев и др., 2002; Закржевская, Соболев, 2002; 2004; Файнберг и др., 2004]. Изучены вариации сейсмичности в сейсмоактивных регионах Северного Тянь-Шаня [Соболев и др., 2002], Кавказа [Закржевская, Соболев, 2002], Аляски, Северной и Южной Калифорний [Закржевская, Соболев, 2004] в периоды до и после магнитных бурь с внезапным началом. Для анализа использовались сейсмические каталоги, очищенные от афтершоков и включающие в себя землетрясения только представительных энергетических классов. Из каждого каталога были выделены два подкаталога, один из которых включал интервалы перед бурями, а второй – после бурь. Методом наложения эпох установлено с высоким уровнем значимости, что в отдельных районах исследуемых сейсмоактивных регионов количество землетрясений после бурь увеличивается (положительный эффект), а в других – уменьшается (отрицательный эффект). В одних районах эффект ярко выражен, в других очень слаб или не проявляется вообще. В целом, в сейсмоактивных регионах отмечена тенденция изменения числа землетрясений после бурь. Этот эффект не связан с особенностями каталогов, а, возможно, объясняется геолого-геофизическими особенностями регионов. На основании выполненных оценок энергии, закачиваемой магнитными бурями и высвобождаемой землетрясениями, сделан вывод о триггерном механизме влияния бурь на сейсмичность. В работе [Файнберг и др., 2004] рассмотрен возможный тепловой механизм инициирования землетрясений: в ней исследованы величины и пространственные распределения тепловых потоков, генерируемых в земле геомагнитными бурями с внезапными началами. Показано, что энергия магнитных бурь, выделяемая в виде тепла, соизмерима с энергией, выделяемой землетрясениями, и что основная часть тепла выделяется в верхних 10–20 км разреза и сосредоточена по границам разломов. В работе [Соболев и др., 2020] исследована реакция сейсмического шума в минутном диапазоне периодов на сильные магнитные бури. Обнаружены сейсмические импульсы, возникавшие при быстрых изменениях скорости компонент магнитного поля dX, dY, dZ. Импульсы характеризовались амплитудами ~2 мкм и продолжительностью первые минуты. Большая вариабельность отношения амплитуды сейсмических импульсов к величине изменения dHx, dHy, dHz свидетельствует о нелинейном процессе. Амплитуды импульсов примерно одинаковы на станциях, расположенных в сейсмически активных или пассивных регионах. Их свойства не зависят также от метеорологических условий. Импульсы выявлены на записях всех сейсмических станций, расположенных на континентах. Предполагается, что резкие изменения ЭМ поля во время бури служат триггером высвобождения накопленной в Земле энергии.

Изучение влияния вариаций геомагнитного поля на деформационные процессы в земной коре было продолжено в направлении исследования отклика сейсмического шума и сейсмичности на сильные солнечные вспышки [Сычева и др., 2011; Sorokin et al., 2019; Новиков и др., 2019; Novikov et al., 2020]. В частности, изучена взаимосвязь сильных магнитных бурь, вызванных солнечными вспышками, и вариаций сейсмического шума (среднего уровня и среднеквадратичного отклонения (СКО)) [Сычева и др., 2011], регистрируемого станциями сейсмической сети KNET при мониторинге территории Бишкекского геодинамического полигона. Получены результаты, свидетельствующие о большей чувствительности сейсмического шума в диапазоне частот 10–20 Гц к внешним, в частности электромагнитным воздействиям по сравнению с сейсмической активностью. Отмечены проявления влияния магнитных бурь, произошедших после сильных и сверхсильных солнечных вспышек в 2000–2006 гг.: кратковременный прирост СКО сейсмического шума, опережающий изменения скорости накопления числа событий.

Взаимосвязь микросейсмического шума и изменения геомагнитного поля (в виде пикообразных магнитных импульсов с амплитудой меньшей, чем при аномальных магнитных бурях) подтверждена также в работе [Адушкин и др., 2012]. В ней по данным о микросейсмическом шуме в районе геофизической обсерватории ИДГ РАН “Михнево” (Московская область) установлена корреляционная зависимость между максимальным значением вариаций среднеквадратической скорости колебаний грунта V_m в диапазоне частот 0.01–0.1 Гц и амплитудой геомагнитных вариаций (рис. 3). Монотонно растущая зависимость между этими величинами может свидетельствовать о влиянии геомагнитных вариаций (пикообразных импульсов, при которых наводятся токи в ионосфере и связанные с ними геоиндуцированные токи в проводящих слоях Земли) на микросейсмический шум.

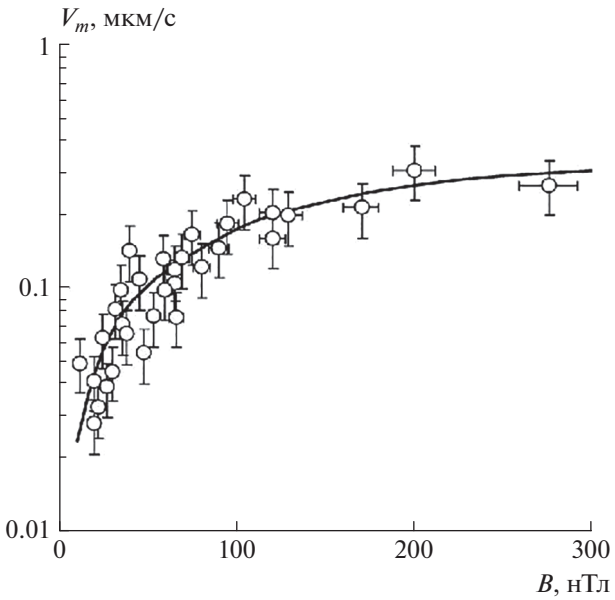


Рис. 3. Зависимость между максимальным значением вариаций скорости V_m и относительной амплитудой внезапного геомагнитного импульса (согласно работе [Адушкин и др., 2012]). Горизонтальные и вертикальные отрезки – погрешность определения соответствующих величин.

К этому же направлению относится работа [Тарасов, 2017], в которой предпринята попытка разделить эффекты влияния на сейсмичность собственно солнечных вспышек и аномальных магнитных бурь (SSC).

В работах [Sorokin et al., 2019; Новиков и др., 2019] рассмотрен возможный механизм инициирования землетрясений ионизирующим излучением солнечных вспышек. На основе разработанной теоретической модели возмущений электрического поля, электрического тока и тепловыделения в литосфере, связанных с поглощением ионизирующего излучения солнечных вспышек, показано, что в результате крупномасштабного горизонтального возмущения проводимости нижней области ионосферы в присутствии внешнего электрического поля возможна генерация возмущений геомагнитного поля в диапазоне периодов единицы–десятки секунд. Амплитудно-временные характеристики сигнала определяются возмущением интегральных проводимостей ионосферы. В зависимости от соотношения между интегральными проводимостями Холла и Педерсена возмущенной ионосферы может наблюдаться осциллирующий и апериодический режимы магнитных возмущений. Для сильных возмущений проводимости ионосферы амплитуда пульсаций может достигать ~10^2 нТл. При этом амплитуда горизонтальной компоненты электрического поля на поверхности Земли достигает 0.01 мВ/м, плотности электрического тока в литосфере 10^{-6} А/м^2, а плотность мощности выделения тепла этим током достигает 10^{-7} Вт/м^3. Таким образом, показано, что поглощение ионизирующего излучения солнечных вспышек может вызвать в сейсмогенных разломах вариации плотности теллурических токов, сопоставимые с плотностями тока, генерируемыми в земной коре искусственными импульсными источниками (геофизический МГД-генератор “Памир-2” и электроимпульсная установка “ЭРГУ-600”); эти вариации инициируют региональные землетрясения и пространственно-временное изменение сейсмической активности [Тарасов, 1997; Тарасов и др., 1999; 2001; Tarasov, Tarasova, 2004; Смирнов, Завьялов, 2012; Сычев и др., 2010]. Следовательно, инициирование сейсмических событий возможно не только искусственными источниками электрического тока, но и солнечными вспышками, что подтверждается анализом поведения глобальной и региональной сейсмичности после сильной солнечной вспышки класса X9.3 06.09.2017 г., когда количество землетрясений с магнитудой ≥4 во временном окне ±11 суток увеличилось на 68%, а региональная сейсмичность (Греция, $M \geq 3$) возросла на 120% [Novikov et al., 2020].

Таким образом, выполненные к настоящему времени исследования отклика сейсмичности на искусственные и природные электромагнитные воздействия на земную кору указывают на существование ранее неизвестного в сейсмологии триггерного явления: инициирования сейсмических событий при взаимодействии ЭМ поля с горными породами в метастабильном напряженно-деформированном состоянии.

Следует отметить, что электромагнитные поля, создаваемые как искусственными, так и природными источниками, могут генерировать в очагах землетрясений весьма слабые теллурические токи с плотностью порядка 10^{-8}–10^{-6} А/м^2, и механизм инициирования землетрясений такими токами пока до конца не ясен. Для подтверждения результатов статистического анализа полевых наблюдений ЭМ триггерной сейсмичности, а также проверки различных гипотез о механизмах данного явления в ИФЗ РАН, Институте геофизики НАН Грузии, ОИВТ РАН и на Научной станции РАН в Бишкеке выполнен большой объем лабораторных экспериментальных исследований как при деформировании образцов горных пород и их моделей на различном прессовом оборудовании, так и на пружинно-блочных установках, моделирующих разломы земной коры.

3. ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ТРИГГЕРНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И РАЗЛОМАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

3.1. Исследования отклика акустической эмиссии образцов горных пород и их аналогов на электромагнитное воздействие

В натурных условиях осуществить исследование механизма деформирования среды в процессе подготовки землетрясения и образования магистрального разрыва практически невозможно. В то же время свойство самоподобия (или самоорганизованной критичности) геологической среды [Bak et al., 1987; Diodati et al., 1991; Bak, 1996; Гольдин, 2004; Соболев, 2014] дает основание изучать закономерности процесса деформации и разрушения геоматериалов в лабораторных условиях, в которых достаточно легко выдерживать и воспроизводить условия нагружения. На определенное сходство между проявлениями хрупкого разрушения геоматериалов в самых различных пространственных масштабах и сопутствующими процессами дефектообразования в этих материалах указывалось в работах [Журков и др., 1980; Соболев, Кольцов, 1988; Lockner et al., 1991; Соболев, Тюпкин, 2000; Смирнов, Пономарев, 2004; Завьялов, 2005; Смирнов и др., 2010; Kuksenko et al., 1996; Ponomarev et al., 1997; Веттегрень и др., 2006; Куксенко и др., 2011; Дамаскинская, Кадомцев, 2015] и многих других. При этом следует особо в этом списке выделить работу [Соболев, Кольцов, 1988], в которой описаны уникальные эксперименты, выполненные на образцах с характерными размерами порядка 1 м и с искусственными концентраторами напряжения, созданными внутри образца.

Перед динамической подвижкой, т.е. непосредственно перед землетрясением, массив горной породы, как и образец при лабораторном моделировании, находится в метастабильном состоянии (состоянии неустойчивого равновесия) [Соболев, 2011]. Особенностью такого состояния является существенное изменение деформации при небольших вариациях напряжения. Такие вариации могут возбуждаться при воздействии различных внешних факторов. Отсюда вытекает принципиальная возможность реализации триггерных эффектов, заключающихся в скачкообразном переходе от одного метастабильного состояния к другому под влиянием внешних воздействий даже небольшой интенсивности [Соболев, Пономарев, 2003; Куксенко, Махмудов, 2004; Макаров и др., 2007; Гохберг, Колосницын, 2010; Богомолов, 2010; Sobolev, 2011; Авагимов и др., 2011; Кочарян, 2016]. Само метастабильное состояние очаговой зоны зависит от целого ряда факторов, таких как уже достигнутый уровень трещинообразования, особенности макро- и микроструктуры неоднородностей геоматериалов, динамика напряжений во времени, уровень внешних воздействий и многих других.

Соответствующие лабораторные эксперименты, связанные с нагружением цельных или составных образцов, ставятся довольно давно; в первую очередь здесь следует упомянуть работы [Scholz, 1968; Ohnaka, Mogi, 1982], а также многочисленные работы В.С. Куксенко и его школы [Куксенко, 1986; Дамаскинская, Томилин, 1991; Томилин и др., 1994, Kuksenko et al., 1996; Куксенко, Махмудов, 2004; Куксенко и др., 2011; Дамаскинская, Кадомцев, 2015; Дамаскинская и др., 2018] и Д. Локнера с коллегами [Lockner et al., 1991; Lockner, 1993; Thomson et al., 2006; 2009; Damaskinskaya et al., 2016; 2017]. В этих работах, в частности по данным о росте активности акустической эмиссии (АЭ), амплитудам акустических сигналов, их частотным характеристикам была выявлена стадийность деформирования горных пород. Были также изучены некоторые важные закономерности процесса трещинообразования и последующего разрушения образцов горных пород. Одним из важных достоинств таких экспериментов является возможность использования АЭ как средства изучения процесса разрушения в реальном времени с хорошим пространственно-временным разрешением актов появления дефектов структуры и нарушений сплошности (образованием, ростом и кластеризацией трещин отрыва и сдвига). Для этого использовался метод “акустической томографии”, оказавшийся очень продуктивным при воспроизведении картины зарождения трещин и динамики процесса трещинообразования. В частности, предпринимались попытки установить критерий, определяющий переход к состоянию критического накопления дефектов (трещин) с выраженным эффектом их взаимодействия (т.е. к состоянию самоорганизованной критичности). В работе [Damaskinskaya et al., 2017] на основе экспериментов с образцами гранита (с регистрацией АЭ-томографии и последующей рентгеновской томографии дефектов на каждой последовательной стадии нагружения) в качестве такого критерия предложена смена экспоненциального характера распределения сигналов акустической эмиссии на степенной. В работе [Eftaxias, Patirakis, 2013], посвященной изучению ЭМ сигналов, сопровождающих разрушение горных пород и зачастую совпадающих во времени сигналов АЭ, сформулирована концепция, что каждой стадии накопления повреждений, вплоть до лавинообразного трещинообразования и последующего разрушения, соответствуют свои частотные характеристики этих ЭМ сигналов. Нельзя не отметить, что частотный диапазон и интенсивность электромагнитной эмиссии (ЭМИ) меняется в разных экспериментах в очень широких пределах: он зависит от типа образца,

степени его однородности, скорости и вида нагружения; так что картина в этом отношении складывается достаточно пестрая (например, см. [Bredy, Glen, 1986; Курленя и др., 2000; Eftaxias, Patirakis, 2013] и обширную библиографию в последней из перечисленных работ.

Среди многочисленных исследований процесса разрушения модельных образцов и образцов геоматериалов можно выделить те, в которых испытуемый образец подвергался различного рода внешним воздействиям: флюидонасыщение, нагрев, импульсные и периодические динамические воздействия, воздействие электрическим и/или магнитным полем или электрическим током с различными амплитудно-частотными параметрами. Первые ключевые представления о влиянии электрических полей на процессы трещинообразования в горных породах были высказаны в работе [Анцыферов, 1962], а некоторое время спустя в работах [Соболев, Демин, 1980; Балбачан, Томашевская, 1987; Ярославский, Капустян, 1990]. Причем в последней было высказано предположение, что электровоздействие вызывает не дополнительные напряжения, а приводит к снижению прочностных свойств материалов, и это способствует развитию микроразрушений.

Упомянутые выше внешние воздействия, как правило, рассматривались как триггерные, поскольку их энергия была мала по сравнению с энергией, накопленной материалом образца, и вызванные ими приращения напряжения также составляли очень малую долю от приложенных. В работах [Богомолов, 2010; Тарасов, Тарасова, 2011; 2016] указано на то, что скорость изменения напряжений при прохождении фронтов электрических импульсов может быть того же порядка или выше, чем при чисто механических возмущениях (вибрации, взрывы, явления на контактах блоков и т.п.).

В наибольшей степени исследован вопрос о влиянии ЭМ полей на накопление дефектов (фактически, неупругую составляющую деформации) по данным АЭ образцов горных пород. Последние три десятилетия подобные эксперименты проводились в ИФЗ РАН, ОИВТ РАН и НС РАН в г. Бишкеке, и интерес к ним был стимулирован описанными выше полевыми экспериментами с мощными источниками тока (МГД-генераторы и ЭИС).

Первые результаты исследования ЭМВ на акустическую эмиссию модельных образцов были получены в геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН на сервоуправляемом прессе [Sobolev et al., 2000; Ponomarev et al., 2002; Соболев, Пономарев, 2003]. Эксперименты выполнены на бетонных образцах – составных наклонных параллелепипедах с ослабленной вставкой, имитирующей разломную зону, в которую был добавлен либо кварцевый песок (“пьезоэлектрический слой”), либо диабазовый песок (“не пьезоэлектрический”) [Sobolev et al., 1996; Соболев, Пономарев, 1997]. Такая конфигурация образца предопределила появление трещин именно в этом ослабленном слое. Образцы подвергались деформированию в условиях двухосного сжатия при постоянном боковом сжимающем усилии. Основная (вертикальная) нагрузка изменялась с постоянной скоростью, обеспечивая скорость деформации на уровне 10^{-8} с$^{-1}$. В некотором промежутке времени на образец действовало переменное электрическое поле. В результате была обнаружена тенденция увеличения активности АЭ: приращение числа сигналов АЭ (откликов) при наложении ЭМ поля составило порядка 1% от исходного уровня активности АЭ до воздействия (рис. 4). Эффект был более выражен на запредельной стадии нагружения, когда образец находился в метастабильном состоянии. Важно, что эффект растянут во времени и имеет тенденцию к выполаживанию.

Большой цикл исследований по этой тематике на различных образцах горных пород был впоследствии проведен в НС РАН (обобщение полученных результатов представлено в работе [Богомолов и др., 2011]). Наибольшее количество экспериментов было проведено на образцах магматических пород, для которых исследован эффект чувствительности материалов к ЭВ в зависимости от величины сжимающего напряжения (сеансы ЭВ проводились при фиксированном уровне напряжения одноосного сжатия) [Закупин и др., 2006а; 2006б; Мубассарова и др., 2014]. На образцах гранитов, гранодиоритов и габбро было продемонстрировано, что активность АЭ, обусловленная воздействием ЭМ поля, проявляется при значениях осевого сжимающего напряжения, соответствующих $k_p > 0.7$ (k_p – отношение текущей нагрузки к разрушающей) [Закупин и др., 2006а; Bogomolov, Zakupin, 2008]. Наименьшая величина напряжения, при которой зарегистрированы ЭМ эффекты, соответствует началу дилатансионной стадии деформирования, когда при увеличении сжимающей нагрузки объем образца увеличивается за счет бокового расширения. Во флюидонасыщенных образцах АЭ-отклик на ЭВ проявляется заметнее. Отмечено [Закупин и др., 2006б], что наблюдаемые АЭ-отклики, в зависимости от уровня нагрузки и типа ЭМВ, могут иметь вид как кратковременного всплеска АЭ, так и достаточно длительного приращения активности АЭ с медленным спадом до фонового уровня (как правило, приращение происходило со сдвигом во времени по отношению к моменту начала воздействия). При увеличении нагрузки наблюдаемые задержки откликов активности АЭ от момента начала ЭВ уменьшаются. Вариации усредненной активности АЭ при внешних воз-

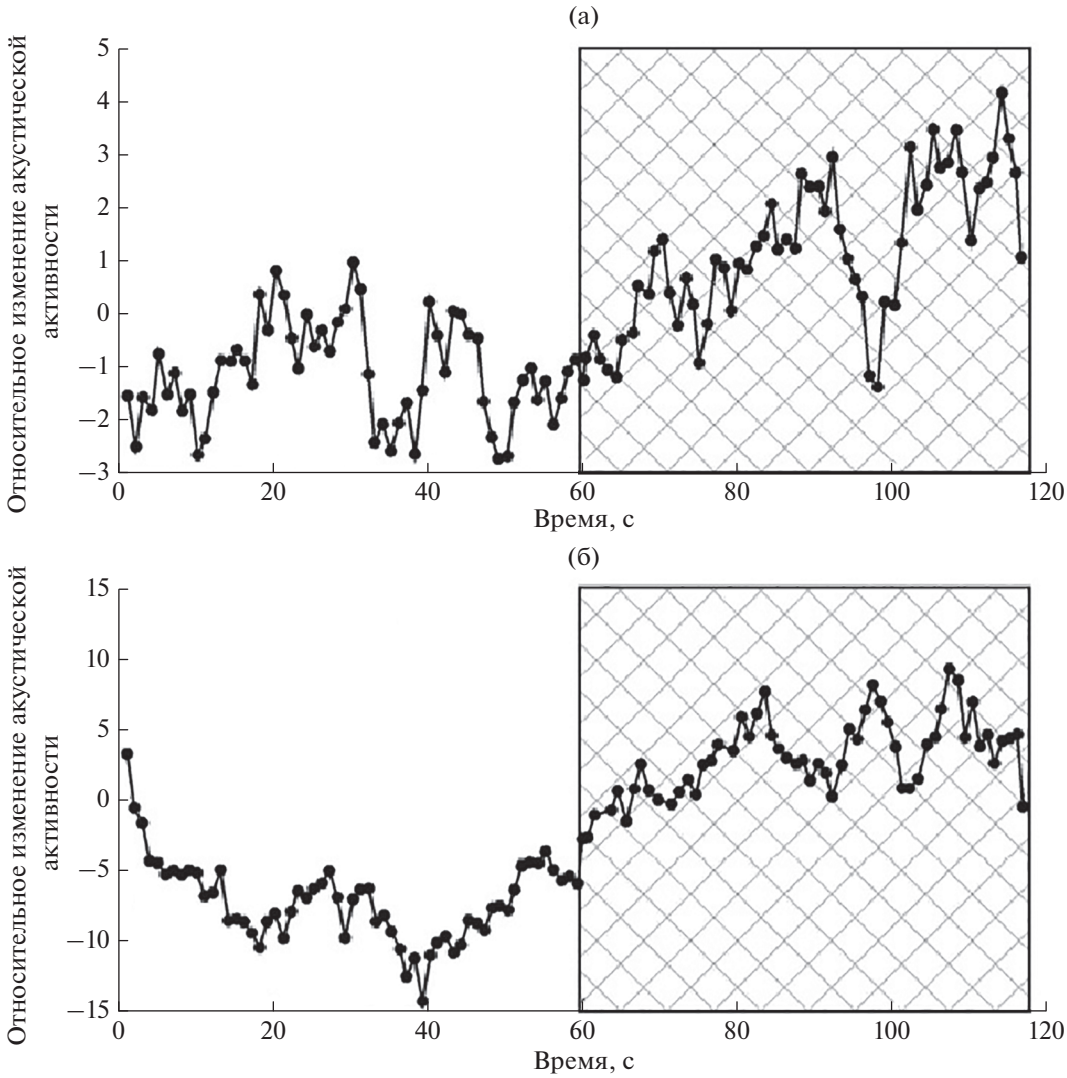


Рис. 4. Изменение акустической активности при переходе от фазы покоя (1–59 с) к фазе инициирования электрическими импульсами (60–118 с) частотой 250 Гц (а) и 2.5 кГц (б), согласно работам [Соболев, Пономарев, 2003; Sobolev et al., 2000; Ponomarev et al., 2002]. Модель с диабазовым песком.

действиях (рис. 5), были подтверждены результатами статистического анализа [Закупин и др., 2006а; Богомолов и др., 2011].

В работе [Боровский и др., 2011; Zakupin et al., 2009] приведены результаты исследования влияния комбинированного ЭМВ (в виде ортогональных электрического и магнитного полей) на процесс трещинообразования. Показано, что такое воздействие порождает больший эффект прироста.

С самого начала этих исследований определенное внимание уделялось не только пространственно-временной картине трещинообразования, то есть анализу интенсивности АЭ, но и спектральным характеристикам акустических сигналов. В частности, появление в спектре второго максимума с меньшей частотой и интенсивностью, чем у первого (основного), интерпретировалось как переход от диффузного распределения трещин по объему образца к их кластеризации [Trapeznikov et al.; Закупин и др., 2006б]. Авторы этих работ не без оснований полагали, что спектральные особенности акустических и электромагнитных сигналов могут дать существенную дополнительную информацию для понимания происходящих процессов. В работе также отмечалось, что эффект ЭВ проявляется заметно отчетливее при приближении нагрузок к разрушающим, т.е. при приближении к состоянию потери устойчивости. В работе [Закупин и др., 2006б] были подмечены очень многие эффекты, исследованные впоследствии в других работах.

При дальнейшем изучении триггерных ЭМ эффектов в ОИВТ РАН были сопоставлены значения энергий: вносимой ЭВ и излучаемой аку-

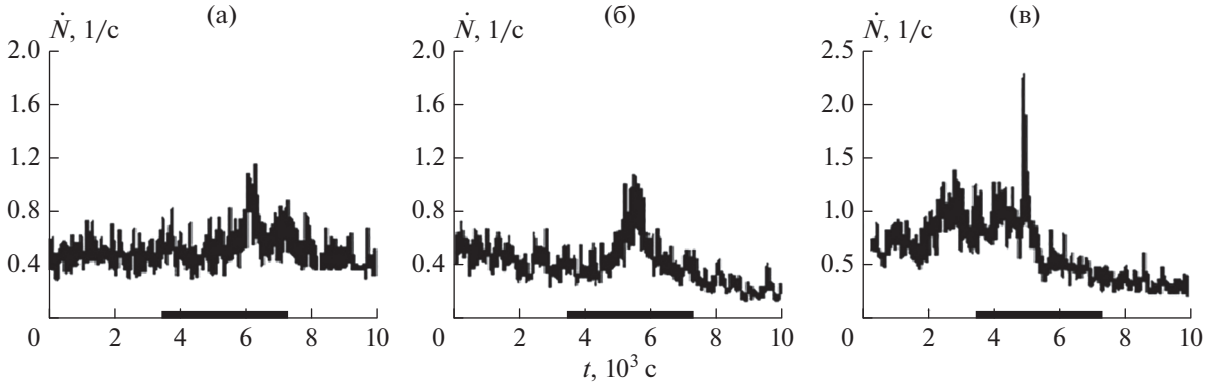


Рис. 5. Активность акустической эмиссии сухого образца гранодиорита при нагрузках: (а) $k_p = 0.86$ ($\sigma = 170$ МПа); (б) $k_p = 0.91$ ($\sigma = 178$ МПа); (в) $k_p = 0.95$ ($\sigma = 187$ МПа), согласно работе [Закупин и др., 2006а]. Воздействие во всех случаях – прямоугольные импульсы напряжения с амплитудой 55 В, частотой 2 кГц, длительностью 20 мкс.

стическим сигналом [Авагимов и др., 2006]. На примере образцов двуокиси циркония было установлено, что по мере увеличения нагрузки средняя энергия, необходимая для генерации одного АЭ-сигнала, уменьшается на три порядка величины, а коэффициент акустоэлектрической связи (механо-электрического преобразования – КМЭ) почти не зависит от уровня нагрузки и составляет около 3×10^{-2} [Авагимов и др., 2006]. Для бетонных образцов с включениями корунда или керамической крошки из двуокиси циркония была рассчитана минимальная энергия триггерного воздействия e_{tr}, которая нелинейно зависит от накопленной энергии деформации π, соответствующей уровням нагрузки k_p от 0.3 до 1.0 (рис. 6). Величина e_{tr} по своему физическому смыслу означает удельную механическую энергию сжатия, которую необходимо подвести к образцу при очередном ступенчатом нагружении (пригрузе), чтобы инициировать один акт акустической эмиссии. Рассчитанное соотношение $K_{tr} = e_{tr}/\pi$ составило при $k_p \geq 0.9$, величину порядка 10^{-6}–10^{-8} для образцов с различными механофизическими свойствами [Авагимов, Зейгарник, 2008; Авагимов и др., 2011]. Причем, как следует из экспериментов, зависимость K_{tr} от k_p является довольно универсальной (см. рис. 3). Таким образом, было показано, что для исследованных образцов искусственной керамики внешнее электровоздействие разумной интенсивности может быть эффективным инструментом только при существенном приближении к критическому состоянию [Авагимов и др., 2011]. Для образцов другого типа (например, габбро и некоторые другие горные породы) это граничное значение k_p может смещаться в сторону меньших значений: примерно до 0.7. Кроме того, нельзя не учитывать, что те значения k_p, которыми обычно оперируют, относятся к образцу в целом и рассчитываются по измеряемой приложенной силе и сечению образца. Однако неизбежное наличие в образце различных неоднородностей приводит к перераспределению локальных напряжений, которые на отдельных участках (и особенно в зонах концентрации трещин) могут приближаться к критическим.

Последующие эксперименты, выполненные этой группой, были направлены на получение систематических свидетельств влияния ЭВ на АЭ и разрушение образца, находящегося в состоянии, близком к неустойчивому [Зейгарник и др., 2018; Zeigarnik et al., 2019]. В качестве образцов использовались параллелепипеды из строительного песчаника одной партии. В описываемых экспериментах в образце, находящемся при постоянной нагрузке в течение времени, достаточного для достижения фоновых значений АЭ, создавался постоянный ток, величина которого в пределах одного импульса плавно уменьшалась за счет электрохимических процессов на электродах. Такая форма импульсов была выбрана на основании предварительных экспериментов, которые показали, что нет однозначной связи между формой электрического импульса и реакцией образца на него.

В качестве примера на рис. 7 представлены результаты экспериментов на одном из образцов. На рисунке видно, что достаточно интенсивная акустическая эмиссия стала проявляться при достижении нагрузки 150 кН (на конечной стадии ступенчатой нагрузки). До этого интенсивность акустической эмиссии как на стадиях прироста нагрузки, так и на этапах электровоздействия была незначительной. При нагрузке 150 кН ($k_p \geq 0.96$) в течение достаточно длительного периода времени до электровоздействия (около 30 мин) акустическая эмиссия также была незначительной. Примерно через 6 мин после включения тока по-

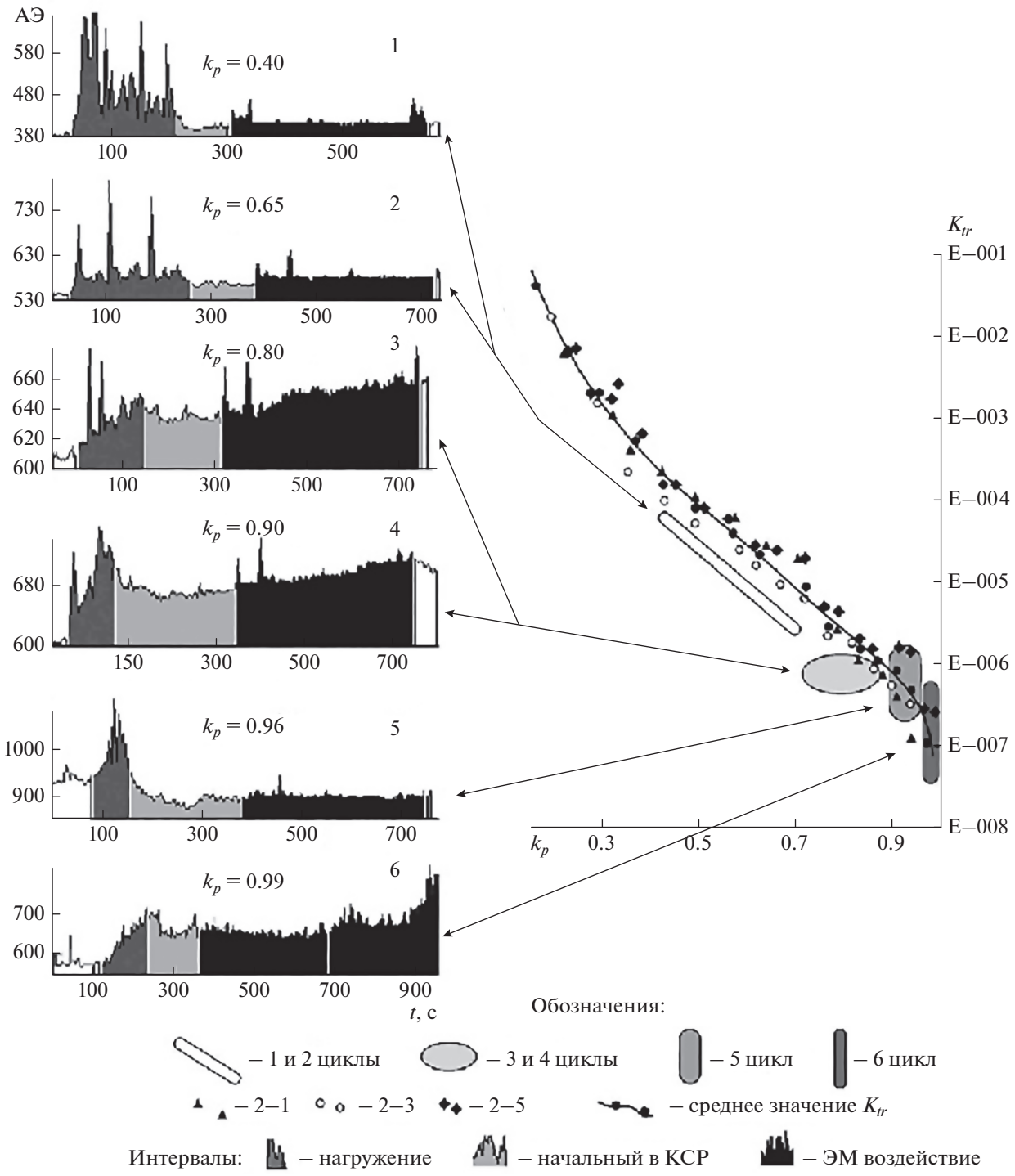


Рис. 6. Распределения параметра K_{tr} (отношение минимальной энергии триггерного воздействия к потенциальной энергии образца при уровне нагрузки k_p) в зависимости от k_p по данным модельных образцов №№ 2–1, 2–3, 2–5, согласно работе [Авагимов и др., 2011].

явилась заметная акустическая эмиссия, уровень которой оставался более или менее стабильным как в течение остального интервала электровоздействия, так и около 25 минут после выключения тока. Затем акустическая эмиссия в течение 35 мин плавно нарастала, пока это нарастание не приняло лавинообразный характер.

Таким образом, полученные данные об усилении акустической эмиссии в результате электровоздействия при нагрузках, близких к разруше-

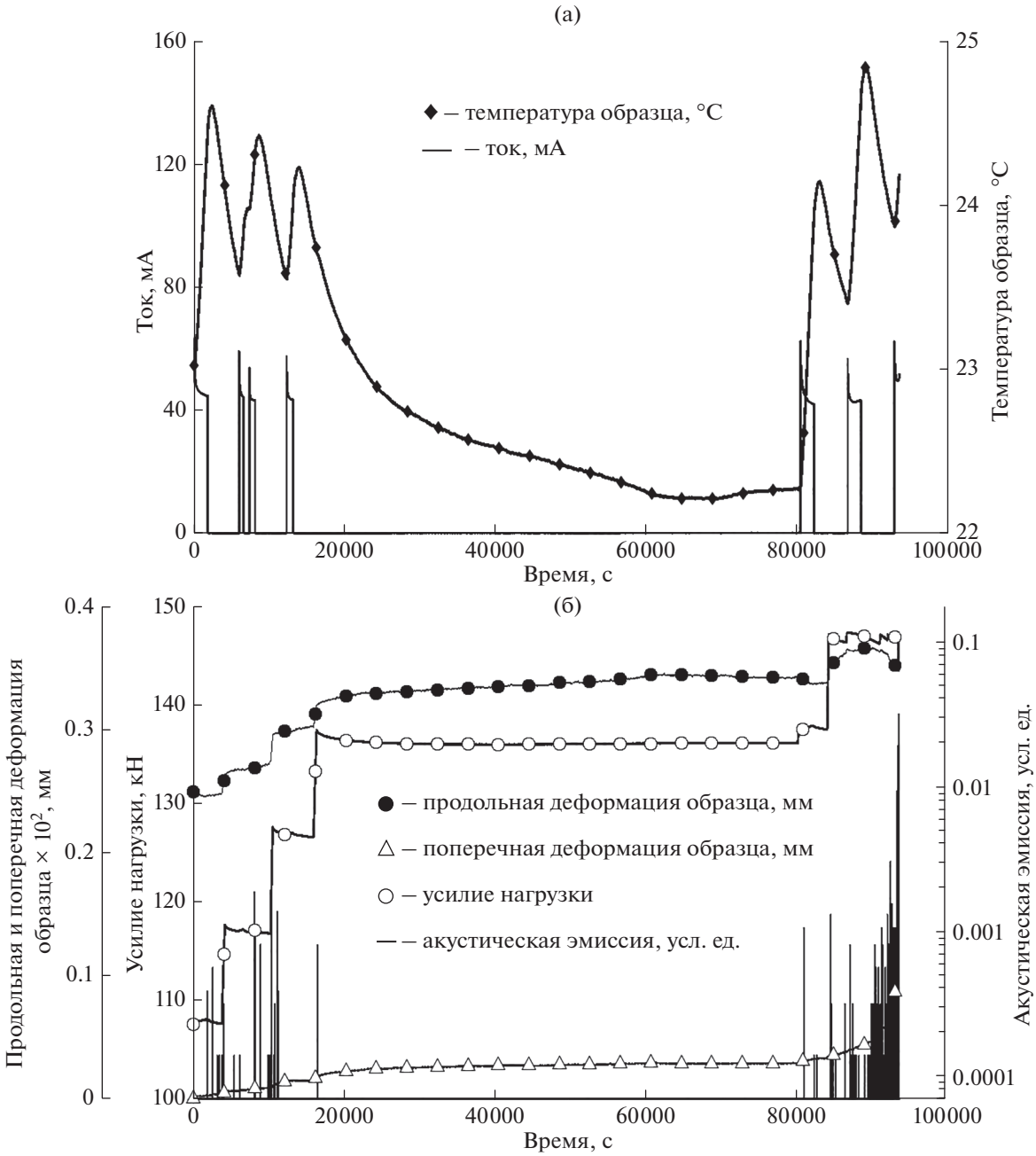


Рис. 7. Результаты экспериментов на образце искусственного песчаника [Зейгарник и др., 2018]. На рисунке представлена заключительная часть эксперимента спустя 2676.45 минут после его начала. Этот момент времени на графике принят за ноль отсчета времени: ◆ – температура образца, °C; — ток, мА: ● – продольная деформация образца, мм; △ – поперечная деформация образца, мм; ○ – усилие нагрузки, кН; — акустическая эмиссия, усл. ед.

нию, свидетельствуют об интенсификации процесса образования трещин с переходом его в стадию лавинного трещинообразования. В процессе электровоздействия образец переходит в запредельное состояние и теряет механическую устойчивость. Эти данные подтверждают вывод, сделанный в более ранней работе [Лапшин и др., 2016], о том, что причина этого явления скорее всего состоит в росте давления в порах и трещинах за счет теплового эффекта. На рис. 7 видно, что пропускание тока сопровождается нагревом образца на 2–4 градуса. Возможно, это одна из причин последействия от электрического импульса, наблюдаемого как в натурных, так и лабораторных условиях и столь часто упоминаемого в ряде цитированных выше работ. Анализ наблюдаемого эффекта в терминах энергетических соотношений показал, что энергия, подводимая к

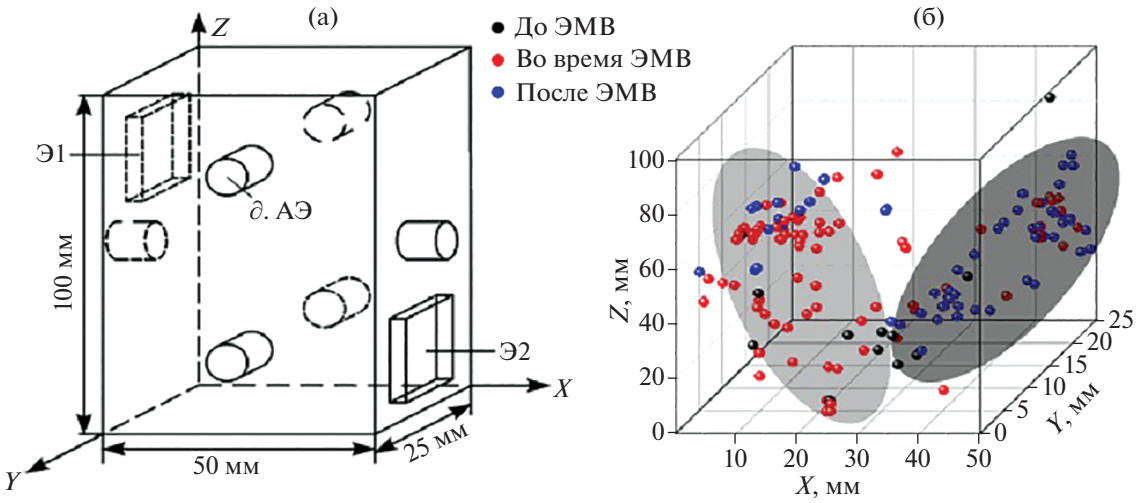


Рис. 8. Схема расположения датчиков АЭ (д. АЭ) и электродов ЭМВ (Э1, Э2) (а) и пространственное распределение источников сигналов АЭ (б) при постоянном уровне сжатия $k_p = 0.94$ ($\sigma = 75$ МПа), по материалам работы [Мубассарова и др., 2014].

образцу за счет электровоздействия, оказывает триггерный эффект.

Как показали эксперименты с гранитом при непрерывным воздействием ЭМ поля (не прекращающимся в течение всего времени нагружения), характер деформирования изменяется [Пантелеев и др., 2015]: прежде всего, увеличивается угол наклона графика повторяемости сигналов АЭ по энергиям (*b-value*). Этот результат перекликается с установленным в работе [Смирнов, Завьялов, 2012] фактом заметного увеличения угла наклона графика повторяемости непосредственно во время воздействия импульсом тока от МГД-генератора и сразу после него, с постепенным его восстановлением в течение 35 ч. Кроме того, в экспериментах с непрерывным ЭМ воздействием было отмечено относительное уменьшение количества низкочастотных сигналов АЭ при пропорциональном увеличении количества средне- и высокочастотных импульсов АЭ.

Наиболее наглядно об ЭМ влиянии свидетельствует изменение пространственного расположения источников АЭ в объеме образца [Пантелеев и др., 2015; Мубассарова и др., 2014]. Кратковременное (1 ч) воздействие электрическими импульсами на стадии диффузного (рассредоточенного) накопления дефектов приводит к перераспределению и кластеризации дефектов в области будущего макроразрыва (рис. 8).

Если ЭМ поле действует на образец непрерывно в течение всего хода нагружения, то поэтапное образование и развитие локализованных в объеме образца разрывов (трещин), происходившее без воздействия ЭМ поля, сменяется дисперсным накоплением относительно большого количества соизмеримых по размеру трещин, коалесценция которых и вызывает макроразрушение (рис. 9).

В экспериментах [Лапшин и др., 2016] исследовалось усиление активности при прохождении электрического тока через флюидонасыщенные образцы песчаника (рис. 10). Этот эффект проявлялся при воздействии как постоянным, так и переменным током и слабо зависел от интервалов воздействия и степени минерализации насыщающего образец фдюида, а определялся подведенной к образцу электрической энергией. Эксперименты проводились на прессовом оборудовании при гальваническом (т.е. с пропусканием переменного и постоянного тока различной мощности) и бесконтактном электростатическом воздействии. Важно, что испытания проводились в запредельной области деформирования, когда на деформационной кривой (σ–ε-зависимости) напряжение сжатия образца σ уменьшается с ростом деформации ε. Другой отличительной чертой этих экспериментов было то, что они проводились в условиях заданного режима осевой деформации (*strain-control loading*). В этих условиях в периоды прохождения тока также происходила заметная объемная деформация образцов, что в целом согласуется с результатами работы [Богомолов и др., 2017]. Однако в этих экспериментах не было обнаружено значимых различий в наклонах графиков повторяемости (*b-value*) интенсивности акустических сигналов, полученных в интервалах электрических воздействий и без них. Полученные оценки температурного нагрева порядка 70°С позволили сделать вывод, что активизация АЭ вызвана температурным расширением флюида в порах и трещинах образца. Таким образом, результаты этой работы перекликаются

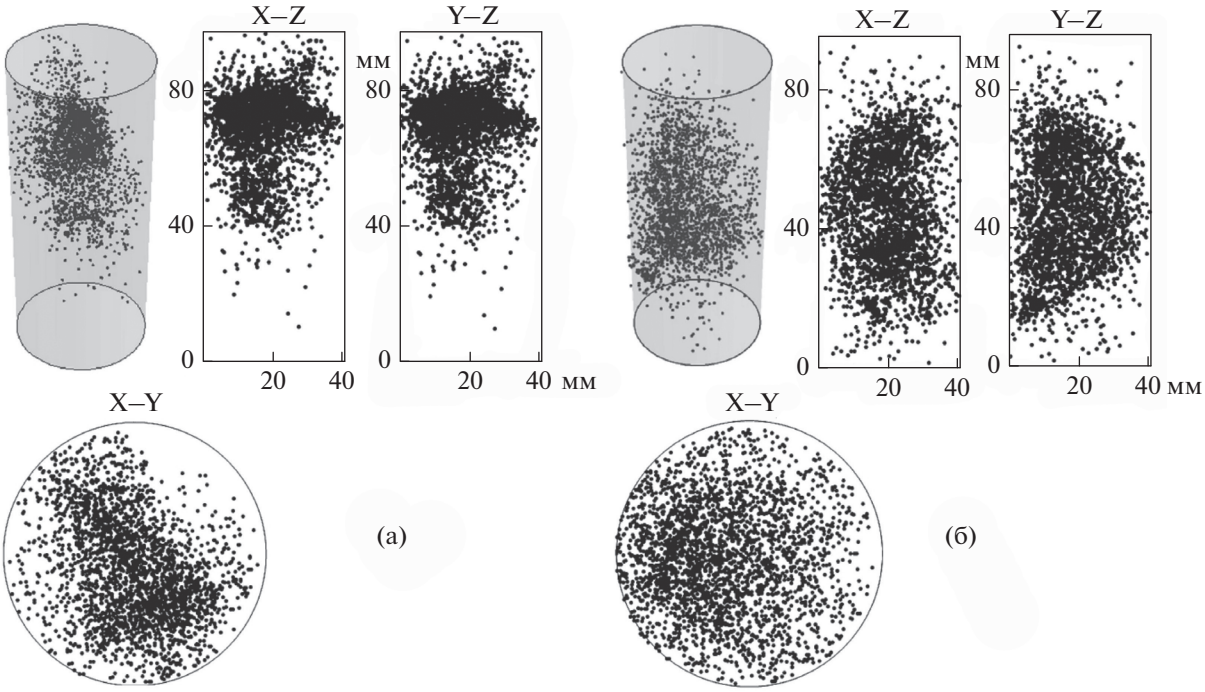


Рис. 9. Пространственное расположение источников импульсов акустической эмиссии, зарегистрированной в течение всего эксперимента, в случае отсутствия воздействия ЭМ поля (а) и при его воздействии (б), согласно работе [Пантелеев и др., 2015].

с результатами по термическому стимулированию АЭ [Johnston, Toksoz, 1980]. В экспериментах с приложенным электростатическим полем, создаваемым разностью потенциалов на электродах (при отсутствии гальванической связи электродов с образцом) усиления АЭ авторы не наблюдали.

Хорошо известные работы [Альшиц и др., 1998; Урусовская и др., 2000] по усилению магнитопластического эффекта в щелочно-галоидных кристаллах при совместном действии электрического и магнитного полей стимулировали проведение подобных экспериментов в НС РАН; использовались образцы гранита Уэстерли [Zakupin et al., 2009]. Эксперименты проводились в условиях одноосного сжатия, когда направления векторов индукции магнитного поля B и напряженности электрического поля E были перпендикулярны друг другу и оси сжатия.

При сравнении откликов АЭ на этот вид ЭМ-воздействия и на тестовый прирост механической нагрузки (равный 1% от приложенного усилия (рис. 11а)), оказалось, что отклик АЭ на ЭМ воздействие оказался по амплитуде больше отклика на тестовый пригруз, а его длительность была примерно в 15 раз больше (было зарегистрировано последействие ЭМ поля), чем в случае отклика на механический пригруз. При этом соотношение сильных и слабых АЭ-сигналов в обоих случаях было практически равным. Однако спад активности АЭ после отклика на ЭМВ характеризуется резким уменьшением количества “слабых” сигналов практически до нуля (рис. 11б) [Zakupin et al., 2009].

В дальнейших экспериментах для приближения условий нагружения образцов к натурным (медленный рост напряжения при подготовке очага землетрясения) воздействие ЭМ полем проводилось в период нарастающей нагрузки [Zakupin et al., 2012a; 2012b]. При этом применялись различные комбинации электровоздействий с разными амплитудами и длительностями токовых импульсов. Было обнаружено, что акустический отклик зависит от типа электровоздействия. В экспериментах (см. работу [Zakupin et al., 2012a]) было также выявлено изменение скорости продольной и поперечной деформации в результате ЭМ воздействия. Резкие всплески интенсивности акустической эмиссии, как правило, сопровождались заметным возрастанием скорости компонент деформации [Богомолов и др., 2017]. В этой работе было также показано, что при включении непрерывного ЭМ-воздействия наблюдается рост средней скорости деформации и снижается вероятность скачкообразных смещений (сдвигов) по поверхностям формирующихся разрывов.

В целом же результаты экспериментов, выполненных на разных установках, при разных схемах нагружения и режимах ЭВ/ЭМВ, показали, что наблюдаемые эффекты хорошо воспроизводятся

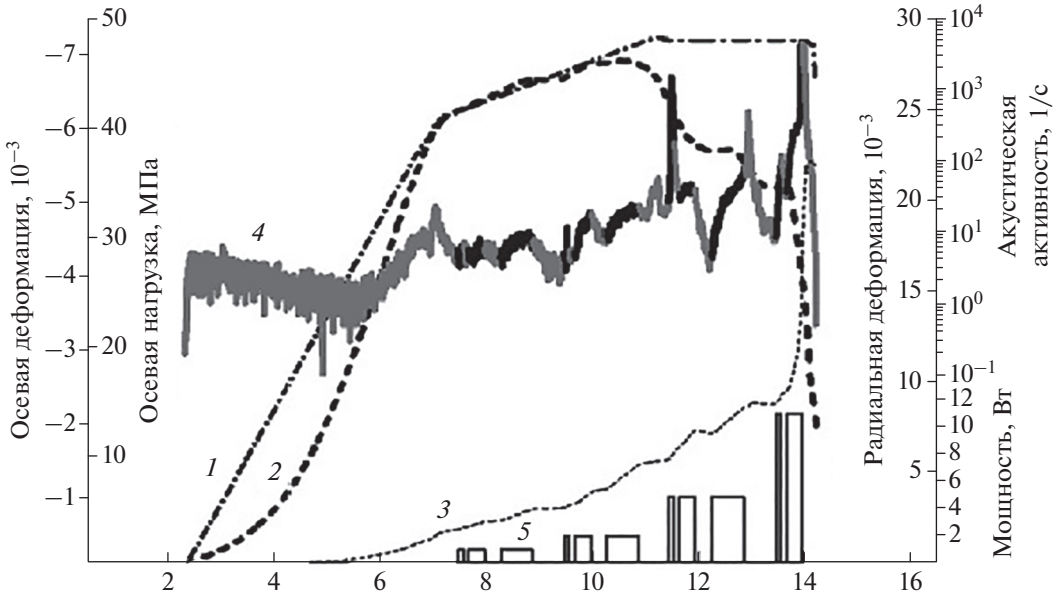


Рис. 10. Примеры вариаций скорости АЭ при воздействии переменным электрическим током разной мощности, согласно работе [Лапшин и др., 2016]: *1* – задаваемая осевая деформация; *2* – осевые напряжения; *3* – радиальная деформация; *4* – скорость АЭ; *5* – электрическая мощность. Темным тоном на кривой *4* отмечены интервалы воздействия электрическим током.

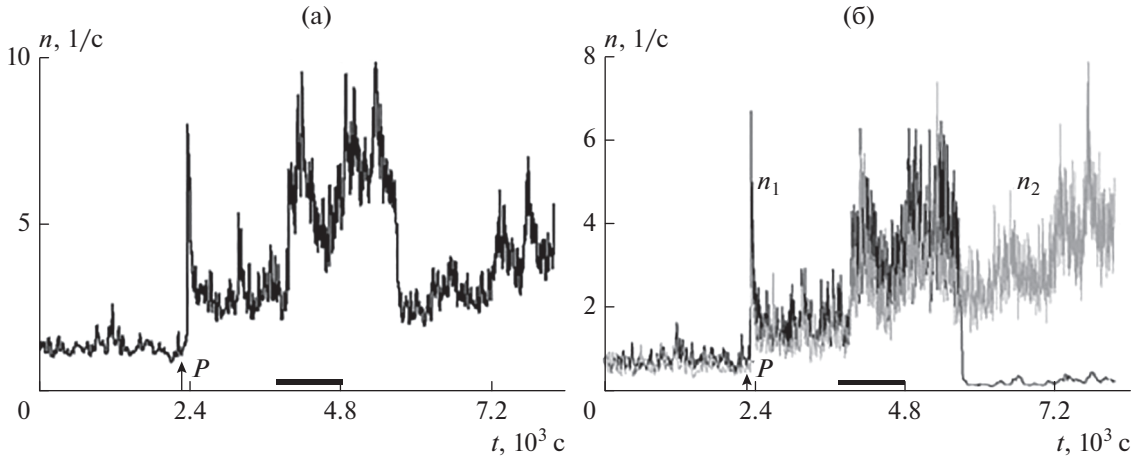


Рис. 11. Временные зависимости активности АЭ: (а) – активность всех зарегистрированных сигналов; (б) – активности "слабоамплитудных" сигналов (черная кривая, $\acute{N}_1$) и "сильноамплитудных" (серая кривая, $\acute{N}_2$) образца гранита Уэстерли при $k_p = 0.85$ ($\sigma = 107$ МПа), по материалам работы [Zakupin et al., 2009]. Серая линия на оси абсцисс – интервал ЭВ, стрелка и буква *P* указывают момент механического пригруза.

не во всех деталях: проявляется определенная зависимость от состава, структуры и текстуры образца, его влажности, в ряде случаев от типа и режима воздействия и ряда других факторов. Вместе с тем, как отмечалось в работах [Богомолов, 2010; Zakupin et al., 2009], для серий образцов гранитоидов и керамики двуокиси циркония из 26 случаев ЭМ воздействий отклик активности зарегистрирован в 22 случаях.

Отдельно стоит упомянуть работу [Sobotka, 2010], в которой приводятся результаты экспериментов по воздействию постоянным током до 1.5 А на достаточно большие образцы, изготовленные из смеси песка. Эксперименты проводились без нагрузки в условиях естественной влажности и с образцами, насыщенными соляным раствором. Как полагает автор, наблюдаемую акустическую эмиссию можно объяснить возникновением тер-

моэмиссионных напряжений на границах гранул песка и образованием газовых пузырьков за счет достаточно большой плотности тока.

Уместно заметить, что в ряде случаев лабораторного моделирования в условиях как одноосного, так и всестороннего сжатия фиксировалось и высокочастотное (кило- и мегагерцовое) электромагнитное излучение (ЭМИ), которое во многих случаях сопровождало АЭ. Как уже отмечалось выше, характеристики ЭМИ, и в частности спектральный состав излучения, давали дополнительную информацию об особенностях механизма трещинообразования. Обширную библиографию по исследованиям такого рода можно найти, например, в работах [Stavrakas et al., 2008; Baddari et al., 2011; Stergiopoulos et al., 2013; Cartwright-Taylor et al., 2014]. Было выявлено, что, в отличие от АЭ, сигналы ЭЭ появляются при достаточно больших нагрузках, близких к разрушению образца, т.е. в результате разделения зарядов при зарождении, распространении и слиянии трещин отрыва, а на стадии неустойчивого развития разрушения – при образовании трещин смещения [Thomson et al., 2006].

Наконец, следует отметить, что в случаях, когда АЭ сопровождается ЭМИ, появляется возможность более точного определения первых вступлений акустических сигналов АЭ, привязывая их ко времени первого вступления электромагнитных сигналов, которое определяется существенно точнее. В итоге, это позволяет надеяться на более точную локацию источников акустических сигналов.

3.2. Исследования инициирования лабораторных “землетрясений” на пружинно-блочных моделях разлома земной коры

Результаты экспериментальных исследований отклика акустической эмиссии образцов горных пород и модельных материалов в напряженно-деформированном состоянии на электрическое воздействие, представленные в разделе 3.1, продемонстрировали рост трещинообразования в образце при пропускании через него импульсов электрического тока. При этом использовались и бетонные образцы, моделировавшие разлом земной коры [Соболев, Пономарев, 2003], но в этих работах электрическое воздействие вызывало только рост акустической эмиссии (трещинообразования), но не разрушение образца. Следует отметить, что эффект модуляции геоакустической эмиссии внешними воздействиями на среду хорошо известен: например, воздействие лунно-солнечных приливов [Гордеев и др., 1995]. Тем не менее, появление отклика акустической эмиссии на внешнее воздействие не означает, что оно может однозначно привести к инициации макрособытия (землетрясения или разрушения испытываемого образца) [Beeler, Lockner, 2003]. В связи с этим были проведены исследования условий инициации лабораторного “землетрясения” импульсами электрического тока, а также триггерного потенциала такого электрического воздействия.

Одной из наиболее известных моделей, применяемых для упрощенного описания механических процессов, происходящих в очагах землетрясений, является модель прерывистого скольжения (“*stick-slip*”) [Brace, Byerlee, 1966]. Она опирается на следующие наблюдения: землетрясения в большинстве случаев происходят не в результате зарождения и распространения новых трещин, а вследствие проскальзывания по уже существующим нарушениям сплошности – геологическим разломам земной коры [Садовский и др., 1987]. Такой подход получил широкое распространение и используется в большом количестве публикаций, посвященных моделям очага землетрясения и геомеханике разломов [Кочарян, 2016]. Согласно модели прерывистого скольжения (“*stick-slip*”), движение в очаге представляет собой акт неустойчивого проскальзывания, при котором смещение начинается после достижения напряжениями, касательными к плоскости разлома, определенного предела. Данные модели получили широкое распространение в лабораторных экспериментах по моделированию накопления и сброса напряжений в разломе земной коры [Rosenau et al., 2017] и были использованы в работах по изучению отклика модельного разлома на ЭВ.

Первые результаты по инициированию динамического срыва электрическим током были получены на упрощенной модели [Chelidze et al., 2002; 2004; 2016] (рис. 12), когда электрические импульсы подавались в зону контакта между подвижным блоком и неподвижной платформой. При этом подвижный блок устанавливался на платформу, затем ее наклоняли почти до критического угла, при котором происходило соскальзывание блока. В такой механически неустойчивой системе была проверена возможность инициирования подвижки блока в его метастабильном состоянии при подаче импульсов тока в зону контакта блока и платформы. Эксперименты проведены на сухом блоке и платформе из различных материалов (гранит, базальт, лабрадорит) при влажности окружающего воздуха 30–50%. Электрические импульсы, подаваемые параллельно плоскости контакта блока и платформы, с напряжением 1.3 кВ инициировали соскальзывание блока с вероятностью 0.07. При повышении напряжения воздействия до 10 кВ вероятность соскальзывания блока возрастала до 0.2. Если электрическое поле прикладывалось перпендикулярно плоскости контакта, то соскальзывание блока не наблюдалось. Более того, в таком ортогонально приложенном поле механическая система

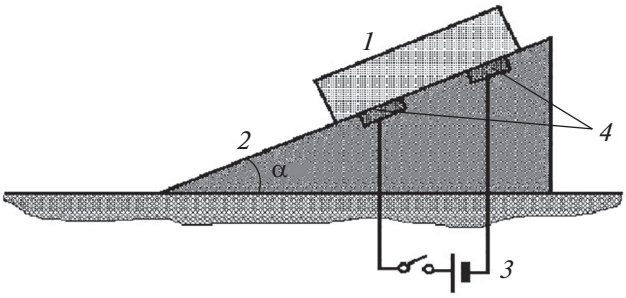


Рис. 12. Схема экспериментальной установки для изучения влияния электрического поля на соскальзывание подвижного образца (*1*) с наклонной платформы (*2*); (*3*) источник тока; (*4*) электроды. Платформа (*2*) с установленным образцом (*1*) наклоняется на угол α, близкий к критическому, при котором соскальзывание образца происходит без электрического воздействия.

оставалась в равновесии даже при наклоне платформы на угол, превышающий критическое значение.

В лабораторных экспериментах на пружинно-блочной модели, имитирующей сейсмогенный разлом [Novikov et al., 2017], подтверждена возможность прямого инициирования сейсмического события импульсом электрического тока, протекающего вдоль разломной зоны. Эта пружинно-блочная трибологическая установка прерывистого скольжения, в которой подвижный и неподвижный блоки моделируют борта разлома, имитирует сейсмический цикл (накопление и сброс напряжений в сейсмогенном разломе) (рис. 13). Контактная зона между неподвижным и подвижным блоками, где накапливаются сдвиговые напряжения, заполняется гранулированным материалом с контролируемой дисперсностью, имитирующим заполнение разлома земной коры. Вертикальная нагрузка создает нормальное давление образца на неподвижный блок. Электромеханический привод обеспечивает медленное линейное нагружение подвижного блока с минимальной скоростью до 0.13 мкм/с и рост сдвиговых напряжений в контактной зоне, что позволяет определять с высокой точностью критические напряжения сдвига, при которых внешнее триггерное физическое воздействие проявляется наиболее эффективно. Подробное описание устройства установки и диагностического оборудования представлено в работе [Кочарян, Новиков, 2015].

В этой установке, впервые для устройств такого класса, предусмотрена система электровоздействия на разломную зону, позволяющая имитировать протекание электрического тока через разлом и исследовать его возможное триггерное влияние на сейсмический процесс. В экспериментах использовался бетонный подвижный блок с размерами 227 × 112 × 53 мм, толщина заполнения контактной зоны гранулированным материалом (строительным песком с размерами частиц 0.2–0.5 мм) составляла несколько миллиметров. Нормальная нагрузка на контактную зону составляла около 1.12 кН, что обеспечивало нормальное напряжение в гранулированном заполнителе 45 кПа. Жесткость калиброванной пружины – 16.7 Н/мм. На первом этапе экспериментов были определены условия, при которых

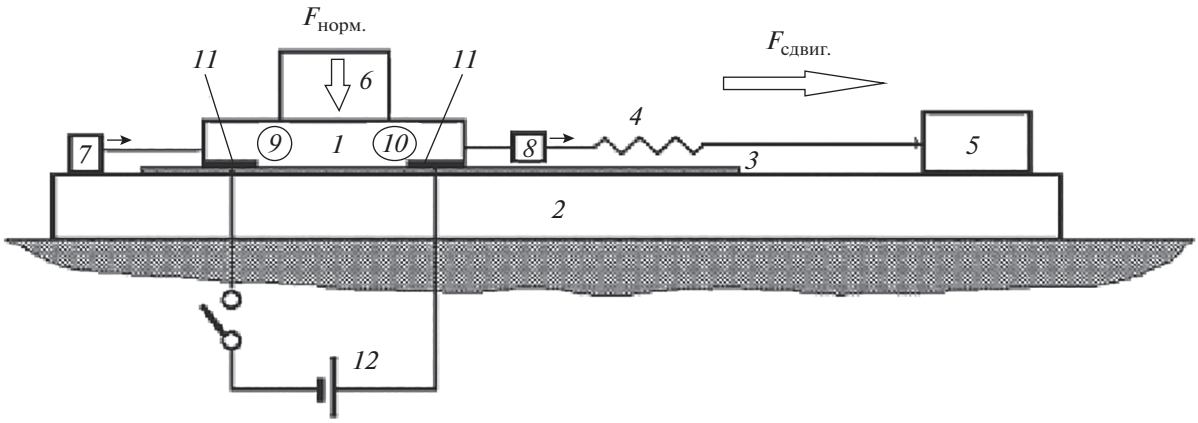


Рис. 13. Функциональная схема установки прерывистого скольжения с системой подачи электрических импульсов в межблоковую контактную зону: *1* – подвижный блок; *2* – неподвижный блок; *3* – заполнитель контактной зоны (гранулированный материал); *4* – пружина; *5* – электромеханический привод; *6* – нормальная нагрузка контактной зоны; *7* – датчик перемещения подвижного блока; *8* – датчик усилия сдвига подвижного блока; *9* – высокочастотный датчик акустической эмиссии; *10* – низкочастотный датчик акустической эмиссии; *11* – электроды, встроенные в нижнюю поверхность подвижного блока; *12* – источник постоянного тока.

осуществляется равномерный сейсмический цикл (медленное накопление и резкий сброс сдвигового напряжения в контактной зоне). Для данных условий определено среднее (воспроизводимое) значение критического усилия сдвига F_{max} = 0.31 кН. На втором этапе экспериментов при помощи электромеханического привода пружинно-блочная система доводилась до критического состояния, когда сдвиговое усилие достигало 0.95–0.98F_{max}. После этого привод пружинно-блочной системы выключался, и в течение нескольких секунд производилась выдержка, при которой состояние системы контролировалось по интенсивности акустической эмиссии. Затем осуществлялось воздействие прямоугольными электрическими импульсами от генератора импульсов АНР-1120 с частотой 200 Гц. Амплитуда импульсов электрического тока варьировалась в диапазоне 1–5 мА.

При этом было показано, что инициация подвижки бортов разлома электрическим воздействием возможна только в области субкритического состояния системы, когда накопленные сдвиговые напряжения составляют 0.98–0.99 от критического значения (при котором происходит резкая подвижка). Экспериментально установленная пороговая плотность тока, инициирующая сейсмическое событие в модельных условиях, находится на уровне 20 А/м^2.

В работе [Новиков и др., 2017] представлены результаты экспериментальных исследований на пружинно-блочной модели (рис. 13) влияния импульсов электрического тока, пропускаемых через имитатор разлома земной коры, на сейсмический цикл (медленное накопление и резкий сброс напряжений в разломе). Было показано, что в опытах с пропусканием импульсов постоянного электрического тока 2.16 мА с частотой 6 Гц через зону межблочного контакта пружинно-блочной модели, заполненной кварцевым песком, максимальное усилие сдвига, при котором происходит динамический срыв подвижного блока (лабораторное “землетрясение”), снижается на ~20%. Таким образом, в лабораторных условиях показана возможность снижения магнитуды ожидаемого землетрясения за счет электрической обработки зоны разлома. Тем не менее, это снижение незначительно, а найти условия, при которых динамические срывы под воздействием электрических импульсов трансформируются в события медленного скольжения или крип (как, например, при изменении вещественного состава заполнителя межблочной зоны [Kocharyan et al., 2016; Адушкин и др., 2016; Кочарян, Новиков, 2015]) пока не удалось.

4. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ВЛИЯНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ НА РАЗРУШЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД И СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

Попытки объяснения механизма влияния электромагнитных полей на сейсмичность предпринимаются в условиях, когда отсутствует общепринятая модель очага землетрясения. Здесь подразумевается модель физических процессов высвобождения энергии в очаге землетрясения, предопределяющая быструю подвижку по разлому и возбуждение сейсмических волн. Для определенности в терминологии стоит отметить, что в сейсмологии при чисто кинематическом описании очага землетрясения термины “модель” и “механизм очага” (фокальный механизм) приняты для обозначения набора геометрических параметров смещений по поверхности разрыва [Ризниченко, 1985; Юнга, 1990; Сычева и др., 2020]. При всей важности этих кинематических моделей для сейсмологии и геодинамики они не могут заменить описания физических механизмов в очаге землетрясения.

При таком состоянии дел возможно, скорее всего, лишь качественное объяснение “механизма ЭМ влияния на сейсмичность”, а по сути цепочки эффектов:

1) первичное взаимодействие со средой низкочастотных ЭМ полей, генерированных мощным естественным или антропогенным источником, поглощение части энергии структурными дефектами или неоднородностями, находящимися в метастабильном состоянии;

2) изменение состояния или свойств среды в некоторой области (в частности, усиление или ослабление движения флюида в поро-трещинном пространстве, изменение состояние ансамбля структурных дефектов);

3) изменения режима смещения блоков, проявляющиеся в модификации параметров сейсмичности по сравнению с предшествующим периодом.

Каждое из звеньев этой цепи требует детального изучения, так что большинство работ посвящено отдельным эффектам, относящимся к первому или второму звену. Характерным примером могут служить работы [Файнберг и др., 2004; Авагимов и др., 2005], посвященные оценкам поглощения энергии при аномальных магнитных бурях. В этих работах отмечено, что поток энергии ЭМ волн из ионосферы, описываемый вектором Умова–Пойнтинга, поглощается в проводящих слоях земной коры на глубинах ~10–40 км, соответствующих слою, где сосредоточено большинство гипоцентров землетрясений.

Поглощение энергии ЭМ поля предположительно должно приводить к изменениям в структуре среды (от изменения плотности структурных

дефектов на микроуровне до увлажнения/осушения контактов блоков на макроуровне из-за вызванных вариаций притока воды). Условно все это можно отнести ко второму звену цепи, для которого исследования проводились, как правило, методами лабораторного моделирования (в частности на кристаллических образцах при обычных давлении и температуре [Зуев, 1990]). Переход к третьему звену цепи, связывающему изменения сейсмичности с ЭМ воздействиями, можно проследить в случае, когда изменение состояния среды приведет к некоторому уменьшению ее жесткости в разломной зоне. Эти изменения обеспечивают возникновение сейсмической подвижки, если в достаточной степени меняется соотношение между жесткостью контакта блоков и жесткостью окружающего объема среды [Кочарян, 2016; Rosenau et al., 2017].

Подходы к объяснению ЭМ влияния на трещинообразование в образцах горных пород, испытываемых на лабораторных установках, строятся по аналогичной трехзвенной схеме, причем сигналы АЭ рассматриваются как аналоги сейсмических событий. Сначала остановимся на моделях (механизмах) электромеханической взаимосвязи, в большей степени относящихся к условиям лабораторных экспериментов. Затем перейдем к моделям для натурного масштаба.

4.1. Физические модели влияния ЭМ полей на нагруженные образцы горных пород

В лабораторном масштабе экспериментальные и теоретические исследования ЭМ воздействий сочетаются весьма нетривиально. С одной стороны, известны результаты базовых экспериментов (обобщения в работах [Финкель, 1977; Зуев, 1990]) о влиянии электрических полей с напряженностью порядка 1–10 МВ/м на скорость роста трещины (в частности, ее торможение) и на подвижность дислокаций в кристаллах (электропластический эффект [Зуев, 1990; Conrad, 2000; 2002]). Исследования проводились на металлах и щелочно-галогенных кристаллах, т.е. веществах с относительно простым строением, а также на образцах керамик [Conrad, 2000]. Физический механизм воздействия электрического поля на дислокации обусловлен тем, что в ионных и полярных ковалентных кристаллах дислокации несут электрический заряд, который экранируется заряженными атом-вакансионными дефектами (облаком Котрелла). Действие электрического поля способствует отрыву дислокации от экранирующего облака, что и означает увеличение ее подвижности [Зуев, Данилов, 2013]. Этот механизм, по-видимому, мог проявляться в электрических явлениях при деформировании и разрушении образцов, которые исследовались в работах [Пономарев, 1987; Куксенко и др., 1997; Махмудов, Куксенко, 2005]. Но дислокационным механизмом невозможно объяснить результаты влияния электрического поля на рост сколовых трещин и разрушение образцов горных пород [Балбачан, Томашевская, 1900] и некоторые другие экспериментальные данные [Соболев, Демин, 1980].

Влияние магнитного поля определяется явлением депиннинга (открепления дислокации от стопоров [Головин, 2004; Альшиц и др., 2017]), для которого важны спин-химические эффекты в присутствии магнитного поля [Бучаченко, 2014; 2019]. Что касается влияния электрического поля на скорость роста трещины, то, согласно работам [Финкель и др., 1975; Финкель, 1977], оно обусловлено накоплением на поверхностях трещины разноименных электрических зарядов, взаимодействие которых играет ту же роль, что и Гриффитсова поверхностная энергия [Шпейзман, Жога, 2005]. Плотность этих зарядов зависит от электрического поля, которое, наряду с диффузией, вносит вклад в поток заряженных частиц (точечных дефектов) на поверхность трещины. Уточнение параметров структурных элементов, взаимодействующих с внешним ЭМ полем на микроуровне, позволяет ставить вопрос не только о качественном, но и полуколичественном объяснении экспериментальных данных об откликах АЭ на электромагнитные импульсы, описанные в работе [Соболев, Пономарев, 2003] и других работах.

С другой стороны, как раз для образцов горных пород (диэлектриков, не насыщенных водой) проявляется несоответствие между выше описанными результатами исследований откликов акустической эмиссии на ЭМ воздействие и оценками возмущений механических напряжений, которые получаются при макроскопическом описании взаимодействия ЭМ полей с веществом образцов в предположении обычных электрофизических (электропроводность, диэлектрическая проницаемость) и пьезоэлектрических свойств. Поясним этот момент. Из формулы взаимосвязи потенциальной энергии единицы объема и максимального главного напряжения σ_1

$$\pi = \alpha(\sigma_1)^2 / E_\sigma, \qquad (1)$$

в которой E_σ обозначает модуль Юнга, а коэффициент α зависит от соотношения между главными напряжениями (при одноосном сжатии $\alpha = 1/2$), вытекает, что относительные вариации π и σ_1 должны быть одного порядка: $\delta\pi/\pi = 2\delta\sigma_1/\sigma_1$. При “эффективных” триггерных воздействиях ЭМ полей в среду вкладывается энергия e_{tr} (см. раздел 3.1), составляющая 10^{-8}–10^{-6} от накопленной энергии π. Естественно, что относительные возмущения поля напряжений должны быть такого же порядка. Поскольку характерное значение главного напряжения при испытаниях образцов на одноос-

ное сжатие с воздействием ЭМ поля было ~100 МПа, пороговое значение $\delta\sigma$, т.е. механический эквивалент триггерных воздействий, можно оценить: $\delta\sigma \sim 1-100$ Па. Однако обычные механизмы взаимодействия электрических полей с образцами горных пород (диэлектриками со слабо выраженными пьезоэлектрическими свойствами) не могут объяснить генерацию таких возмущений $\delta\sigma$ в выше описанных экспериментах, в которых напряженность электрического поля была порядка 10^3 В/м, а значения электропроводности σ_E, диэлектрической проницаемости ε и пьезоэлектрических модулей d_E соответствовали значениям при комнатной температуре и влажности. Рассмотрим факторы, за счет которых можно нивелировать несоответствие по $\delta\sigma$.

В электродинамике сплошных сред описаны следующие механизмы влияния электрического поля, вызывающего возмущения механических напряжений: джоулев нагрев и термические напряжения, прямое воздействие на нескомпенсированные электрические заряды и электрострикцию, а также пьезоэлектрический эффект. Джоулев нагрев проводящей среды может стать эффективным механизмом ЭВ, если материал испытываемых образцов насыщен проводящим флюидом. При этом важно наличие проводящих каналов, где выделяется основное количество энергии. Выше уже упоминались результаты экспериментов [Лапшин и др., 2016] – электростимулированный рост активности АЭ флюидонасыщенных образцов песчаника, находящегося в запредельной стадии деформирования. На этой стадии в образце, испытываемом на одноосное сжатие, уже возникла магистральная трещина, но установка еще не допускает разрушения за счет частичной разгрузки образца. Заполненная флюидом магистральная трещина как раз может играть роль канала, в котором происходит локальный нагрев и рост давления, что является триггером неупругой деформации в основной (“твердой”) фазе. Но поскольку увеличение активности АЭ при воздействиях ЭМ полей наблюдалось и на обычных, не насыщенных флюидом образцах горных пород, электротермический механизм не может быть единственным объяснением экспериментов.

Максимальный вклад пьезоэлектрического эффекта в возмущение напряжений можно оценить, полагая, что он реализуется при взаимодействии электрического поля [Соболев, Пономарев, 2003; Закупин и др., 2006а; Авагимов и др., 2011] с фракциями кварцитов, которые входят в состав образцов гранитов, при напряженности $E \sim 10^3$ В/м. Значения продольного пьезомодуля кварцитов лежат в пределе $d_E \sim 10^{-14}-10^{-12}$ Кл/Н, где верхнее значение приближается к величине модуля d_E для монокристаллов кварца [Воларович, Пархоменко, 1955; Пархоменко, 1965]. Возмущение деформации $\delta\varepsilon$ при воздействии электрических импульсов с амплитудой напряженности E можно оценить по формуле электромеханической взаимосвязи $\delta\varepsilon \sim d_E E \sim 10^{-11}-10^{-9}$. При использовании этой формулы стоит отметить соответствие размерностей: 1 Кл/Н = 1 м/В, так что произведение $d_E E$ безразмерно. Если учесть, что упругие модули гранитоидов, из которых изготовлялись образцы, $E \sim 10^{10}$ Н/м^2, то возмущения $\delta\sigma$ вследствие пьезоэлектрического эффекта при воздействии поля $E \sim 10^3$ В/м могут составлять $\delta\sigma \sim 0.1-10$ Па. Таким образом, для образцов кварцитов или для фракций кварца пьезоэлектрический эффект может обеспечивать напряжения, необходимые (но, вообще говоря, не достаточные) для триггерного влияния на акустическую эмиссию.

Стоит отметить, что для образцов гранитоидов и мрамора, которые позволили получить большую часть данных об откликах на ЭМ воздействие, среднее значение модулей d_E на 3–4 порядка меньше приведенных выше [Пархоменко, 1965]. В такой же пропорции должны уменьшиться усредненные по объему образца возмущения $\delta\sigma$, связанные с пьезоэффектом. Кроме того, отклики АЭ на ЭМВ наблюдались и для образцов мрамора и каменной соли [Богомолов и др., 2008; 2017], в которых отсутствуют пьезоэлектрические фракции. Поэтому пьезоэлектрический эффект также не может быть единственным механизмом ЭМ триггера.

Гипотетически, более эффективным механизмом возбуждения напряжений $\delta\sigma$ при ЭМ воздействиях на гранитные образцы может быть структурно-фазовый переход некоторых фракций фельдшпатитов в состояние несобственных сегнетоэлектриков, описываемое в электродинамике сплошных сред [Ландау, Лифшиц, 1982]. Предпосылкой для такого перехода, как и для обычного пьезоэлектрического эффекта, является отсутствие симметрии кристалла при повороте на 180°. Переход отдельных доменов в состояние несобственных сегнетоэлектриков и спонтанная поляризация окружающего объема может реализоваться, когда в выражении для энергии системы присутствует несколько параметров порядка. Это условие может выполняться для испытываемых на одноосное сжатие гранитных образцов при околокритических нагрузках, когда кристаллическая решетка фельдшпатитов (имеющих сложное строение) сильно деформирована. Не исключено появление несобственных сегнетоэлектриков в условиях экспериментов на установках-слайдерах [Кочарян, Новиков, 2015; Novikov et al., 2017] в зонах концентрации напряжений на шероховатостях (*asperities*) на поверхности скольжения. Согласно работе [Ландау, Лифшиц, 1982], для несобственных сегнетоэлектриков фа-

зовый переход и сильная поляризация могут происходить не обязательно в присутствии электрического поля, так что в условиях экспериментов [Novikov et al., 2017] электрическое поле могло взаимодействовать с ранее возникшими поляризованными доменами, в которых эффективные значения диэлектрической проницаемости среды могут иметь порядок тысяч. Работы, непосредственно подтверждающие возникновение несобственного сегнетоэлектрического эффекта в нагруженных образцах гранитов или других горных пород, авторам не известны (хотя в работе [Корнфельд, 1974] близкие эффекты исследовались на кристаллах LiF). Косвенно о такой возможности свидетельствуют примеры измерений диэлектрической проницаемости увлажненных пород под нагрузкой [Черняк, 1987]: обнаруженные значения $\varepsilon \sim 10^3$ могут быть признаком перехода в состояние с сегнетоэлектрическими свойствами. Возможность аномальной поляризации среды с линейными структурами (диполей с переменными моментами) при возрастании диэлектрической проницаемости до сотен и тысяч была продемонстрирована в компьютерном эксперименте [Фатеев, 2001; 2005]. В этой связи особенно интересен результат недавней работы [Egorushkin et al., 2018], в которой утверждается, что "...при интенсивной пластической деформации чередуются трансляционные сдвиги и пластические ротации с сильной кривизной решетки. В зонах пластических ротаций возникает разделение электрического заряда с образованием локализованных электронных энергетических состояний, не связанных с основным электронно-энергетическим состоянием твердого тела". Цитированное положение можно описать феноменологически как аномальную поляризацию материала при интенсивной пластической деформации, предполагающей околокритические напряжения.

Ввиду универсальности механизма электрострикции (он реализуется для любых породных образцов, в отличие от омического нагрева и пьезоэлектрического эффекта) рассмотрим детальнее пондеромоторные силы и вызываемые ими колебания напряжения при ЭМ воздействиях. Для этого удобно воспользоваться следующим выражением для объемной плотности пондеромоторных сил f в сжимаемых и, вообще говоря, неоднородных диэлектриках [Ландау, Лившиц, 1982]:

$$f = \rho_e E + f_{el} = \rho_e E + \\ + (\varepsilon_0/2)\nabla(E^2\rho\,\partial\varepsilon/\partial\rho) - (\varepsilon_0/2)E^2\nabla\varepsilon, \quad (2)$$

где: ρ_e – плотность избыточных (сторонних) электрических зарядов; ρ – массовая плотность; $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ Ф/м – диэлектрическая проницаемость вакуума. Для упрощения и наглядности использовано изотропное "жидкостное" представление: материал описывается одним параметром – плотностью ρ, что позволяет сфокусироваться на главном, не отвлекаясь на детали тензорного описания. В выражении (2) первое слагаемое, линейное по напряженности E, описывает взаимодействие заряженных дефектов с внешним электрическим полем. Прочие, квадратичные по E слагаемые описывают электрострикцию f_{el}. Средние напряжения, вызываемые силами f внутри образца или домена с плотностью зарядов ρ_e, можно оценить как произведение $\delta\sigma_e = fL$, где L – характерный размер в направлении действия электрического поля.

Как известно, разрушение диэлектрического материала на микроуровне при трещинообразовании в геосреде может сопровождаться диссоциативным высвобождением зарядов, переносимых вакансионными дефектами и, возможно, дислокациями [Корнфельд, 1968; 1975; Молоцкий, 1976; 1978; Боев, Гаханов, 1980; Freund, 2000; 2002]. Поэтому в выражении (2) учтено возможное присутствие свободных заряженных частиц в некоторых зонах. По экспериментальным оценкам [Финкель, 1977], поверхностная плотность заряда ρ_S в некоторых случаях (при растрескивании в ионных кристаллах) может достигать $\rho_S = \rho_e L = 3 \times 10^{-3}$–$10^{-2}$ Кл/м^2. Если принять эту оценку для условий обсуждаемых экспериментов, то даже без учета электрострикции (квадратичных по E слагаемых в (2)) возмущения напряжения $\delta\sigma_e$, возникающие при взаимодействии с полем с напряженностью $\sim 10^3$ В/м, могут достигать $\delta\sigma_e = \rho_S E \sim 3$–$10$ Па. Полученная оценка и множество публикаций по связанным вопросам деформационной электризации позволяют считать механизм образования избыточных зарядов одним из основных кандидатов для объяснения триггерного влияния электромагнитных полей на активность АЭ (скорость роста микротрещин) в нагруженных горных породах. Характерный размер, на котором происходит отступление от квазинейтральности среды, составляет порядка нескольких длин микротрещин и, по-видимому, не превышает единиц–десятков микрон [Zakupin et al., 2012b]. При этом можно найти объяснение и "последействию", т.е. медленной релаксации активности АЭ, иногда происходящей после прекращения ЭМ воздействия [Bogomolov et al., 2004b]. Оно обусловлено оседанием носителей избыточных зарядов на поверхностях микротрещин, оказавшихся в "заряженной" зоне. Взаимное отталкивание одноименных зарядов приводит к росту длины таких трещин.

Для оценки пондеромоторных сил, связанных с электрострикцией, необходимо совместное решение задач электродинамики и теории упругости, что возможно лишь в частных случаях. Один из таких случаев, а именно модель нелинейного

взаимодействия ЭМ волн с возмущением плотности среды в зоне вокруг растущей трещины (источника АЭ, т.е. упругих волн), рассмотрен в работе [Богомолов, 2010]. Этот случай описывается аналогично известному в нелинейной оптике эффекту вынужденного рассеяния Бриллюэна – рассеяние света на временных флуктуациях диэлектрической проницаемости, возникающих вследствие флуктуаций плотности среды, в частности, при быстрой деформации [Шуберт, Вильгельми, 1973]. Низкочастотным аналогом эффекта вынужденного рассеяния Бриллюэна является нелинейное резонансное взаимодействие звуковых и двух электромагнитных волн с резонансом на разностной частоте.

Важно отметить принципиальное значение пространственной неоднородности электрического поля (в выражении (2) фигурируют градиенты E^2 и др.), а также нестационарности поля E из-за зависимости от частоты фактора $\rho\ (\partial\varepsilon/\partial\rho)$ для оценок пондеромоторных сил. Роль крутого нарастания поля E во времени, как и пространственная неоднородность, осознавались еще на стадии постановки ряда экспериментов: в качестве источников электрических импульсов выбирались генераторы, обеспечивающие крутые фронты нарастания напряжения. Конфигурация электродов, контактирующих с образцом, выбиралась асимметричной, так чтобы выполнялось соотношение $|\nabla E^2| \sim E^2/L_0$, где L_0 – поперечный размер образца [Закупин и др., 2006б].

Используя (2) с вышеприведенными уточнениями, выражение для напряжений, связанных с электрострикцией, можно записать в виде:

$$\delta\sigma_{el} = (\varepsilon_0/2)\rho\,\partial\varepsilon/\partial\rho\, L_0\nabla E^2 + \\ + (\varepsilon_0/2)E^2 L_0\nabla(\rho\partial\varepsilon/\partial\rho - \varepsilon). \quad (3)$$

Фактор $\rho\partial\varepsilon/\partial\rho$ в выражении (3) принимает большие значения, так как поляризация среды может происходить при совсем малых изменениях плотности. При аномальной поляризации горных пород (при динамических нагрузках), отмеченной в работе [Гончаров, Соловьев, 2004], его значения могут стать экстремальными, поскольку в этом случае ε изменяется от десятых до единиц, а изменение плотности, как и прирост деформации оказываются порядка 10^{-6}–10^{-5}.

В некоторых работах, в частности, в работе [Финкель, 1977] для “практических”, но весьма грубых оценок пондеромоторных сил считается, что $\rho\ (\partial\varepsilon/\partial\rho) \approx \varepsilon - 1$. Строго говоря, это справедливо лишь для газов, когда разность $(\varepsilon - 1)$ примерно пропорциональна плотности ρ, и второе слагаемое в (3) становится значительно меньше первого; тогда выражение (3) сводится к простой форме, пригодной для практических оценок:

$$\delta\sigma_{el} \sim (\varepsilon_0/2)(\varepsilon - 1)L_0\nabla E^2 \sim \varepsilon_0(\varepsilon - 1)\,E^2/2. \quad (4)$$

Оценки напряжений, вызванных электрострикцией, использовались для объяснения экспериментов [Chelidze et al., 2002; 2004; 2016] по воздействию электрических полей напряженностью 10^4–10^5 В/м на проскальзывание блоков. Но при $E \sim 10^3$ В/м, что соответствует условиям испытаний образцов на прессе с дополнительным ЭМ воздействием, выражение (4) дает пренебрежимо малый результат $\delta\sigma_{el} \sim 10^{-4}$ Па при $\varepsilon \sim 10$.

Более корректный учет взаимосвязи возмущений плотности и диэлектрической проницаемости в работах [Богомолов, 2010; Zakupin et al., 2012a], фактически повторяющий классическое (неквантовое) описание резонансного рассеяния Бриллюэна, позволил получить следующее выражение для возмущений $\delta\sigma_{el}$:

$$\delta\sigma_{el} \sim AQ\varepsilon_0\varepsilon E_\omega^2, \quad (5)$$

где: A – числовой коэффициент (для параметров эксперимента $A \sim 5$ [Богомолов, 2010]; Q – добротность материала образца; E_ω – спектральная плотность на “несущей” частоте $\sim 10^7$ 1/с, которая при резонансе Бриллюэна модулируется акустическими колебаниями.

Для горных пород без крупных трещин добротность при атмосферном давлении $Q \sim 100$–400, а в сжатом состоянии может достигать нескольких тысяч или даже десятков тысяч [Родионов и др., 1986; Назаров, Радостин, 2007]. Если считать, что в экспериментах с использованием генератора импульсов с крутыми фронтами амплитуда высокочастотных гармоник E_ω была сравнимой с амплитудой напряженности ($\sim 10^3$ В/м), то выражение (5) может дать максимальную оценку $\delta\sigma_{el} \sim 1$ Па. Это значение соответствует минимальному пороговому значению возмущений напряжения, эффективно воздействующих на рост микротрещин (активность АЭ). Но вклад электрострикции в возмущения напряжения, даже при учете нелинейного резонанса, оказался меньше, чем от взаимодействия электрического поля с избыточными зарядами. Механизм электрострикции и формула (5) позволяют предсказать отсутствие триггерного влияния ЭМ полей на материалы со сравнительно низкой добротностью, и это можно проверить экспериментально. Этот механизм не описывает триггерный эффект ЭМ полей в условиях, когда в образце уже начался рост макротрещины (коэффициент нагрузки $k_p > 0.98$) и добротность снизилась.

В завершение обзора моделей (механизмов) взаимодействия ЭМ полей с нагруженными образцами горных пород стоит подчеркнуть, что для каждого из рассмотренных механизмов (непосредственное воздействие электрического поля на избыточные заряды, электрострикция, джоу-

лев нагрев с термическим расширением и пьезоэлектрический эффект) существуют условия, когда данный механизм может дать вклад в триггерный эффект. Экспериментальные данные не всегда позволяют определить, выполнялись ли в проведенных экспериментах то или иное из этих условий. Различные механизмы взаимодействия ЭМ полей с материалом образцов становятся эффективными, когда этот материал не просто находится в напряженно-деформированном состоянии, но в нем происходят коллективные (нетепловые) движения (дислокационные процессы, рост микротрещин). Такие процессы в геоматериалах на микро- и мезоуровне т.е. при масштабах длин, значительно больших молекулярных, реализуются при достаточно высоких нагрузках. Это позволяет понять, почему триггерные эффекты ЭМ полей проявляются в определенном диапазоне нагрузок.

Упрощенное описание механизма непосредственного воздействия электрического поля (присутствие избыточных зарядов и электрострикция) указывает, что для триггерного эффекта необходимо выполнение критерия по напряженности электрического поля $E \geq E_{\min}$. Этот необходимый (но не достаточный) критерий согласуется с результатами экспериментов.

4.2. Модели для экспериментов в натурном масштабе

В экспериментах по зондированию земной коры с применением мощных источников тока (кратко – в натурных экспериментах) характерное значение напряженности электрического поля значительно меньше, чем в лабораторных экспериментах. Для оценки E можно воспользоваться формулой для электрического поля первичного (возбуждающего) диполя в приближении однослойной модели электропроводности среды [Колесников, 2007]:

$$|E| = (IL_d/\sigma_e)\,(2\pi r^3)^{-1}, \qquad (6)$$

где: I – сила тока в диполе; L_d – расстояние между заземлениями диполя; σ_e – средняя электропроводность среды; r – расстояние между пунктом измерения и центром диполя. Из (6) следует, что для параметров натурных экспериментов на Бишкекском полигоне $I = 600$–2000 А, $L_d = 4.2$ км, $\sigma_e \sim 10^{-3}$ Ом$^{-1}$ · м$^{-1}$, напряженность $|E|$ на расстоянии $r = L_d$ порядка 10^{-2} В/м. При таких сравнительно небольших значениях напряженности поля эффекты прироста сейсмичности после ЭМ зондирований земной коры, установленные в работах [Тарасов, 1997; Тарасов и др., 2001; Сычев и др., 2010; Смирнов, Завьялов, 2012; Chelidze et al., 2006], естественно связывать с другими механизмами.

Для полноты обзора стоит отметить работы, в которых для объяснения влияния ЭМ полей на сейсмичность рассматривалась возможность возникновения электрических полей с высокой напряженностью (~10^5 В/м и более) вблизи грозовых облаков [Ярославский, Капустян, 1990] или возможность протекания локализованных теллурических токов с плотностью до 10^3 А/м^2, взаимодействующих с геомагнитным полем [Тренькин, 2015; Черногор, 2017]. При зондированиях земной коры с применением геофизических МГД-генераторов и установки ЭРГУ столь высокие значения напряженности электрического плотности тока в среде заведомо не достигались.

Более высокая чувствительность среды к воздействию ЭМ волн в натурных условиях по сравнению с экспериментами на образцах определяется ее двухфазностью – наличием проводящего флюида в поро-трещинном пространстве. Электропроводность такой среды значительно выше, чем у сухих пород. Воздействие на такую среду внешних динамических нагрузок (например, сейсмических волн) или ЭМ полей может приводить к движению жидкости с ионной проводимостью относительно твердой фазы (см. обзор [Светов, 2008]). Разделение зарядов при движении поровой жидкости под механическим воздействием создает сторонний электрический ток, возбуждающий свое ЭМ поле (прямой сейсмоэлектрический эффект II рода). Обратный сейсмоэлектрический эффект II рода, или, по терминологии [Анцыферов, 1962; Ярославский, Капустян, 1990] электро-сейсмический эффект – заключается в возбуждении сейсмоакустических волн при прохождении нестационарного тока, в том числе индуцированного при распространении ЭМ волн. В пределе низких частот сейсмоэлектрические эффекты II рода становятся сопоставимыми со стационарными электрокинетическими эффектами (явлениями) в жидких проводниках [Ландау, Лившиц, 1982].

Прирост сейсмической активности после зондирований разрядами геофизических МГД-генераторов и электроимпульсной установки ЭРГУ-600-2 можно классифицировать как импульсную моду обратного сейсмоэлектрического эффекта II рода. Наиболее общая физическая модель сейсмоэлектрических эффектов, которая может применяться и для описания воздействия на среду мощными источниками тока, представляет собой самосогласованную систему уравнений распространения упругих волн в двухфазной деформируемой среде (уравнений Био–Френкеля, [Biot, 1956]), уравнений Максвелла и электрокинетических уравнений, связывающих появление в среде сторонних токов с относительным движением жидких и твердых фаз [Светов, Губатенко, 1999; Pride, 1994; Pride, Haartsen, 1996]. Но урав-

нения упругости двухфазной среды, адаптированные для случая малых возмущений (задача распространения сейсмоакустических и ЭМ волн), не описывают сейсмических подвижек (событий разрушения). Кроме того, по имеющимся сейсмологическим данным проблематично сделать адекватный выбор значений всех параметров среды, входящих в полную систему уравнений. Поэтому физическая модель, основанная на уравнениях Френкеля–Био–Прайда, малопригодна в компьютерных экспериментах для объяснения триггерных эффектов в земной коре при ЭМВ. Но, даже не решая эти уравнения, можно предвидеть (с некоторым предположением) одно из следствий физической модели двухфазной среды – наличие необходимого критерия по средней плотности тока для реакции среды на воздействие ЭМ поля [Богомолов, 2013; Богомолов, Сычев, 2013].

В теории Френкеля–Био и ее новых версиях [Pride, 1994; Pride, Haartsen, 1996] показано, что в трещиновато-пористых средах, насыщенных жидкостью, могут возбуждаться волны, скорость которых значительно меньше скорости обычного звука и составляет десятки м/с. Такие волны интерпретируются как бегущее возмущение порового давления (динамическая фильтрация, [Уайт, 1986]). “Медленные” волны довольно быстро затухают, но при наличии мощного источника с ними могут быть связаны нетривиальные эффекты. В системах с узкими водозаполненными каналами могут возбуждаться волны с еще меньшей скоростью: так называемые интерфейсные волны [Ferrazzini, Aki, 1987; Hong, Hovem, 2011]. Наиболее известны волны Рэлея и Стоунли – частные случаи интерфейсных волн. Для этих волн, при отсутствии вязкого трения о стенки, скорость распространения можно оценить как $V_R = (gh)^{1/2} \sim 0.1$ м/с при толщине слоя $h \sim 1$ мм. Вязкое трение приводит к снижению скорости интерфейсных волн в узких каналах еще в несколько раз, т.е. до уровня сантиментов в секунду [Hong, Hovem, 2011]. В физике полупроводников, как и в физике плазмы известен эффект возбуждения колебаний электрическим током (акустоэлектронное усиление звуковых волн [Красильников, Крылов, 1984]. Это происходит, если средняя направленная скорость заряженных частиц, пропорциональная плотности тока j, больше скорости волн (в классическом случае это ионно-звуковые волны). Сопоставление с эффектом Вавилова–Черенкова указывает на общефизический характер эффекта возбуждения волн в среде при движении в ней объекта (включения, неоднородности) со скоростью выше фазовой скорости волны. Чтобы определить, может ли в двухфазной среде (земной коре) реализоваться подобный эффект, проведем численную оценку пороговой плотности тока j_0, при которой средняя направленная скорость частиц сравняется со скоростью волны $V_R \sim 10^{-2}$ м/с. Для однозарядных ионов, при их концентрации n_i в растворе порядка 10^{18} 1/м^3, значение j_0 составляет:

$$j_0 = en_iV_R \sim 2\times10^{-3}\ \text{А}/\text{м}^2, \qquad (7)$$

где $e = 1.6 \times 10^{-19}$ Кл – заряд электрона. Согласно (6), при ЭМ зондированиях на Бишкекском полигоне (с силой тока в возбуждающем диполе $I = 600–2000$ А) значение плотности тока j_{eff} вблизи диполя, на расстоянии $r = L_d = 4.2$ км составляет $j_{eff} \sim (0.7–2)\ 10^{-5}$ А/м^2, т.е. меньше порогового значения j_0. Эти значения есть результат усреднения по поверхности, перпендикулярной линиям тока. Локальные значения плотности тока, концентрирующегося в жидкости в поро-трещинном пространстве, значительно больше средней величины (проводимость растворов выше проводимости твердой фазы более чем на 6 порядков; именно поэтому при “токопередаче” в среде образуются жидкие проводящие каналы). Значит, при ЭМ зондированиях возбуждение медленных волн вполне может происходить. Возбуждаемые “волны фильтрации” способствуют поступлению воды в сопряженные с каналом трещины, увлажнению контактов зацепов (asperities), что, в силу эффекта Ребиндера, снижает способность материала среды выдерживать тектонические напряжения. Кроме того, колебания передаются из жидкой фазы в скелетное вещество и там могут активизировать каскадное трещинообразование, начиная с наименьших размеров и до магистрального разрыва и сейсмической подвижки.

При концентрации плотности тока в каналах, значительно превышающей ту, что получается из (7), возможны специфические механизмы электромеханической взаимосвязи, дающие вклад в возбуждение колебаний при зондированиях земной коры. Один из таких механизмов – локальный нагрев жидкости в проводящем канале и термическая деформация окружающей твердой фазы [Зейгарник и др., 2010]. Эти эффекты рассматривались применительно к ближней зоне у электродов диполя, где средняя плотность тока наиболее высока. Но они могут стать важными и на больших глубинах, где вещество, в том числе флюиды в поро-трещинном пространстве, разогрето до 300°С и более. При высокой электропроводности флюида (вследствие его минерализации) дополнительный джоулев нагрев при протекании тока может привести к вскипанию, т.е. реализоваться сценарий, описанный в экспериментах работы [Лапшин и др., 2016]. А вот роль другого механизма: взаимодействия локализованного в каналах тока с геомагнитным полем [Тренькин, 2015] оказалась несущественной [Черногор, 2017].

Сопутствующим эффектом при протекании мощного тока может быть электролиз и выделение газообразного водорода, который может диф-

фундировать через среду и вызывать снижение сдвиговой прочности контактов [Гуфельд, 2018]. Снижение прочности технических материалов из-за водородной коррозии [Черепанов, 2012] хорошо известно, но для условий земной коры оно практически не исследовалось. Масштаб этого триггерного эффекта может быть значительно больше расстояния между токоподводящими электродами (длины диполя), так как локализованное выделение дополнительного количества водорода может нарушить баланс его переноса [Mao, Mao, 2020], формирующийся вследствие поступления воды вглубь Земли и восходящего потока водорода. Здесь прослеживается возможная взаимосвязь между вариациями сейсмичности после ЭМ воздействий и процессами глубинной геодинамики [Mao, Mao, 2020].

В работах [Богомолов, 2010; Сычева и др., 2011] обращено внимание на то, что зондирующие импульсы тока, после которых отмечались сейсмические отклики на Бишкекском полигоне, имели высокую крутизну фронтов нарастания и убывания; при этом могли проявиться динамические эффекты в трехфазной среде (твердое скелетное вещество–жидкость в токопроводящем канале–ее насыщенный пар). Один из таких электромеханических эффектов относится к формированию токового канала при быстром нарастании силы тока в импульсе, когда происходит “пробой” канала за счет схлопывания пузырей насыщенного пара, играющих роль разделителей отдельных полостей с проводящей жидкостью. Другой реализуется на стадии спада тока (в противоположном случае) при разрыве проводящей жидкости в канале за счет образования нового пузыря. Оба эффекта приводят к вынужденному движению границы жидкости с насыщенным паром, а это вызывает возбуждение колебаний (вибраций, гидроударов на микроуровне), которые передаются в скелетное вещество и могут способствовать развитию трещин. Стоит отметить сходство этих электромеханических эффектов с кавитацией в присутствии электрического тока.

Описанные выше механизмы первичного воздействия ЭМ полей при зондированиях земной коры опираются на гипотетические модели и пока не получили однозначного подтверждения в лабораторных или компьютерных экспериментах. Некоторые из них могут эффективно реализоваться только в натурном эксперименте. В то же время опосредованный механизм – интенсификация поступления воды на контактирующие поверхности геоблоков или к устьям трещин с их последующим разупрочнением (эффект Ребиндера) и сейсмическими подвижками – может считаться надежно подтвержденным [Соболев и др., 2006; 2010; Соболев, Пономарев, 2011; Panteleev, Gavrilov, 2015]. Усиленное поступление воды при зондированиях земной коры импульсами тока обусловлено как электрокинетическими эффектами (исторически на них сфокусировано основное внимание), так и другими эффектами, в том числе рассмотренными выше. Электрокинетические явления вносят преобладающий вклад в перенос жидкости в узких (капиллярных) каналах [Светов, 2008].

Проведенный обзор моделей (механизмов) влияния ЭМ полей на разрушение горных пород и сейсмический процесс показывает, что на данном этапе исследований накопление экспериментальных данных опережает их интерпретацию в рамках физических моделей. Другими словами, ЭМ воздействия на материалы земной коры – развивающееся направление на стыке геомеханики, геоэлектрики и сейсмологии.

5. ВОЗМОЖНОЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Уже в самом начале исследований по данному направлению, на основании того, что электромагнитные импульсы, подаваемые в земную кору, вызывают увеличение количества слабых толчков, было высказано предположение о возможном использовании обнаруженного явления для искусственной разрядки напряжений, накопленных в земной коре: инициирования большого количества слабых землетрясений, не опасных для окружающей инфраструктуры, вместо ожидаемого сильного события, способного привести к катастрофическим последствиям [Тарасов, 1997; Зейгарник и др., 1999]. Вместе с тем существуют и скептические мнения о практической реализуемости такого подхода [Jones, 2001], поскольку для безопасной разрядки энергии, накопленной в очаге землетрясения с магнитудой ~7, потребуется огромное число толчков с $M = 2$. Скорее следует рассматривать возможность использования ЭМ обработки земной коры не для инициирования большого числа слабых сейсмических событий, а для изменения физико-механических характеристик сейсмогенного разлома с целью перевода его деформирования из режима *stick-slip* (накопления и резкого сброса напряжений в виде динамического события) в режим неопасных низкочастотных землетрясений, либо – в идеальном случае – в события медленного скольжения или крип [Кочарян, Новиков, 2015]. Однако и в этом случае переход к такому режиму деформирования не исключает возникновения сильного землетрясения в данном регионе, поскольку события медленного скольжения приводят к перераспределению напряжений в разломе, а оно может породить триггер в другой секции разлома [Segall, Bradley, 2012]. При этом, без должного физического обоснования экспериментальных работ на натурном разломе, проведе-

ние его электромагнитной обработки может оказаться просто опасным [Мухамедиев, 2010].

Таким образом, можно констатировать необходимость дальнейшего развития работ по теоретическому обоснованию электромагнитного управления деформационными процессами в земной коре и проверке предложенных гипотез на крупномасштабных моделях в лабораторных условиях, близких к условиям в очаговой зоне землетрясения.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате полевых экспериментов и наблюдений, лабораторных экспериментов и теоретического анализа, выполненных за последние 25 лет для различных геологических условий (Памир и Северный Тянь-Шань), на различном экспериментальном оборудовании (на гидравлическом, пружинном и рычажном прессе с нагрузкой образцов горных пород и модельных материалов, на пружинно-блочных моделях разлома земной коры), различными научными группами ИФЗ РАН, ОИВТ РАН, НС РАН, ИДГ РАН, Института геофизики НАН Грузии, ИМГиГ ДВО РАН, доказано существование нового типа триггерного воздействия на деформационные процессы в земной коре – ЭМ инициирование сейсмических событий.

С учетом наличия мощных мобильных импульсных источников электроэнергии типа геофизических МГД-генераторов или установок типа ЭРГУ, позволяющих обеспечить электрическую обработку сейсмоопасного разлома на большой длине, а также варьирования параметров электромагнитного воздействия в зависимости от региональных геолого-геофизических условий, представляется целесообразным продолжить исследования, направленные на определение перспектив применения электромагнитных триггерных эффектов в сейсмологии для искусственного безопасного снижения напряжений в земной коре.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-15-50215).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность рецензентам – чл.-корр. РАН Г.А. Соболеву и докт. физ.-мат. наук А.В. Пономареву за очень полезные замечания. Авторы также считают своим приятным долгом высказать благодарность канд. физ.-мат. наук Мубассаровой В.А. и канд. физ.-мат. наук Дихтер И.Я. за помощь в подготовке рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем энерговоздействии // Физика Земли. 2006. № 10. С. 36–42.

Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Оценка энергии триггерного воздействия в процессе разрушения модельного образца // Физика Земли. 2008. № 1. С. 77–80.

Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Окунев В.И. Динамика энергообменных процессов в модельных образцах при воздействии упругим и электромагнитным полями // Физика Земли. 2011. № 10. С. 64–70.

Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Файнберг Э.Б. О пространственно-временной структуре сейсмичности, вызванной электромагнитным воздействием // Физика Земли. 2005. № 6. С. 55–65.

Адушкин В.В., Рябова С.А., Спивак А.А., Харламов В.А. Отклик сейсмического фона на геомагнитные вариации // Докл. РАН. Геофизика. 2012. Т. 444. № 3. С. 304–308.

Адушкин В.В., Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Исследование режимов движения по разлому // Физика Земли. 2016. № 5. С. 13–24.

Альшиц В.И., Даринская Е.В., Колдаева М.В., Котовский Р.К., Петржик Е.А., Трончик П. Физическая кинетика движения дислокаций в немагнитных кристаллах: взгляд через магнитное окно // УФН. 2017. Т. 187. № 3. С. 327–341.

Анцыферов М.С. Электросейсмический эффект // Докл. АН СССР. 1962. Т. 144. № 6. С. 1295–1297.

Балбачан М.Я., Томашевская И.С. Эффект изменения прочности горных пород в езудьтате механоэлектризации // Докл. АН СССР. 1962. Т. 296. № 5. С. 1085–1089.

Богомолов Л.М. О механизме электромагнитного влияния на кинетику микротрещин и электростимулированных вариациях акустической эмиссии породных образцов // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. № 3. С. 39–56.

Богомолов Л.М., Авагимов А.А., Сычев В.Н., Сычева Н.А. и др. О проявлениях электротриггерной сейсмичности на Бишкекском полигоне (на пути к активному сейсмоэлектрическому мониторингу). Активный геофизический мониторинг литосферы Земли / Под ред. Гольдина С.В. Новосибирск: СО РАН. 2005. С. 112–116.

Богомолов Л.М., Закупин А.С., Сычев В.Н. Электровоздействия на земную кору и вариации слабой сейсмичности. Саарбрюкен: Lambert Academic Publishing. 2011. 1-е изд. 408 с.

Богомолов Л.М., Закупин А.С., Мубассарова В.А. Особенности влияния электромагнитных полей на скорость деформации образцов мрамора в условиях сложного напряженно-деформированного состояния // Деформация и разрушение материалов. 2017. № 7. С. 20–27.

Богомолов Л.М., Боровский Б.В., Закупин А.С., Мубассарова В.А., Сычев В.Н., Сычева Н.А. От экспериментов В.А. Степанова по электропластическим эффектам в кристаллах NaCl к современным исследованиям электрочувствительности трещинообразования в горных породах. Сб. материалов XVIII Петербургских чтений по проблемам прочности и роста кристаллов, посвя-

щенных 100-летию со дня рождения чл.-корр. АН СССР профессора А.В. Степанова. СПб.: изд-во ФТИ. 2008. Ч. 1. С. 23–26. http://www.imgg.ru/uploads/publications/747/71f056eefa43c9b90f4e88a825998da5.pdf

Богомолов Л.М. Поиск новых подходов к объяснению механизмов взаимосвязи сейсмичности и электромагнитных эффектов // Вестник ДВО РАН. 2013. № 3. С. 12–18.

Богомолов Л.М., Сычев В.Н. От наблюдений перераспределения сейсмичности при зондировании коры мощными импульсами тока к моделям электромеханических преобразований в геосреде. Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы 2-го Всероссийского семинара-совещания. Институт динамики геосфер РАН / Адушкин В.В., Кочарян Г.Г. М: ГЕОС. 2013 С. 219–227.

Боев С.Г., Гаханов А.Н. Заряжение монокристалла фтористого натрия при раскалывании // ФТТ. 1980. Т. 22. № 10. С. 3068–3079.

Боровский Б.В., Богомолов Л.М., Закупин А.С., Мубасарова В.А. К вопросу о стимулировании акустической эмиссии при деформировании образцов геоматериалов // Физика Земли. 2011. № 10. С. 71–82.

Бучаченко А.Л. Магнитопластичность и физика землетрясений. Можно ли предотвратить катастрофу. УФН. 2014. Т. 184. № 1. С. 101–108. https://doi.org/10. 3367/UFNr.0184.201401e0101

Бучаченко А.Л. Микроволновое стимулирование дислокаций и магнитный контроль очага землетрясений. УФН. 2019. Т. 189. № 1. С. 47–54. https://doi.org/10.3367/UFNr.2018.03.038301

Веттегрень В.И., Куксенко В.С., Крючков М.А. Динамика и иерархия землетрясений // Физика Земли. 2006. № 9. С. 40–45.

Воларович М.П., Пархоменко Э.И. Пьезоэлектрический эффект горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1955. № 3. С. 215–222.

Волыхин АМ., Брагин В.Д., Зубович А.В. и др. Проявление геодинамических процессов в геофизических полях. М.: Наука. 1993. 158 с.

Головин Ю.И. Магнитопластичность твердых тел (обзор) // ФТТ. 2004. Т. 46. № 5. С. 769–803.

Гончаров А.И., Соловьев С.П. Ударная электрическая поляризация материалов // Физика горения и взрыва. 2004. Т. 40. № 6. С. 52–57.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.

Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. К вопросу о связи высокочастотного сейсмического шума с лунно-солнечными приливами // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 3. С. 386–388.

Гохберг М.Б., Колосницын Н.И. Триггерные механизмы землетрясений. Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского Семинара-совещания, 2010. Москва.: ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2010. С. 52–61.

Гуфельд И.Л. Сейсмическая опасность. От лабораторных исследований к мониторингу и исследованиям процессов в реальной геологической среде. М.: Onebook.ru. 2018. 78 с.

Дамаскинская Е.Е., Томилин Н.Г. Имитационное моделирование потока актов разрушения в гетерогенных материалах // ФТТ. 1991. Т. 33. № 1. С. 278–285.

Дамаскинская Е.Е., Кадомцев А.Г. Выявление пространственной области будущего очага разрушения на основе анализа энергетических распределений сигналов акустической эмиссии // Физика Земли. 2015. № 3. С. 78–84.

Дамаскинская Е.Е., Пантелеев И.А., Фролов Д.И., Василенко Н.Ф. Признаки критической стадии разрушения деформированных гетерогенных материалов // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 3. С. 245–251. https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.3.245-251

Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А., Савельев В.Н., Султанов У.С. Концентрационныый критерий объемного разрушения твердых тел. Физические процессы в очагах землетрясений / М.: Институт физики Земли. 1980. С. 78–86.

Завьялов А.Д. От кинетической теории прочности и концентрационного критерия разрушения к плотности сейсмогенных разрывов и прогнозу землетрясений // ФТТ. 2005. Т. 47. №6. С. 1000–1008.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. О возможном влиянии магнитных бурь на сейсмичность // Физика Земли. 2002. № 4. С. 3–15.

Закржевская Н.А., Соболев Г.А. Влияние магнитных бурь с внезапным началом на сейсмичность в различных регионах // Вулканология и сейсмология. 2004. № 3. С. 63–75.

Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величинах сжимающего напряжения // Физика Земли. 2006а. № 10. С. 43–50.

Закупин А.С., Аладьев В.В., Богомолов Л.М., Боровский Б.В., Ильичев П.В., Сычев В.Н., Сычева Н.А. Взаимосвязь электрической поляризации и акустической эмиссии образцов геоматериалов в условиях одноосного сжатия // Вулканология и сейсмология. 2006 б. № 6. С. 1–12.

Закупин А.С., Богомолов Л.М., Мубассарова В.А., Ильичев П.В. Сейсмоакустические проявления воздействий мощных импульсов тока по данным скважинных измерений на Бишкекском геодинамическом полигоне // Физика Земли. 2014. № 5. С. 105–120.

Зейгарник В.А., Авагимов А.А., Тарасов Н.Т. Можно ли управлять землетрясениями? // Наука в России. 1999. № 2. С. 16–21.

Зейгарник В.А., Ключкин В.Н., Окунев В.И. Влияние электрического тока на акустическую эмиссию механически нагруженных образцов искусственного песчаника // Успехи прикладной физики. 2018. № 3. С. 200–207.

Зейгарник В.А., Конев Ю.Б., Новиков В.А. Тепловое действие мощного тока на флюидонасыщенные пористые среды. Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания. Институт динамики геосфер РАН / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. М: ГЕОС. 2010. С. 202–209.

Зейгарник В.А., Сидорин А.Я. МГД-генератор “Памир-1” в исследованиях по прогнозу землетрясений // Сейсмические приборы. 1997. № 27. С. 77–91.

Зуев Л.Б. Физика электропластичности щелочно-галогенных кристаллов. Новосибирск: Наука. 1990. 120 с.

Зуев Л.Б., Данилов В.И. Физические основы прочности материалов: учебное пособие. Долгопрудный: Интеллект. 2013. 376 с.

Колесников В.П. Основы интерпретации электрических зондирований. М.: Научный мир. 2007. 248 с.

Корнфельд М.И. Избыточные электрические заряды в щелочно-галоидных кристаллах // ФТТ. 1968. Т. 10. № 8. С. 2422–2430.

Корнфельд М.И. Пироэлектрические свойства пластически деформированного кристалла фтористого лития // ФТТ. 1974. Т. 16. № 1. С. 1943–1947.

Корнфельд М.И. Электризация ионного кристалла при пластической деформации и расщеплении // УФН. 1975. Т. 116. № 2. С. 328–339.

Кочарян Г.Г., Новиков В.А. Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Часть 1. Лабораторные эксперименты // Физическая мезомеханика. 2015. Т. 18. № 4. С. 94–104.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов / Отв. ред. академик РАН В.В. Адушкин. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.

Красильников В.А., Крылов В.В. Введение в физическую акустику. М.: Наука. 1984. 400 с.

Куксенко В.С. Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел. Физика прочности и пластичности / Под ред. С.Н. Журкова. Л.: Наука. 1986. С. 36–41.

Куксенко В.С., Махмудов Х.Ф. Влияние механического поля на поляризацию природных диэлектриков (горных пород) // Письма в ЖТФ. 2004. Т. 30. № 14. С. 82–88.

Куксенко В.С., Дамаскинская Е.Е., Кадомцев А.Г. Особенности разрушения гранита при различных условиях деформирования // Физика Земли. 2011. № 10. С. 25–31.

Куксенко В.С., Махмудов Х.Ф., Пономарев А.В. Релаксация электрических полей, индуцированных механической нагрузкой в природных диэлектриках // ФТТ. 1997. Т. 39. № 7. С. 1202–1204.

Курленя М.В., Вострецов А.Г., Кулаков Г.И., Яковицкая Г.Е. Регистрация и обработка сигналов электромагнитного излучения. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2000. 232 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Электродинамика сплошных сред. Изд. 2. М.: Наука. 1982. 620 с.

Лапшин В.Б., Патонин А.В., Пономарев А.В., Потанина М.Г., Смирнов В.Б., Строганова С.М. Инициация акустической эмиссии в обводненных образцах песчаника // Докл. РАН. 2016. Т. 469. № 1. С. 97–100.

Макаров П.В., Смолин И.Ю., Стефанов Ю.П., Кузнецов П.В., Трубицын А.А., Трубицына Н.В., Ворошилов С.П., Ворошилов Я.С. Нелинейная механика геоматериалов и геосред / Л.Б. Зуев (отв. ред.). Новосибирск: Гео. 2007. 235 с.

Махмудов Х.Ф., Куксенко В.С. Электромагнитные явления при деформировании и разрушении твердых диэлектриков // ФТТ. 2005. Т. 47. № 5. С. 856–890.

Молоцкий М.И. Дислокационный механизм электризации ионных кристаллов при расщеплении // ФТТ. 1976. Т. 18. № 6. С. 1763–1764.

Молоцкий М.И. Генерация ионизационных волн при разрушении // ФТТ. 1978. Т. 20. № 4. С. 250–251.

Мубассарова В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С., Пантелеев И.А., Наймарк О.Б. Особенности локализации деформации и распределения очагов акустической эмиссии в образцах горных пород под воздействием одноосного сжатия и электрических импульсов // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 919–938.

Мухамедиев Ш.А. Предотвращение сильных землетрясений: реальная цель или утопия // Физика Земли. 2010. № 11. С. 49–60.

Назаров В.Е., Радостин А.В. Нелинейные волновые процессы в упругих микронеоднородных средах. Нижний Новгород: ИПФ РАН. 2007. 256 с.

Новиков В.А., Окунев В.И., Ключкин В.Н. Влияние электрических импульсов на сейсмический цикл. Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 6–9 июня 2017 г.): материалы IV Всероссийского семинара-совещания / В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян (ред.). М.: ГЕОС. 2017. С. 171–176.

Новиков В.А., Сорокин В.М., Ященко А.К. Может ли солнечная вспышка инициировать землетрясение? // Вестник ОИВТ РАН. 2019. Т. 3. С. 15–21. https://doi.org/10.33849/2019203

Пантелеев И.А., Мубассарова В.А., Дамаскинская Е.Е., Богомолов Л.М., Наймарк О.Б. Влияние слабого электрического поля на пространственно-временную динамику акустической эмиссии при одноосном сжатии гранита. Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 16–19 июня 2015 г.): материалы Третьего Всероссийского. семинара-совещания / В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян (ред.) М.: ГЕОС. 2015. С. 244–252.

Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород. М.: Наука. 1965. 164 с.

Пономарев А.В. Изучение вариаций электрического состояния горных пород применительно к поискам предвестников землетрясений: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. 300 с.

Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 408 с.

Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра. 1986. 302 с.

Ружич В.В., Вахромеев А.Г., Левина Е.А., Сверкунов С.А., Шилько Е.В. Об управлении режимами сейсмической активности в сегментах тектонических разломов с применением вибрационных воздействий и закачки растворов через скважины // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23. № 3. С. 55–69. https://doi.org/10.24411/1683-805X-2020-13006

Садовский М.А., Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Саломов Н.Г. Влияние механических микроколебаний на характер пластических деформаций материалов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 6. С. 32–42.

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 101 с.

Светов Б.С., Губатенко В.П. Электромагнитное поле механо-электрического происхождения в пористых влагонасыщенных горных породах. I. Постановка задачи // Физика Земли. 1999. № 10. С. 67–73.

Светов Б.С. Основы геоэлектрики. М.: изд-во ЛКИ. 2008. 656 с.

Смирнов В.Б., Завьялов А.Д. К вопросу о сейсмическом отклике на электромагнитное зондирование литосферы Земли // Физика Земли. 2012. № 7/8. С. 62–88.

Смирнов В.Б., Пономарев А.В. Закономерности релаксации сейсмического режима по натурным и лабораторным данным // Физика Земли. 2004. № 10. С. 26–36.

Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Патонин А.В. Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурного моделирования // Физика Земли. 2010. № 2. С. 17–49.

Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: ИФЗ РАН. 2011. 56 с.

Соболев Г.А. Сейсмический шум. М.: ООО "Наука и образование". 2014. 272 с.

Соболев Г.А., Дёмин В.М. Механоэлектрические явления в Земле. 1980. М., Наука. С.215.

Соболев Г.А., Кольцов А.В. Крупномасштабное моделирование подготовки и предвестников землетрясений. 1988. М.: Наука. С. 203.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н., Соболев Д.Г., Бойко А.Н. Влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум // Физика Земли. 2020. № 3. С. 3–28.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Харин Е.П. О связи сейсмичности с магнитными бурями // Физика Земли. 2002. № 11. С. 62–72.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Способ определения стадии неустойчивости модели геологической среды // Докл. РАН. 1997. Т. 356. № 4. С. 541–544.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Динамика акустической эмиссии при инициировании водой // Физика Земли. 2011. № 10. С. 48–63.

Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.

Соболев Г.А., Пономарев А.В., Кольцов А.В., Круглов А.А., Луцкий В.А., Цывинская Ю.В. Влияние инжекции воды на акустическую эмиссию при долговременном эксперименте // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 608–621.

Соболев Г.А., Пономарев А.В., Майбук Ю.Я., Закржевская Н.А., Понятовская В.И., Соболев Д.Г., Хромов А.А., Цывинская Ю.В. Динамика акустической эмиссии при инициировании водой // Физика Земли. 2010. № 2. С. 50–67.

Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Анализ процесса выделения энергии при формировании магистрального разрыва в лабораторных исследованиях по разрушению горных пород и перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2000. № 2. С. 44–55.

Сычев В.Н., Богомолов Л.М., Рыбин А.К., Сычева Н.А. Влияние электромагнитных зондирований земной коры на сейсмический режим территории Бишкекского геодинамического полигона. Триггерные эффекты в геосистемах / В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян (ред.). Ин-т динамики геосфер РАН. М.: ГЕОС. 2010. С. 316–326.

Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н. О геоэффективных солнечных вспышках и вариациях уровня сейсмического шума // Физика Земли. 2011. № 3. С. 55–71.

Сычева Н.А., Богомолов Л.М., Кузиков С.И. Вычислительные технологии в сейсмологических исследованиях (на примере KNET, Северный Тянь-Шань). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН. 2020. 358 с.

Тарасов Н.Т. Изменение сейсмичности коры при электрическом воздействии // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 4. С. 542–545.

Тарасов Н.Т. О влиянии солнечной активности на сейсмичность Земли Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 06–09 июня 2017 г.). Материалы IV Всероссийской конференции с международным участием / Под ред. В.В. Адушкина, Г.Г. Кочаряна. ИДГ РАН М.: ГЕОС. 2017. С. 356–365.

Тарасов Н.Т. Влияние сильных электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций // ДАН. 2010. Т. 433. № 5. С. 689–692.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Влияние электромагнитных полей на скорость сейсмотектонических деформаций, релаксация упругих напряжений, их активный мониторинг // Физика Земли. 2011. № 10. С. 82–96.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В. Активизация сейсмичности в области активного разлома под действием электромагнитных полей и взрывов. Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы докладов Четвертой тектонофизической конференции, 3–7 октября 2016 г., г. Москва. М.: ИФЗ. 2016. Т. 1. С. 571–577.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 152–160.

Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Изменение сейсмичности Бишкекского геодинамического полигона при электромагнитном воздействии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1641–1649.

Томилин Н.Г., Дамаскинская Е.Е., Куксенко В.С. Формирование очага разрушения при деформировании гетерогенных материалов (гранита) // ФТТ. 1994. Т. 36. № 10. С. 3101–3112.

Тренькин А.А. Возможное влияние теллурических токов на сейсмичность земной коры в сейсмоактивных областях // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55. № 1. С. 139–144.
https://doi.org/10.7868/S0016794015010113

Турунтаев С.Б., Ворохобина С.В., Мельчаева О.Ю. Выявление техногенных изменений сейсмического режима при помощи методов нелинейной динамики // Физика Земли. 2012. № 3. С. 52–65.

Уайт Дж.Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн. М.: Недра. 1986. 261 с.

Урусовская А.А., Альшиц В.И., Беккауэр Н.Н., Смирнов А.Е. Деформация кристаллов NaCl в условиях совместного действия магнитного и электрического полей // ФТТ. 2000. Т. 42. № 2. С. 267–269.

Файнберг Э.Б., Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Васильева Т.А. Генерация тепловых потоков в недрах Земли мировыми геомагнитными бурями // Физика Земли. 2004. № 4. С. 54–62.

Фатеев Е.Г. Сверхчувствительность систем осцилляторов с переменными дипольными моментами // ЖТФ. 2001. Т. 71. № 1. С. 92–105.

Фатеев Е.Г. Электрическая сверхчувствительность природных кристаллогидратов при высоких давлениях // Физика Земли. 2005. № 12. С. 58–65.

Финкель В.М., Головин Ю.И., Середа В.Е. Электрические эффекты при разрушении кристаллов LiF в связи

с проблемой управления трещиной // ФТТ. 1975. Т. 17. № 3. С. 770–776.

Финкель В.М. Физические основы торможения разрушения. М.: Металлургия. 1977. 359 с.

Черепанов Г.П. Механика разрушения. М.-Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2012. 872 с.

Черногор Л.Ф. Невозможность существенного влияния теллурических токов на сейсмичность земной коры // Геомагнетизм и аэрономия. 2017. Т. 57. № 1. С. 129–130. https://doi.org/10.7868/S0016794016060079

Черняк Г.Я. Электромагнитные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М: Недра. 1987. 213 с.

Шпейзман В.В., Жога Л.В. Кинетика разрушения поликристаллической сегнетокерамики в механическом и электрическом полях // ФТТ. 2005. Т. 47. № 5. С. 843–849.

Шуберт М., Вильгельми Б. Введение в нелинейную оптику. М: Мир. 1973. 244 с.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.

Ярославский М.А. Капустян Н.К. О возможности электро-сейсмического эффекта // Докл. АН СССР.1990. Т. 315. № 2. С. 352–354.

Bak P. How Nature works. The science of self-organized criticality. New York: Springer. 1996.

Bak P., Tang C., Wisenfeld K. Self-organized criticality // Phys. Rev. 1987. V. A38. № 1. P. 364–374.

Baddari K., Frolov A., Tourtchine V., Rahmoune F. An integrated study of the dynamics of electromagnetic and acoustic regimes during failure of complex macrosystems using rock blocks // Rock Mech. Rock Eng. 2011. V. 44. № 3. P. 269–280. https://doi.org/10.1007/s00603-010-0130-5

Beeler N.M., Lockner D.A. Why earthquakes correlate weakly with the solid Earth tides: Effects of periodic stress on the rate and probability of earthquake occurrence // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B8. P. 2391. https://doi.org/10.1029/2001JB001518

Biot, M. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range" // J. Acoust. Soc. Am. 1956. V. 28. P. 168–178.

Bogomolov L., Il'ichev P., Novikov V., Okunev V., Sychev V., Zakupin A. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic-electric effect manifestation // Ann. Geophys. 2004a. V. 47. № 1. P. 65–72.

Bogomolov L., Zakupin A., Alad'ev A., Manjikov B., Sychev V., Tullis T. Applications of Cybernetics and Informatics in Optics, Signals, Science and Engineering. Proc. 8th Multi-Conference on Systemics, Cybernetics and Informatics, Orlando, USA / Ed. by N. Callaos. 2004b. V. XII. P. 274–279.

Bogomolov L., Zakupin A. Do Electromagnetic Pulses Induce the Relaxation or Activation of Microcracking Rate in Loaded Rocks? (Acoustic Emission Based Study) // Solid State Phenomena. 2008. V. 137. P. 199–208.

Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as mechanism for earthquakes // Science. 1966. V. 153. № 3739. P. 62–64, 990–992.

Bredy B.T., Glen A. Rowell Laboratory investigation of the electrodynamics of rock fracture // Nature. 1986. V. 321. № 6069. P. 488–492.

Cartwright-Taylor A., Vallianatos F., Sammonds P. Superstatistical view of stress-induced electric current fluctuations in rocks // Physica A. 2014. V. 414. P. 368–377. https://doi.org/10.1016/j.physa.2014.07.064

Chelidze T., Varamashvili N., Devidze M., Tchelidze Z., Chikhladze V., Matcharashvili T. Laboratory study of electromagnetic initiation of slip // Ann. Geophys. 2002. V. 45. № 5. P. 587–598.

Chelidze T., Gvelesiani A., Varamashvili N., Devidze M., Chikhradze V., Tchelidze Z., Elashvili M. Electromagnetic initiation of slip: laboratory model // Acta Geofizika Polonica. 2004. V. 52. № 1. P. 49–62.

Chelidze T., Matcharashvili T., Mepharidze E., Tephnadze D., Zhukova N. Preliminary results of forced stick-slip synchronization area studies: experiments and theoretical models // Phys. Solid Earth. 2016. V. 19. № A. P. 35–48.

Chelidze T., De Rubeis V., Matcharasgvili T., Tosi P. Influence of strong electromagnetic discharges on the dynamics of earthquake time distribution in the Bishkek test area (Central Asia) // Ann. Geophys. 2006. V. 49. № 4/5. P. 961–975.

Conrad H. Electroplasticity in metals and ceramics // Materials science and Engineering. A. 2000. V. 287. № 2. P. 268–287. https://doi.org/10.1016/s0921-5093(04)004786-34-4

Conrad H. Thermally activated plastic flow of metals and ceramics with an electric field or current // Materials Science and Engineering. A. 2002. V. 322. № 1–2. P. 100–107. https://doi.org/10.1016/S0921-5093(01)01122-4

Damaskinskaya E., Panteleev I., Gafurova D. Proc. AIP Conf. 2016. 1783, 020033. https://doi.org/10.1063/1.4966326

Damaskinskaya E., Hilarov V., Frolov D. Defect structure evolution in deformed heterogeneous materials. Acoustic emission and X-ray microtomography // Proc. AIP Conf. 2017. 1909. 020029. https://doi.org/10.1063/1.5013710.

Daniel J.E., Schaefer A.M., Wenzel F. Losses Associated with Secondary Effects in Earthquakes // Frontiers in Built Environment. 2017. V. 3. Article 30. https://doi.org/10.3389/fbuil.2017.00030

Diodati P., Marchesoni F., Piazza S. Acoustic emission from volcanic rocks–An example of self-organized criticality // Phys. Rev. Lett. 1991. V. 67. P. 2239–2243.

Eftaxias K., Potirakis S. Current challenges for pre-earthquake electromagnetic emissios: shedding light from microscale plastic flow, granular packings, phase transitions and self-affinity notion of fracture process // Nonlin. Processes Geophys. 2013. V. 20. P. 771–792. https://doi.org/10.5194/npg-20-771-2013

Egorushkin V.E., Panin V.E., Panin A.V. Lattice curvature, shear bands, and electroplastic effect // Phys. Mesomech. 2018. V. 21. № 5. P. 390–395. https://doi.org/10.1134/S102995991805002

Ferrazzini V., Aki K. Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack: implication for volcanic tremor // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 9215–9225.

Freund F. Time-resolved study of charge generation and propagation in igneous rocks // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. B5. P. 11001–11020.

Freund F. Charge generation and propagation in rocks // J. Geodynamics. 2002. V. 33. P. 545–572.

Gomberg J., Reasenberg P.A., Bodin P., Harris R.A. Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes // Nature. 2001. V. 411. P. 462–466.

Hill D.P., Reasenberg P.A., Michael A., Arabaz W.J., Beroza G., Brumbaugh D., Brune J.N., Castro R., Davi S. Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake // Science. 1993. V. 260. P. 1617–1623.

Hong D., Hovem J.M. Interface waves. Waves in fluids and solids / Ed. by R.P. Vila. Rijeka, Croatia, 2011. P. 153–176.

Jones N. Quake Machine // New Scientist. 2001. V. 2297. P. 34–37.

Kocharyan G.G., Novikov V.A., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V. A study of different fault slip modes governed by the gouge material composition in laboratory experiments // Geophys. J. Int. 2016. V. 208. № 1. P. 521–528.
https://doi.org/10.1093/gji/ggw409

Kuksenko V., Tomilin N., Damaskinskaya E., Lockner D. A two-stage model of fracture of rocks // Pure Appl. Geopys. 1996. V. 146. № 2. P. 253–263.

Johnston D.H., Toksoz M.N. Thermal cracking and amplitude dependent attenuation // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № B2. P. 937–942.

Lockner D.A., Byerlee J.D., Kuksenko V., Ponomarev A., Sidorin A. Quasi-static fault growth and shear fracture energy in granite // Nature. 1991. V. 6313. P. 39–42.

Lockner D.A. The role of acoustic emission in the study of rock fracture // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 1993. V. 30. № 7. P. 883–899.

Mao H.K., Mao W.L. Key problems of the four-dimensional Earth system // Matter and Radiation at Extremes. 2020. V. 5. № 3. 038102-1-9.

Novikov V.A., Okunev V.I., Klyuchkin V.N., Liu J., Ruzhin Yu.Ya., Shen X. Electrical triggering of earthquakes: results of laboratory experiments at spring-block models // Earthquake Science. 2017. V. 30. № 4. P. 167–172.
https://doi.org/10.1007/s11589-017-0181-8

Novikov V., Ruzhin Yu., Sorokin V., Yaschenko A. Space weather and earthquakes: possible triggering of seismic activity by strong solar flares // Ann. Geophys. 2020. V. 63. № 5. P. A554.
https://doi.org/10.4401/ag-7975

Ohnaka M., Mogi K. Frequency characteristics of acoustic emission in rocks under uniaxial compression and its relation to the fracturing process to failure // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B5. P. 3873–3884.

Panteleev I.A., Gavrilov V.A. Implications of electrokinetic processes for the intensity of geoacoustic emission in the time vicinity of a tectonic earthquake: A theoretical study // Russian Journal of Earth Sciences. 2015. V. 15. № 4003. P. 1–14.
https://doi.org/10.2205/2015ES000557

Ponomarev A.V., Zavyalov A.D., Smirnov V.B., Lockner D.A. Physical modeling of the formation and evolution of seismically active fault zones // Tectonophysics. 1997. V. 277. № 1–3. P. 57–81.

Ponomarev A., Sobolev G., Koltsov A. Acoustic emission under electric excitation // ESC XXVIII General Assembly, Genova: Book of Abstracts. 2002. P. 238.

Pride S.R. Governing equations for the coupled electromagnetics and acoustics of porous media // Phys. Review B. 1994. V. 50. P. 15678–15696.

Pride S. R., and Haartsen M. W. Electroseismic wave properties // J. Acoust. Soc. Am. 1996. V. 100. P. 1301–1315.

Rosenau M., Corbi F., Dominguez S. Analogue earthquakes and seismic cycles: experimental modeling across timescales // Solid Earth. 2017. V. 8. P. 597–635.
https://doi.org/10.5194/se-8-597-2017

Segall P., Bradley A.M. Slow-slip evolves into megathrust earthquakes in 2D numerical simulations // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. L18308.
https://doi.org/10.1029/2012GL052811

Scholz C.H. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes // Bull. Seismological Soc. Amer. 1968. V. 58. № 1. P. 399–415.

Sholtz C.H. Fractal and chaotic ptoperties of earthquakes. Berlin: Springer. 1998. Hh.189.

Sobolev G.A., Ponomarev A.V., Koltzov A.V., Smirnov V.B. Simulation of triggering earthquakes in the laboratory // Pure Appl. Geophys. 1996. V. 147. № 2. P. 345–355.

Sobolev G.A. Seismicity dynamics and earthquake predictability // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 445–458.
https://doi.org/10.5194/nhess-11-445-2011

Sobolev G., Ponomarev A., Avagimov A., Zeigarnik V. Initiating acoustic emission with electric action. XXVII Gen. Ass. ESC. 2000. Lisbon: Lisbon Univ. P. 277–281.

Subotka J. DC-induced acoustic emission in saturated sand models of sedimentary rock // Acta Geophysica. 2010. V. 58. № 1. P. 163–172.

Sorokin V.M., Yashchenko A.K., Novikov V.A. A possible mechanism of stimulation of seismic activity by ionizing radiation of solar flares // Earthquake Science. 2019. V. 32. P. 26–34.
https://doi.org/10.29382/eqs-2019-0026-3

Stavrakas I., Triantis D., Anastsiadis C., Nardi A., Carluccio R., Vallianatos F. Electric and electromagnetic signals emitted from rocks under stress up to fracture. Experimental results // Proc. 2nd IASME/WSEAS Int. Conf. on GEOLOGY and SEISMOLOGY (GES'08). Cambridge, UK. Febr. 23–25, 2008. P. 77–83.

Stergiopoulos C., Stavrakas I., Hloupis G., Triantis D., Vallianatos F. Electrical and acoustical emissions in cement mortar beams subjected to mechanical loading up to fracture // Engineering Failure Analysis. 2013. V. 35 P. 454–461.
https://doi.org/10.1016/j.engfailanal.2013.04.015

Tarasov N.T., Tarasova N.V. Spatial-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and its change under effect of high energy electromagnetic pulses // Ann. Geophys. 2004. V. 47. № 1. P. 199–212.
https://doi.org/10.4401/ag-32722013

Thompson B., Young R., Lockner D. Fracture in Westerly granite under AE feedback and constant strain rate loading: nucleation, quisi-static propagation, and the transition to unstable fracture propagation // Pure Appl. Geophys. 2006. V. 163. P. 995–1019.
https://doi.org/10/1007/s00024-006-0054-x

Thompson B., Young R., Lockner D. Premonitory acoustic emission and stick-slip in natural and smooth-faulted Westerly granite // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. P. BO2205.
https://doi.org/10.1029/2008JB005753

Trapeznikov Yu.A., Bogomolov L.M., Manzhikov B.Ts. On the origin of stepwise response of loaded samples to effect of microvibrations. Proc. Int. Conf. Earthquake prediction and deep geodynamics. Almaty. 1997. P. 167–172.

Zakupin A., Bogomolov L., Mubassarova V., Kachesova G., Borovsky B. Acoustic Emission and Electromagnetic Effects in Loaded Rocks Acoustic Emission / Ed. W. Sikorski. Croatia, Rijeka: InTech, 2012a. Ch. 8. P. 173–198. http://www.intechopen.
com/articles/show/title/acoustic-emission-and-electromagnetic-effects-in-loaded-rocks

Zakupin A., Bogomolov L., Mubassarova V., Kachesova G. Electromagnetic Effects in Loaded Fracture Mechanics for Durability, Reliability and Safety. Kazan, Russia, 26–31 August, 2012. Kazan: Esis. 2012b. P. 107–114.

Zakupin A.S. Bogomolov L.M., Sycheva N.I. The Effect of Crossed Electric and Magnetic Fields in Loaded Rock Specimens // Materials Science and Engineering A. 2009. V. 521–522. P. 401–404.

Zeigarnik V., Kliuchkin V., Okunev V. Destruction of Artificial Sandstone Samples in a State Close to Unstable with Electrical Pulses / Kocharyan G., Lyakhov A. (Eds). Trigger Effects in Geosystems. 2019. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer. Cham. P. 207–217.

Electromagnetic Initiation of Earthquakes—Field Observations, Laboratory Experiments, and Physical Mechanisms: A Review

V. A. Zeigarnik[a,*], L. M. Bogomolov[b,], and V. A. Novikov[a,***]**

[a] *Joint Institute for High Temperatures, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[b] *Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

**e-mail: zeigarnik@ihed.ras.ru*

***e-mail: l.bogomolov@imgg.ru*

****e-mail: novikov@ihed.ras.ru*

A review of the pioneering studies on the electromagnetic triggered seismicity carried out in Russia in 1995–2020 is presented. Field observations of artificial and natural electromagnetic impacts on seismicity are analyzed. The results of physical modeling of fracture formation and a "laboratory earthquake" by electric impulses on a specialized press machine and on a spring-block model of a crustal fault are described. The probable mechanisms of a triggering electromagnetic impact on the deformation processes in the source of an earthquake are considered. The results of the field experiments, laboratory modeling, and theoretical analysis carried out over the past 25 years prove the existence of a new type of triggering impact on the deformation processes in the Earth crust – electromagnetic initiation of seismic events. The possible ways of using electromagnetic triggered seismicity to reduce seismic hazard are discussed.

Keywords: electromagnetic field, earthquake source, initiation of seismic events

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 67–82

УДК 550.34.06.013.2

ХУБСУГУЛЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ, 12.01.2021 г. $M_W = 6.7$, $M_L = 6.9$ И АФТЕРШОКИ НАЧАЛЬНОГО ПЕРИОДА[1]

© 2022 г. А. Ф. Еманов[1,*], А. А. Еманов[1,3], В. В. Чечельницкий[2], Е. В. Шевкунова[1], Я. Б. Радзиминович[2,4], А. В. Фатеев[1,3], Е. А. Кобелева[2], Е. А. Гладышев[1], В. В. Арапов[1], А. И. Артёмова[1], В. Г. Подкорытова[1]

[1]Алтае-Саянский филиал ФИЦ "Единая геофизическая служба РАН", г. Новосибирск, Россия
[2]Байкальский филиал ФИЦ "Единая геофизическая служба РАН", г. Иркутск, Россия
[3]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[4]Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
*E-mail: alex@gs.nck.ru

Поступила в редакцию 10.04.2021 г.
После доработки 10.06.2021 г.
Принята к публикации 29.07.2021 г.

Хубсугульское землетрясение (12.01.2021 г. $M_W = 6.7$, $M_L = 6.9$) произошло в Северной Монголии недалеко от границы с Россией. Оно вызвало IX-балльные колебания в эпицентре и ощутимые колебания в городах и поселках Восточной и Западной Сибири. Землетрясение произошло в районе одноименного разлома и вызвало интенсивный афтершоковый процесс на участке между двумя изломами. Охваченный афтершоками участок разлома уходит от озера в северо-западном направлении. Сейсмически активизирован участок границы древнего Тувино-Монгольского микроконтинента, в котором размещены параллельные рифтовые впадины: Хубсугульская, Дархатская, а также Бусингольская, состоящая из трех линейно вытянутых впадин. До сих пор район Бусингольской впадины отличался высокой сейсмичностью, район Дархатской – умеренной и Хубсугульской – пониженной сейсмичностью. Землетрясение 2021 г. – крупнейшее за всю историю на Хубсугульском разломе. Уровень графика повторяемости для афтершоков менее чем за два месяца превысил уровень годового графика повторяемости землетрясений для Алтае-Саянской горной области. Плотность афтершоков вдоль разлома неравномерна, структура увязывается с односторонним блочным строением земной коры с востока от активизированного участка разлома. Сейсмический потенциал Хубсугульского разлома оценивался в $M_{max} = 7–7.5$, и данное землетрясение в соответствии с геологическими данными не является максимально возможным. Учитывая, что сейсмическая активизация после Бусингольского землетрясения 1991 г. еще не завершилась, мы имеем в Тувино-Монгольском блоке две сильные активизации, способные оказать значимое влияние на эволюцию его сейсмичности.

DOI: 10.31857/S0002333722010021

ВВЕДЕНИЕ

Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г. с $M_L = 6.9$ произошло на восточной границе Тувино-Монгольского блока и вызвало интенсивный афтершоковый процесс. Данный блок испытывает поднятие и одновременно к нему приурочены рифтовые впадины [Актуальные..., 2005; Леви и др., 2009; Саньков и др., 2003]. Столь сильного землетрясения в районе западного фланга оз. Хубсугул до сих пор не происходило. Сейсмологическая сеть станций, регистрирующая в непрерывном режиме с передачей информации в обрабатывающие центры в городах Новосибирск, Иркутск и Улан-Батор, представлена на рис. 1.

Из рис. 1 следует, что при большом общем количестве станций, близких к эпицентру станций нет. Данный факт затрудняет определение глубины очага как главного события, так и его афтершоков. В такой ситуации дана лишь оценка глубины, при которой мы получаем минимальную невязку определения координат эпицентра. Минимальная невязка была получена при глубине очага главного события 8 км.

Обработка сейсмических данных происходит в три этапа: автоматическое определение параметров сейсмического события, оперативная обработка, окончательная обработка с использовани-

[1] Год назад, 12.01.2021 г. недалеко от озера Байкал, в районе озера Хубсугул (Монголия) произошло сильное землетрясение. В этом номере журнала мы публикуем две статьи, посвященные этому землетрясению.

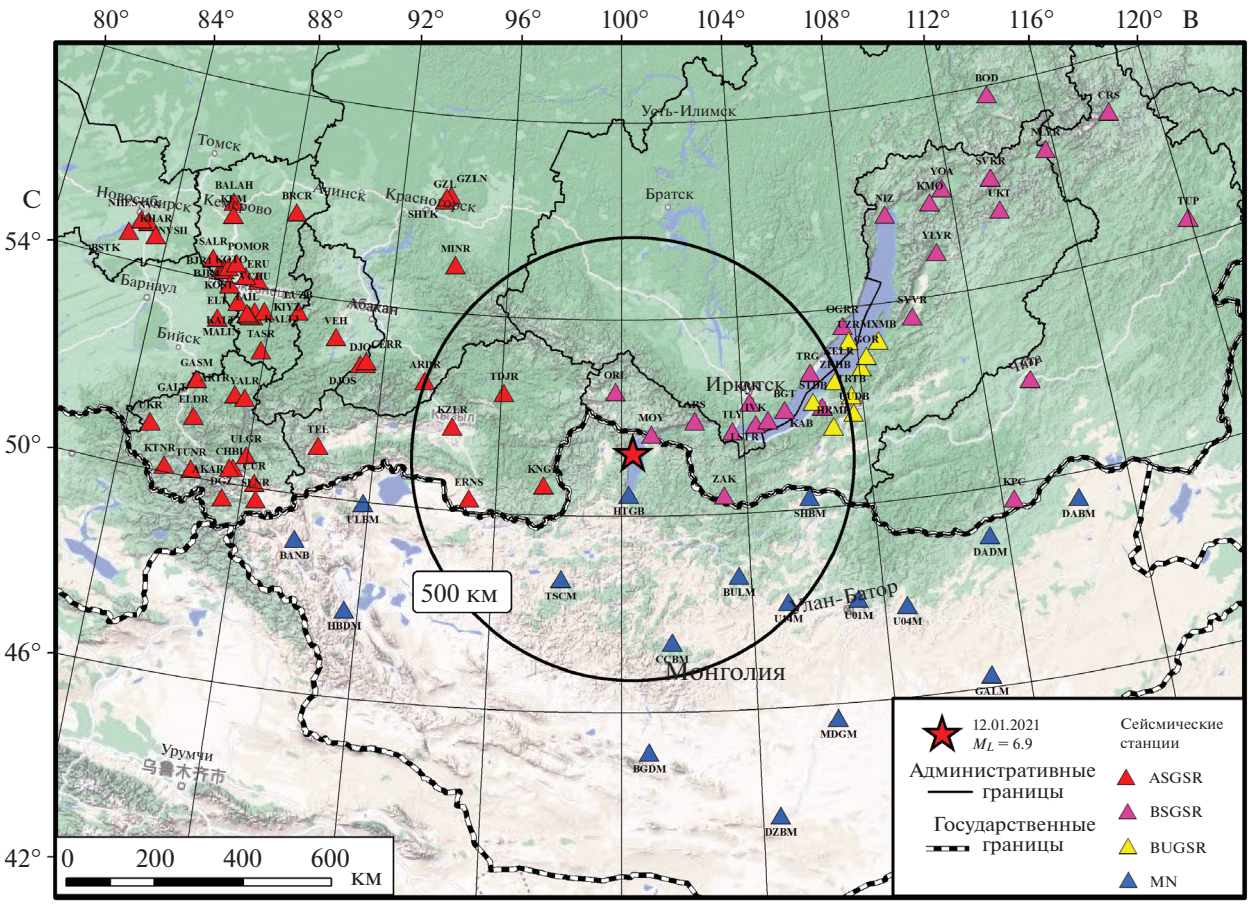


Рис. 1. Карта сети сейсмологических станций и эпицентр Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 г., $M_L = 6.9$.

ем всех доступных данных. Все виды обработки в Центре выполняются с использованием системы SeisComP3 [Weber et al., 2007; Hanka et al., 2010]. Данная система позволяет определять весь основной комплекс параметров сейсмических событий: локализация гипоцентра, оценка энергетических характеристик, построение механизмов очагов землетрясений и др. При этом система обладает большими возможностями оценки качества рассчитываемых параметров сейсмических событий.

Определение положения эпицентра рассчитываются с помощью программы LocSat [Bratt, Bache, 1988] в рамках глобальной скоростной модели IASPEI91 [Kennet, 1991].

Всего в центр обработки поступают данные приблизительно с 300 станций со всего мира.

АФТЕРШОКИ ХУБСУГУЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

В соответствии с рис. 2а, в эпицентральной области, обозначенной малой прямоугольной рамкой, в предшествующем году сейсмическая активность практически отсутствовала.

На рис. 2б представлена карта эпицентров афтершоков Хубсугульского землетрясения за первый месяц после главного события. В пределах большой рамки 4900 землетрясений, в пределах малой рамки 4556 землетрясений.

Понятно, что преимущественно мы имеем дело с развитием афтершокового процесса вдоль разломной зоны, но в то же время сейсмический процесс затронул области, выходящие за рамки собственно разломной зоны.

Тектоническое строение эпицентральной зоны рассматривалось в ряде работ [Актуальные..., 2005], но наиболее подробная схема сетки разломов для эпицентральной области опубликована в работе [Парфеевец, Саньков, 2006]. Именно эта сетка разломов совмещена с картой плотности афтершоков (рис. 4). Площадь круга на карте плотности афтершоков равна $S = \pi R^2$, где $R = 0.02°$.

Очаговая область совпадает с тектоническим нарушением, уходящим в сторону от оз. Хубсугул и являющимся границей Тувино-Монгольского блока (микроконтинента). Плотность афтершо-

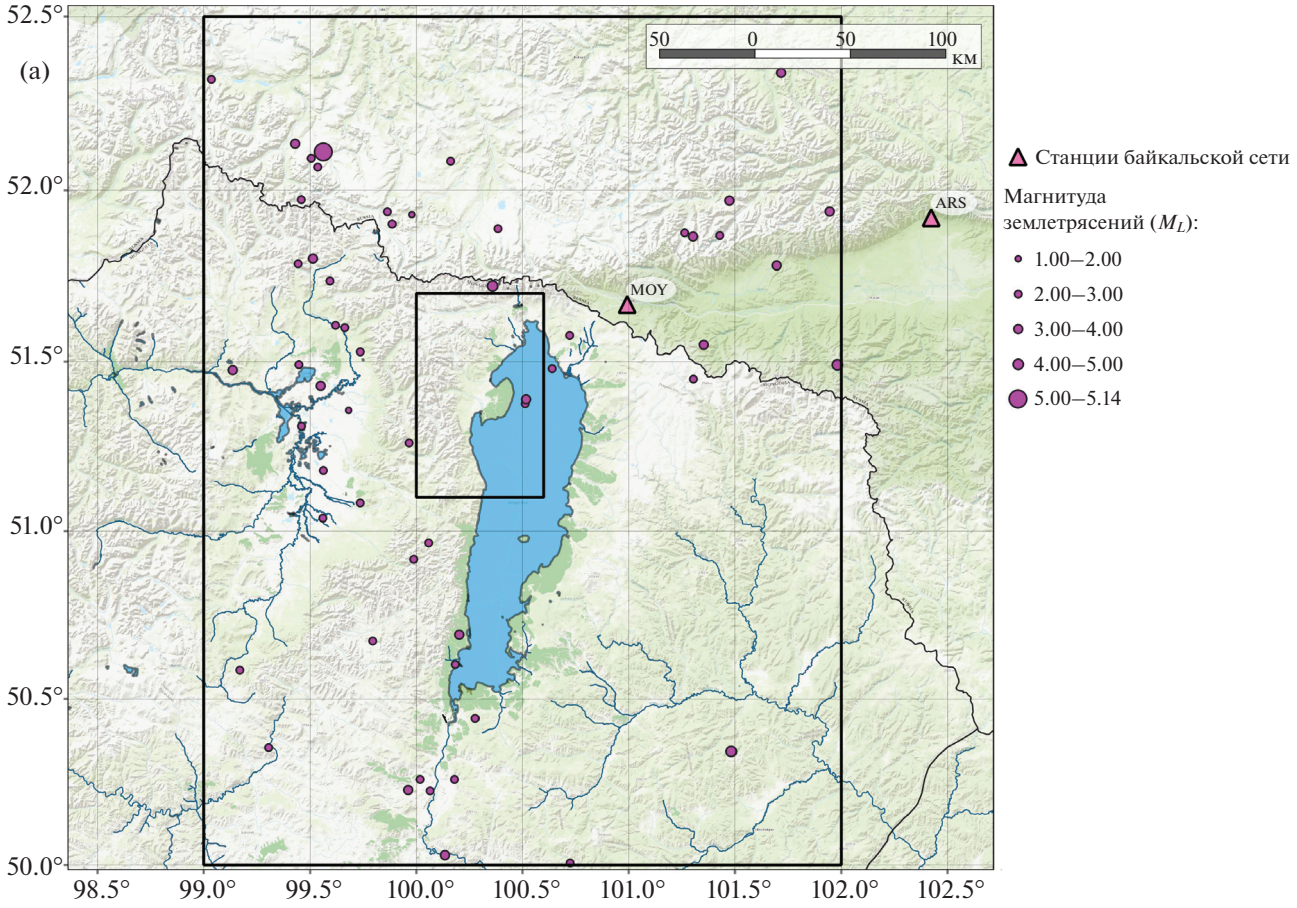


Рис. 2. Карта эпицентров Хубсугульского землетрясения, его афтершоков и незначительной фоновой сейсмической активности: (а) с 01.01.2020 по 11.01.2021 гг.; (б) с 11.01.2021 по 10.02.2021гг. (Выбор границ рамок был произведен в соответствии: с границами охвата афтершоковой сейсмической активности Хубсугульского землетрясения (малая область) и с наличием эпицентров землетрясений в ближайшей к афтершоковому процессу области в течение 2020–2021 гг. (большая область). Отрицательные магнитуды у землетрясений фиксировались вблизи станции MOY (на расстоянии от ~6.7 км) байкальской сети; события не относились к ближайшей зоне афтершоковой активности).

ков вдоль активизированной области неравномерна. По-видимому, это связано с наличием оперяющих разломов справа и, как следствие, со сложной блоковой структурой земной коры в активизированной области.

Главное событие, казалось бы, размещено на окраине сейсмически активизированной области, но этот вопрос является предметом дополнительных исследований из-за сложности записей начала главного события.

На рис. 4 показано развитие афтершокового процесса во времени при сносе событий на линию разлома. Характерно, что главное событие сейсмически активизировало афтершоковую область сразу по всей ее длине, и даже афтершок с магнитудой 6 не привел к пространственному развитию афтершоковой области. В начальный период происходит большое количество землетрясений с магнитудами более 5. Магнитуды, превышающие 4, продолжают наблюдаться также и за пределами представленного на рис. 4 интервала времени. Афтершоковый процесс Хубсугульского землетрясения, судя по энергии афтершоков и их количеству, высвобождает большой уровень энергии.

На рис. 5 дано другое представление развития афтершокового процесса во времени без учета линейных размеров активизированной области. При координатах магнитуда–время на график нанесены все землетрясения из малого прямоугольника на рис. 2б.

Судя по числу афтершоков в единицу времени и по числу землетрясений с максимальными энергиями, наблюдается медленное ослабление афтершокового процесса со временем. Выполнена полная обработка афтершоков за январь и февраль 2021 г., но как следует из рис. 5, землетрясения с магнитудами ниже 1–1.5 в афтершоковом процессе практически не наблюдаются. Вероятнее всего это связано с недостаточной

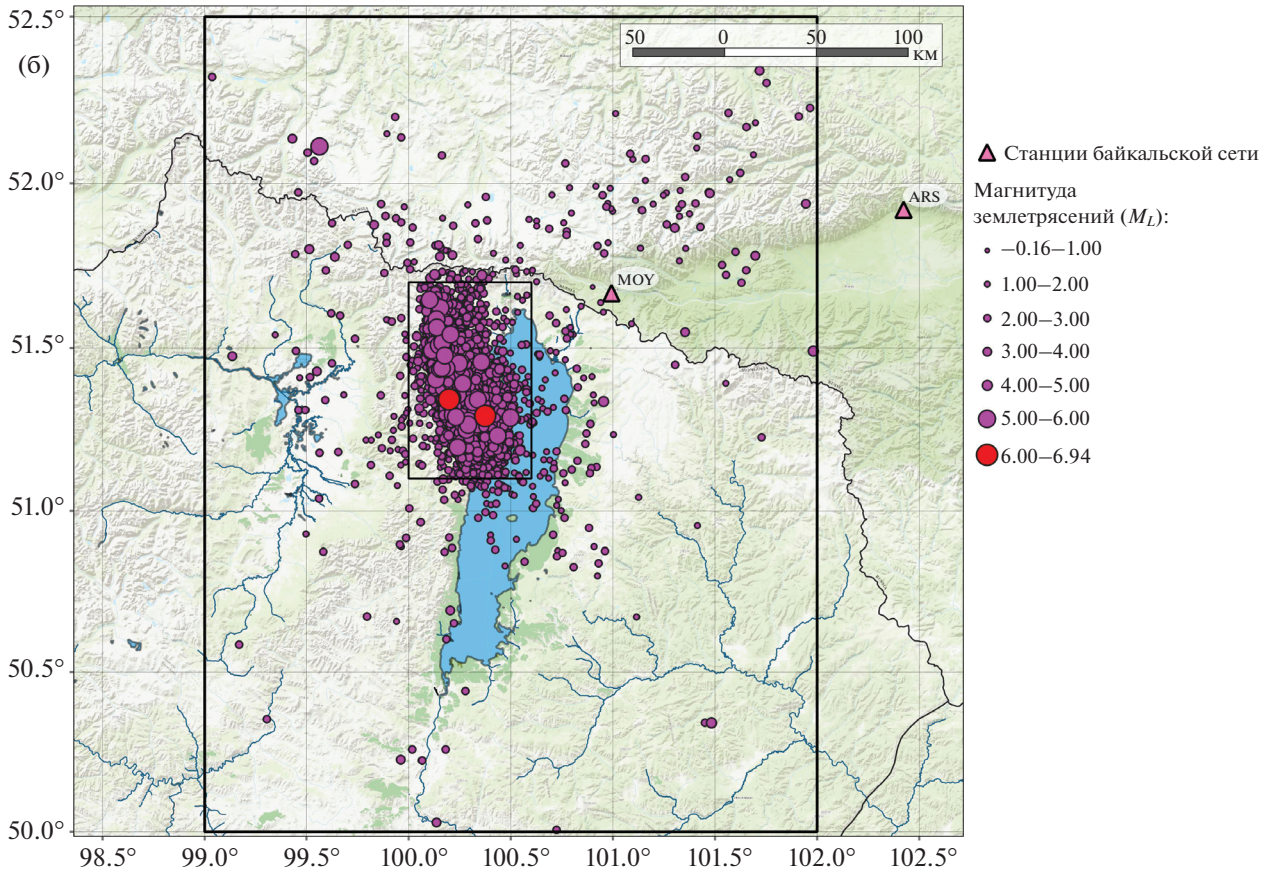


Рис. 2. Окончание.

представительностью регистрации в эпицентральной области.

Представительной регистрацию в данном районе можно считать, начиная с M_L = 2–2.5. Такая оценка представительности получена, исходя из размеров линейной части графика повторяемости землетрясений (рис. 6).

На рис. 6 представлен график повторяемости для афтершоков Хубсугульского землетрясения. Большое количество афтершоков позволило в течение двух месяцев накопить количество событий, достаточных для получения линейной зависимости в логарифмическом масштабе, характерной для периода устоявшегося развития сейсмичности. Афтершоковая активность эпицентральной области продолжается, и судя по афтершокам других землетрясений в Центральной Азии, может продолжаться годы и даже десятилетия [Опарин и др., 2008]. При этом сейсмический процесс, вызванный Бусингольским землетрясением 1991 г., продолжается по сей день в виде пульсирующей активизации. Для Урег-Нурского землетрясения активный период афтершокового процесса составил около 5 лет, с развитием в это время активизации по поперечному разлому, что обеспечило значительное отклонение от закона Омори для афтершокового процесса в целом. Для Чуйского землетрясения 2003 г. афтершоковая активность продолжается по сей день с появлением активизации смежных геологических структур вплоть до новых крупных землетрясений (Айгулакское землетрясение, 2019 г.), порождающих сильные афтершоковые процессы [Еманов и др., 2021].

Коэффициент наклона графика повторяемости (–0.72) близок к таковому для аналогичного графика для Алтае-Саянской области по всем историческим и инструментальным данным (–0.77), а также полностью совпадает с коэффициентом наклона для Алтае-Саянской области в 2016 г.

Определение положения гипоцентров землетрясений и построение их механизмов осуществлялось с помощью ряда современных программных комплексов, использующих новейшие методы цифровой обработки данных. К таким программам относятся: Hypoinverse-2000 (локализация событий в рамках многослойной скоростной модели), FPFIT (расчет фокальных механизмов и их отображение).

Программа Hypoinverse-2000 имеет ряд особенностей. В частности, в нее включена система

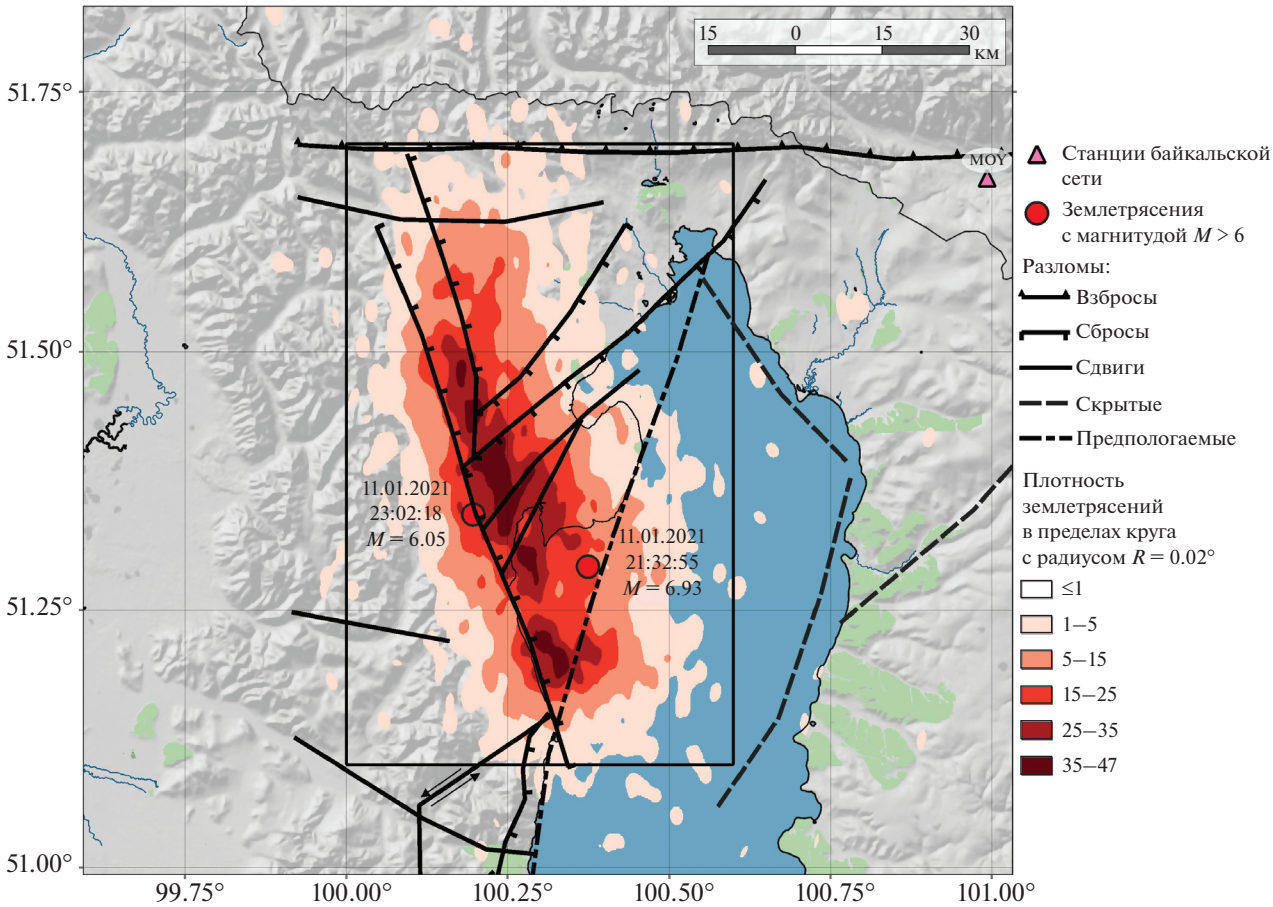


Рис. 3. Карта плотности афтершоков Хубсугульского землетрясения за период январь–март 2021г. Разломы соответствуют представленным в работе [Парфеевец, Саньков, 2006].

взвешивания по расстоянию – изменение веса фаз в процессе расчета в зависимости от получаемых невязок. Поскольку в локализации события участвуют только первые вступления, программа хорошо подходит для определения гипоцентров по данным локальных сетей. При достаточно плотном окружении эпицентра землетрясения близкими станциями большинство других программ дадут сопоставимые результаты. Основные расхождения будут в том случае, если станций недостаточно и окружение ими неравномерно. Таким образом, точность определения абсолютного положения гипоцентра обусловлена несколькими факторами: геометрией сети наблюдений, доступными фазами вступлений волны, точностью снятия времен вступлений и знанием скоростной структуры земной коры. При этом именно последний пункт наиболее значимый при определении точности глубины очага землетрясений.

Определение основных параметров механизмов очагов землетрясений, таких как положение двух нодальных плоскостей и осей напряжений, выполнены по знакам первых вступлений с использованием программы FPFIT, написанной П. Ризенбергом и Д. Оппенхеймером (Геологическая служба США). В программе FPFIT находится решение типа “двойной пары сил” для построения плоскости разрыва, которое наилучшим образом удовлетворяет данным серии наблюдений полярности первых вступлений для землетрясения. Инверсия достигается через процедуру поиска по сетке в два шага, минимизируя нормированную, взвешенную сумму расхождения в полярности первых вступлений. Минимизация включает в себя два взвешивающих фактора: один, отражающий предполагаемый вариант данных и другой, основанный на абсолютном значении теоретической амплитуды расхождения *P*-волн. Последнее взвешивание дает наименьший вес для наблюдений около нодальных плоскостей. В дополнение к нахождению решения с минимальным расхождением, FPFIT находит альтернативное решение, также соответствующее минимуму в расхождении. Выбор определенного решения можно сделать лишь после анализа возможных ошибок в данных, непромоделированных преломлений и

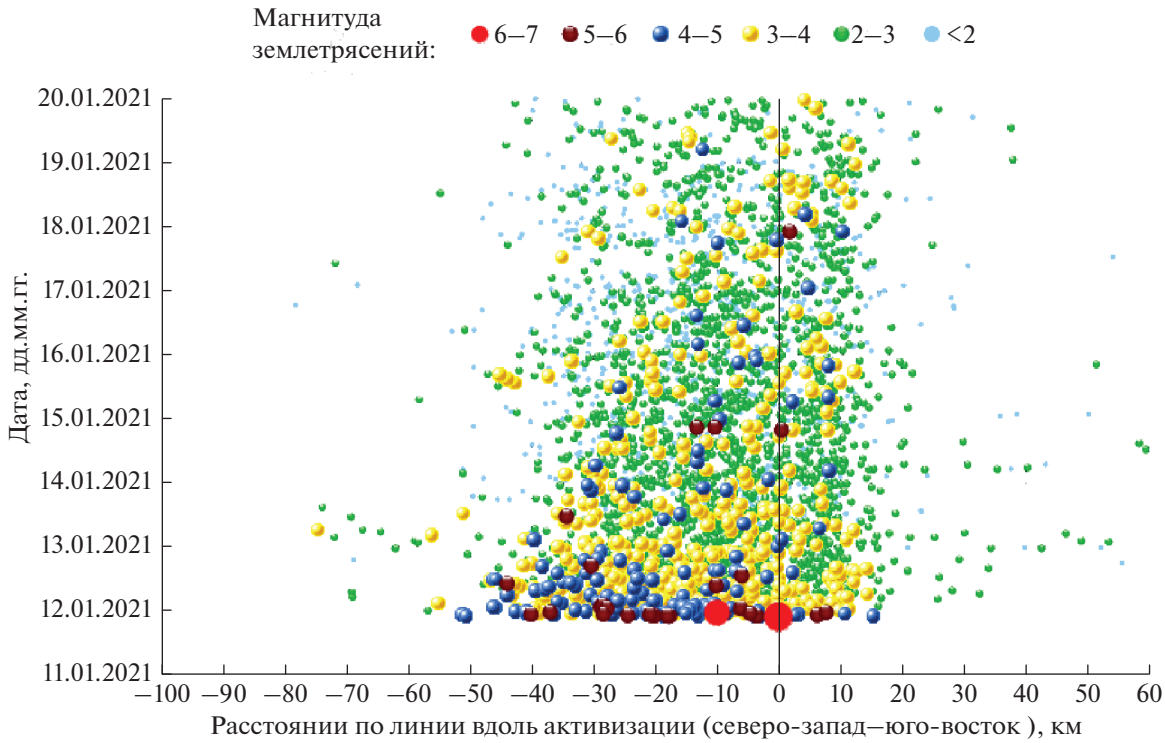


Рис. 4. Развитие афтершоков при их сносе на линию вдоль разломной зоны.

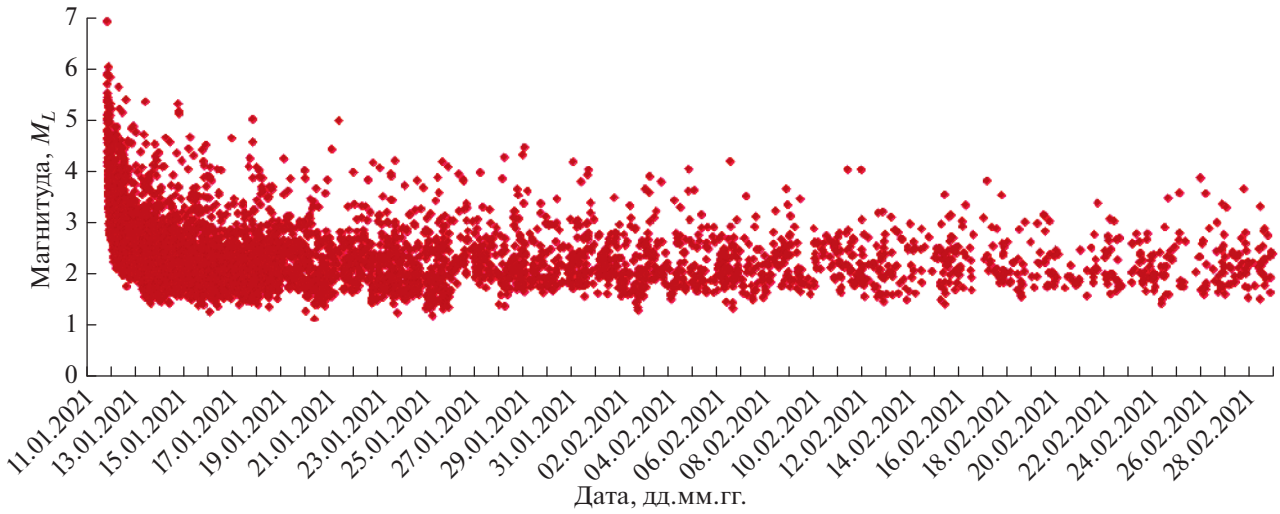


Рис. 5. Развитие афтершокового процесса Хубсугульского землетрясения во времени.

априори известной тектонической обстановки. Для каждого построенного фокального механизма FPFIT формально оценивает погрешность в параметрах: азимуте простирания, углах падения и подвижках нодальных плоскостей.

На рис. 7 представлены механизмы афтершоков, произошедших до 01.03.2021 г. и для которых получены наиболее уверенные данные по ориентации нодальных плоскостей. Главное событие является практически чистым сбросом, только с небольшой сдвиговой составляющей. Ось растяжения горизонтальна, а ось сжатия незначительно наклонена, что вполне согласуется с существующей тектонической установкой рифтогенеза в районе Хубсугульской впадины. Полученные при этом механизмы сопоставимы с механизмами других агентств (табл. 1). Механизм наиболее

сильного афтершока с $M = 6$ также имеет значительную сбросовую составляющую, практически переходящую во взрез, тогда как более слабые события отражают перераспределение напряжений на оперяющих разломах и блоковой структуре более низкого ранга, их механизмы распределены более хаотично.

ТЕКТОНИКА И ПРЕДШЕСТВУЮЩАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ЭПИЦЕНТРАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

В анализе сейсмичности обычно рассматривается Хубсугульская система грабенов Северной Монголии как единое целое [Хилько и др., 1985; Кочетков и др., 1993; Молнар и др., 1995]. При этом рассматривается сейсмичность Бусингольского грабена, состоящего из трех линейно вытянутых впадин, Дархатского грабена и Хубсугульского.

В Прихубсугульскую неотектоническую зону входят Хубсугульская впадина и параллельные ей Дархатская и Бусингольская, а также разделяющие их поднятия [Парфеевец, Саньков, 2006]. Впадина оз. Хубсугул – полуграбен с крутым западным и пологим восточным бортом. Борта Хубсугульской впадины обрамляют разломы различной направленности. По результатам анализа стресс-тензоров по геологическим данным район характеризуется режимом транспрессии (сжатие со сдвигом) [Парфеевец, Саньков, 2006].

На рис. 8 представлена карта эпицентров землетрясений с $M \geq 4$ в Прихубсугульской зоне. Ближайшие к эпицентру крупнейшие землетрясения – Мондинское землетрясение 1950 г. с магнитудой 7.0 и Бусингольское землетрясение 1991 г. с магнитудой 6.5. Мондинское землетрясение произошло в структуре Тункинской впадины, где сдвиговые компоненты по геологическим данным сочетаются со сбросовыми и даже домини-

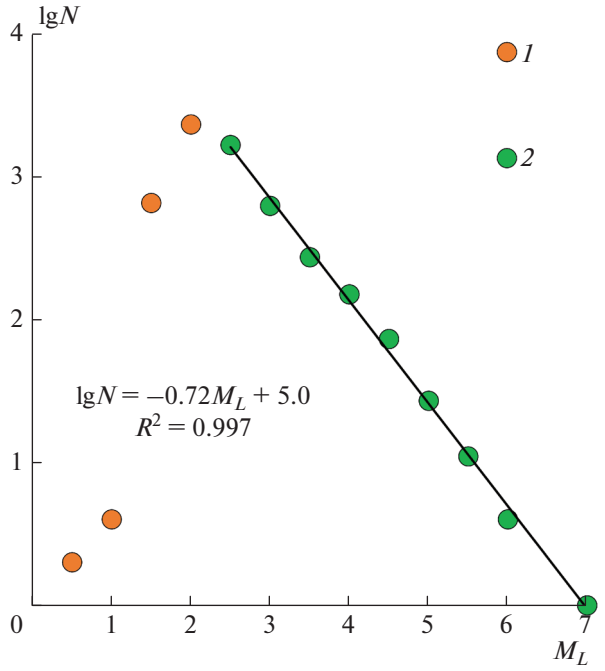


Рис. 6. График повторяемости землетрясений в районе оз. Хубсугул за период 01.01–28.02.2021 г.: *1* – непредставительные данные; *2* – представительные данные.

Таблица 1. Параметры механизмов очагов Хубсугульского землетрясения 11.01.2021 г. По данным ФИЦ ЕГС РАН и других международных агенств

№	Агентство	Дата	То, чч:мм:сс	Гипоцентр			*Mw*	Нодальные плоскости						Стереограмма
								NP1			NP2			
				ϕ_0 N	λ_0 E	*h*, км		STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP	
1	IPGP	11.01.2021	21:32:58	51.241	100.443	13	6.84	237	62	–52	358	46	–139	
2	USGS	11.01.2021	21:32:59	51.281	100.438	11.5	6.74	16	32	–110	219	60	–78	
3	Geofone	11.01.2021	21:32:59	51.21	100.47	18	6.7	226	51	–60	4	47	–121	
4	АСФ ФИЦ ЕГС РАН	11.01.2021	21:32:58	51.13	100.28	8	6.7	30	40	–110	235	53	–74	

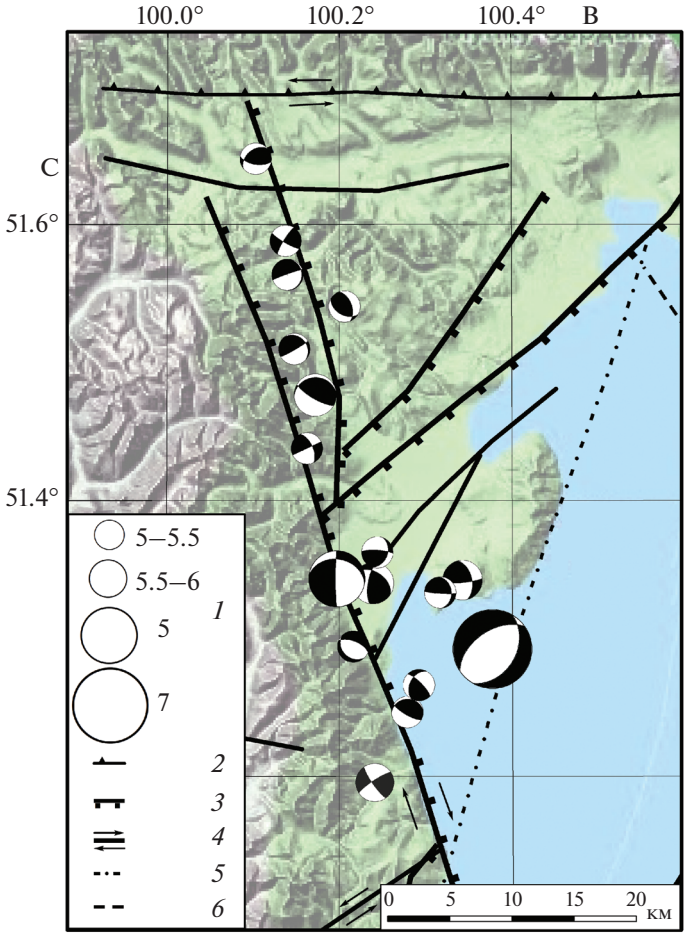


Рис. 7. Механизмы очага главного события и некоторых афтершоков Хубсугульского землетрясения. Стереограммы механизмов очагов приведены в проекции нижней полусферы: *1* – магнитуда; *2–6* – неотектонический разлом по работе [Парфеевец, Саньков, 2006]: *2* – взбросы; *3* – сбросы; *4* – сдвиги; *5* – скрытые; *6* – предполагаемые.

руют над сбросовыми [Молнар и др., 1995]. Мондинское землетрясение произошло хотя и недалеко от Хубсугульского, но в другой структуре и в условиях иного режима напряженного состояния недр. Бусингольское землетрясение 1991 г. произошло в пределах Тувино-Монгольского блока, в рифтовой системе впадин Северной Монголии. После этого землетрясения сформировался интенсивный пульсирующий афтершоковый процесс, продолжающийся уже почти три десятилетия [Еманов и др., 2005; 2006]. При этом главное событие произошло не на главном Бусингольском разломе, вытянутом вдоль одноименной впадины, а на оперяющем разломе, уходящем в Шишхидское нагорье. Пульсирующий режим связан с продвижением активизации вдоль оперяющего разлома от Бусингольской впадины [Еманов и др., 2010].

До Хубсугульского землетрясения крупных событий и интенсивно развивающихся сейсмических активизаций и Дархатской впадине и в Хубсугульской не наблюдалось. Пространство Дархатской впадины заполнено землетрясениями с $M = 4$. В Хубсугульской впадине редкие землетрясения с магнитудой 5 наблюдались в северной и южной частях, а центральная часть впадины и особенно эпицентральная область землетрясения 2021 г. не были сейсмически активными.

Хубсугульское землетрясение 2021 г. своей афтершоковой областью охватило разлом, уходящий в северо-западном направлении от озера. Разнообразие механизмов очагов афтершоков объясняется сложной сеткой разломов в эпицентральной зоне и их разнонаправленностью (рис. 4) [Парфеевец, Саньков, 2006].

Блоковая структура эпицентральной области представлена в работе [Саньков и др., 2003]. Афтершоковый процесс охватывает район блокоразделяющего разлома как раз на участке, где граница блока отходит от озера Хубсугул на северо-запад. Следует отметить, что поле скоростей современных движений для эпицентральной зоны невели-

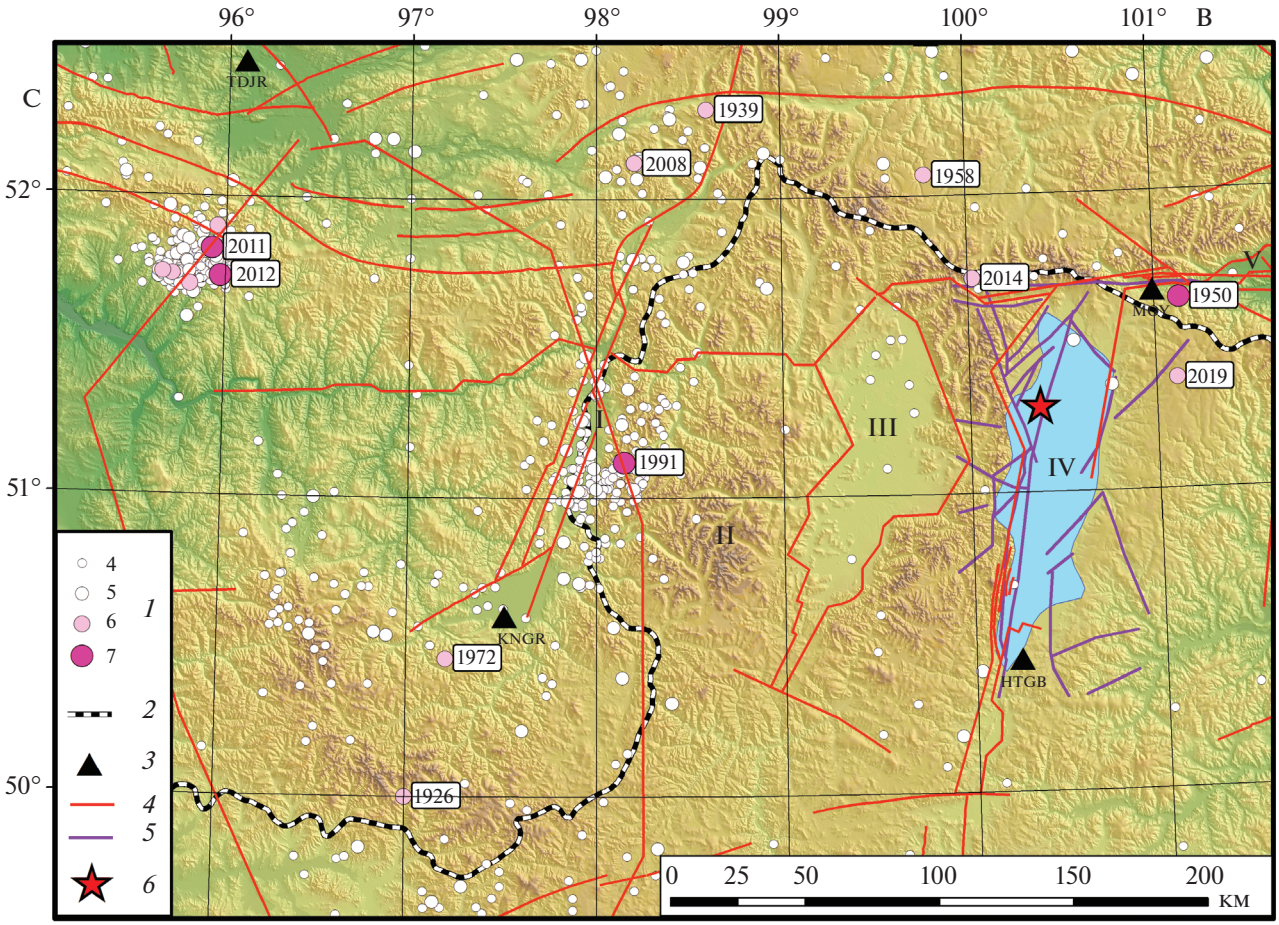


Рис. 8. Карта крупных землетрясений в Тувино-Монгольском блоке до Хубсугульского землетрясения 2021 г.: *1* – магнитуда; *2* – государственная граница; *3* – сейсмическая станция; *4* – неотектонический разлом по работе [Трифонов, 1999]; *5* – неотектонический разлом по работе [Парфеевец, Саньков, 2006]; *6* – эпицентр Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 г. с $M_L = 6.9$. Римскими цифрами на карте обозначены: I – Бусингольский грабен; II – Шишхидское нагорье; III – Дархатский грабен; IV – Хубсугульский грабен; V – Тункинская впадина.

ко. На основе исследований [Саньков и др., 2003] сформировано утверждение, что коллизия Индостана и Евразии определяет лишь ту часть внутриконтинентальных деформаций, которая локализуется западнее 105 меридиана. Основная смена направлений векторов *GPS* движений поверхности происходит в интервале 98°–102° в.д. [Лухнев и др., 2010].

Для района Хубсугульской впадины на основе анализа сейсмологических и геологических данных разработана модель и выполнено физическое моделирование для уточнения напряженного состояния и закономерностей его развития [Саньков и др., 2003; Парфеевец, Саньков, 2006]. По сейсмологическим данным рассматривалось, что сейсмической активностью характеризуется северная часть Хубсугульской впадины и зона широтного Иххорогол-Мондинского разлома к его восточному продолжению, а также для южного окончания Хубсугульской впадины. Для блока земной коры, включающего рифтовые впадины Северной Монголии, преобладающим является транспрессионный режим (сжатие со сдвигом). На севере Хубсугульской впадины были отмечены условия растяжения, а на южном окончании впадины условия сжатия [Саньков и др., 2003]. Иххорогол-Мондинский разлом характеризуется в основном фокальными механизмами сдвигового типа [Мишарина и др., 1983].

Территория Северной Монголии обследована палеосейсмологическим методом [Хилько и др., 1985; Кочетков и др., 1993; Молнар и др., 1995]. В районе эпицентра Хубсугульского землетрясения в предыдущие годы не было обнаружено следов крупных землетрясений как по данным палеогеологии, так и по данным сейсмологических наблюдений [Кочетков и др., 1993]. По данным сети временных станций в 1986–1987 гг. в Прихубсугулье были зарегистрированы несколько слабых землетрясений на разломе, где произошло

рассматриваемое в данной статье землетрясение [Кочетков и др., 1993]. В целом, для сейсмичности Тувино-Монгольского блока в работе [Кочетков и др., 1993] дана следующая характеристика. Выделяются две широтные сейсмические зоны: одна вытянулась вдоль Тункинской впадины (северная), а другая соответствует Болнайскому разлому параллельно первой (южная). Три рифтовые впадины субмеридиональной ориентации вытянулись в направлении север–юг от северной субширотной зоны к южной. Бусингольская система впадин является сейсмически активной, особенно после Бусингольского землетрясения 1991 г. Дархатская впадина характеризуется слабой сейсмичностью по центру впадины. Хубсугульская впадина практически асейсмична относительно двух параллельных структур. Был сделан вывод [Кочетков и др., 1993], что в районе Хубсугульского разлома, вытянутого вдоль западного борта одноименной впадины, идет процесс накопления энергии и вероятным является возникновение крупных землетрясений вдоль этого разлома.

В полном соответствии с результатами предшествующих работ находятся данные о землетрясениях, представленные на рис. 8. К 2021 г. по сейсмической активности структур данного района значимых изменений относительно 90-х годов прошлого века не наблюдается.

Хубсугульское землетрясение 2021 г. вызвало сейсмическую активизацию одного элемента длинного одноименного разлома. Активизированный участок находится между двумя изломами разлома и охватывает участок разлома, уходящий от озера в северо-западном направлении.

Система рифтовых впадин Тувино-Монгольского блока занимает особое положение в геодинамических процессах Байкальской рифтовой зоны и Алтае-Саянской складчатой области. Если в Алтае-Саянской складчатой области землетрясения концентрируются в горном обрамлении впадин, то в Байкальской рифтовой зоне – преимущественно внутри впадин [Еманов и др., 2005]. Для системы Бусингольских впадин характерно сочетание сейсмичности как внутри впадин, так и в горном обрамлении при чередовании развития процесса [Еманов и др., 2006]. Бусингольское землетрясение 1991 г., $M_s = 6.5$ произошло на оперяющем разломе, уходящем от одноименной впадины в северо-восточном направлении внутрь Тувино-Монгольского блока. Именно развитие этого разлома представляет собой пульсирующую сейсмическую активизацию, продолжающаяся уже более двух десятилетий [Еманов и др., 2010; 2021]. Сейсмичность Дархатской впадины по данным современных сейсмологических наблюдений соответствует Байкальскому типу развития сейсмичности [Еманов и др., 2005], когда впадины активны, а горное обрамление неактивно [Флоренсов, 1978]. В случае Хубсугульского землетрясения афтершоковый процесс развивается так же, как и в случае Бусингольского – от впадины в ее горное обрамление, но в северо-западном направлении.

СИЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Данные о сильных движениях грунта при землетрясениях со сравнительно высокими значениями магнитуды имеют значение для сейсмоактивных районов Сибири, прежде всего для уточнения сейсмической опасности и для сейсмического районирования. В связи с этим, сильное Хубсугульское землетрясение, магнитуда которого по данным сейсмологического агентства Global CMT оценивается как $M_W = 6.7$, представляет особый интерес.

Для Хубсугульского землетрясения получены записи сильных движений на сейсмических станциях Алтае-Саянского и Байкальского филиалов ФИЦ ЕГС РАН и станций сейсмической сети Монголии. Динамические параметры движения грунта, зарегистрированные в диапазоне гипоцентральных расстояний от 57 до 551 км, представлены в табл. 2

Наиболее высокое значение пиковых ускорений грунта (PGA) зарегистрировано на сейсмической станции “Монды” (MOY) на расстоянии 57 км от эпицентра и составило 54.6 см/с^2. Значения PGA такой величины регистрируются в Южном Прибайкалье сравнительно редко, что позволяет рассматривать запись станции “Монды” как существенное дополнение к базе данных о сильных движениях грунта на территории Восточной Сибири. С увеличением гипоцентрального расстояния зарегистрированные значения PGA и PGV постепенно снижаются и на дистанции 551 км (станция “Онгурен”) пиковое ускорение составило лишь 1.5 см/с^2 (рис. 9а, 9б).

Интересно отметить, что значения PGA на станциях “Орлик”, “Кунгуртуг” и “Иркутск” очень близки, несмотря на заметную разницу в гипоцентральных расстояниях – 140, 218 и 284 км соответственно (табл. 2, рис. 9а). На амплитуды колебаний, наряду с эпицентральным расстоянием, существенное влияние оказывают грунтовые условия, а также строение верхней части разреза [Павленко, 2009; Калинина и др., 2017; Graizer, Kalkan, 2016; Алешин, 2017; и др.]. Усиление колебаний на станции “Иркутск”, равно как и на станции “Орлик”, может быть объяснено особенностями амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза [Дреннов и др., 2010]. Сравнительно высокое значение PGA, зарегистрированное на станции “Кунгуртуг”, возможно, объясняется азимутальными особенностями распро-

Таблица 2. Параметры колебаний грунтов и интенсивность землетрясения по инструментальным данным

Станция	Код	Δ, км	Аппаратура	PGV, см/с	PGA, см/с^2	f_{SA}, Гц	I_{PGV}, баллы	I_{PGA}, баллы	$I_{PGA \times PGV}$, баллы	$I_{макр.}$, баллы
Монды	MOY	57	ОСП-2М	4.35	54.60	4.1	6.1	6.2	5.9	VI–VII
Орлик	ORL	140	ОСП-2М	4.75	13.90	3.9	6.2	4.7	5.2	VI
Кунгуртуг	KNGR	218	Guralp CMG-5T	3.19	15.20	2.8	5.8	4.8	5.0	V
Талая	TAL	227	ОСП-2М	1.01	6.40	1.6	4.8	3.9	3.9	IV–V
Закаменск	ZAK	228	ОСП-2М	0.62	10.30	4.2	4.3	4.4	3.9	V–VI
Иркутск	IRK	284	Guralp CMG-5T	1.64	13.00	1.7	5.2	4.7	4.6	V
Листвянка	LSTR	311	Guralp CMG-5T	0.55	2.30	1.7	4.2	2.8	2.9	III–IV
Тоджа	TDJR	320	СКМ	0.34	5.60	2.0	3.7	3.8	3.2	I
Тосонцэгэл	TSCM	334	Guralp CMG-6T	0.38	3.40	1.3	3.8	3.2	2.9	–
Тырган	TRG	435	ОСП-2М	0.68	2.30	2.0	4.4	2.8	3.1	IV
Кабанск	KAB	437	ОСП-2М	0.59	4.10	1.8	4.2	3.4	3.3	–
Арадан	ARDR	496	Guralp CMG-6T	0.52	1.66	2.0	4.1	2.4	2.7	II
Онгурен	OGRR	551	ОСП-2М	0.33	1.50	1.7	3.7	2.3	2.4	–

Примечания: подробные сведения о подпочве, аппаратуре и координатах сейсмических станций приведены в работе [Землетрясения России..., 2020]. PGV – пиковые скорости грунта; PGA – пиковые ускорения грунта; f_{SA} – частота, соответствующая максимуму спектра Фурье; I_{PGV}, I_{PGA}, $I_{PGA \times PGV}$ – интенсивность сотрясений по инструментальным данным, рассчитанная соответственно по значениям PGV, PGA и произведению PGA × PGV с использованием уравнений, предложенных в шкале сейсмической интенсивности ШСИ-17 [ГОСТ..., 2017]; $I_{макр.}$ – интенсивность сотрясений по макросейсмическим данным. Записи скоростей из записей ускорений и наоборот получены путем интегрирования и дифференцирования в частотной области с учетом амплитудно-частотных характеристик сейсмометрических каналов; спектры Фурье вычислялись в программе “DeepSoil” [Hashash et al., 2020].

странения сейсмических волн, в частности более низким затуханием в западных румбах от эпицентра. Отметим также, что максимальные значения PGV зарегистрированы на станциях “Монды” и “Орлик” (рис. 9б). Можно предположить, что эффект усиления колебаний на станции “Орлик” обусловлен механизмом очага и связан с направленностью сейсмического излучения из очага землетрясения.

Частоты, соответствующие максимуму спектра Фурье ускорений (f_{SA}), на ближайших к эпицентру станциях “Монды” и “Орлик” равны соответственно 4.1 и 3.9 Гц; на остальных станциях частоты f_{SA} укладываются в диапазон 1.3–2.8 Гц. Согласно СП.286.1325800.2016 “Объекты строительные повышенной ответственности. Правила детального сейсмического районирования”, оценку преобладающего периода T ускорений рекомендуется рассчитывать по формуле:

$$\lg T = 0.15M_S + 0.25\lg R + C1 - 1.9(\pm 0.2), \quad (1)$$

где: R – гипоцентральное расстояние; коэффициент $C1 = -0.20$ для поддвигов; – 0.10 для взбросов; 0.00 для сдвигов и 0.10 для сбросов.

Сравнение значений преобладающего периода ускорений $T = 1/f_{SA}$, зарегистрированных при Хубсугульском землетрясении, в пределах ошибки согласуется со значениями, вычисленными по формуле (1) при $M_s = 6.7$ для сбросов на 10 станциях, на станциях MOY и ORL разница составила 0.25 и 0.33 ед. лог.

Зарегистрированные пиковые значения ускорений и скоростей позволяют рассчитать инструментальную интенсивность сотрясений по произведению PGA × PGV. По мнению Ф.Ф. Аптикаева и О.О. Эртелевой, инструментальная интенсивность $I_{PGA \times PGV}$ является наилучшей характеристикой сейсмического воздействия [Аптикаев, Эртелева, 2016]. Зависимости PGA, PGV и $I_{PGA \times PGV}$ (рис. 9) от гипоцентрального расстояния описываются следующими регрессионными уравнениями:

$$\lg PGA = 4.61 - 1.58\lg\sqrt{\Delta^2 + H^2} \pm 0.20, \quad (2)$$

$$\lg PGV = 3.01 - 1.25\lg\sqrt{\Delta^2 + H^2} \pm 0.25, \quad (3)$$

$$I_{PGA \times PGV} = 12.9 - 3.77\lg\sqrt{\Delta^2 + H^2} \pm 0.50, \quad (4)$$

где: PGA – пиковое ускорение грунта (см/с^2); PGV – пиковая скорость грунта (см/с); Δ – эпицентральное расстояние (км); H – глубина очага (км). Отметим, что в настоящее время предложено большое количество формул для оценок амплитуд скоростей и ускорений в разных сейсмоопасных районах в зависимости от магнитуды и расстояния. Различие в оценках может достигать 100% по разным формулам [Штейберг и др., 1993], поэтому предпочтительно использовать региональные эмпирические уравнения.

Значения инструментальной интенсивности I_{PGV}, I_{PGA}, $I_{PGA \times PGV}$, рассчитанные по уравнениям, предложенным в новой шкале сейсмической

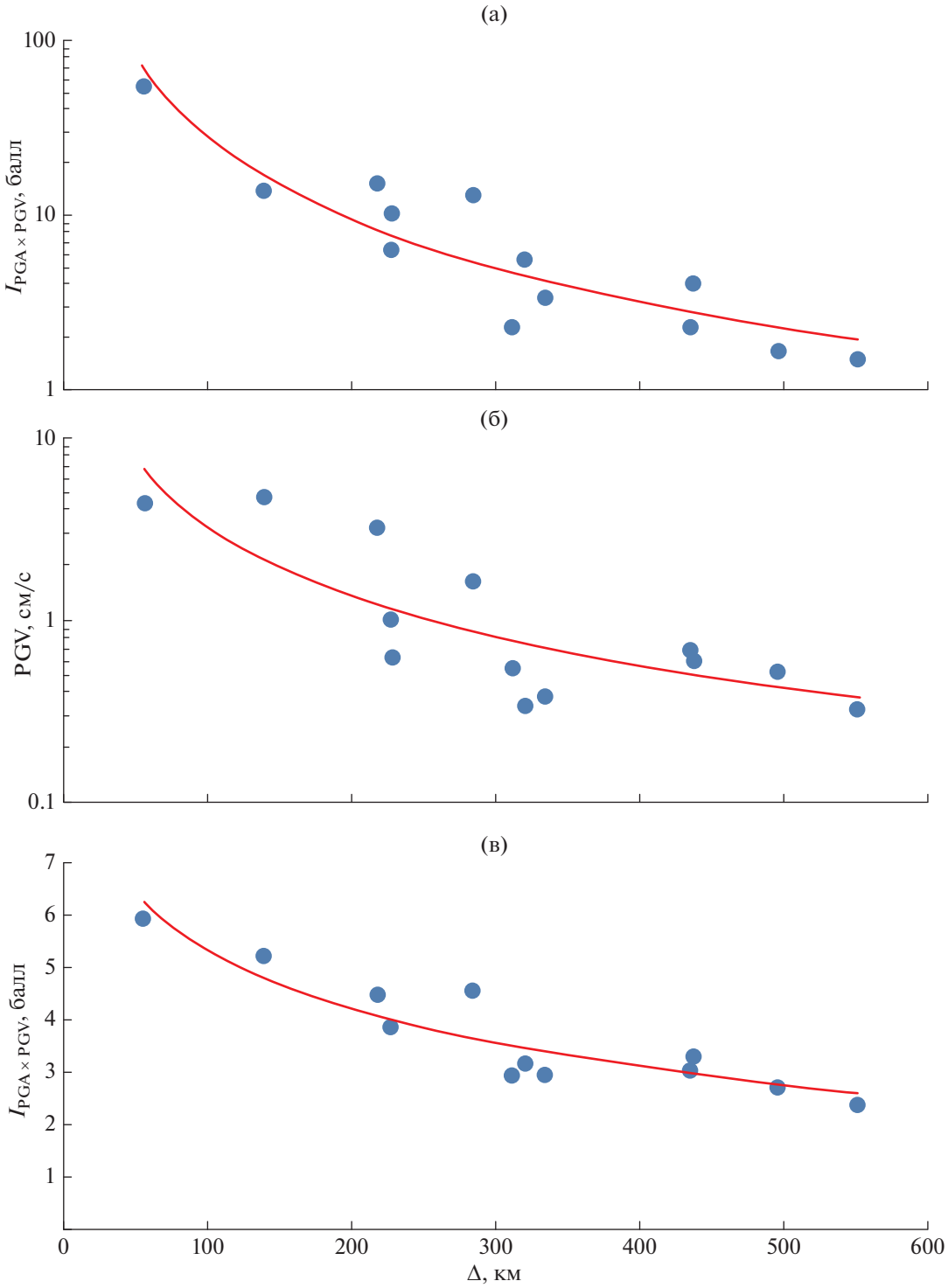


Рис. 9. Затухание пиковых ускорений PGA (а), пиковых скоростей PGV (б) и инструментальной интенсивности сотрясений $I_{PGA \times PGV}$ (в) в зависимости от эпицентрального расстояния. Красные линии – уравнения регрессии (2)–(4).

интенсивности ШСИ-17 [ГОСТ..., 2017], представлены в табл. 2. В этой связи определенный интерес представляет сопоставление оценок интенсивности сотрясений, выполненных по инструментальным записям и наблюденным макросейсмическим эффектам.

Хубсугульское землетрясение ощущалось на очень большой площади (рис. 10), охватывающей

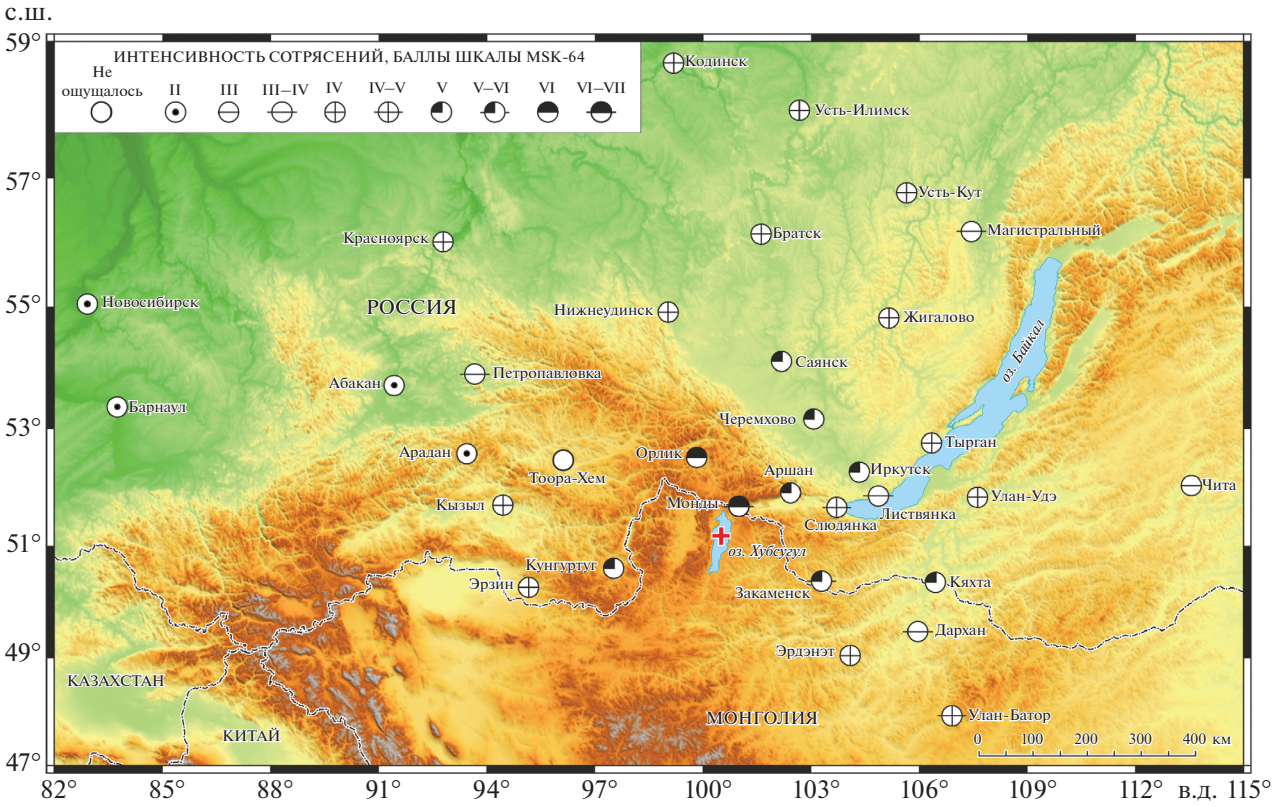


Рис. 10. Макросейсмические проявления Хубсугульского землетрясения 11.01.2021 г. Красным крестом обозначен эпицентр землетрясения по инструментальным данным.

территорию Северной Монголии и несколько субъектов Российской Федерации. Максимальная наблюденная интенсивность сотрясений, оцениваемая в VI–VII баллов, отмечена в п. Монды на эпицентральном расстоянии 57 км. К западу от эпицентра ощутимые колебания распространились до г. Новосибирск (1230 км, II балла), где они были замечены на верхних этажах высотных жилых домов; в восточном направлении макросейсмические эффекты землетрясения отмечены на расстоянии до 900 км в г. Чита (III балла).

В табл. 2 наряду с инструментальными оценками интенсивности приведены оценки, сделанные по реальным макросейсмическим данным. Как следует из представленных данных, в пунктах Орлик, Талая, Иркутск и Тырган наблюдавшиеся макросейсмические эффекты наилучшим образом соотносятся с инструментальной интенсивностью, рассчитанной по значениям PGV. В этих случаях расхождения не превышают 0.5 балла. В пунктах Монды и Арадан наиболее полное соответствие инструментальных и макросейсмических оценок отмечается при использовании в расчетах значений PGA. Инструментальная интенсивность, рассчитанная по произведению PGA × PGV, очень хорошо совпадает с макросейсмической оценкой в пункте Кунгуртуг; также хорошее соответствие отмечается в этом случае при использовании только пиковых ускорений PGA. Относительно хорошее соответствие оценок наблюдается для п. Листвянка. Наихудшее соотношение инструментальных и макросейсмических оценок отмечено для г. Закаменск, где расхождение в оцененной разными способами интенсивности сотрясений может достигать 1 балла. В целом же мы можем констатировать вполне удовлетворительное соответствие инструментальной и макросейсмической интенсивности сотрясений при Хубсугульском землетрясении. Таким образом, полученные данные подтверждают применимость предложенных в шкале ШСИ-17 уравнений для расчета интенсивности сотрясений по инструментальным данным в условиях Южной Сибири. Тем не менее, для более обоснованных выводов необходимо дальнейшее накопление и сопоставление макросейсмической информации и данных о сильных движениях грунта при землетрясениях в широком диапазоне магнитуд.

Интересно также сравнить затухание колебаний при Хубсугульском землетрясении с данными о других относительно сильных землетрясениях Южного Прибайкалья. Так, например, при Быстринском землетрясении с $Mw = 5.5$, произошедшем 21.09.2021 г. в восточной части Тункин-

ской системы впадин, затухание колебаний в диапазоне расстояний 17–351 км описывалось следующими уравнениями [Гилева и др., 2020]:

$$\lg PGA = 4.67 - 1.75\lg\sqrt{\Delta^2 + H^2}, \quad (5)$$

$$\lg PGV = 2.84 - 1.50\lg\sqrt{\Delta^2 + H^2}. \quad (6)$$

Более низкое затухание колебаний при Хубсугульском землетрясении по сравнению с Быстринским может объясняться более низкими частотами колебаний. Данные о возрастании преобладающего периода колебаний с увеличением магнитуды приводится многими авторами. Например, в работах [Graizer, Kalkan, 2007; 2009; 2011] при рассмотрении спектров землетрясений с магнитудами от 4.9 до 7.6 значения преобладающего периода смещаются с 0.15 до 0.5 с. Также нельзя исключать влияние особенностей строения среды при распространении колебаний.

К сожалению, достоверные сведения о макросейсмических эффектах в эпицентральной области Хубсугульского землетрясения отсутствуют по причине ненаселенности территории. Тем не менее, приблизительная оценка эпицентральной интенсивности сотрясений может быть выполнена по уравнению (4) и уравнению макросейсмического поля Н.В. Шебалина [Shebalin, 1972]:

$$I_0 = bM - v\lg H + c, \quad (7)$$

где: I_0 – эпицентральная интенсивность сотрясений; M – магнитуда землетрясения; H – глубина очага, км; b, v и c – эмпирические коэффициенты.

При значении магнитуды $M_S = 6.7$, глубине очага $H = 8$ км и коэффициентах b, v и c, для территории Прибайкалья равных соответственно 1.5, 4 и 4 [Новый каталог..., 1977], оценка эпицентральной интенсивности I_0 составит 10.4 баллов, по уравнению (4) – 9.6 балла. Эти значения представляются существенно завышенными и не отвечающими реальной ситуации. Если принять значение глубины очага 14.3 км по GCMT, оценка интенсивности в эпицентре по макросейсмическому уравнению составит 9.4 балла, по уравнению (4) – 8.6 балла. Таким образом, расчеты эпицентральной интенсивности показывают, что оценка глубины очага землетрясения 8 км представляется заниженной.

Интенсивность сотрясений в эпицентре может быть рассчитана также по уравнению для Монголо-Байкальского региона, предложенному в работе [Сейсмическое районирование..., 1977]:

$$I_0 = 1.33M + 0.2. \quad (8)$$

Использование уравнения (8) позволяет получить более реалистичный результат, согласно которому эпицентральная интенсивность сотрясений составляет 9.1 баллов.

ВЫВОДЫ

– Хубсугульское землетрясение с $M_W = 6.7$, $M_L = 6.9$, 12.01.2021 г. произошло в районе одноименного разлома и вызвало интенсивный афтершоковый процесс на участке этого разлома между двумя изломами. Охваченный афтершоками участок разлома уходит от озера в северо-западном направлении.

– Сейсмически активизированный разлом характеризуется как восточная граница Тувино-Монгольского микроконтинента, с которым связано формирование системы субпараллельных рифтовых впадин, перпендикулярных другим впадинам Байкальской рифтовой зоны.

– По данным сейсмического районирования разлом охарактеризован как зона ВОЗ с вероятностью возникновения землетрясений с магнитудами 7–7.5 [Кочетков и др., 1993].

– Как инструментальных, так и палеогеологических данных о высокой сейсмической активности в эпицентральной зоне Хубсугульского землетрясения нет. На основе анализа развития сейсмичности около рифтовых впадин Бусингольской и Дархатской был дан прогноз подготовки крупного землетрясения в районе Хубсугульского разлома [Кочетков и др., 1993], который данным землетрясением подтвержден.

– Афтершоки только в первые два месяца после главного события (около 5 тысяч) позволили сделать вывод о неоднородности площадного развития афтершоков и наличия связи с однобокой оперяющей структурой разломов, обеспечивающей блоковое строение эпицентральной области.

– При Хубсугульском землетрясении по данным изучения сильных движений и макросейсмических проявлений и на основе регионального макросейсмического уравнения для Байкальской рифтовой зоны дана оценка интенсивности сотрясений в эпицентре в 9 баллов. Отмечено более слабое затухание колебаний в пространстве, чем это было при Быстринском землетрясении 2020 г., что объясняется различиями в частотах колебаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аки К. Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х томах / К. Аки П. Ричардс. М.: изд-во АН СССР. 1959–1996.

Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Леви К.Г., Шерман С.И. (отв. ред.). Новосибирск: изд-во СО РАН. 2005. 297с.

Алешин А.С. Континуальная теория сейсмического микрорайонирования. М.: Научный мир. 2017. 302 с

Аптикаев Ф.Ф., Эртелева О.О. Российская сейсмическая шкала нового поколения // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 2. С. 43–52.

Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.

Гилева Н.А., Кобелева Е.А., Радзиминович Я.Б., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Быстринское землетрясение 21.09.2020 г. (*Mw* = 5.5) в Южном Прибайкалье: Предварительные результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47. № 4. С. 55–71.

ГОСТ. Р57546-2017. Землетрясения. Шкала сейсмической интенсивности. М.: Стандартинформ. 2017. 28 с.

Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы Юго-Западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2011. Т.52. №5. С.712-724.

Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннова Н.Н. Влияние верхней части разреза на амплитудно-частотный состав сейсмического сигнала на примере сейсмических станций Прибайкалья и Забайкалья // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 2. С. 48–58.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2005. Т. 8. № 1. С. 49–64.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Рудаков А.Д. Общее и индивидуальное в развитии афтершоковых процессов крупнейших землетрясений Алтае-Саянской горной области // Физическая мезомеханика. 2006. Т. 9. № 1. С. 33–44.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В. Сейсмические активизации в Белино-Бусингольской зоне // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. Спец. выпуск. С. 72–77.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Соловьев В.М., Шевкунова Е.В., Гладышев Е.А., Антонов И.А., Корабельщиков Д.Г., Подкорытова В.Г., Янкайтис В.В., Елагин С.А., Сережников Н.А., Дураченко А.В., Артемова А.И. Сейсмологические исследования в Алтае-Саянской горной области // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 2. С. 20–51.

Землетрясения России в 2018 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2020. 211 с.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. № 10. С. 1060–1074.

Калинина А.В., Аммосов С.М., Быкова В.В., Татевосян Р.Э. О применимости стандартного спектра реакции для оценки ожидаемых сейсмических воздействий // Вопросы инженерной сейсмологии. 2017. Т. 44. № 2. С. 61–73.
https://doi.org/10.21455/VIS2017.2-4

Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А., Ружич В.В., Турутанов Е.Х., Арвисбаагар Н., Баясгалан, Кожевников В.М., Эрдэнбелэг Б., Чипизубов А.В., Монхоо Д., Аниканова Г.А., Ключевский А.В., Найдич В.И., Баяр Г., Боровик Н.С., Гилева Н.А., Адьяа М., Балжинням И., Джурик В.И., Потапов В.А., Юшкин В.И., Дугармаа Т., Цэмбэл Л. Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья. Новосибирск: Наука 1993. 182 с.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М: ИЛСАН. 2004. 182 с.

Леви К.Г., Шерман С.И., Саньков В.А. Современная геодинамика Азии: карта, принципы составления, геодинамический анализ // Геотектоника. 2009. № 2. С.78–93.

Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В., Кале Э. Вращения и деформации земной поверхности в Байкало-Монгольском регионе по данным GPS -измерений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 7. С. 1006–1017.

Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И. Юго-Западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1983. № 2. С. 74–83.

Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Демьянович М.Г., Борисов В.А., Ващилов Ю.Я. Деформация и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе. Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона / Н.А. Логачев, В.М. Кочетков, Ю.А. Зорин (ред.). Новосибирск: Наука. 1995. С. 5–55.

Опарин Н.В., Сашурин А.Д., Кулаков Г.И., Леонтьев А.В., Назаров Л.А., Назарова Л.А., Тапсиев А.П., Хачай О.А., Хачай О.Ю., Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Колесников Ю.И., Немирович-Данченко М.М., Востриков В.И., Юшкин В.Ф., Яковицкая Г.Е., Акинин А.А., Кю Н.Г., Панжин А.А., Дядьков П.Г., Кучай О.А., Кесельман С.И., Борисов В.Д. Современная геодинамика массива горных пород верхней части литосферы: истоки, параметры, воздействие на объекты недропользования. Новосибирск: изд-во СО РАН. 2008. 449с.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Грачев А.Ф. (отв. ред.). М.: ОИФЗ РАН. Центр ГЕОН. 2000. 487с.

Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин (ред.). М.: Наука. 1977. 535 с.

Павленко О.В. Сейсмические волны в грунтовых слоях: нелинейное поведение грунта при сильных землетрясениях последних лет. М.: Научный мир. 2009. 260 с.

Парфеевец А.В., Саньков В.А. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Леви К.Г. (отв. ред.) Новосибирск: Академ. изд-во ГЕО. 2006 . 151 с.

Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Ашурков С.В., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ж. Современные движения земной коры Монголо-Сибирского региона по данным GPS-геодезии // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 6. С. 792–795.

Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / В.П. Солоненко (ред.). Новосибирск: Наука. 1977. 301 с.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. Тр. ГИН РАН. Вып. 514. М.: Научный мир. 1999. 242 с.

*Уфимцев Г.*Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: изд-во ИГУ 2002. 493 с.

Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М. Наука. 1978. 238 с.

Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Гилева Н.А., Ласточкин С.В., Балжинням И., Монхоо Д. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. Тр. совмест-

ной советско-монгольской научно-иссл. геол. экспедиции. М.: Наука.1985. Вып. 41. 224 с.

Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф. и др. Методы задания сейсмических воздействий. Задание сейсмических воздействий. Вопросы инженерной сейсмологии. 1993. Вып. 34. С. 5–94.

Bratt S.R., Bache T.C. Locating events with a space network of regional arrays // Bulletin of the Seismological Society of America. 1988. V. 78. P. 780–798.

Graizer V.M., Kalkan E. Ground Motion Attenuation Model for Peak Horizontal Acceleration from Shallow Crustal Earthquakes // Earthquake Spectra. 2007. V. 23. № 3. P. 585–613.
https://doi.org/10.1193/1.2755949

Graizer V., Kalkan E. Prediction of Spectral Acceleration Response Ordinates Based on PGA Attenuation // Earthquake Spectra. 2009. V. 25. № 1. P. 39–69.
https://doi.org/10.1193/1.3043904

Graizer V., Kalkan E. Modular Attenuation Modeling // Seismological Research Letters. 2011. V. 82. № 1. P. 21–31.
https://doi.org/10.1785/gssrl.82.1.21

Graizer V., Kalkan E. Summary of the GK15 ground-motion prediction equation for horizontal PGA and 5% damped PSA from shallow crustal continental earthquakes // Bulletin of the Seismological Society of America. 2016. V. 106. № 2. P. 687–707.
https://doi.org/10.1785/0120150194

Hanka W., Saul J., Weber B., Becker J., Harjadi P. Fauzi and GITEWS Seismology Group. Real-time earthquake monitoring for tsunami warning in the Indian Ocean and beyond // Nat. HazardsEarthSyst. Sci. 2010. V. 10. P. 2611–2622.

Hashash Y.M.A., Musgrove M.I., Harmon J.A., Ilhan O., Xing G., Numanoglu O., Groholski D.R., Phillips C.A., Park D. "DEEPSOIL 7.0, User Manual". Urbana, IL: Board of Trustees of University of Illinois at Urbana-Champaign. 2020. 170 p.

Kennett B.L.N. (Ed.) IASPEI 1991 Seismological Tables. Research School of Earth Sciences. Australian National University. 1991. 167 p.

Klein J.C. Users Guide HYPOINVERSE-2000 a Fortran Program to Solve for earthquake hypocentral parametrs, magnitude and first motion pattern. J.C. Lahr. U.S. geological survey. Open-file report. 80–59. 1980. 59 p.

Resenberg P.A. FPFIT, FPPLOT, and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. P.A. Reasenberg D. Oppenheimer. U.S. Geological Survey. Open-File Report. 85–739. 1985. 109 p.

Shebalin N.V. Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. 1972. V. 6. № 4. P. 316–323.
https://doi.org/10.1016/0031-9201(72)90016-7

The Khuvsgul Earthquake of January 12, 2021 ($M_W = 6.7$, $M_L = 6.9$) and Its Early Aftershocks

A. F. Emanov[a,*], A. A. Emanov[a,c], V. V. Chechel'nitskii[b], E. V. Shevkunova[a], Ya. B. Radziminovich[b,d], A. V. Fateev[a,c], E. A. Kobeleva[b], E. A. Gladyshev[a], V. V. Arapov[a], A. I. Artemova[a], and V. G. Podkorytova[a]

[a] *Altai–Sayan Branch, Federal Research Center "Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences", Novosibirsk, Russia*

[b] *Baikal Branch, Federal Research Center "Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences", Irkutsk, Russia*

[c] *Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

[d] *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

**e-mail: alex@gs.nck.ru*

The M_W 6.7, M_L 6.9 Khuvsgul (Khövsgöl) earthquake occurred on January 12, 2021 in the Northern Mongolia close to the border of Russia. The earthquake caused ground shaking which reached intensity IX at the epicenter and was perceptible in the cities and villages of the Eastern and Western Siberia. The earthquake occurred in the region of the same-name fault and caused intense aftershock process on a segment between two fault's bends. The fault segment encompassed by the aftershocks goes from the lake to the northwest. Seismic activation has involved a segment of the boundary of the ancient Tuva–Mongolian microcontinent hosting the parallel Khuvsugul and Darkhat rift depressions and the Busingol rift depression consisting of three linearly elongated troughs. Until the present, the region of the Busingol depression was distinguished by high seismicity, whereas the regions of the Darkhat and Khuvsgul depressions were characterized by moderate and low seismicity, respectively. The earthquake of 2021 is the largest earthquake that occurred on the Khuvsgul fault over the entire history. In less than two months, the level of the frequency–magnitude graph for the aftershocks has exceeded the level of the annual frequency–magnitude graph of the earthquakes for the Altai–Sayan mountain region. The aftershock density is nonuniformly distributed along the fault; the structure of the distribution is correlated to the unilateral block structure of the Earth's crust east of the activated fault segment. The seismic potential of the Khuvsgul fault was estimated at $M_{max} = 7–7.5$, and this earthquake, as suggested by the geological data, is not the maximum possible event. Given that seismic activation after the 1991 Busingol earthquake has not yet ceased, we have two strong activations in the Tuva–Mongolian block which can significantly affect evolution of its seismicity.

Keywords: Khuvsgul earthquake, strong motion, intensity, Altai–Sayan mountain region, Northern Mongolia, rift depression, seismic activation, aftershock process

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 83–89

УДК 550.31

МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА ХУБСУГУЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 12.01.2021 ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ РСА ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ[1]

© 2022 г. Е. П. Тимошкина[1], В. О. Михайлов[1,2], В. Б. Смирнов[1,2,*], М. С. Волкова[1], С. А. Хайретдинов[1]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

[2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Физический факультет, г. Москва, Россия

*E-mail: vsmirnov@physics.msu.ru

Поступила в редакцию 10.05.2021 г.
После доработки 19.05.2021 г.
Принята к публикации 26.05.2021 г.

Впервые по данным спутниковой радарной интерферометрии построена модель поверхности разрыва землетрясения, произошедшего 12.01.2021 г. под озером Хубсугул (МНР). В построенной модели разрыв этого крупнейшего в данном районе за историю инструментальных наблюдений события имеет северо-западное простирание, угол падения 45°, угол подвижки в интервале от –130° до –150°, среднее смещение 1 м. Разрыв достигает глубины 18 км, его размер по простиранию составляет 26 км. Модель, построенная по данным спутниковой радарной интерферометрии, в отличие от модели поверхности разрыва, построенной Геологической службой США по сейсмологическим данным, показывает, что в северной части озера главный Хубсугульский разлом имеет северо-западное простирание. Полученный результат требует увеличения имеющихся оценок длины сейсмогенной части Хубсугульского разлома в несколько раз.

Ключевые слова: Хубсугульское землетрясение, радарная спутниковая интерферометрия, модель поверхности разрыва.

DOI: 10.31857/S0002333722010094

ВВЕДЕНИЕ

Хубсугульское землетрясение магнитудой $M_w = 6.8$ произошло 12.01.2021 г. Эпицентр события находился под северной частью озера Хубсугул (рис. 1) в точке с координатами 51.31 с.ш. и 100.39 в.д. (по данным Геологической службы США, USGS[2]).

Тектоническое строение области землетрясения сложное. С севера от озера расположена субширотная система Тункинских впадин, которая является юго-западным продолжением Байкальской рифтовой зоны. Западнее субмеридионально ориентированной Хубсугульской рифтовой впадины располагаются еще две параллельные ей области растяжения: Дархатская и Бусийнгольская впадины [Аржанкова и др., 2003; Саньков, Парфеевец, 2020].

Хубсугульская впадина вытянута с юга на север примерно на 125 км, ее ширина меняется от 15 до 30 км. Впадина представляет собой полуграбен с крутым западным и более пологим восточным бортом. Западный борт осложнен крутопадающими сбросовыми разломами [Кочетков и др., 1993]. На рис. 2 приведены основные разломы, полученные из базы данных разломов Евразии [Бачманов и др., 2017]. В работе [Аржанкова и др., 2003] дана схема позднекайнозойской кинематики региональных и локальных разломов северного и западного бортов Хубсугульской впадины, основанная на полевых данных и дешифрировании космических снимков. В этой схеме левосторонние сдвиговые смещения со взбросовой компонентой фиксируются в зоне субширотных разломов, расположенных севернее озера. В северной части озера разломы северо-западного простирания имеют правостороннюю, а северо-восточного – левостороннюю сдвиговую компоненту [Аржанкова и др., 2003].

Относительно положения главного Хубсугульского разлома существуют различные мнения. Например, согласно работам [Лунина, Гладков,

[1] Год назад, 12.01.2021 г. недалеко от озера Байкал, в районе озера Хубсугул (Монголия) произошло сильное землетрясение. В этом номере журнала мы публикуем две статьи, посвященные этому землетрясению.

[2] https://earthquake.usgs.gov/

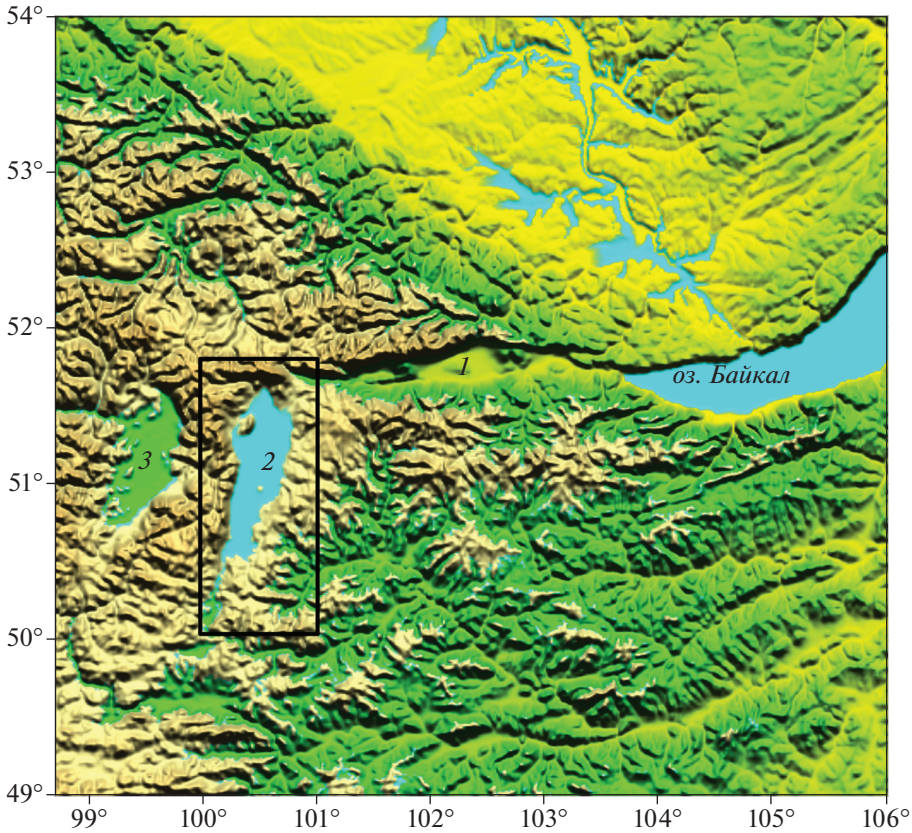


Рис. 1. Обзорная топографическая карта Байкальской рифтовой зоны, Тункинской (*1*), Хубсугульской (*2*) и Бусийнгольской (*3*) впадин. Прямоугольником показан район исследований.

2004; Delvaux et al., 1997; Мельникова и др., 2014] разлом проходит вдоль западного берега озера и имеет в его северной части простирание С–СВ. Согласно работам [Бачманов и др., 2017; Саньков, Парфеевец, 2020], в северной части озера зона главного разлома поворачивает на северо-запад, при этом также выявляется целая система оперяющих разломов СВ простирания (рис. 2). Согласно работе [Ключевский и др., 2017] главный разлом имеет простирание ССЗ, падение на восток, был активен в четвертичное время. Разлом находится в зоне ВОЗ с магнитудой $M = 7$, однако при общей протяженности разлома в 200 км, его сейсмогенная часть оценена всего в 7 км, т.е. существенных сейсмических событий на нем не ожидалось.

Район озера Хубсугул характеризуется слабой современной сейсмической активностью. Максимальные события за последние десятилетия (показаны красными кругами на рис. 2) были землетрясения 06.04.1985 с $M_w = 4.8$ [Радзиминович и др., 2016] и 05.12.2014 г. с магнитудой от 4.3–4.7 [Добрынина и др., 2017] до 4.9 ([Мельникова и др., 2014], сайт USGS).

Для землетрясения 1985 г. определены две следующие нодальные плоскости [Солоненко и др., 1993]: NP1 угол простирания 25°, падения 48° и угол подвижки –102°, для плоскости NP2 соответственно 223°, 43°, –77°. Здесь первая нодальная плоскость согласуется со схемами, в которых главный разлом простирается в направлении СВ. Для землетрясения 05.12.2014 г. параметры нодальных плоскостей по данным сайта USGS: NP1 339°, 74°, –168° и NP2 245°, 79°, –17°. В работе [Мельникова и др., 2014] приведены такие параметры: NP1 154°, 69°, 150° и NP2 256°, 62°, 24°. Эти два решения различаются существенно. Нодальные плоскости NP1 в этих решениях вытянуты параллельно разлому северо-западного простирания (рис. 2), но плоскость NP1 в решении USGS имеет падение на СВ, что согласуется со схемами тектонического строения региона. Плоскость NP1 в решении [Мельникова и др., 2014] наклонена на ЮЗ под крутое западное крыло Хубсугульского рифта, что противоречит полевым данным. Плоскости NP2 в этих решениях параллельны небольшим оперяющим разломам, которые вряд ли могли инициировать зарегистрированные землетрясения.

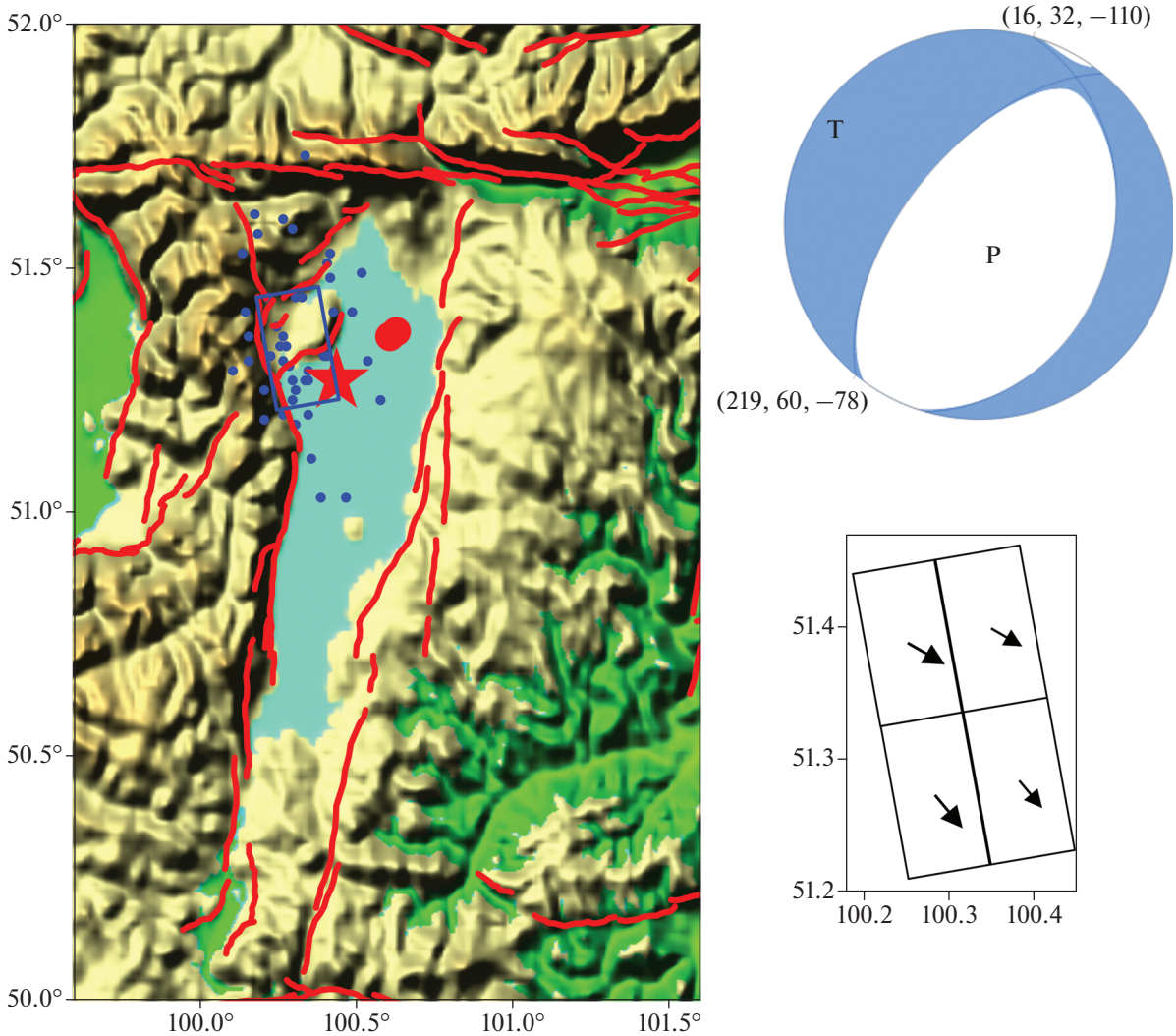


Рис. 2. Сейсмические события в районе оз. Хубсугул и основные разломы по каталогу [Бачманов и др., 2017]. Механизм главного события (справа), а также эпицентр Хубсугульского землетрясения (красная звездочка) и основные афтершоки (синие кружки) показаны по данным каталога Геологической службы США NEIC. Два красных кружка – эпицентры землетрясений 1985 и 2014 гг. [Радзиминович и др., 2016]. Положение поверхности разрыва показано синим прямоугольником на рисунке слева, справа внизу – смещения верхнего (висячего) крыла на четырех элементах этой поверхности, найденные в результате решения обратной задачи по данным спутниковой радарной интерферометрии.

Имеющиеся модели очага для землетрясений 1985 и 2014 гг. не позволяют уточнить положение разрывов и оценить их сейсмическую активность. Данные о глубинном строении региона также весьма фрагментарны. Землетрясение 12.01.2021 г. имело магнитуду $Mw = 6.8$, что существенно больше зарегистрированных ранее землетрясений в этой области. Большая магнитуда землетрясения позволила сейсмологам более уверенно определить положение нодальных плоскостей. Наличие данных спутниковой радарной интерферометрии о поле деформаций на земной поверхности позволяет независимо восстановить геометрию поверхности разрыва и оценить поле смещений на ней. Тем самым, спутниковые и сейсмологические данные дополняют друг друга, позволяют уточнить положение активных разломов и их сейсмический потенциал, что определяет актуальность настоящего исследования.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

По данным USGS, решение механизма очага содержит две нодальные плоскости: первая с углами простирания, падения и подвижки равными 16°, 32° и –110° соответственно. Для второй плоскости эти углы равны: 219°, 60° и –78°. Сейсмический момент оценен как 1.626×10^{19} Н · м ($M_w = 6.78$).

В глобальном каталоге тензоров центроид-моментов (GCMT)[3] приведено несколько иное решение: сейсмический момент 1.968×10^{19} Н · м ($M_w = 6.83$), параметры плоскостей (простирание, падение и угол подвижки) для первой плоскости 354°, 45° и –143°, для второй плоскости соответственно 236°, 65° и –52°.

На основе моделирования волновых форм 44 телесейсмических широкополосных станций была построена модель поверхности разрыва (сайт USGS). Поле смещений определялось на прямоугольной площадке с углом простирания 236.0° и углом падения 49.0°. Сейсмический момент в этом решении составил 1.4×10^{19} Н · м ($M_w = 6.7$). Простирание плоскости разрыва, равное 236°, соответствует разлому направления СВ–ЮЗ, что согласуется с работами [Лунина, Гладков, 2004; Delvaux et al., 1997; Мельникова и др., 2014] и с GCMT-решением (плоскость NP2). Однако падение разлома на северо-запад, под крутое западное крыло, не соответствует схемам тектонического строения Хубсугульского грабена.

Отметим, что плотность сейсмических сетей в этом районе невысокая, поэтому даже для события магнитудой 6.7 возможны большие расхождения в определении параметров очага, полученных мировыми сейсмологическими агентствами. В этих условиях данные о смещениях земной поверхности, получаемые по спутниковым радарным снимкам, существенно дополняют данные сейсмологии и наземных геологических съемок.

МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ РАЗРЫВА

Для оценки смещений земной поверхности в результате землетрясения был применен метод дифференциальной интерферометрии DInSAR, основанный на анализе пары снимков, выполненных радаром с синтезированной апертурой (РСА-интерферометрия). Методами РСА-интерферометрии смещения определяются по разности фаз сигналов, отраженных от одной и той же площадки при первой и второй съемке. В результате определяются смещения отражающей площадки вдоль направления распространения излучения спутника, т.е. в направлении на спутник (LOS от английского *line-of-sight*).

Эпицентральная область Хубсугульского землетрясения располагается на границе трех радарных снимков спутника Сентинель 1B Европейского космического агентства (ESA). Снимки со 106 нисходящей орбиты покрывают восточный берег озера. Здесь методами РСА-интерферометрии смещения земной поверхности были определены по снимкам, выполненным 02.01 и 14.01.2021 г., т.е. до и после землетрясения. Снимки с 4-й нисходящей орбиты позволили определить смещения в СЗ и ЮЗ секторах эпицентральной области. Здесь были использованы пары снимков от 07.01 и 19.01.2021 г. Важно, что результаты, полученные по разным парам снимков, выполненных в различное время и с разных орбит, составляют согласованную картину косейсмических смещений (рис. 3).

Для устранения влияния топографии использована цифровая модель рельефа SRTM, обработка снимков выполнена в пакете SNAP, разработанном ESA. Для ослабления влияния мешающих факторов (аппаратурные шумы, горный рельеф и природные ландшафты, плохо отражающие радарный сигнал), было применено осреднение по пространству. В результате исходный размер элемента разрешения на поверхности равный для спутника Сентинель 1B 13.9 м вдоль орбиты и 2.33 м в перпендикулярном направлении был увеличен до размера 9.32 × 13.9 м. Полученное поле смещений показано на рис. 3 цветом. Смещения на берегах озера в направлении на спутник имеют амплитуду от –21 до 6 см.

Далее была решена обратная задача: определить поле смещений на поверхности разрыва заданной конфигурации так, чтобы среднеквадратическое отклонение расчетных и измеренных смещений в направлении на спутник было минимально. Для этого использовано решение задачи теории упругости о поле смещений на поверхности сферической радиально расслоенной планеты в результате смещений на расположенной внутри нее прямоугольной площадке [Pollitz, 1996]. Программный код Static1D, реализующий это решение, доступен на сайте Геологической службы США. Смещения раскладываются на две компоненты: по падению и по простиранию. По компонентам поля смещений задача является линейной, в отличие от других параметров задачи (углы падения и простирания, глубина и координаты одного из углов прямоугольника, его размеры по падению и простиранию).

Для устойчивого решения обратной задачи поверхность разрыва была аппроксимирована одним прямоугольным элементом, который был разделен на 4 части – 2 по падению, 2 по простиранию (рис. 3). Было выполнено четыре серии расчетов с углами падения и простирания различных нодальных плоскостей, определенных в решениях USGS и GCMT. Размеры поверхности разрыва выбирались методом подбора, исходя из геометрии поля смещений на земной поверхности, положения эпицентра и афтершоков. Глубина верхней кромки была задана равной 0.1 км. Координаты центра плоскости также определялись методом подбора из условия наилучшего согласования расчетного и измеренного полей смещений в направлении на спутник. После того, как оче-

[3] https://www.globalcmt.org

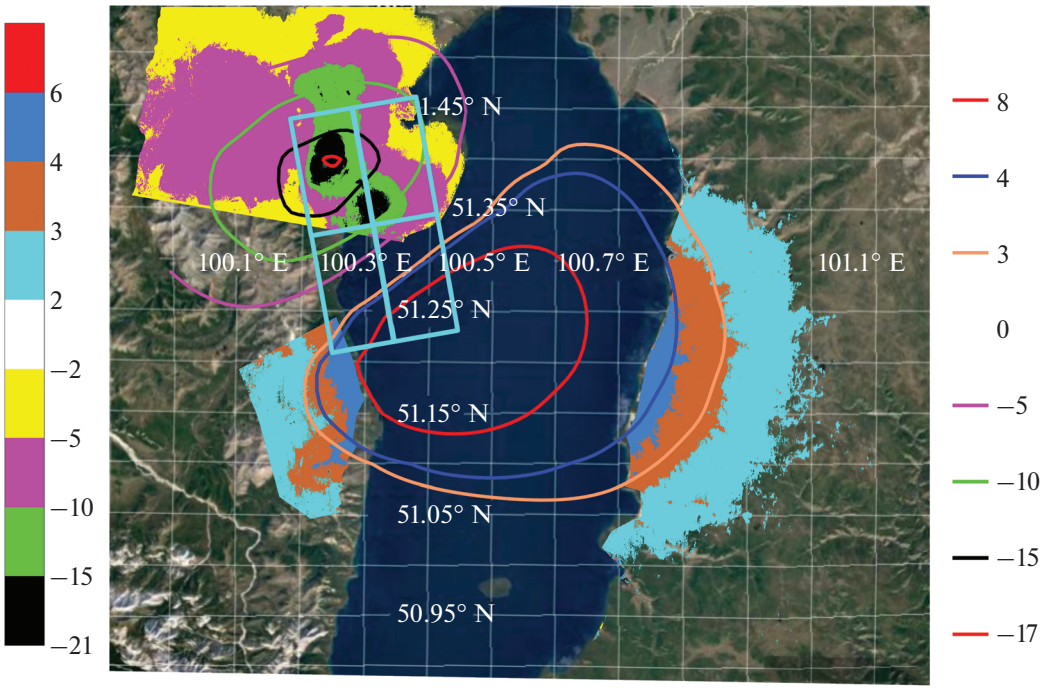


Рис. 3. Модель поверхности разрыва Хубсугульского землетрясения на карте Google Earth. Смещения (в сантиметрах) по данным радарной спутниковой интерферометрии показаны цветом, расчетные данные – изолиниями. Голубой прямоугольник аппроксимирует поверхность разрыва. Поле смещений и остальные обозначения показаны на рис. 2.

редное приближение нелинейных параметров задано, смещения по падению и простиранию определялись путем решения линейной обратной задачи. Детали решения обратной задачи подробно изложены в работах [Михайлов и др., 2010; 2014]. Задача решалась под условием, что угол подвижки близок к заданному (−145°), с использованием метода, предложенного в работе [Михайлов и др., 2020].

Наилучшее в среднеквадратическом смысле приближение получено при следующих параметрах: угол падения 45°, угол простирания 354° (соответствует нодальной плоскости NP1 в решении GCMT), размер по падению 24 км, по простиранию 26 км. Глубина нижней кромки при таких параметрах равна 18 км. Угол подвижки на двух южных элементах получен равным −150°, на двух северных элементах он равен −130°. Модуль вектора смещений на более глубоких (восточных) элементах равен 0.9 м, на более мелких (западных) 1.1 м. Расчетное поле смещений показано на рис. 3 изолиниями. Векторы смещений показаны на рис. 2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученная поверхность разрыва ориентирована вдоль разлома северо-западного простирания (рис. 2, рис. 3) и, кроме сброса, включает и правостороннюю сдвиговую компоненту, что соответствует приведенным выше данным работы [Аржанкова и др., 2003]. Это решение существенно отличается от модели поверхности разрыва, приведенной на сайте USGS[4], но лучше соответствует наземным и спутниковым данным. Сейсмический момент полученного решения составляет 1.64×10^{19} Н · м, что согласуется с данными USGS и GCMT-решением.

Полученные результаты позволяют заключить, что разрыв Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 г. имеет северо-восточное простирание, что соответствует схемам, предложенным в работах [Бачманов и др., 2017; Саньков, Парфеевец, 2020]. Разлом наклонен на северо-восток и смещения на нем имели как сбросовую, так и правосдвиговую компоненту. Простирание, угол падения и угол подвижки близки к параметрам одной из нодальных плоскостей GCMT-решения. Сейсмический момент, рассчитанный при значении модуля сдвига 32 ГПа по полученным нами параметрам площадки разрыва и смещению на ней, составил 1.64×10^{19} Н · м, что близко к оценкам USGS и GCMT, полученным по сейсмологическим данным. Мы выполнили моделирование также с углом простирания плоскости равным 236°, использованным в модели USGS, но

[4] https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us6000d7ix/finite-fault

это решение хуже соответствует данным радарной спутниковой интерферометрии.

Вероятно, что главный разлом является листрическим сбросом и постепенно выполаживается с глубиной. В этом случае землетрясения 1985 и 2014 гг. могут быть отнесены к глубинной части главного разлома и, следовательно, можно полагать, что они в некоторой степени подготовили событие 12.01.2021 г. По крайней мере одна из двух нодальных плоскостей, определенных для землетрясения 2014 г. USGS, хорошо согласуется с параметрами полученного нами решения.

Приведенная в работе [Ключевский и др., 2017] оценка сейсмогенной части разлома в 7 км не соответствует величине произошедшего землетрясения. Размер очага по реконструкции смещений в очаге, представленной на сайте USGS и выполненной по сейсмическим данным, составляет около 20 км, что соответствует оценке размера очага землетрясения с магнитудой 6.8 по статистическим соотношениям (формула Садовского [Садовский и др., 1983] дает для $M = 6.8$ размер очага 21 км). Оценка протяженности разрыва в 26 км, полученная по данным спутниковой радарной интерферометрии, подтверждает сейсмологические оценки.

Важно отметить, что сейсмологические построения выполняются на основе инверсии сейсмограмм, т.е. картина смещений в очаговой области (и, соответственно, ее размер) подбираются посредством поиска короткопериодного (единицы секунд в данном случае) динамического процесса вспарывания в очаге и вызванного им сейсмического излучения наилучшим образом аппроксимирующего наблюденные сейсмограммы. Модель очага по спутниковым данным строится посредством аппроксимации наблюденных средствами РСА интерферометрии деформаций на земной поверхности моделью остаточной деформации в очаге землетрясения. Эта статическая модель включает в себя как полную подвижку в сейсмическом очаге землетрясения, так и часть постсейсмических смещений, которые могут быть связаны с афтершоками, различными криповыми процессами и т.д.

Спутниковые и сейсмические методы исследования очагов землетрясений в некотором смысле дополняют друг друга. Сейсмические методы фиксируют динамику очагового процесса, но не “видят” статическую остаточную деформацию, а спутниковая интерферометрия, наоборот, фиксирует статическую деформацию, но не рассматривает динамику вспарывания. Изучение сходств и различий “динамических” и “статических” моделей очагов может оказаться полезным для более полного понимания физики очага землетрясения. Комбинирование наземных сейсмологических и спутниковых деформационных данных можно также рассматривать как фактор, стабилизирующий решение обратной задачи очага землетрясения.

Близость оценок размеров очага Хубсугульского землетрясения по обоим методам, с одной стороны, подтверждает их действенность и адекватность, а с другой – указывает на незначительную долю криповых процессов в течение первых двух суток, прошедших от момента землетрясения до даты второго из пары использованных спутниковых снимков. Заметим также, что согласие наших деформографических оценок размера очага Хубсугульского землетрясения 12.01.2021 г. с сейсмологическими оценками позволяет уверенно говорить о том, что приведенная в работе [Ключевский и др., 2017] оценка сейсмогенной части Хубсугульского разлома в 7 км должна быть пересмотрена. Вопрос о соотношении длины разрыва и сейсмогенной области разлома не является однозначным [Кочарян, 2016], но очевидно, что размер сейсмогенной части Хубсугульского разлома должен быть увеличен в несколько раз.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова “Фундаментальные и прикладные исследования космоса”. Разработка методов решения обратных задач выполняется в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы благодарим Ф. Поллитца за программное обеспечение Static1D и Европейское космическое агентство за предоставленные снимки спутника Сентинель-1 и программное обеспечение SNAP. Мы искренне признательны рецензентам статьи П.Н. Шебалину, Ю.О. Кузьмину и Г.Г. Кочаряну за полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1202–1224.

Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г. База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.

Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В., Цыдыпова Л.Р., Герман В.И. Сейсмоакустические эффекты Хубсугульского землетрясения 5 декабря 2014 г. с $M_W = 4, 9$ // Докл. РАН. 2017. Т. 477. № 6. С. 711–715

Ключевский А.В., Демьянович В.М., Дэмбэрэл С., Баяр Г. Комплексный анализ сейсмичности и сильных землетрясений территории Монголии (раздел 1.6, с. 68–92). Опасные геологические процессы и прогнозирование чрезвычайных ситуаций природного характера на тер-

ритории Центральной Монголии / Д.П. Гладкочуб (отв. ред.). 2017. Иркутск. 331 с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: Геос. 2016. 424 с.

Кочетков В.М., Хилько С.Д., Зорин Ю.А. и др. Сейсмотектоника и сейсмичность Прихубсугулья. Новосбирск: Наука. 1993. 184 с.

Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура и поля напряжений западной части Тункинского рифта (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 10. С. 1235–1247.

Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Середкина А.И., Радзиминович Я.Б. Сильные землетрясения юго-западного фланга Байкальского рифта в 2014 г.: Урикское 1 ноября с $K_P = 13.6$, $M_W = 4.6$, $I_0 = 7–8$ и Хубсугульское 5 декабря с $K_P = 13.9$, $M_W = 4.9$, $I_0 = 7–8$ // Землетрясения Северной Евразии. 2014. Вып. 23. С. 350–363.

Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шапиро Н.М., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г. // Физика Земли. 2010. № 2. С. 3–16.

Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи // Физика Земли. 2014. № 4. С. 120–130.

Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Мауле, Чили, 27.02.2010 г. // Физика Земли. 2020. № 6. С. 38–47.

Радзиминович Н.А., Баяр Г., Мирошниченко А.И., Дэмбэрэл С., Ульзибат М., Ганзориг Д., Лухнев А.В. Механизмы очагов землетрясений и поле напряжений Монголии и прилегающих территорий // Geodynamics & Tectonophysics. 2016. V. 7(1). P. 23–38. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0195

Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 598–602.

Саньков В.А., Парфеевец А.В. Кайнозойское напряженное состояние земной коры Монголии по геолого-структурным данным (обзор) // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 4. С. 722–742.

Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1993. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН. С. 113–122.

Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282(1–4). P. 1–38.

Pollitz F.F. Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. P. 1–14.

Model of Rupture Surface of the January 12, 2021 Khuvsgu l Earthquake Based on InSAR Data

E. P. Timoshkina[a], V. O. Mikhailov[a,b], V. B. Smirnov[a,b,*], M. S. Volkova[a], and S. A. Khairetdinov[a]

[a]*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[b]*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, Russia*

**e-mail: vsmirnov@physics.msu.ru*

For the first time, based on the synthetic-aperture radar interferometry data (InSAR), a surface rupture model of the earthquake that occurred on January 12, 2021 beneath Lake Khuvsgul (Khövsgöl), Mongolia, is built. In the model, the rupture of this region-largest instrumental event strikes northwest, has a dip angle of 45°, a slip rake angle in the interval from –130° to –150°, and a mean displacement of 1 m. The rupture extends to a depth of 18 km and has a strike length of 26 km. In contrast to the surface rupture model built by the US Geological Survey from seismological data, the model based on the InSAR data shows that in the northern part of the lake, the main Khuvsgul fault strikes northwest. The obtained result requires increasing the existing estimates of the length of the seismogenic part of the Khuvsgul fault severalfold.

Keywords: Khuvsgul (Khövsgöl) earthquake, InSAR, model of rupture surface

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 90–99

УДК 550.34

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ УСЕЧЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГУТЕНБЕРГА–РИХТЕРА (УГР)

© 2022 г. В. Ф. Писаренко*

Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

**E-mail: pisarenko@yasenevo.ru*

Поступила в редакцию 28.05.2021 г.
После доработки 20.08.2021 г.
Принята к публикации 31.08.2021 г.

В рамках модели усеченного распределения Гутенберга–Рихтера рассмотрена задача оценки параметра M – максимально возможной, региональной магнитуды. Предложена новая оценка параметра M, основанная на оценке максимального правдоподобия с поправкой на смещение, для которого выведена точная формула в виде конечной суммы некоторых функций от максимального значения выборки μ_n. Проведено сравнение новой оценки с некоторыми известными оценками параметра M и показана ее достаточно высокая эффективность. С помощью аналогичной методики получена оценка квантиля $Q_T(q)$ максимальной магнитуды землетрясения в заданном будущем интервале времени T. Показано существенное искажение плотности распределения магнитуд на концах диапазона при использовании модели возмущения магнитуд с помощью случайных ошибок.

Ключевые слова: усеченное распределение Гутенберга–Рихтера (УГР), максимально возможная региональная магнитуда M, квантили максимальной магнитуды в будущем интервале времени T.

DOI: 10.31857/S0002333722010070

ВВЕДЕНИЕ

Закон Гутенберга–Рихтера для распределения количества землетрясений в данной области имеет вид [Gutenberg, Richter, 1954; 1956]:

$$\lg(N(m)) = a - bm, \quad m \geq m_0, \tag{1}$$

где: m – магнитуда землетрясения; m_0 – нижний порог регистрации; $N(m)$ – среднее число землетрясений, превосходящих магнитуду m на некотором интервале времени; a, b – коэффициенты, характеризующие сейсмичность в данной области ($b > 0$). Если рассматривать магнитуду произвольно выбранного землетрясения как случайную величину μ, то после соответствующей нормировки и введения функции распределения магнитуд $F(m)$ мы получаем из (1) соотношение:

$$P\{\mu > x\} = 1 - F(m) = 10^{-b(m-m_0)}, \quad m \geq m_0. \tag{2}$$

Функция распределения $F(m)$ имеет вид:

$$F(m) = 1 - 10^{-b(m-m_0)}, \quad m \geq m_0. \tag{3}$$

Для удобства изложения мы будем пользоваться натуральными логарифмами и показательной функцией. При этом функция распределения $F(m)$ и плотность распределения $f(m)$ задают экспоненциальный закон:

$$F(m) = 1 - \exp(-\beta(m - m_0)), \quad m \geq m_0, \quad \beta = b\lg(10), \tag{4}$$

$$f(m) = \beta\exp(-\beta(m - m_0)), \quad m \geq m_0. \tag{5}$$

Мы будем использовать параметр s обратный по отношению к β:

$$s = 1/\beta. \tag{6}$$

Параметр s измеряется в тех же единицах, что и магнитуда. Со статистической точки зрения параметр s несколько удобнее. Оценкой максимального правдоподобия для параметра s является среднее арифметические от магнитуд выборки. Оно имеет с точностью до множителя стандартное χ^2-распределение с $2n$ степенями свободы (n – объем выборки), быстро сходящееся к нормальному закону. В то же время оценка обратной по отношению к s величины β имеет при небольших n скошенное распределение и ее сходимость к предельной величине может сопровождаться выбросами, т.е. является неробастной. В настоящей статье мы будем заниматься усеченным законом Гутенберга–Рихтера (УГР):

$$F(m|M,s) = [1 - \exp(-(m-m_0)/s)]/[1-\exp(-(M-m_0)/s)], \quad m_0 \le m \le M, \tag{7}$$

$$f(m|M,s) = \beta\exp(-(m-m_0)/s)/[1-\exp(-(M-m_0)/s)]. \tag{8}$$

Параметр M называют максимально возможной, региональной магнитудой; его оценивание и составляет главную часть настоящей статьи. Как мы видим, закон УГР имеет резкое обрезание на правом конце, что нельзя считать вполне обоснованным с физической точки зрения. Тем не менее, УГР находит очень широкое применение в сейсмологической практике. Это обусловлено тем, что эта модель оставляет в основной части диапазона свойства самоподобия, присущие классическому закону Гутенберга–Рихтера, не противоречит конечности энергии землетрясений и содержит всего два параметра.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРА M

Оценка максимально возможной региональной магнитуды занимает важное место в проблеме оценки сейсмического риска (см. [Kijko, Sellevoll, 1989; 1992; Писаренко, 1991; Kijko, Graham, 1998; Pisarenko et al., 1996; Dargahi-Noubary, 2000; Kagan, Schoenberg, 2001; [Kijko, 2004; Pisarenko, Rodkin, 2010a; Zoller, Holschneider, 2016; Vermeulen, Kijko, 2017; Beirlant et al., 2019; Писаренко и др., 2021]. В нашей постановке максимальная региональная магнитуда выражается параметром M. Общая схема оценивания параметра M, предлагаемая нами, такова. Сначала рассматривается оценка параметров (M, s) стандартным методом правдоподобия. Обозначим имеющуюся выборку магнитуд (каталог) $\mathbf{x} = (x_1, \ldots, x_n)$. Функция правдоподобия имеет вид:

$$L(M,s|\mathbf{x}) = \prod_{k=1}^{n} f(x_k|M,s). \tag{9}$$

Как известно (см. например, [Pisarenko et al., 1996]), оценкой максимального правдоподобия для параметра M при любом значении s является максимальная магнитуда наблюденной выборки μ_n:

$$\mu_n = \max(x_1,\ldots,x_n). \tag{10}$$

Оценка максимального правдоподобия для параметра s находится как максимум правдоподобия для распределения УГР (9), в котором параметр M заменен на μ_n, т.е. как максимум функции от s:

$$L(\mu_n,s|\mathbf{x}) = \prod_{k=1}^{n} f(x_k|\mu_n,s). \tag{11}$$

Полученная оценка μ_n максимального правдоподобия для параметра M будет иметь систематическое, отрицательное смещение относительно истинного значения параметра M, особенно заметное при умеренных значениях n. В Приложении получена точная формула для этого смещения в виде конечной эффективно вычисляемой суммы. Эта формула имеет вид:

$$\mathrm{Bias}(\mu_n) = E\{\mu_n\} - M = \frac{s}{u^n}[\lg(1-u) + W_n], \tag{12}$$

где: $u = 1 - \exp[-(M-m_0)/s]$; $W_n = u + \frac{u^2}{2} + \ldots + \frac{u^n}{n}$; E – символ математического ожидания. Как мы видим, смещение зависит от неизвестного параметра M. В предлагаемой оценке предлагается заменять его на μ_n. Параметр s нужно заменить на его стандартную оценку максимального правдоподобия $\bar{s}$. Таким образом, окончательно новая оценка $\bar{M}$ параметра M, в которой сделана поправка на смещение, имеет вид:

$$\bar{M} = \mu_n - \frac{\bar{s}}{u^n}[\lg(1-\bar{U}) + \overline{W_n}], \tag{13}$$

где: $\bar{U} = 1 - \exp[-(\mu_n - m_0)/\bar{s}]$; $\overline{W_n} = \bar{U} + \frac{\bar{U}^2}{2} + \ldots + \frac{\bar{U}^n}{n}$.

Мы обобщим ниже оценку (13), адаптируя ее на случай оценки квантиля $Q(q)$ распределения УГР, т.е. значения $Q(q)$, определяемого уравнением

$$P\{x < Q\} = F(Q) = q, \tag{14}$$

где q (уровень значимости квантиля) – число из интервала [0, 1]. Квантиль является обратной функцией по отношению к функции $F(x)$. Если функция распределения $F(x)$ непрерывна (что мы будем предполагать), то квантиль и функция распределения монотонно возрастают и взаимно-однозначно связаны друг с другом. Для УГР имеем:

$$Q(q|M,s) = m_0 - s\lg(1-qu), \quad 0 \le q \le 1, \tag{15}$$

где, как и раньше, $u = 1 - \exp[-(M-m_0)/s]$. Для квантиля (15) можно взять оценку, подставив в (15) μ_n вместо M и $\bar{s}$ вместо s. Эта оценка будет иметь смещение

$$\mathrm{Bias}(Q(q|\mu_n,\bar{s})) = E\{Q(q/\mu_n,\bar{s})\} - Q(q/M,s). \tag{16}$$

Пользуясь тем же приемом, который мы использовали при выводе оценки $\bar{M}$, находим:

$$\mathrm{Bias}(Q(q|\mu_n,\bar{s})) = \frac{s}{qu^n}[\lg(1-uq^{1/n}) + W_n^q], \tag{17}$$

где $W_n^q = uq^{1/n} + \frac{(uq^{1/n})^2}{2} + ... + \frac{(uq^{1/n})^n}{n}$. Вычитая из оценки $Q(q|\mu_n, \bar{s})$ правую часть (17), в которой неизвестные параметры M, s заменены соответственно на μ_n, $\bar{s}$, получаем окончательную оценку квантиля $Q(q|M, s)$:

$$Q(q) = Q(q|\mu_n, \bar{s}) - \frac{\bar{s}}{\bar{U}^n q \bar{\beta}}[\lg(1 - \bar{U}q^{1/n}) + \bar{W}_n^q], \quad (18)$$

где: $\bar{U} = 1 - \exp[-(\mu_n - m_0)/\bar{s}]$; $\bar{W}_n^q = \bar{U}q^{1/n} + \frac{(\bar{U}q^{1/n})^2}{2} + ... + \frac{(\bar{U}q^{1/n})^n}{n}$.

При $q = 1$ оценка (18) совпадает с оценкой (13) для максимальной магнитуды.

СРАВНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ОЦЕНОК M

В работах [Kijko, Sellevoll, 1989; 1992; Kijko, Graham, 1998; Coles, Dixon, 1999; Kijko, 2004; Holschneider et al., 2011; Kijko, Singh, 2011; Lasocki, Urban, 2011; Zoller, Holschneider, 2016; Vermeulen, Kijko, 2017; Beirlant et al., 2019] введено большое количество оценок, полученных по принципу статистических оценок моментного типа. Для их получения выписывается выражение для среднего значения (или некоторого старшего момента) некоторой состоятельной оценки, сходящейся по вероятности к истинному значению при $n \to \infty$. Например, с помощью интегрирования по частям получаем выражение для среднего значения максимального значения выборки μ_n:

$$E\{\mu_n\} = \int_{m_0}^{M} x d[F(m|M, s)]^n = \\ = M - \int_{m_0}^{M} [F(m|M, s)]^n dx. \quad (19)$$

Далее, в этом уравнении заменяют $E\{\mu_n\}$, s соответственно на μ_n, $\bar{s}$, обосновывая это тем, что при $n \to \infty$ обе величины сходятся к своему математическому ожиданию, и получают уравнение для неизвестного параметра M:

$$M = \mu_n + \int_{m_0}^{M} [F(m|M, \bar{s})]^n dx. \quad (20)$$

Решая это уравнение относительно M различными приближенными способами, можно получить статистическую оценку неизвестного параметра M. В качестве некоторых вариантов этого метода можно еще заменять в правой части (20) M на μ_n. Мы будем рассматривать вариант уравнения (20), предложенный в работах [Kijko, 2004; Kijko, Singh, 2011]. Соответствующую оценку M обозначим MK. Эта оценка определяется как решение трансцендентного уравнения (20) относительно M. Можно показать, что эта оценка MK определена не при любых возможных значениях μ_n. Для значений μ_n достаточно близких к M уравнение (20) не имеет решения, а теоретическая средне-квадратичная ошибка (MSE) оценки MK равна бесконечности. Поэтому для проведения сравнения с MSE других оценок мы вынуждены обрезать MK некоторым порогом h:

$$MK_{\text{trunk}} = \begin{cases} MK, & \text{если} \quad MK < h; \\ h, & \text{если} \quad MK \geq h. \end{cases} \quad (21)$$

Рассмотрим еще одну оценку максимальной магнитуды M.

В работе автора [Pisarenko et al., 1996], введена несмещенная оценка максимальной магнитуды M, обладающая наименьшей дисперсией среди всех несмещенных оценок:

$$\breve{M} = \mu_n + \frac{1}{n} \frac{1}{f(\mu_n/\mu_n, s)}. \quad (22)$$

К сожалению, оценка (22) имеет довольно большую дисперсию. Поэтому мы рассмотрим усеченный вариант этой оценки:

$$MP_{\text{trunk}} = \begin{cases} \breve{M}, & \text{если} \quad \breve{M} < h; \\ h, & \text{если} \quad \breve{M} \geq h. \end{cases} \quad (23)$$

Этот вариант оценки вполне конкурентоспособен, его MSE уменьшается (в зависимости от выбранного порога усечения). Но, естественно, появляется систематическое смещение (впрочем, не очень большое).

Сравним приведенные выше 4 оценки параметра M максимальной магнитуды.

На рис. 1 показаны MSE для четырех перечисленных выше оценок. Для усреднения использовалось $N = 10000$ искусственных каталогов со значениями параметров $m_0 = 6.0$, $M = 8.0$, $s = 0.4$, порог отсечения для оценок MK_{trunk} и MP_{trunk} равен $h = \mu_n + 1$; Оценка MK_{trunk} менее эффективна, чем другие оценки для всех n.

На рис. 2 показаны смещения для 4-х оценок магнитуды M. Смещения оценки $\bar{M}$ меньше по абсолютной величине, чем смещения оценки MK_{trunk}. Отметим, что смещения оценки MK_{trunk} положительны, в то время как смещения оценки $\bar{M}$ отрицательны.

На рис. 3 показаны стандартные отклонения 4-х оценок.

Сравнение оценок проведено для типичных значений параметров УГР: $s = 0.4$; $M = 8.0$; $m_0 = 6.0$. Мы использовали для сравнения и другие варианты параметров. Получаются несколько другие оценки, но в целом из этих разных вариантов можно сделать те же выводы, что мы получили для использованных значений параметров: наиболее эффективной (в смысле среднеквадратич-

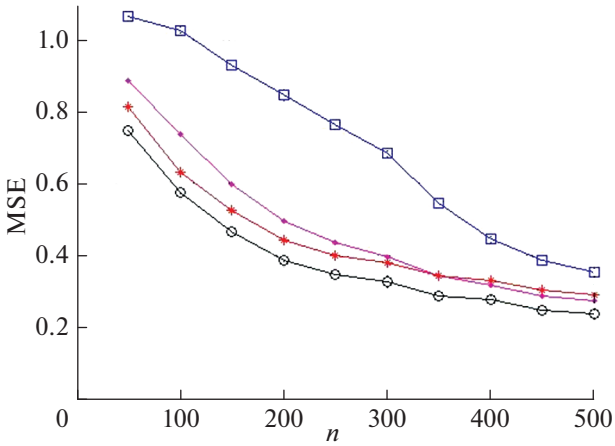


Рис. 1. MSE для 4-х оценок максимальной магнитуды M по искусственным каталогам (N = 10000); m_0 =6.0, M = 8.0, s = 0.4. Порог отсечения MK_{trunk} и MP_{trunk}, $h = \mu_n + 1$. Кружки – оценка $\bar{M}$; квадраты – MK_{trunk}; звездочки – Байесовская; точки – VP_{trunk}.

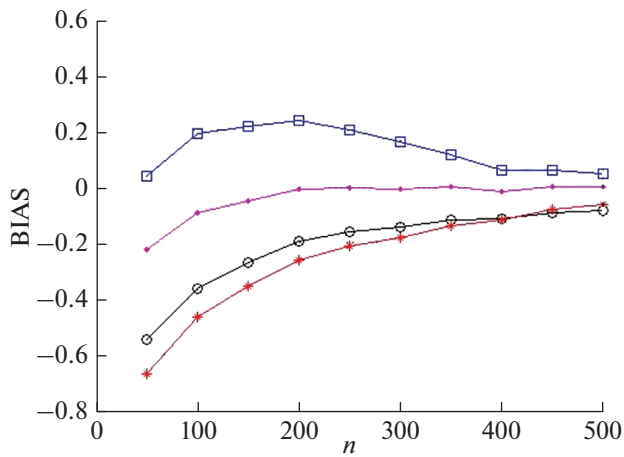


Рис. 2. Смещения (Bias) для 4-х оценок максимальной магнитуды M по искусственным каталогам (N = = 10000); m_0 = 6.0, M = 8.0, s = 0.4, порог $h = \mu_n + 1$. Кружки – $\bar{M}$; квадраты – MK_{trunk}; звездочки – Байес; точки – MP_{trunk}.

ного отклонения MSE) является оценка $\bar{M}$, близка к ней Байесовская оценка, наименее эффективной показала себя оценка MK_{trunk}.

ОЦЕНКА КВАНТИЛЕЙ МАКСИМАЛЬНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В БУДУЩЕМ ИНТЕРВАЛЕ ВРЕМЕНИ T

Как уже отмечалось, параметр M в большинстве практических ситуаций оценивается неустойчиво из-за недостаточного количества наблюдений в диапазоне сильных землетрясений. К тому же возникают неясности, к какому интервалу времени относится параметр M: 1000 лет, 1000000 лет или “на все времена”. Поэтому в работах [Pisarenko et al., 2008; 2010; Pisarenko, Rodkin, 2009; 2010a; 2010b; 2013; Zoller et al., 2013], было предложено использовать для характеристики сейсмичности в диапазоне сильнейших событий квантили $Q_T(q)$ уровня q случайной величины – максимальной магнитуды $M(T)$ землетрясения в будущем интервале времени T (в данном регионе). Ниже мы будем считать, что каталог декластеризован с помощью какого-либо из известных методов декластеризации (см. например, [Писаренко, Родкин, 2019]) и его можно считать Пуассоновским случайным потоком с некоторой интенсивностью λ (число событий в единицу времени в заданном магнитудном диапазоне). Среднее число событий равно λT, стандартное отклонение от среднего $\sqrt{\lambda T}$. Случайная величина $M(T)$ корректно определена и при определенных условиях заметно устойчивее и робастнее, чем статистические оценки параметра M. К тому же она включает в себя в качестве частного случая при $q = 1$ и $T \to \infty$ оценку параметра M “на все времена”. Мы приводим ниже формулы для оценки квантилей $Q_T(q)$ в рамках модели УГР. Они выводятся по той же методике, по которой выше получены формулы для оценки параметра M:

1. Берется оценка максимального правдоподобия для $Q_T(q)$, обозначаемая $\hat{Q}_T(q)$. Она зависит от максимальной магнитуды выборки μ_n: $\hat{Q}_T(q) = \hat{Q}_T(q|\mu_n)$.

2. Оценка $\hat{Q}_T(q|\mu_n)$ будет иметь заметное смещение (особенно сильное при небольших объемах выборки):

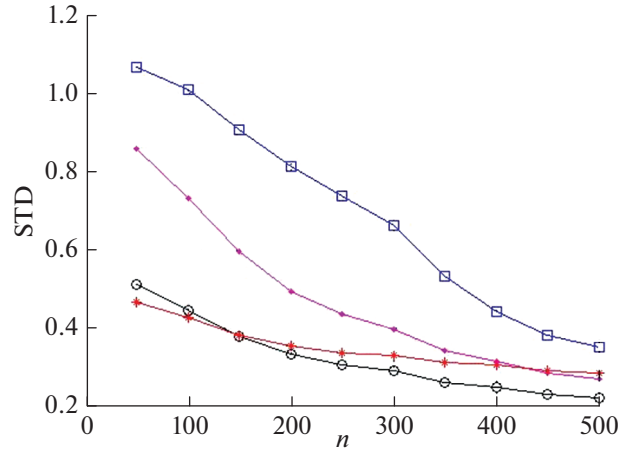


Рис. 3. Стандартные отклонения (STD) для 4-х оценок максимальной магнитуды M по искусственным каталогам (N = 10000); m_0 = 6.0, M = 8.0, s = 0.4. По оси X – n; по оси Y – STD. Кружки – $\bar{M}$; квадраты – MK_{trunk}; звездочки – Байес; точки – MP_{trunk}; порог $h = \mu_n + 1$.

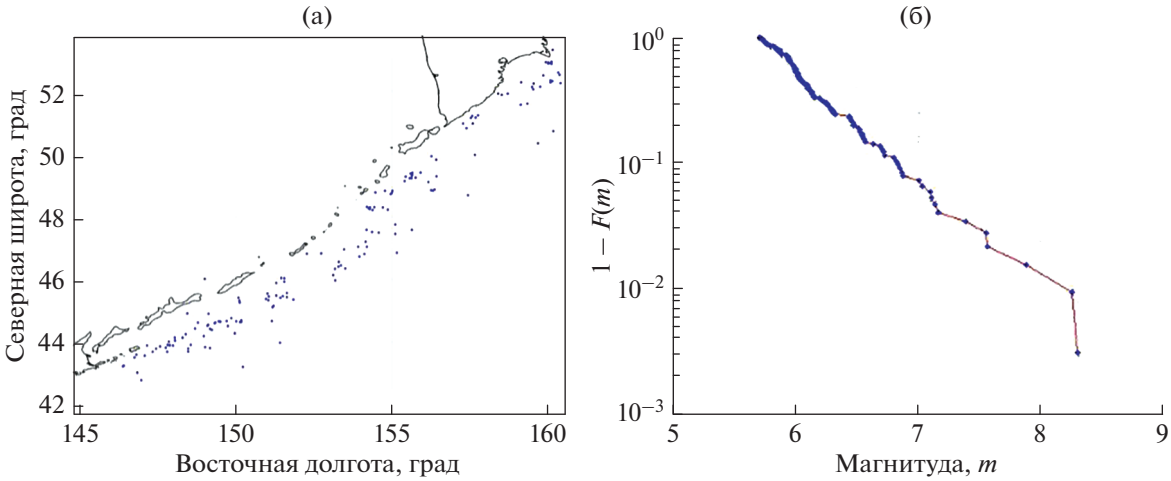


Рис. 4. (а) – Пространственная конфигурация анализируемых землетрясений; (б) – график повторяемости; $m_0 = 5.7$, $s = 0.482$ ($\beta = 2.075$).

$$\text{Bias}\,(\hat{Q}_T(q|\mu_n)) = E\{_T(\hat{Q}_T(q/\mu_n)\} - Q_T(q).$$

Это смещение будет функцией от неизвестного параметра M. Обозначим эту функцию $G(M)$:

$$G(M) = E\{\hat{Q}_T(q|\mu_n)\} - Q_T(q).$$

Оценкой максимального правдоподобия для смещения $G(M)$ будет $G(\mu_n)$.

3. Результирующая оценка для квантиля $Q_T(q)$, обозначаемая $\bar{Q}_T(q|\mu_n)$, получается с помощью вычитания из оценки $\hat{Q}_T(q|\mu_n)$ величины $G(\mu_n)$:

$$\bar{Q}_T(q|\mu_n) = \hat{Q}_T(q|\mu_n) - G(\mu_n). \quad (24)$$

В Приложении выведены формулы для $\hat{Q}_T(q|\mu_n)$, $G(\mu_n)$:

$$\hat{Q}_T(q|\mu_n) = m_0 - s\lg(1 - \bar{q}\cdot u), \quad (25)$$

$$G(\mu_n) = -\frac{s}{(\bar{q}\cdot u)^n}[W_n + \lg(1 - \bar{q}\cdot u)], \quad (26)$$

где: $\bar{q} = \frac{1}{\lambda T}\lg[(1 - \exp(-\lambda T))q + \exp(-\lambda T)]$;

$$u = 1 - \exp(-(\mu_n - m_0)/s);$$

$$W_n = (\bar{q}\cdot u) + (\bar{q}\cdot u)^2/2 + (\bar{q}\cdot u)^2/3 + \ldots + (\bar{q}\cdot u)^n/n.$$

ПРИМЕР ОЦЕНИВАНИЯ M ПО РЕАЛЬНОМУ КАТАЛОГУ

Рассмотрим каталог СМТ (1976–2015 гг.) для региона Курильских островов и Камчатки:

42.81 °≤ широта ≤ 53.56°;

146.38 °≤ долгота ≤ 161.06°.

Для декластеризации каталога мы применили алгоритм, описанный в работе [Писаренко, Родкин, 2019]. В качестве нижнего порога представительной регистрации событий выбрана магнитуда $m_0 = 5.7$. В результате получилось 158 главных толчков в диапазоне магнитуд $m \geq 5.7$. Интенсивность сейсмического потока составила: $\lambda = 3.9606\,\frac{1}{\text{год}}$. Максимальное землетрясение $m = 8.296$ произошло 15.11.2006 г., широта 46.57°; долгота 153.29°. На рис. 4а показана пространственная конфигурация анализируемых землетрясений; на рис. 4б – график повторяемости.

Результаты для 4-х рассмотренных выше оценок параметра M представлены в табл. 1.

Мы пробовали 5 вариантов “свободных параметров” Байесовского метода. При этом получили довольно большой разброс оценок параметра M и его стандартного отклонения: от 16% до 25% относительных значений. Такой разброс говорит о том, что в данном случае Байесовские оценки параметров довольно существенно зависят от выбора априорной области для параметров. Допустимым можно было бы считать разброс, не превышающий 10%. Однако при выбранных нами значениях свободных параметров (априорные интервалы для $M, s: \mu_n \leq M \leq \mu_n + 1;\ 0.25 \leq s \leq 0.75$)

Таблица 1. Таблица оценок параметра M

Оценка	Значение оценки ± ст. отклонение
$\bar{M}$	8.61 ± 0.28
MP_{trunk}	8.85 ±0.36
MK_{trunk}	9.07 ± 0.50
Bayes	8.73± 0.29

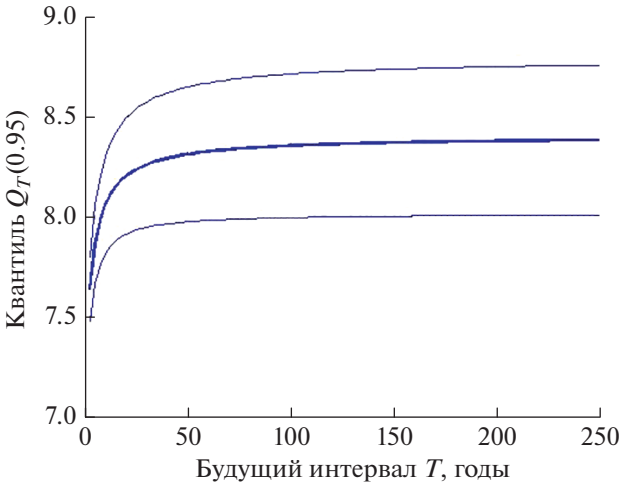


Рис. 5. График оценки квантиля $Q_T(0.95) \pm$ std.

значения Байесовских оценок оказались близки к новым оценкам, введенным в этой статье, и мы оставили их для сравнения.

На рис. 5 представлен график оценки квантиля $Q_T(0.95) \pm$ std.

ОЦЕНИВАНИЕ СТАНДАРТНОГО ОТКЛОНЕНИЯ ОЦЕНОК ПАРАМЕТРОВ

Дисперсию и стандартное отклонение приведенных выше оценок можно было бы оценить с помощью того же приема, который мы использовали для оценивания смещения. Однако при этом получаются весьма сложные формулы, и мы укажем более простой и универсальный путь оценивания. Этот метод основан на идеях бутстреп-оценок [Efron, 1979]. Тем или иным способом строится модель наблюдаемого каталога, а затем с помощью случайных чисел генерируется достаточно большое число случайных каталогов (скажем, 10000), по которым можно с нужной точностью оценить стандартное отклонение оценок. В качестве модели распределения мы предлагаем модель УГР, в которую вместо неизвестных параметров вставлены их оценки максимального правдоподобия. Конечно, эти оценки будут отличаться от неизвестных истинных значений, но это будут отличия, так сказать, "второго порядка" малости по сравнению с самим стандартным отклонением. При больших и умеренных объемах выборки они будут малы и ими вполне можно пренебречь. Однако при малых выборках применение этого метода требует тщательного контроля и дополнительных исследований. Мы рекомендуем подсчитать несколько вариантов моделей, в которых оценки параметров, полученные методом максимального правдоподобия, подвергнуты небольшим возмущениям, и посмотреть, насколько сильно будут меняться оценки стандартного отклонения.

Описанным выше способом оценивались характеристики разброса оценок, показанных на рис. 3, рис. 5 и в табл. 1.

Следует отметить, что в регионе Курильской островной дуги 04.11.1952 г. произошло сильное землетрясение (широта = 52.623°; долгота = = 159.779°), магнитуда которого оценивается по разным каталогам как 8.9–9.0. Оно не вошло в использованный нами каталог СМТ, который начинается с 1976 г. Впрочем, магнитуда этого землетрясения входит в интервал разброса оценок, указанных в таблице, так что можно считать, что она не противоречит этим оценкам.

Если взять оценки максимальной возможной магнитуды Курильской островной дуги, полученные, исходя из региональных тектонических характеристик, то они в целом согласуются с оценками нашей таблицы (см. [Тараканов, 1990; Ермаков, 1997]). Так, оценка максимальной возможной магнитуды по номограмме Ю.В. Ризниченко дает значения $M_{\max} = 8.0–8.5$, а по номограмме Р.З. Тараканова $M_{\max} = 8.6–9.5$. Как отмечается в работе [Ермаков, 1997], оценки Тараканова являются завышенными, т.к. не учитывают разделения Среднего Курильского блока на среднюю и переходную части.

МОДЕЛИ С НЕТОЧНО ЗАДАННЫМИ МАГНИТУДАМИ

Довольно часто модель УГР используют с некоторым "дополнением" (см. например, [Kijko, Sellevol, 1989; Lyubushin, Parvez, 2010]), а именно, считают, что публикуемые в каталогах магнитуды $m_к$ (их называют "кажущимися" – *apparent*) получаются из некоторой "истинной" магнитуды $m_{к0}$ путем добавления некоторой случайной ошибки $\Delta m_к$:

$$m_к = m_{к0} + m_к. \tag{27}$$

Случайную ошибку считают равномерно распределенной на некотором отрезке $[-\Delta;+\Delta]$. Для Δ обычно используют значения порядка 0.2–0.5. Эта модель удобна тем, что для нее плотность вероятности $\varphi_\Delta(m)$ очень просто выражается через исходную функцию распределения $F(m)$:

$$\varphi_\Delta(m) = [F(m+\Delta) - F(m-\Delta)]/2\Delta. \tag{28}$$

Модель (27), (28) несколько сглаживает исходную модель УГР, особенно заметно это сглаживание на концах диапазона магнитуд. Следует принимать во внимание, что использование значений порядка $\Delta \approx 0.5$ предполагает, что истинный неизвестный параметр M может отличаться от наблюдаемого на величину Δ. Кроме того, если наличие ошибок при измерении магнитуд несо-

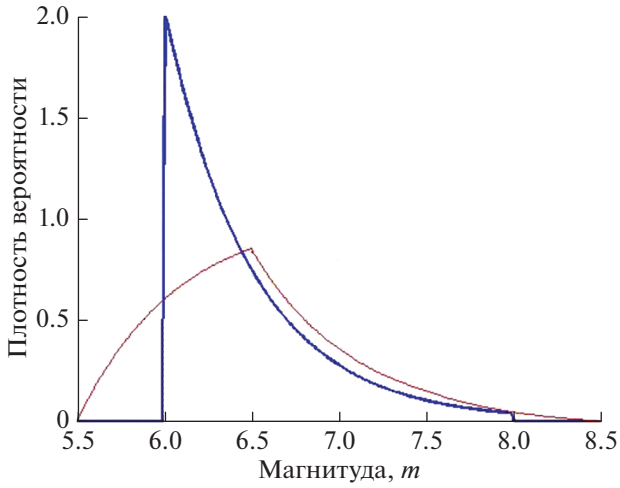


Рис. 6. Плотности вероятности УГР (жирная линия) и УГР с магнитудой, искаженной случайной ошибкой $\Delta = 0.5$. Параметры УГР: $m_0 = 6.0$; $M = 8.0$; $s = 0.5$.

мненно, то само понятие "истинной магнитуды" весьма неопределенно. Для полноты обсуждения требовалось бы сравнить качество подгонки простой и сглаженной моделей УГР к исследуемому каталогу. Мы не будем углубляться в дискуссию по этому вопросу, она выходит за рамки настоящей статьи, а приведем лишь плотность сглаженной модели и сравним ее с несглаженной моделью (см. рис. 6).

Мы видим, что сглаженная модель весьма заметно искажает усеченный закон Гутенберга–Рихтера, особенно на левом конце диапазона. Это несомненно повлияет на оценку параметра s (или β).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В настоящей работе предложен новый способ оценки максимально возможной региональной магнитуды M, полученный в рамках распространенной модели усеченного распределения Гутенберга–Рихтера (УГР). Описан также метод оценки квантиля $Q_T(q)$ максимального землетрясения в будущем интервале времени. Получена точная формула для смещения оценок максимальной магнитуды M и квантиля $Q_T(q)$ в виде конечной эффективно вычисляемой суммы. Эти смещения выражаются через неполную Бета-функцию, один из аргументов которой равен –1. Соответствующая полная функция равна при таком аргументе бесконечности. Для неполной функции (она конечна) удалось получить точную формулу в виде эффективно вычисляемой суммы (12), (17).

Показано, что новая оценка по эффективности не уступает известным распространенным оценкам максимальной магнитуды M, а в ряде случаев заметно превосходит их. Среди всех известных методов, пожалуй, лишь Байесовский метод можно считать сравнимым по эффективности с новым методом (хотя в приведенном примере он немного уступает новому методу по величине *MSE*). Однако Байесовский метод содержит два "свободных параметра" алгоритма. Это параметры априорных интервалов для β и M. Если же в Байесовском методе используется возмущение магнитуды (что делается очень часто), то добавляется еще и третий параметр – масштаб возмущения. Эти 2–3 параметра часто выбирают без достаточного обсуждения и обоснования, исходя из индивидуальных и интуитивных соображений о том, какое значение параметра лучше соответствует представлениям автора об изучаемом явлении. В то же время новая оценка не зависит от каких-либо свободных параметров и процедура ее применения определена однозначно. В Байесовском методе при оценке максимальной магнитуды M очень большое значение имеет выбор априорного интервала для M. Брать ли в качестве конца априорного интервала ($\mu_n + 0.2$), ($\mu_n + 1$) или ($\mu_n + 1.5$) – от этого может сильно зависеть результат оценки M. К сожалению, подобные детали обычно не обсуждаются и выбор априорных интервалов не обосновывается.

Байесовский подход занимает большое место в задачах оценки сейсмического риска (см. [Lyubushin, 2010; Pisarenko et al., 1996; Pisarenko, Lyubushin, 1999; Lyubushin et al., 2002; Kijko, 2012; Zentner, 2020; Писаренко и др., 2021]. Сделаем одно общее замечание относительно Байесовского подхода. При этом подходе неизвестные параметры (в частности, параметр M) рассматриваются как случайные величины, в то время как в исходной задаче они предполагались неизвестными величинами. Среди статистиков нет единого мнения об обоснованности такой замены. Применение случайных величин всегда подразумевает ансамбль реализаций (генеральную совокупность), в которой эти случайные величины реализуются. Для Байесовского подхода это не всегда легко сделать. Если говорить о максимальной магнитуде M, то исследователь, вообще говоря, интересуется максимально возможной магнитудой в данном конкретном регионе, а не популяцией возможных величин M (см. дискуссию по этому вопросу в работе [Kendall, Stuart, 1961] и в статье (Pisarenko, Rodkin, 2021)[1].

В одной из ранних работ автора [Pisarenko et al., 1996] введена несмещенная оценка максимальной магнитуды M, обладающая наименьшей дисперсией среди всех несмещенных оценок:

$$\breve{M} = \mu_n + \frac{1}{n} \frac{1}{f\left(\mu_n/\mu_n, \beta\right)}. \qquad (29)$$

[1] *Pisarenko V.F., Rodkin M.V.* The *M*max problem: possible approaches // Surveys in Geophysics (to be published). 2021.

Эту оценку можно вывести из общих результатов Тейта [Tate, 1959] (см. также [Kendall, Stuart, 1961]), но в этих работах она получается сложным путем с помощью интегральных уравнений, в то время как в работе [Pisarenko et al., 1996] дан простой наглядный вывод. Ценное качество оценки (29) состоит в том, что она имеет нулевое смещение, и ее следует использовать в тех задачах оценки сейсмического риска, где систематическое смещение важнее случайного разброса оценки. К сожалению, оценка (29) имеет довольно большую дисперсию, так что ее *MSE* больше, чем у многих других оценок. Выше мы использовали усеченный вариант оценки (29), он вполне конкурентоспособный, его *MSE* уменьшается (в зависимости от выбранного порога усечения), но, естественно, появляется систематическое смещение.

По мнению автора наиболее эффективными оценками параметра максимальной возможной магнитуды M являются два метода: введенная в настоящей работе новая оценка $\bar{M}$ (13), (17) и Байесовская оценка. Можно рекомендовать к применению обе эти оценки (при обоснованном выборе “свободных параметров” Байесовского метода, причем рекомендуется предварительно пробовать несколько вариантов Байесовских свободных параметров). Дополнительную, весьма полезную информацию о максимальных возможных толчках даст оценка квантилей $Q_T(q)$, изложенная выше.

Разумеется, методы оценивания максимальных, возможных магнитуд не ограничиваются рамками УГР, в которых мы рассматривали эту проблему в настоящей работе. Для решения этой проблемы предлагаются и более сложные модели, учитывающие различные детали поведения хвоста распределения магнитуд (см. например, работу [Писаренко и др., 2020], в которой предложена двухчастная модель закона повторяемости землетрясений с использованием теории экстремальных значений [Gumbel, 1958; Embrechts et al.,1997; De Haan, 2006]). Более сложные модели требуют для детального описания хвоста распределений большего числа сильных событий, а это не всегда выполнимо в конкретных практических задачах. Так что модель УГР, которая как раз предназначена для работы с относительно небольшим количеством сильных событий, будет востребована еще долгое время.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Рассмотрим функцию:

$$G(M_{\max}) = M_{\max} - \int_{m_0}^{M_{\max}} \left[\frac{1-\exp(-\beta(x-m_0))}{1-\exp(-\beta(M_{\max}-m_0))}\right]^n dx.$$

Интеграл в правой части можно преобразовать следующим образом. Рассмотрим новую переменную:

$$y = \frac{1-\exp(-\beta(x-m_0))}{1-\exp(-\beta(M_{\max}-m_0))}$$

и обозначим:

$$u = 1 - \exp(-\beta(M_{\max} - m_0)).$$

Мы получаем:

$$M_{\max} = m_0 - \frac{\lg(1-u)}{\beta},$$

$$G(M_{\max}) = M_{\max} - \int_0^1 y^n \frac{u}{\beta(1-uy)} dy =$$

$$= m_0 - \frac{\lg(1-u)}{\beta} - \frac{1}{\beta u^n}\int_0^u \frac{z^n dz}{1-z} =$$

$$= m_0 - \frac{\lg(1-u)}{\beta} - \frac{1}{\beta u^n}\int_0^u \frac{(z^n-1+1)dz}{1-z} =$$

$$= m_0 - \frac{\lg(1-u)}{\beta} - \frac{1}{\beta u^n}\int_0^u \frac{(z^n-1)dz}{1-z} -$$

$$- \frac{1}{\beta u^n}\int_0^u \frac{dz}{1-z} = m_0 - \frac{\lg(1-u)}{\beta} +$$

$$+ \frac{1}{\beta u^n}\int_0^u (1+z+z^2+\ldots+z^{n-1})dz + \frac{\lg(1-u)}{\beta u^n} =$$

$$= m_0 + \frac{1}{\beta}\left\{(1/u^n)^{-1}\lg(1-u) + \frac{S_u}{u^n}\right\},$$

где: $S_u = u + \frac{u^2}{2} + \ldots + \frac{u^n}{n}$; $u = 1 - \exp(-\beta(M_{\max} - m_0))$.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 20-05-00433.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит Д.В. Писаренко за ценные замечания, способствовавшие улучшению работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ермаков В.А. Тектоническое районирование Курильских островов и проблемы сейсмичности // Физика Земли. 1997. № 1. С. 30–47.

Писаренко В.Ф. Статистическая оценка максимального возможного землетрясения // Физика Земли. 1991. № 9. 38–46.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Нестабильность параметра Ммах и альтернатива его использования // Физика Земли. 2009. № 12. С. 48–59.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Декластеризация сейсмического потока, статистический анализ // Физика Земли. 2019. № 5. С. 38–52.

Писаренко В.Ф., Родкин М.В., Рукавишникова Т.А. Стабильная модификация закона повторяемости землетрясений и перспективы ее применения в сейсмическом районировании // Физика Земли. 2020. № 1. С. 62–76.

Писаренко В.Ф., Любушин А.А., Родкин М.В. Максимальные землетрясения в будущих интервалах времени // Физика Земли. 2021. № 2. С. 1–19.

Тараканов Р.З. Оценка максимально возможных магнитуд землетрясений для Курило-Камчатского региона. Природные катастрофы и стихийные бедствия в Дальневосточном регионе. Владивосток: РИО ДВО АН СССР. Т. 1. 1990. С. 28–47.

Beirlant J., Kijko A., Reynkens T., Einmahl J. Estimating the maximum possible earthquake magnitude using extreme value methodology: the Groningen case // Nat. Hazards. 2019. V. 98. P. 1091–1113.

Coles S., Dixon M. Likelihood-based Inference for Extreme Value Models // Extremes. 1999. V. 2. № 1. P. 5–23.

Dargahi-Noubary G.R. Statistical methods for earthquake hazard assessment and risk analysis. Huntington, NY: Nova Science Publishers. 2000.

Efron B. Bootstrap methods: another look at the jackknife // Ann. Stat. 1979. V. 7. № 1. P. 1–26.

De Haan L. Extreme Value Theory, An Introduction. NY: Springer. 2006.

Embrechts P., Kluppelberg C., Mikosch T. Modelling extremal events. Berlin: Springer. 1997.

Gumbel E.J. Statistics of extremes. New York: Columbia University Press. 1958.

Gutenberg B., Richter C. Seismicity of the earth. 2nd ed. Princeton University Press, Princeton, NY. 1954.

Gutenberg B., Richter C. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, part II // Bull. Seism. Soc. Am. 1956. V. 46. P. 105–145.

Holschneider M., Zoller G., Hainzl S. Estimation of the maximum possible magnitude in the framework of the doubly truncated Gutenberg–Richter model // Bull. Seismol. Soc. Am. 2011. V. 101. № 4. P. 1649–1659.

Kagan Y. Y., Schoenberg F. Estimation of the upper cutoff parameter for the tapered Pareto distribution // J. Appl. Probab. 2001. V. 38(A). P. 158–175.

Kendall M., Stuart A. The Advanced Theory of Statistics, V. 2. Griffin, London. 1961.

Kijko A. Estimation of the maximum earthquake magnitude *M*max // Pure Appl. Geophys. 2004. V. 161. № 8. P. 1655–1681.

Kijko A. On Bayesian procedure for maximum earthquake magnitude estimation // Res. Geophys. 2012. V. 2. № 1. P. 46–51.

Kijko A., Graham G. Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis part I: Estimation of maximum regional magnitude *M*max // Pure Appl. Geophys. 1998. V. 152. № 3. P. 413–442.

Kijko A., Sellevoll M.A. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes // Bull. Seism. Soc. Amer. 1989. V. 79. P. 645–654.

Kijko A., Sellevoll M.A. Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II. Incorporation of magnitude heterogeneity // Bull. Seism. Soc. Amer. 1992. V.82. P. 120–134.

Kijko A., Singh M. Statistical tools for maximum possible earthquake estimation // Acta Geophys. 2011. V. 59. № 4. P. 674–700.

Lasocki S., Urban P. Bias, variance and computational properties of Kijko's estimators of the upper limit of magnitude distribution, *M*max // Acta Geophys. 2011. V. 59. № 4. P. 659–673.

Lyubushin A.A., Tsapanos T.M., Pisarenko V.F., Koravos G.Ch. Seismic hazard for selected sites in Greece: A Bayesian estimates of seismic peak ground acceleration // Natural Hazard. 2002. V. 25. № 1. P. 83–89.

Lyubushin A.A., Parvez I.A. Map of Seismic Hazard of India using Bayesian Approach // Natural Hazard. 2010. V. 55. № 2. P. 543–556.

Pisarenko V.F., Lyubushin A.A., Lysenko V.B., Golubeva T.V. Statistical estimation of seismic hazard parameters: maximal possible magnitude and related parameters // Bullet. of Seismological Society of America. 1996. V. 86. № 3. P. 691–700.

Pisarenko V.F., Lyubushin A.A. Bayesian Approach to Seismic Hazard Estimation: Maximum Values of Magnitudes and Peak Ground Accelerations // Earthquake Research in China (English Edition). 1999. 13. № 1. P. 47–59.

Pisarenko V.F., Rodkin M.V. Heavy-tailed distributions in disaster analysis. New York: Springer. 2010a.

Pisarenko V.F., Rodkin M.V. Distribution of maximum earthquake magnitudes in future time intervals: application to the seismicity of Japan (1923–2007) // Earth Planets space. 2010b. V. 62. P. 1–12.

Pisarenko V.F., Rodkin M.V. The maximum earthquake in future *T* years: Checking by a real catalog // Chaos, Solitons & Fractals. 2015. V. 74. P. 89–98.

Pisarenko V.F., Rodkin M.V. The new quantile approach: application to the seismic risk assessment / Rascobic B., Mrdja S., (eds.). Natural disasters: prevention, risk factors and management. New York: NOVA Publishers. 2013. P. 141–174.

Pisarenko V.F., Sornette A., Sornette D., Rodkin M.V. New Approach to Characterization of Mmax and the Tail of Distribution of Earthquake Magnitudes // Pure and Applied Geophysics. 2008. V. 65. P. 847–888.

Pisarenko V.F., Sornette D., Rodkin M.V. Distribution of maximum earthquake magnitudes in future time intervals: application to the seismicity of Japan (1923–2007) // Earth Planets Space. 2010. V. 62. P. 567–578.

Tate R.F. Unbiased Estimation: Functions of Location and scale parameters // Annals of Math. Statistics. 1959. V. 30. № 2. P. 341–366.

Vermeulen P., Kijko A. More statistical tools for maximum possible earthquake magnitude estimation // Acta Geophysica. 2017.
https://doi.org/10.1007/s11600-017-0048-3

Zentner I., Ameri G., Viallet E. Bayesian Estimation of the Maximum Magnitude $m_{\max}$ Based on the Extreme Value Distribution for Probabilistic Seismic Hazard Analysis // Pure Appl. Geophys. 2020. V. 177. P. 5643–5660.

Zoller G., Holschneider M., Hainzl S. The maximum Earthquake Magnitude in a Time Horizon: Theory and Case Studies // BSSA. 2013. V. 103. № 2A. P. 860–875.

Zoller G., Holschneider M. The maximum possible and the maximum expected earthquake magnitude for production-induced earthquakes at the gas field in Groningen, The Netherlands // Bull. Seismol. Soc. Am. 2016. V. 106. № 6. P. 2917–2921.

Estimating the Parameters of Truncated Gutenberg–Richter Distribution

V. F. Pisarenko*

Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
**e-mail: pisarenko@yasenevo.ru*

In the framework of the truncated Gutenberg–Richter distribution model, the problem of estimating the maximum possible regional magnitude M is considered. A new estimator of parameter M is proposed based on the bias-corrected maximum likelihood estimate, for which an exact formula is derived in the form of a finite sum of some functions of sample maximum μ_n. The new estimate is compared with some known estimates of parameter M and its fairly high efficiency is shown. Using a similar technique, an estimate is obtained of quantile $Q_T(q)$ of the maximum earthquake magnitude in a given future time interval T. It is shown that the distribution density of magnitudes is significantly distorted at the ends of the magnitude range when using the model of magnitude perturbation by random errors.

Keywords: truncated Gutenberg–Richter distribution (TGR), maximum possible regional magnitude M, quantiles of maximum magnitude in the future time interval T

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 100–117

УДК 550.34.012

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ МАГНИТУДЫ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОЙ РЕГИСТРАЦИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2022 г. В. А. Павленко[1,*], А. Д. Завьялов[1,**]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: pavlenko.vasily@gmail.com

**E-mail: zavyalov@ifz.ru

Поступила в редакцию 09.10.2020 г.
После доработки 18.05.2021 г.
Принята к публикации 11.06.2021 г.

Магнитуда представительной регистрации землетрясений M_c – важный параметр, характеризующий полноту сейсмических данных. Известно, что пространственно-временные вариации M_c необходимо учитывать для получения корректных оценок параметров сейсмического режима. В работе сравниваются шесть современных методов оценки M_c. Для сравнения методов использованы выборки из реальных инструментальных каталогов землетрясений, а также синтетические каталоги, сгенерированные на основе трех моделей распределения магнитуды. Проанализированы зависимости двух первых моментов распределений оценок M_c от формы распределения магнитуды и объема выборки. Использованы три модели, отвечающие выборочным распределениям, встречающимся при анализе инструментальных каталогов землетрясений. На основе полученных результатов сформулированы рекомендации по выбору подходящего метода оценки M_c.

Ключевые слова: магнитуда представительной регистрации, полнота сейсмических данных, инструментальные каталоги, синтетические каталоги.

DOI: 10.31857/S0002333722010069

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших характеристик сейсмического процесса является частота возникновения землетрясений разной силы. Зависимость частоты землетрясений от магнитуды называют законом повторяемости землетрясений. В сейсмологии наиболее широко известен закон повторяемости Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944]:

$$\lg_{10}(N) = a - bM, \qquad (1)$$

где: N – число землетрясений с магнитудой $m \geq M$; a – параметр сейсмической активности; b – наклон графика повторяемости землетрясений.

Закон Гутенберга–Рихтера применим для описания сейсмичности различных тектонических режимов. Параметры a и b имеют принципиальное значение для анализа сейсмической опасности. Кроме того, временное снижение величины b неоднократно наблюдалось перед возникновением сильных землетрясений [Gibowicz, 1973; Завьялов, 1984; 2006; Nuannin et al., 2005]. Временные снижения и нарастания сейсмической активности, известные как сейсмические затишья и форшоковые активизации, также рассматриваются в качестве возможных предвестников сильных землетрясений [Wyss et al., 1999; Zöller et al., 2002].

Определение значений a и b существенно осложняется тем, что обычно график повторяемости землетрясений соответствует теоретической зависимости (1) лишь на ограниченном интервале значений магнитуды (см. рис. 1). Выраженный излом кумулятивного графика повторяемости в области малых магнитуд обычно связывают с неполной регистрацией слабых землетрясений [Писаренко, 1989; Smirnov, 1998; Смирнов, Габсатарова, 2000; Wiemer, Wyss, 2000].

Магнитуда представительной регистрации M_c – это минимальная магнитуда, для которой землетрясения в заданной области регистрируются в полном объеме. Значение M_c соответствует началу линейной части графика повторяемости, поэтому знание M_c становится критически важным для получения адекватных оценок параметров Гутенберга–Рихтера.

Из соотношения (1) следует, что магнитуда имеет экспоненциальное распределение с функцией плотности:

$$f_M(m) = \beta e^{-\beta(m - M_c)}, \quad m \geq M_c, \qquad (2)$$

где $\beta = b\ln(10)$.

Существующие методы оценки параметра b включают метод наименьших квадратов [Guttorp,

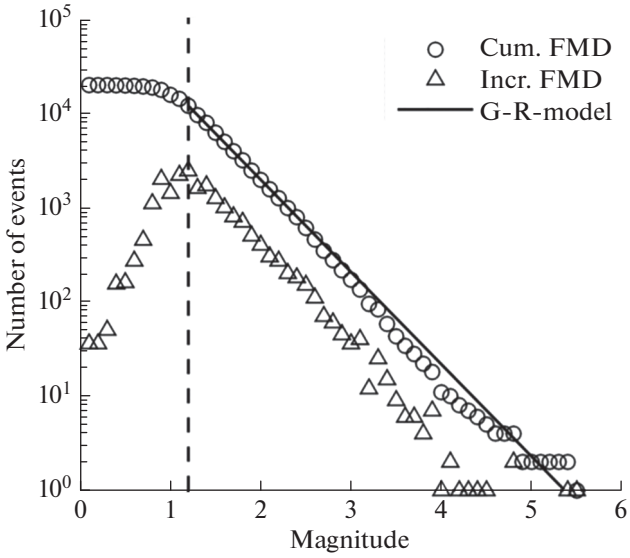


Рис. 1. Метод MAXC. Дискретный и кумулятивный графики повторяемости для выборки из каталога NCSN (Northern California Seismic Network). Сплошной линией показана аппроксимация законом Гутенберга–Рихтера, вертикальная штриховая линия показывает оценку M_c, взятую в точке максимальной кривизны кумулятивного графика повторяемости. Полученные оценки параметров $M_c = 1.2$, $a = 5.25$, $b = 0.98$.

1987; Nuannin et al., 2005], метод максимального правдоподобия [Aki, 1965; Гусев, 1974; Bender, 1983] и метод, основанный на минимизации статистики критерия согласия Колмогорова [Goldstein et al., 2004]. Прекрасный обзор наиболее распространенных на практике методов оценки b представлен в работе [Marzocchi, Sandri, 2003].

В статье [Bengoubou-Valérius, Gibert, 2013] был выполнен сравнительный анализ этих методов. Авторы исследования пришли к выводу о том, что наиболее надежным является метод максимального правдоподобия. С учетом поправки за дискретизацию магнитуды [Utsu, 1966], оценка максимального правдоподобия b будет иметь вид:

$$\hat{b} = \frac{\lg_{10}(e)}{\bar{M} - (M_c - \Delta M/2)}, \qquad (3)$$

где $\bar{M}$ – среднее выборочное значение магнитуды при $m \geq M_c$, ΔM – интервал группировки, т.е. точность определения магнитуды (в современных каталогах обычно $\Delta M = 0.1$).

Недооценка, т.е. занижение величины M_c приводит к получению некорректных оценок параметров сейсмичности и ошибочной интерпретации данных. Так, включение событий с непредставительной регистрацией в оценку наклона графика повторяемости b может привести к существенному занижению этой оценки (см. рис. 2б), что в свою очередь влечет недооценку частоты возникновения слабых землетрясений и переоценку частоты возникновения сильных землетрясений. Переоценка, т.е. завышение M_c может быть не столь критична [Chen et al., 2011], но приводит к снижению объема анализируемой выборки, а значит повышает неопределенность всех дальнейших результатов анализа. Значение M_c изменяется в пространстве и во времени и эти вариации необходимо учитывать при работе с каталогами землетрясений для оценки различных параметров сейсмического режима.

Таким образом, анализ пространственно-временных вариаций M_c становится неотъемлемым элементом практически любого исследования, опирающегося на каталоги землетрясений.

Одна из первых методик оценки M_c была предложена в работе [Stepp, 1972] и была основана на предположении о том, что последовательность основных землетрясений соответствует стационарному Пуассоновскому процессу. В таком случае средняя частота землетрясений λ должна быть стабильна в представительной части каталога, а ее стандартное отклонение обратно пропорционально взятому для оценки λ интервалу времени: $\sigma_\lambda = \sqrt{\lambda/T}$. По графику зависимости $\sigma_\lambda(T)$ для каждого значения магнитуды можно определить момент, когда график начинает отклоняться от степенной зависимости $1/\sqrt{T}$, что соответствует окончанию периода представительной регистрации.

Позднее был предложен метод оценки M_c, основанный на сравнении числа землетрясений, зарегистрированных в дневное и в ночное время [Rydelek, Sacks, 1989]. Этот метод предназначен для анализа локальных каталогов. Предполагается, что вероятность обнаружения землетрясений возрастает в ночное время вследствие снижения уровня индустриальных шумов. Таким образом, если преобладающее число землетрясений в заданном интервале значений магнитуды регистрируется ночью, каталог считается непредставительным в этом интервале.

В дальнейшем проблеме оценки M_c уделялось существенное внимание и со временем число методов оценки M_c значительно возросло. Подробный обзор современных методов оценки M_c приводится в работе [Mignan, Woessner, 2012]. Большинство этих методов можно отнести к одной из двух категорий:

1. Методы, основанные на анализе каталогов землетрясений.

2. Методы, анализирующие возможности регистрации землетрясений станциями сейсмиче-

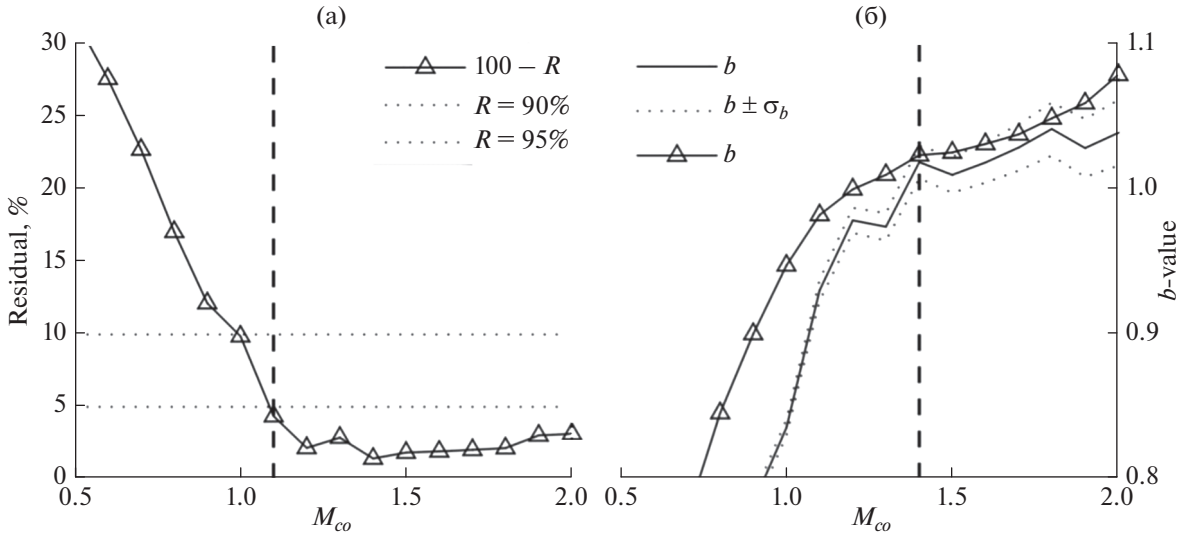


Рис. 2. (а) – Метод GFT. График величины $100 - R$, построенный по выборке из каталога NCSN. Горизонтальные пунктирные линии показывают уровни величины критерия R, при достижении которых берется оценка M_c, вертикальная штриховая линия показывает оценку M_c; (б) – метод MBS. Графики текущих и усредненных значений b, построенные по выборке из каталога NCSN. Сплошной линией показан график значений b, пунктиром показаны границы одного стандартного отклонения b, линия с треугольными маркерами показывает график усредненных значений b, вертикальная штриховая линия показывает оценку M_c.

ской сети заданной конфигурации [Ringdal, 1975; Gomberg, 1991].

Сопоставление результатов этих двух подходов выполнялось, в частности, в работе [Смирнов, Габсатарова, 2000], где по данным каталога землетрясений Северного Кавказа было показано, что оценки минимального представительного класса, полученные с помощью двух подходов, хорошо согласуются между собой и адекватно отражают изменения сейсмической сети.

Методы из первой категории менее трудоемкие, требуют меньшего объема информации и чаще применяются на практике. Кроме того, информация, необходимая для использования методов из второй категории, не всегда доступна для исследователей, вследствие чего эти методы не всегда применимы. Поэтому в данной работе рассматриваются только методы из первой категории. Существующее разнообразие приводит к тому, что сам по себе выбор предпочтительного метода оценки M_c перестает быть тривиальным.

В настоящей работе рассмотрены шесть современных методов оценки M_c, проанализировано поведение оценок этих методов на синтетических каталогах землетрясений в зависимости от объема выборки и формы исходного распределения числа событий по магнитуде, использованного при создании синтетического каталога. Для анализа вариаций оценок M_c использован метод бутстрап анализа.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ МАГНИТУДЫ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОЙ РЕГИСТРАЦИИ

Оценка M_c в точке максимальной кривизны кумулятивного графика повторяемости землетрясений [Wiemer, Wyss, 2000]. Это самая простая и быстрая процедура оценки M_c. На практике точка максимальной кривизны кумулятивного графика повторяемости соответствует магнитуде, на которую приходится максимальное число событий в выборке. Несмотря на простоту и надежность, данная процедура имеет тенденцию занижать значение M_c, в особенности в тех случаях, когда дискретный график повторяемости не имеет выраженного максимума. Предположительно, такая форма дискретного графика повторяемости, а именно кривизна непредставительной его части, может указывать на неоднородность анализируемой выборки [Mignan, 2012]. Тем не менее, для однородных выборок такая оценка будет адекватной [Mignan et al., 2011]. Процедура будет обозначаться аббревиатурой MAXC (от *Maximum curvature*), а соответствующая оценка – M_c^{MAXC}. Пример такой оценки показан на рис. 1.

Оценка M_c посредством расчета критерия согласия [Wiemer, Wyss, 2000]. Данный метод основан на сравнении анализируемой выборки значений магнитуды и созданной на ее основе синтетической выборки. На первом этапе выбирается значение магнитуды нижней отсечки M_{co} (это

значение не должно превышать M_c^{MAXC}), по части выборки с магнитудами $m \geq M_{co}$ методом максимального правдоподобия оцениваются параметры a, b из (1). На основе полученных оценок a, b создается синтетическая выборка из распределения Гутенберга–Рихтера. Далее сравниваются кумулятивные графики повторяемости для анализируемой и синтетической выборки и расчитывается критерий согласия:

$$R(a,b,M_{co}) = 100 - \left(\frac{\sum_{M_{co}}^{M_{\max}} |B_i - S_i|}{\sum_i B_i} \times 100 \right), \qquad (4)$$

где B_i, S_i – кумулятивное число событий в i-ом магнитудном интервале для анализируемой и синтетической выборки соответственно.

Величина R показывает, какой процент от объема анализируемой выборки можно описать соотношением (1) при данном значении M_{co}. Значение M_{co} повышается на величину ΔM, соответствующую точности определения магнитуды, и вычисления повторяются. В качестве оценки M_c выбирается наименьшее значение M_{co}, для которого величина критерия согласия R достигает заданного уровня (обычно это 90 или 95%). Процедура будет обозначаться аббревиатурой GFT (от *Goodness-of-fit test*), а соответствующая оценка – M_c^{GFT}. Пример применения данной процедуры показан на рис. 2а.

Оценка M_c по стабилизации значений *b-value*. Данная процедура была предложена в работах [Арефьев и др, 1989; Cao, Gao, 2002], в ее основе лежит наблюдение, согласно которому величина b возрастает при $M_{co} < M_c$ и при $M_{co} \gg M_c$, но остается практически неизменной при $M_{co} \geq M_c$. Соответственно, в качестве оценки M_c можно взять магнитуду, для которой разность двух последовательных значений b достаточно мала (например, меньше 0.03). В работе [Woessner, Wiemer, 2005] процедура была доработана и был предложен формализованный критерий стабилизации b. Модифицированная процедуры выполняется следующим образом: для некоторого диапазона значений M_{co} по формуле (3) оцениваются значения b и рассчитываются среднеквадратичные ошибки этих оценок σ_b по формуле [Shi, Bolt, 1982]:

$$\sigma_b = \frac{b^2}{\lg_{10}(e)} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} (M_i - \bar{M})^2}{N(N-1)}}, \qquad (5)$$

где $\bar{M}$ – среднее выборочное значение магнитуды, N – число событий.

Затем в окне шириной $dM = 5\Delta M$ рассчитываются усредненные значения b:

$$\bar{b} = \sum_{M_{co}}^{M_{co}+5\Delta M} b(M_{co})/5. \qquad (6)$$

В качестве оценки M_c выбирается наименьшее значение M_{co}, для которого разность между текущим и усредненным значениями b не превосходит среднеквадратичную ошибку оценки этого параметра, т.е. выполняется условие $\Delta b = |\bar{b} - b| \leq \sigma_b$. Процедура обозначается аббревиатурой MBS (M_c by b-value stability), а соответствующая оценка – M_c^{MBS}. Пример применения метода показан на рис. 2б.

Оценка M_c методом медианного анализа последовательности значений сдвигов дискретного графика повторяемости [Amorèse, 2007]. Метод основан на итерационной процедуре поиска точек, в которых происходит излом дискретного графика повторяемости. Для этого в каждой точке M_i, ($i > 1$) рассчитывается величина сдвига:

$$s(M_i) = \frac{\lg_{10}[N(M_{i-1})] - \lg_{10}[N(M_i)]}{M_{i-1} - M_i}, \qquad (7)$$

где $N(M_i)$ – число событий в интервале $M_i \pm \Delta M/2$.

Сдвиги $s(M_i)$ характеризуют направленность и выраженность изменений дискретного графика повторяемости. Каждому значению $s(M_i)$ присваивается ранг R_i так, что наименьшее значение получает минимальный ранг – 1. Затем ранги суммируются в каждой точке $SR_i = \sum_{k=1}^{i} R_k$ и рассчитывается модифицированная сумма рангов SA_i:

$$SA_i = |2SR_i - i(n+1)|, \qquad (8)$$

где n – длина последовательности.

Последовательность SA_i достигает максимума в точке n_1, это наиболее вероятная точка излома дискретного графика повторяемости. В этой точке последовательность $s(M_i)$ делится на две части: $i_1 = 2,\ldots,n_1$ и $i_2 = n_1+1,\ldots,n+1$. Проверяется гипотеза о том, что в точке n_1 нет излома дискретного графика повторяемости, против альтернативной гипотезы о том, что излом есть. Решение принимается на основе непараметрического критерия суммы рангов Уилкоксона [Wilcoxon, 1945], также известного как U-критерий Манна–Уитни [Mann, Whitney, 1947]. Если основная гипотеза отвергается при заданном уровне значимости,

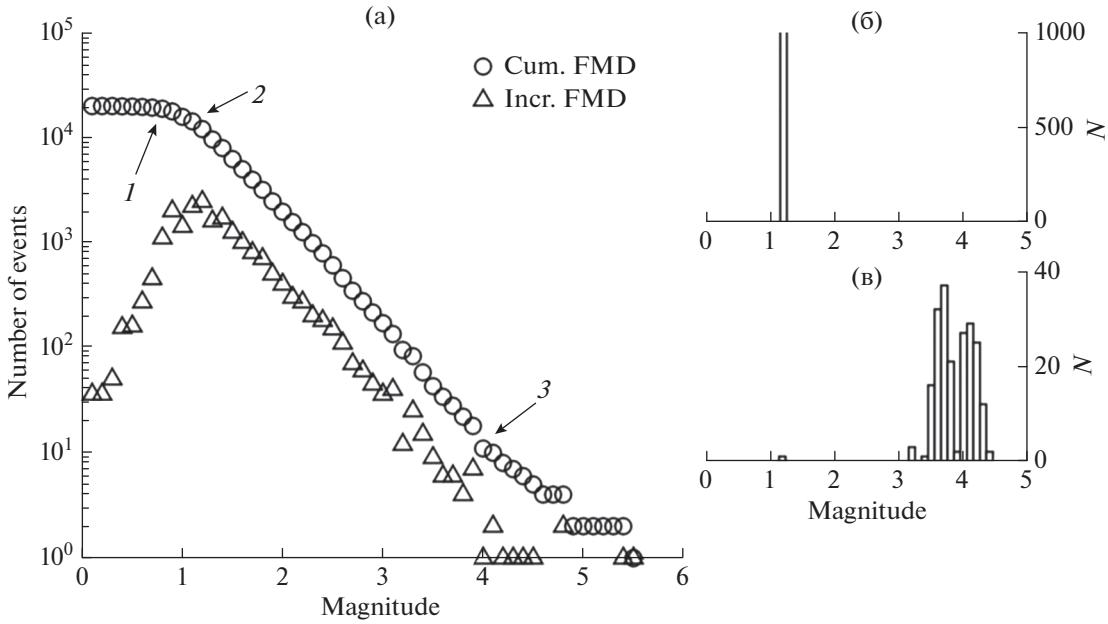


Рис. 3. Метод MBASS: (а) – дискретный и кумулятивный графики повторяемости для выборки из каталога NCSN. Стрелками показаны типичные точки излома графика повторяемости. Точка *2* соответствует магнитуде M_c. Бутстрап-распределения (б) основной точки излома (точка *2*) и (в) второстепенной точки излома (точки *1* и *3*).

точка n_1 заносится в список и итерации продолжаются. Процедура может обнаружить несколько значимых точек излома (рис. 3), магнитуде M_c соответствует та точка, для которой вероятность ошибки первого рода при проверке гипотезы минимальна. Процедура обозначается аббревиатурой MBASS (Median-based analysis of the segment slope), а соответствующая оценка – M_c^{MBASS}.

Оценка M_c методом моделирования полного диапазона значений магнитуды [Ogata, Katsura, 1993]. Согласно этому методу, для любого значения m наблюдаемую интенсивность потока событий $\lambda(m)$ можно представить в виде:

$$\lambda(m) = \lambda_0(m) q(m), \tag{9}$$

где $\lambda_0(m) = e^{-\beta m}$ – теоретическая интенсивность, $q(m)$ – вероятность обнаружения событий, которая задается нормальным распределением:

$$q(m) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \int_{-\infty}^{m} \exp\left(\frac{-(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) dx, \tag{10}$$

где μ и σ – среднее и стандартное отклонение.

С учетом сделанных предположений в работе [Ogata, Katsura, 1993] была получена функция плотности распределения магнитуды на всем диапазоне ее значений:

$$f_M(m) = \beta \exp\left(-\beta(m-\mu) - \beta^2 \frac{\sigma^2}{2}\right) q(m). \tag{11}$$

Параметры этой модели оцениваются методом максимального правдоподобия. Магнитуда M_c не входит в модель в явном виде и задается через параметры μ и σ: $M_c(n) = \mu + n\sigma$, n – показатель уровня доверия. При $n = 0$ регистрируются лишь 50% событий с магнитудой $m \geq M_c$ при $n = (1, 2, 3)$ регистрируются 84, 98 и 99% событий, соответственно. Вопрос о том, как соотносятся уровни представительности $M_c(n)$ модели (11) с оценками M_c остальных методов, рассматривался в статье [Mignan, Woessner, 2012], где на синтетических и реальных каталогах землетрясений было показано, что оценки M_c преимущественно попадают в интервал $(\mu, \mu + \sigma)$, в редких случаях могут достигать уровня $\mu + 2\sigma$, то есть 95%-ой вероятности обнаружения этой модели. Модель (11) обозначается аббревиатурой OK (от Ogata and Katsura), пример применения этой модели показан на рис. 4.

В дальнейшем метод был модифицирован для того, чтобы явно включить в модель M_c [Woessner, Wiemer, 2005]. Была предложена составная модель, в которой нормальное распределение описывает вероятность обнаружения непредставительных событий:

$$q(m) = \begin{cases} \dfrac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \displaystyle\int_{-\infty}^{m} \exp\left(\frac{-(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right) dx & m < M_c \\ 1 & m \geq M_c \end{cases}. \tag{12}$$

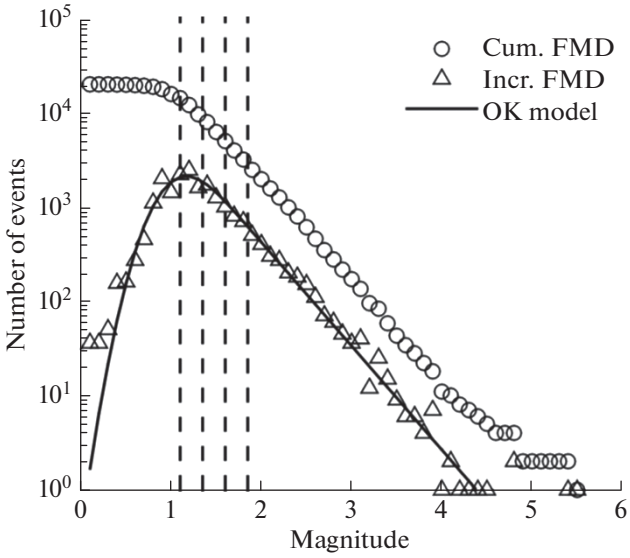


Рис. 4. Модель OK: дискретный и кумулятивный графики повторяемости для выборки из каталога NCSN. Сплошной линией показана аппроксимация моделью OK, вертикальными штриховыми линиями показаны оценки $M_c(n)$ для $n = (0,1,2,3)$.

Важно отметить, что для этой модели уравнение (9) не выполняется, интенсивность потока событий задается следующей функцией:

$$\lambda(m) = \begin{cases} \dfrac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma}\displaystyle\int_{-\infty}^{m} \exp\left(\dfrac{-(x-\mu)^2}{2\sigma^2}\right)dx & m < M_c \\ \exp(-\beta(m - M_c)) & m \geq M_c \end{cases}. \quad (13)$$

Эта модель будет обозначаться аббревиатурой WW (от *Woessner and Wiemer*), метод будет обозначаться аббревиатурой EMR (от *Entire Magnitude Range*), а соответствующая оценка – M_c^{EMR}. Параметры μ и σ оцениваются методом нелинейной регрессии по данным выборки в диапазоне $m < M_c$, параметры a и b оцениваются методом максимального правдоподобия по данным в диапазоне $m \geq M_c$. На основе этих оценок и уравнения (13) рассчитывается теоретический дискретный график повторяемости на всем диапазоне значений магнитуды и оценивается правдоподобие получения такой выборки. Вычисления повторяются для некоторого диапазона значений M_c, итоговая оценка берется в максимуме функции правдоподобия. Такой подход дает наиболее всестороннее описание сейсмичности, но является наиболее затратным в плане времени вычислений. Применение метода показано на рис. 5.

Оценка M_c в точке начала линейной части графика повторяемости [Писаренко, 1989; Смирнов, 2009]. Процедура основана на проверке гипотезы о прямолинейности графика повторяемости. На первом этапе выбирается начальное значение

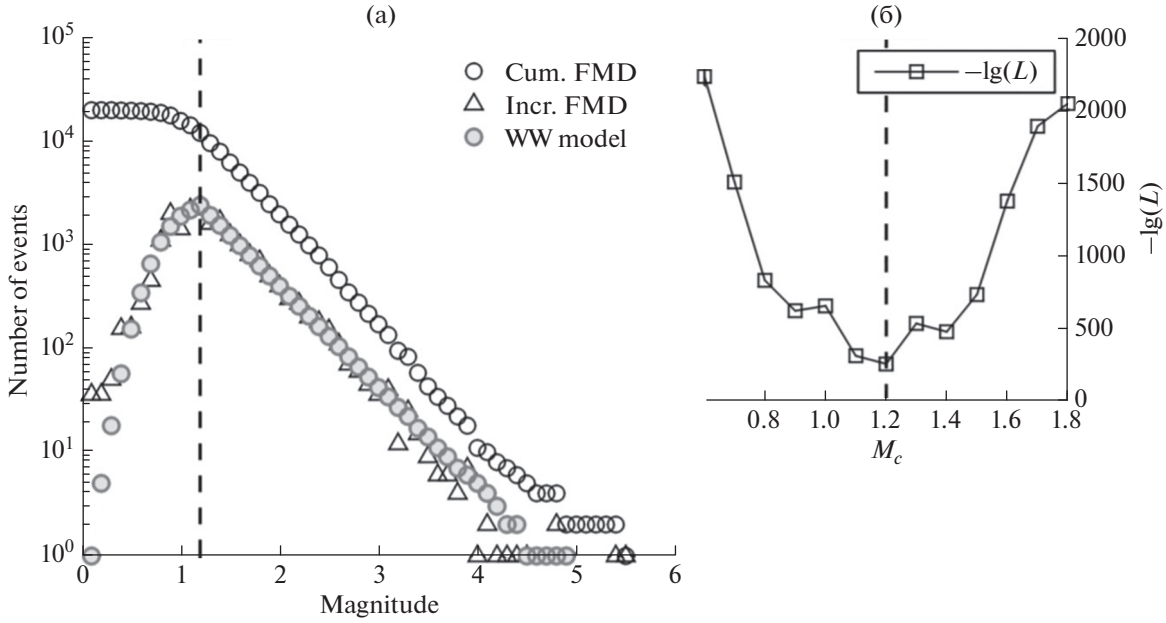


Рис. 5. Метод EMR: (а) – дискретный и кумулятивный графики повторяемости для выборки из каталога NCSN. Серыми кружками показана аппроксимация моделью WW, вертикальная штриховая линия показывает оценку M_c; (б) – график зависимости логарифма функции правдоподобия, взятого с минусом, от величины M_c, вертикальная штриховая линия показывает оценку M_c, взятую в максимуме функции правдоподобия.

магнитуды нижней отсечки M_{co} (это значение не должно превышать M_c^{MAXC}), по части выборки с магнитудами $m \geq M_{co}$ методом максимального правдоподобия оцениваются параметры закона повторяемости. Проверяется гипотеза H_1 о прямолинейности графика повторяемости в области $m \geq M_{co}$ против гипотезы H_2 о том, что график повторяемости в этой области нелинейный. Для этого рассчитываются наблюдаемые частоты попадания значений магнитуды в интервалы $M_i \pm \Delta M/2$, где $M_i = M_{co} + i\Delta M$, $i = 0,\ldots,n$:

$$p_i = \frac{N_i}{Q_0}, \tag{14}$$

где N_i – число событий в интервале $M_i \pm \Delta M/2$, $Q_0 = \sum_{i=0}^{n} N_i$.

И теоретические частоты, соответствующие закону Гутенберга–Рихтера с параметром $\hat{b}$:

$$\pi_i = \frac{10^{-\hat{b}(M_i - M_{co})}}{\sum_{i=0}^{n} e^{-\hat{b}(M_i - M_{co})}}. \tag{15}$$

Рассчитывается выборочная статистика, характеризующая отклонение гипотезы H_2 от гипотезы H_1:

$$\hat{I} = \sum_{i=0}^{n} p_i \ln\left(\frac{p_i}{\pi_i}\right). \tag{16}$$

Если верна гипотеза H_1, то величина $2Q_0\hat{I}$ имеет асимптотически при $Q_0 \to \infty$ распределение χ^2 с $(n-1)$ степенью свободы. Для проверки гипотезы H_1 определяется уровень значимости μ величины $2Q_0\hat{I}$. Если μ меньше заданного уровня (например, 0.01 или 0.05), то гипотеза H_1 отвергается. В этом случае на следующем этапе решается вопрос о причинах нелинейности графика повторяемости. Если же гипотеза H_1 принимается, то M_{co} – искомая оценка M_c и процедура на этом завершается.

Вероятность регистрации землетрясений с $m = M_{co}$ обозначается как p, если $p = 1$ регистрация представительна, если $p < 1$ имеются пропуски землетрясений с $m = M_{co}$. Для решения вопроса о представительности регистрации землетрясений с $m = M_{co}$ строится оценка максимального правдоподобия $\hat{p}$ для p и проверяется гипотеза об отличии этой оценки от 1. Оценка $\hat{p}$ определяется отношением наблюденной величины N_0 к оценке числа событий с $m = M_{co}$, построенной по старшим магнитудам с $m \geq M_{co} + \Delta M$. Пусть $\tilde{b}$ – оценка максимального правдоподобия, полученная по части выборки с $m \geq M_{co} + \Delta M$, $\tilde{x}^i = 10^{-\tilde{b}(M_i - M_{co})}$. Тогда оценка $\hat{p}$ имеет вид:

$$\hat{p} = \frac{N_0\psi_0}{Q_0 - N_0}, \tag{17}$$

а ее асимптотическая дисперсия оценивается как:

$$Var(\hat{p}) = \frac{N_0\psi_0^2}{(Q_0 - N_0)^2} + \frac{N_0^2\psi_0^3\psi_2}{(Q_0 - N_0)^3\left(\psi_0\psi_2 - \psi_1^2\right)^2}, \tag{18}$$

где $\psi_k = \sum_{i=1}^{n} i^k \tilde{x}^i$, $k = 0, 1, 2$.

Для проверки гипотезы H_0 о представительной регистрации землетрясений с $m = M_{co}$ рассчитывается величина $t = \dfrac{1-\hat{p}}{(Var(\hat{p}))^{1/2}}$, имеющая распределение Стьюдента, и определяется ее уровень значимости μ_0. Гипотеза H_0 отвергается если $\mu_0 \geq 1 - \varepsilon$, где ε – некоторое малое число (например 0.05 или 0.1). В этом случае значение M_{co} повышается на ΔM и вся процедура повторяется. Если гипотеза H_0 принимается, то M_{co} – искомая оценка M_c. Метод будет обозначаться аббревиатурой LLS (от Lower end of linear segment), а соответствующая оценка – M_c^{LLS}. Пример применения метода показан на рис. 6.

Бутстрап [Efron, Tibshirani, 1993] – непараметрический метод исследования распределений искомых параметров, основанный на многократном извлечении методом Монте-Карло повторных выборок из имеющейся выборки. Метод позволяет быстро и просто оценивать разнообразные статистики (например, дисперсию, доверительные интервалы) для сложных моделей. Суть метода состоит в том, что из имеющейся выборки случайным выбором с повторением формируется некоторое множество n_b повторных выборок заданного размера. На множестве повторных выборок оцениваются искомые параметры и по полученным эмпирическим распределениям определяются все необходимые статистики.

В частности, бутстрап применялся для анализа дисперсии оценок M_c в работах [Woessner, Wiemer, 2005; Amorèse, 2007; Mignan et al., 2011; Mignan, Woessner, 2012]. В книге [Chernick, 1999] в качестве рекомендованного числа повторных выборок, достаточного для надежной оценки дисперсии, приводится цифра $n_b = 100$, однако при наличии достаточных вычислительных мощностей автор рекомендует использовать $n_b = 1000$. В работе [Woessner, Wiemer, 2005] авторы отмечают, что оценки дисперсии M_c стабилизируются при $n_b \geq 200$. Эту рекомендацию использовали в рабо-

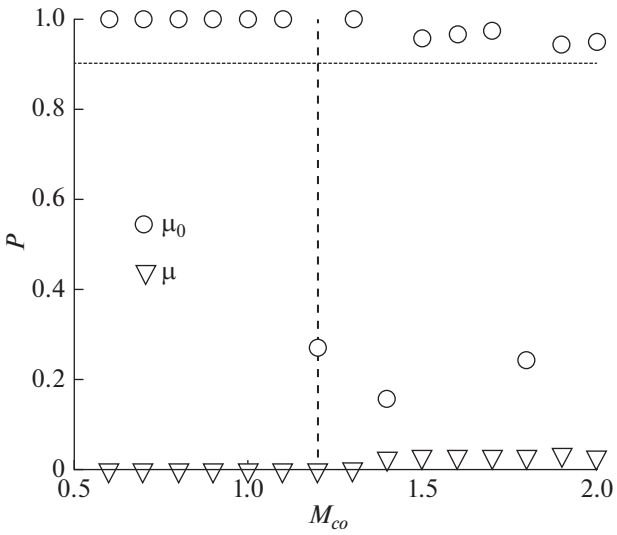


Рис. 6. Метод LLS. Треугольниками показаны уровни значимости статистики $2Q_0\hat{I}$, кружками показаны уровни значимости величины t, вертикальная штриховая линия показывает оценку M_c. При $M_{co} < 1.4$ гипотеза H_1 отвергается с высоким уровнем значимости. При $M_{co} < 1.2$ гипотеза H_0 также отвергается, но при $M_{co} = 1.2$ уже нет достаточных оснований считать, что регистрация событий непредставительная, это значение принимается в качестве оценки M_c.

тах [Mignan et al., 2011; Mignan, Woessner, 2012]. В работе [Amorèse, 2007] автор использовал $n_b = 1000$ повторных выборок. В настоящей работе бутстрап применяется с $n_b = 500$ повторных выборок.

АНАЛИЗ ПРЕДСТАВИТЕЛЬНОСТИ ВЫБОРОК ИЗ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ КАТАЛОГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Все описанные процедуры были программно реализованы В.А. Павленко в MATLAB. В качестве проверки корректности работы процедур была предпринята попытка воспроизвести результаты, полученные в работах [Woessner, Wiemer, 2005; Amorèse, 2007]. Для этого были взяты те же выборки из каталогов землетрясений, которые использовали авторы этих работ в качестве демонстрационного материала:

1. Выборка из регионального каталога Швейцарской сейсмологической службы, the Earthquake Catalog of Switzerland (ECOS; http://ecos09.seismo.ethz.ch/query) за 1992–2002 гг.

2. Выборка из глобального каталога the Global Centroid Moment Tensor Catalog (CMT; https://www.globalcmt.org/CMTsearch) за 1983–2002 гг.

3. Выборка из регионального каталога землетрясений Северной Калифорнии, the Northern California Seismic Network (NCSN; https://www.ncedc.org/ncedc/catalog-search) за 1998–2000 гг.

4. Выборка из каталога землетрясений вулканической зоны сейсмичности Канто, the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention Earthquake Catalog (NIED; http://evrrss.eri.u-tokyo.ac.jp/db/nied) за 1992–2002 гг.

Параметры получившихся выборок сведены в табл. 1, построенные по выборкам графики повторяемости показаны на рис. 7. Сравнение графиков повторяемости и объемов выборок с представленными в работах [Woessner, Wiemer, 2005; Amorèse, 2007], показывает, что ни одна из полученных выборок не совпадает в полной мере с теми выборками, которые использовали эти авторы. Вероятнее всего, причиной различий стали изменения, внесенные в каталоги со времени публикации этих работ.

По каждой выборке с помощью описанных процедур и метода бутстрап оценивались средние значения и дисперсии оценок M_c. Полученные результаты представлены в табл. 1. Результаты для выборок из каталогов ECOS, NCSN и NIED хорошо согласуются с результатами, представленными в работах [Woessner, Wiemer, 2005; Amorèse, 2007]. Оценки M_c, полученные по выборке из каталога CMT, существенно отличаются от тех оценок, которые представлены в работе [Woessner, Wiemer, 2005], но это расхождение, по всей видимости, обусловлено различиями выборочных данных.

В этих результатах проявляются некоторые характерные особенности рассматриваемых методов: методы MAXC и GFT обычно дают самые низкие оценки M_c, оценки метода MBS обычно оказываются наиболее консервативными. Оценки остальных методов занимают промежуточные позиции.

Из табл. 1 видно, что для всех методов, кроме метода MBS, дисперсии оценок M_c, полученных по выборкам из каталогов NCSN и CMT, оказывались минимальными или близкими к минимальным. Форма распределения выборки из каталога NCSN близка к характерной угловой форме с выраженным максимумом, которая присуща выборкам с равномерным уровнем регистрации. Распределение выборки из каталога CMT имеет сглаженный максимум, для этой выборки разброс оценок M_c заметно выше, чем для выборки из каталога NCSN.

Распределения выборок из каталогов ECOS и NIED имеют сглаженную форму с заметной кривизной непредставительной части дискретного графика повторяемости, которая может свидетельствовать о неоднородности выборочных данных. В целом это приводит и к возрастанию дисперсий

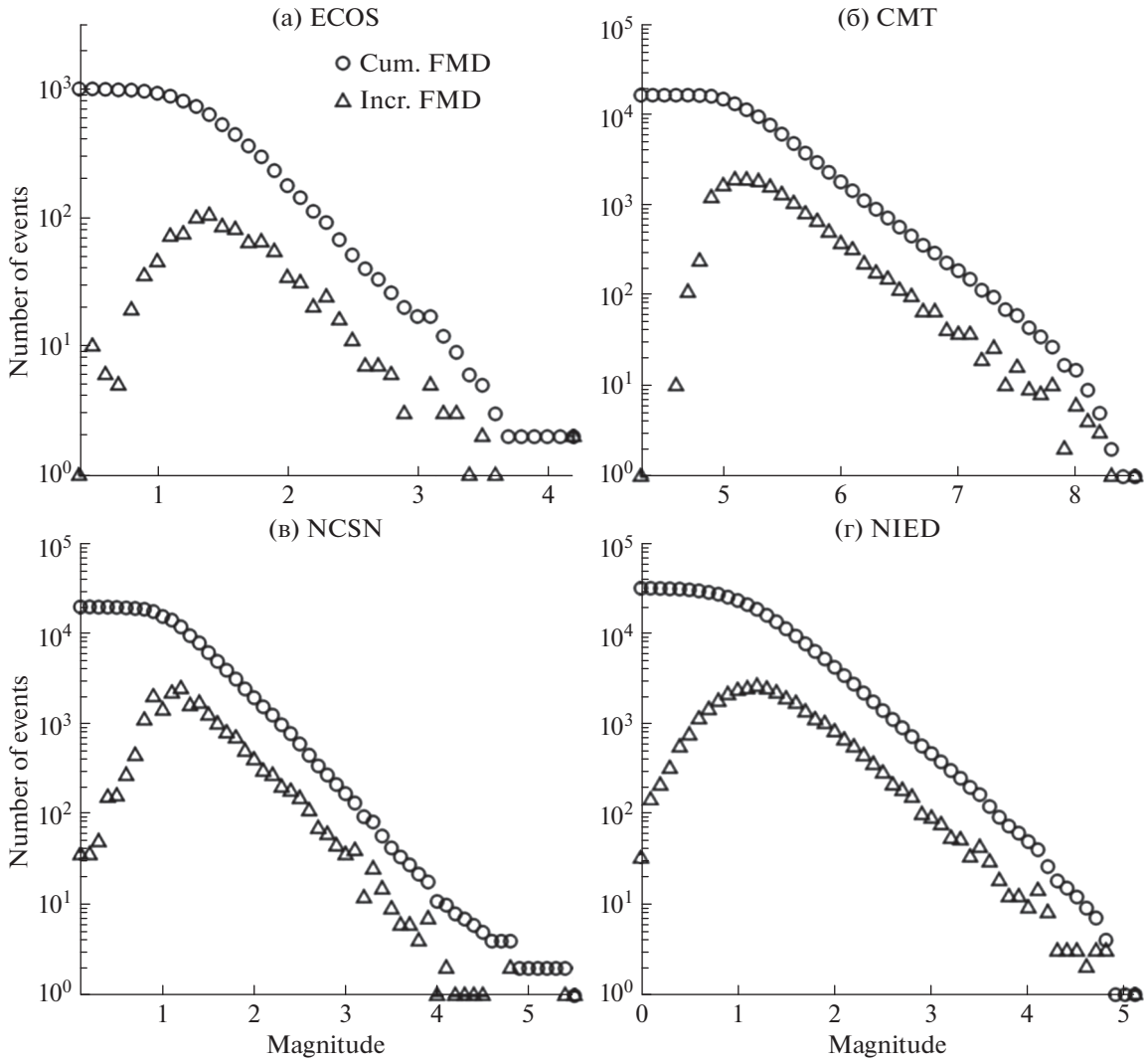


Рис. 7. Графики повторяемости, построенные по выборкам из каталогов: (а) – The Earthquake Catalog of Switzerland за 1992–2002 гг.; (б) – The Global Centroid Moment Tensor Catalog за 1983–2002 гг.; (в) – The Northern California Seismic Network за 1998–2000 гг.; (г) – The National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention Earthquake Catalog за 1992–2002 гг.

оценок M_c и к более значительным различиям в оценках M_c, полученных разными методами.

Полученные результаты демонстрируют чувствительность методов оценки M_c к форме распределения анализируемой выборки. Этот эффект более детально рассмотрен на синтетических каталогах землетрясений в следующих секциях.

МОДЕЛИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАГНИТУДЫ

Создание синтетического каталога землетрясений требует применения модели распределения магнитуды, позволяющей описать как представительную, так и непредставительную часть каталога. Помимо уже упоминавшихся моделей OK и WW, существуют еще две модели распределения, подходящие для этих целей.

Модель, предложенная в работе [Mignan, 2012], описывает элементарный график повторяемости, построенный по выборке значений магнитуды, в которой пространственно-временные неоднородности M_c сведены к минимуму. Вероятность обнаружения событий при $m < M_c$ изменяется по экспоненте:

$$q(m) = \begin{cases} \exp(\kappa(m - M_c)) & m < M_c \\ 1 & m \geq M_c \end{cases}, \qquad (19)$$

где: $\kappa = k\ln(10) > \beta$ – параметр обнаружения; β – показатель экспоненциального распределения (2).

Таблица 1. Параметры выборок из инструментальных каталогов землетрясений, оценки магнитуды M_c, оценки параметров и модели WW

Каталог	ECOS	CMT	NCSN	NIED
Объем выборки	988	16472	19833	31372
Диапазон значений магнитуды	0.4–4.2	4.3–8.5	0.1–5.5	0.0-5.1
Границы по долготе	6.8°–8.4° в.д.		120.5°–123° з.д.	138.95°–139.35° в.д.
Границы по широте	45.9°–46.65° с.ш.		36.0°–39.0° с.ш.	34.8°–35.05° с.ш.
Начало выборки	01.01.1992	01.01.1983	01.01.1998	01.01.1992
Окончание выборки	31.12.2002	31.12.2002	31.12.2000	31.12.2002
M_c^{MAXC}	1.37 ± 0.06	5.15 ± 0.06	1.20 ± 0.00	1.20 ± 0.01
M_c^{GFT}	1.54 ± 0.16	5.20 ± 0.01	1.11 ± 0.03	1.35 ± 0.06
M_c^{MBS}	1.66 ± 0.13	5.42 ± 0.06	1.46 ± 0.16	1.98 ± 0.10
M_c^{MBASS}	1.39 ± 0.27	5.39 ± 0.07	1.20 ± 0.00	1.39 ± 0.10
M_c^{EMR}	1.55 ± 0.14	5.31 ± 0.07	1.20 ± 0.03	1.27 ± 0.05
M_c^{LLS}	1.55 ± 0.15	5.44 ± 0.05	1.20 ± 0.01	1.84 ± 0.15
μ	0.93	4.87	0.84	0.62
σ	0.16	0.08	0.22	0.26

Модель будет обозначаться аббревиатурой AN (от английского *Angular*).

В статье [García-Hernández et al., 2019] авторы предложили модель, в которой вероятность обнаружения событий задается полиномом второй степени (модель POL):

$$q(m) = \begin{cases} 0 & m \le M_i \\ 1 - \left(\dfrac{m - M_c}{M_c - M_i}\right)^2 & M_i < m < M_c, \\ 1 & m \ge M_c \end{cases} \qquad (20)$$

где M_i – минимальная магнитуда обнаружения.

Такая форма распределения характерна для ранних периодов инструментальных наблюдений, когда ввиду сравнительно невысокой чувствительности приборов слабые события не регистрировались. Обе модели AN и POL подчиняются уравнению (9).

Авторы работы [García-Hernández et al., 2019] проанализировали формы выборочных распределений магнитуды в зависимости от объема выборки и радиуса области, из которой выбирались землетрясения. Для анализа были использованы данные Международного Сейсмологического Центра [ISC; www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/; Storchak et al., 2013], модели оценивались по критерию согласия Колмогорова и информационному критерию Акаике [Akaike, 1974]. Результаты этого исследования показали, что для всех моделей степень согласия с данными снижалась с возрастанием объема выборки, но практически не зависела от радиуса области выборки событий. Выраженное снижение согласия с данными наблюдалось для выборок, содержащих более 1000 событий. В целом модель OK чаще других оказывалась наилучшей в плане аппроксимации данных; модель AN показывала хорошие результаты для малых выборок объемом 100–300 событий; модель WW показывала хорошие результаты для более объемных выборок, включающих 1000–3000 событий; модель POL оказалась существенно хуже, показав относительно неплохой результат только для выборок объемом 100 событий.

Таким образом, для создания синтетических каталогов были выбраны модели WW, AN и POL. Модель WW описывает наиболее распространенную ситуацию, при которой выборка значений магнитуды неоднородна по M_c. Модель AN описывает выборку, в которой неоднородности M_c сведены к минимуму. Модель POL описывает выборку, из которой удалены слабые землетрясения с магнитудами $m \le M_i$. Различие этих трех моделей продемонстрировано на рис. 8.

ТЕСТИРОВАНИЕ МЕТОДОВ ОЦЕНКИ M_c НА СИНТЕТИЧЕСКИХ КАТАЛОГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

При выборе значений параметров модели WW учитывались их оценки, полученные по выборкам из каталогов ECOS, CMT, NCSN и NIED (табл. 1). Из этих результатов видно, что магнитуда μ располагается примерно посередине между

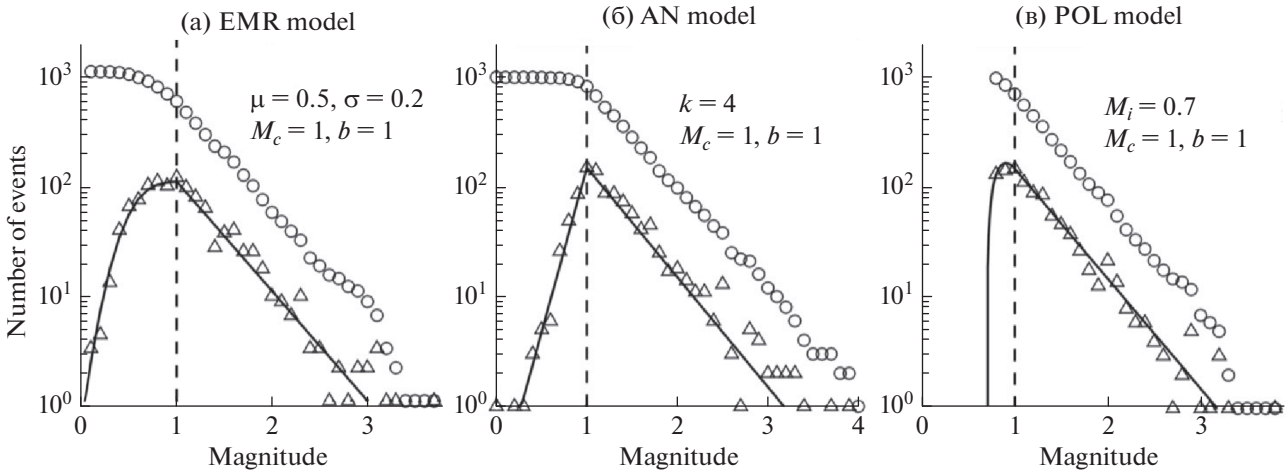


Рис. 8. Примеры случайных выборок объемом по 1000 событий из синтетических каталогов, демонстрирующие разницу формы графиков повторяемости, получаемых при использовании трех описанных в тексте моделей распределения магнитуды: (а) модель WW с параметрами $M_c = 1$, $b = 1$, $\mu = 0.5$, $\sigma = 0.2$; (б) модель AN с параметрами $M_c = 1$, $b = 1$, $k = 4$; (в) модель POL с параметрами $M_c = 1$, $b = 1$, $M_i = 0.7$.

минимальной магнитудой в выборке и оценкой M_c^{EMR}, а σ имеет величину порядка 0.1–0.3.

Выборки из каталогов ECOS и NIED имеют типичную для модели WW форму распределения (рис. 7а, 7г). При фиксированном μ, снижение σ приводит к тому, что левый хвост распределения приобретает более крутой наклон, максимум распределения сглаживается, форма распределения приближается к форме выборки из каталога CMT (рис. 7б). При смещении μ ближе к M_c при фиксированном σ форма распределения становится близка к форме выборки из каталога NCSN (рис. 7в) с острым максимумом и крутым наклоном левого хвоста распределения.

На основе этих трех вариантов формы распределения WW были выбраны следующие комбинации значений параметров для создания синтетических каталогов: $\mu_1 = 0.5$, $\sigma_1 = 0.25$ (такие значения параметров использовали для создания синтетического каталога авторы [Woessner, Wiemer, 2005]), $\mu_2 = 0.5$, $\sigma_2 = 0.1$ и $\mu_3 = 0.75$, $\sigma_3 = 0.25$.

В работе [Mignan, 2012] приводятся оценки параметра k модели AN, полученные по данным каталогов землетрясений Невады и Южной Калифорнии. Для Невады оценки k лежат в пределах от 1.4 до 5.4, максимум плотности распределения приходится на $\hat{k} = 3$, для Южной Калифорнии оценки лежат в пределах от 2 до 5 с максимумом плотности при $\hat{k} = 2.9$. По выборке из каталога NCSN была получена оценка максимального правдоподобия $\hat{k} = 2.95$. С повышением k наклон левого хвоста распределения становится все более крутым, а число событий в непредставительной части распределения снижается. Для создания синтетических каталогов с распределением AN были использованы значения $k_1 = 2$, $k_2 = 3$, $k_3 = 4$.

Значения параметра M_i модели POL были заданы произвольно: $M_{i1} = 0.5$, $M_{i2} = 0.6$, $M_{i3} = 0.7$.

Для представительной части каталогов для всех трех моделей распределения магнитуды были заданы значения параметров $M_c = 1$, $b = 1$. Для каждой модели и для каждой комбинации значений параметров был сгенерирован синтетический каталог объемом 10000 событий.

Далее по синтетическим каталогам с помощью метода бутстрап оценивались зависимости двух первых моментов распределений M_c от объема выборки N. Объем выборки варьировался в диапазоне от $N_{\min} = 20$ до $N_{\max} = 2000$. Нижняя граница диапазона соответствует минимальному объему выборки, позволяющему применять описанные процедуры оценки M_c. Верхняя граница выбиралась как достаточно большое значение объема выборки, позволяющее оценить асимптотические свойства оценок M_c при $N \to \infty$.

Как известно, состоятельной называется оценка, которая сходится по вероятности к оцениваемому параметру. Признаком состоятельной оценки служит асимптотическая несмещенность и убывание дисперсии с ростом объема выборки. Таким образом, от оценок M_c ожидалось, что с ростом объема выборки средние значения будут приближаться к истинному значению M_c, а их дисперсии будут снижаться.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты тестирования методов оценки M_c на синтетических каталогах показаны на рис. 9–рис. 11. На этих рисунках слева направо по столбцам показаны результаты для каталогов с номерами 1, 2, 3. Сверху вниз по строкам показаны результаты для методов MAXC, GFT, MBS, MBASS, EMR и LLS. На графиках горизонтальной сплошной чертой показано истинное значение M_c, точками показаны средние значения оценок M_c, пунктирными линиями обозначены границы одного стандартного отклонения от среднего.

Результаты для модели WW показаны на рис. 9. Оценка M_c^{MAXC} для каталога WW_1 медленно сходится к истинному значению M_c и, следовательно, является состоятельной. Оценка M_c^{MAXC} для каталога WW_3 также является состоятельной. Оценка M_c^{MAXC} для каталога WW_2 недооценивает истинное значение M_c на величину порядка 0.12 и имеет неубывающую дисперсию в силу особенностей формы распределения.

Оценка M_c^{GFT} для всех трех каталогов WW имеет при $N \to \infty$ асимптотическое смещение размером порядка –0.1, –0.11 и –0.05 соответственно. Методы MBS и LLS дают схожие результаты, оба метода несколько недооценивают M_c на малых выборках, но с ростом N оценки постепенно сходятся к истинному значению M_c.

Результаты метода MBASS очень похожи на результаты метода MAXC, однако оценка M_c^{MBASS} для каталога WW_2 все же оказывается состоятельной. Метод EMR дает состоятельные оценки M_c для каталогов WW_1 и WW_2. Оценка M_c^{EMR} для каталога WW_3 переоценивает M_c на малых выборках, но с ростом N постепенно сходится к истинному значению M_c.

Результаты для модели AN показаны на рис 10. Метод MAXC дает состоятельные оценки M_c для всех трех каталогов AN. Метод GFT занижает значение M_c для каталогов AN_1 и AN_2 на величину порядка 0.08 и 0.02 соответственно. Для каталога AN_3 метод GFT дает состоятельную оценку M_c. Методы MBS и LLS вновь демонстрируют схожие результаты, однако оценка M_c^{MBS} для всех трех каталогов AN имеет при $N \to \infty$ малое асимптотическое смещение размером порядка 0.02.

Оценки M_c^{MBASS} в среднем соответствуют оценкам M_c^{MAXC}, но имеют более высокую дисперсию. Для всех трех каталогов AN метод EMR переоценивает M_c на малых выборках, но с ростом N оценка M_c^{EMR} постепенно сходится к истинному значению M_c. Результаты слабо зависят от параметра k.

Результаты для модели POL показаны на рис. 11. Описанные методы оказываются не в состоянии корректно определить значение M_c для модели POL. Особенно ярко это демонстрируют результаты метода MBASS, который катастрофически завышает значение M_c для всех трех каталогов POL. Ни одна из оценок не является состоятельной. Результаты слабо зависят от параметра M_i.

Полученные результаты показывают, что все описанные методы хорошо справляются с задачей определения M_c для модели AN, имеющей резкий переход между непредставительной и представительной частями выборки. Несколько хуже это получается в случае модели WW, со сглаженным максимумом распределения. Наконец, в случае модели POL, у которой этот переход практически никак не выражен, описанные методы оказываются не в состоянии корректно определить M_c.

С одной стороны, такой результат подсказывает, что следует с особым вниманием подходить к анализу представительности данных, относящихся к началу инструментальных каталогов. С другой стороны, наблюдения [García-Hernández et al., 2019], согласно которым модель POL в реальных каталогах встречается достаточно редко, дают надежду на то, что, возможно, на практике с таким распределением сталкиваться не придется.

Метод MAXC оказывается незаменимым при анализе представительности выборок из малых пространственно-временных объемов, для которых характерной является форма распределения AN. Это единственный метод, применимый для анализа представительности выборок экстремально малого объема $N \geq 4$ [Mignan et al., 2011]. Этот метод применялся для создания карт пространственных вариаций M_c высокого разрешения на Тайване [Mignan et al., 2011]. Для более объемных выборок, включающих сотни и более событий, в которых максимум распределения магнитуды обычно сглажен, метод MAXC занижает M_c и не рекомендуется к использованию.

Методы GFT и MBS – несложные методы, дающие реалистичные оценки M_c. Подходят для анализа представительности выборок среднего размера, содержащих от нескольких сотен до нескольких тысяч событий. Метод GFT применялся для картирования M_c на Аляске, в Западных США и Японии [Wiemer, Wyss, 2000]. Учитывая, что метод GFT, как правило, дает более мягкую оценку M_c, а метод MBS – более консервативную, следует выбирать один из них, основываясь на тех требованиях к полноте каталога, которые

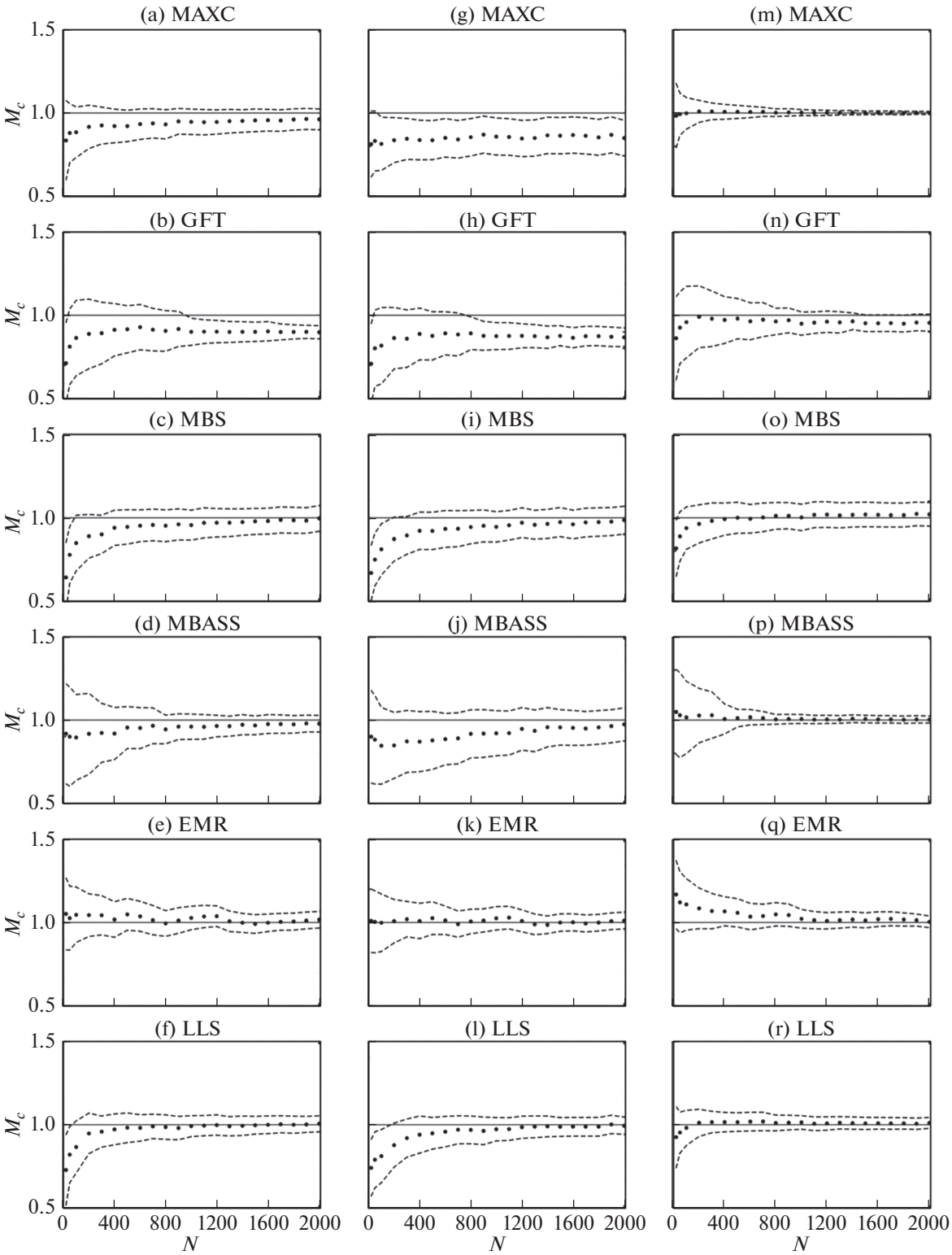


Рис. 9. Результаты тестирования методов оценки M_c на синтетических каталогах землетрясений, сгенерированных на основе модели WW. Слева направо по столбцам показаны результаты для каталогов с номерами 1, 2, 3. Сверху вниз по строкам показаны результаты для методов MAXC, GFT, MBS, MBASS, EMR и LLS. На графиках горизонтальной чертой показано истинное значение M_c, точками показаны средние значения оценок M_c, пунктирными линиями обозначены границы одного стандартного отклонения от среднего.

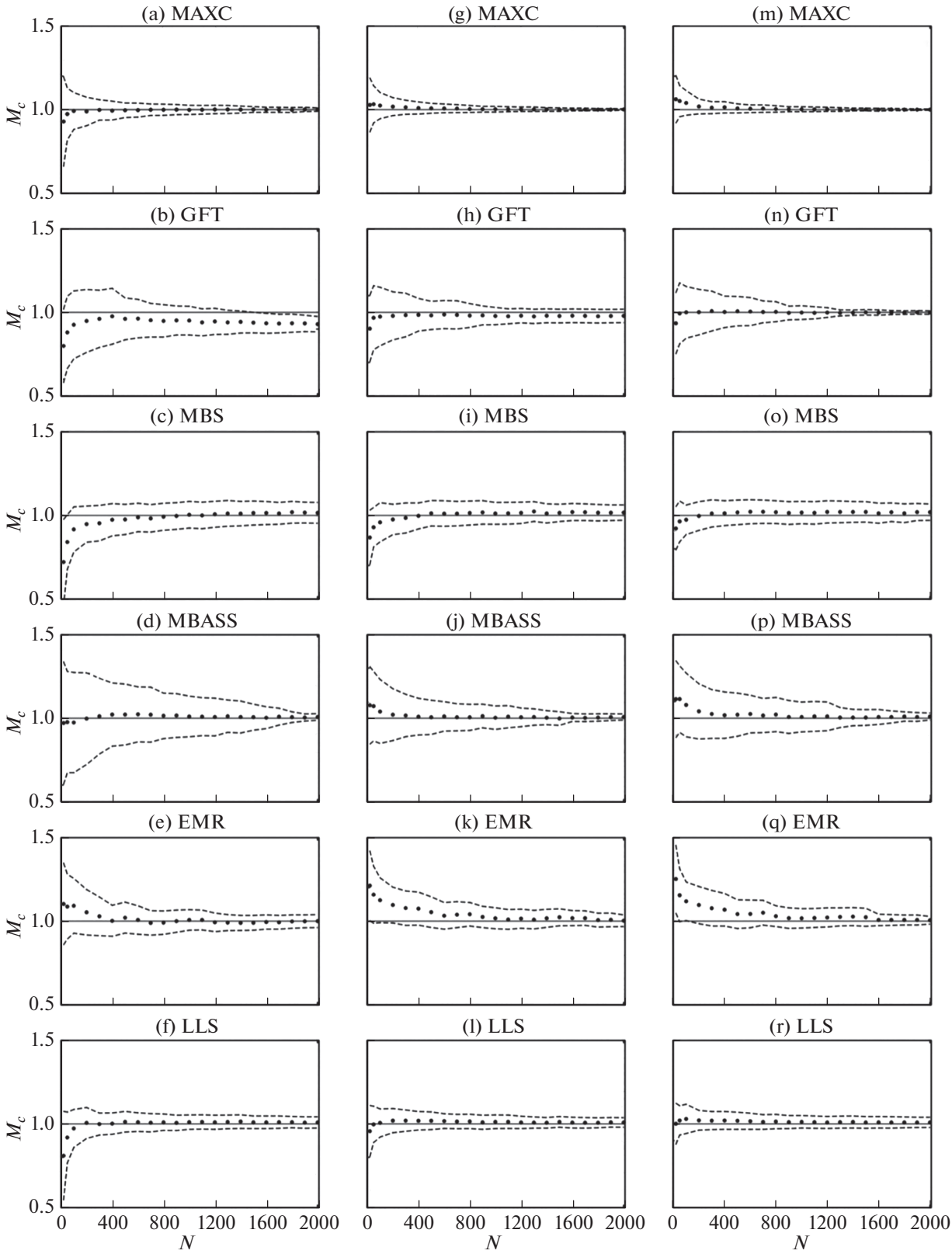


Рис. 10. Результаты тестирования методов оценки M_c на синтетических каталогах землетрясений, сгенерированных на основе модели AN.

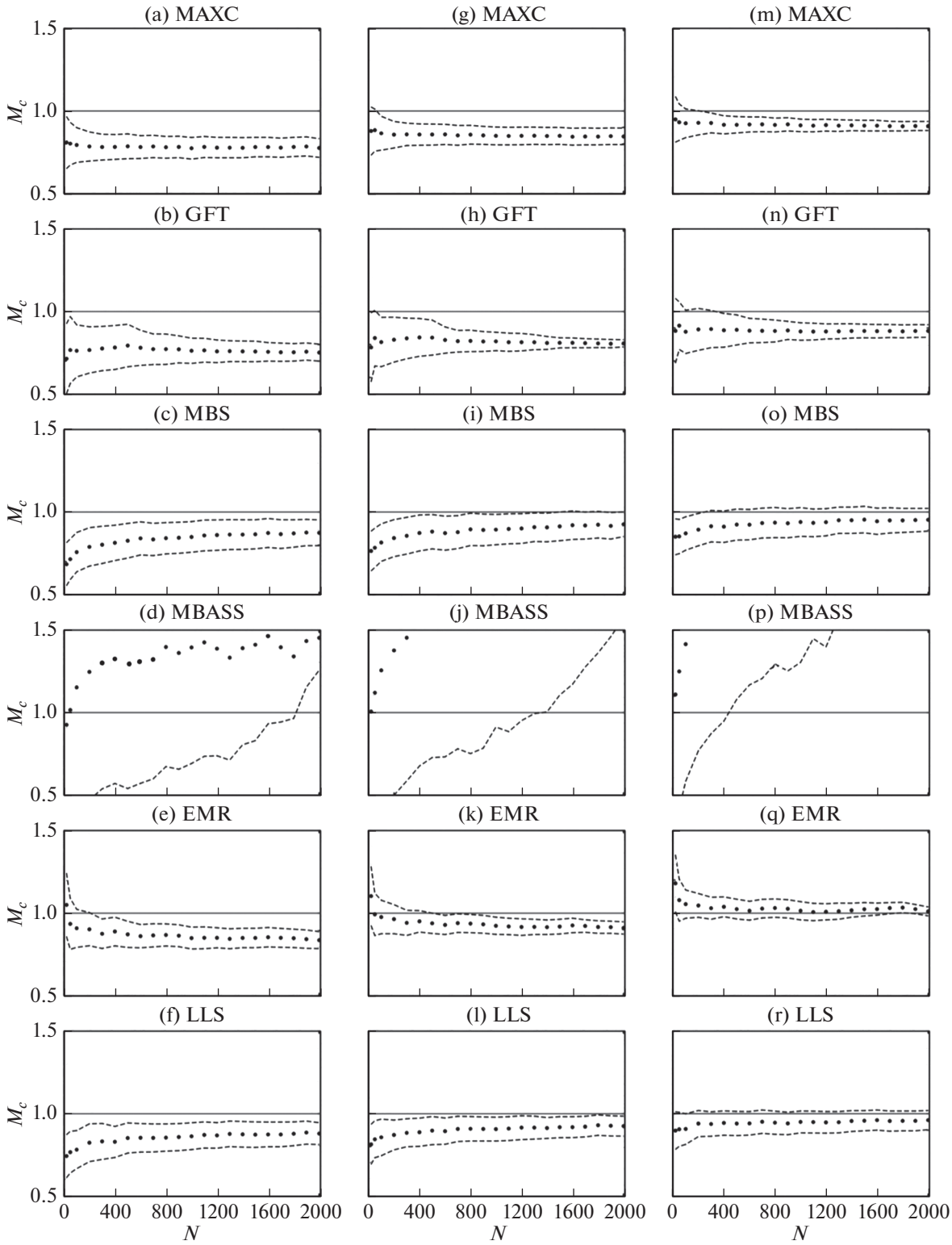


Рис. 11. Результаты тестирования методов оценки M_c на синтетических каталогах землетрясений, сгенерированных на основе модели POL.

предъявляет поставленная задача. Применять эти методы к более объемным выборкам следует с большой осторожностью.

Метод MBASS не обладает преимуществами перед более простым непараметрическим методом MAXC. В тех случаях, когда метод MBASS корректно определяет M_c, оценки оказываются близки к тем, что дает метод MAXC. При этом дисперсия оценок M_c^{MBASS} как правило оказывается выше. По этой причине метод MBASS не рекомендуется к использованию.

Метод EMR долгое время позиционировался как лучший метод для анализа представительности каталогов землетрясений. В частности, он применялся для картирования значений M_c по мировым каталогам ISC и CMT [Woessner, Wiemer, 2005], а также по каталогам землетрясений Южной Калифорнии [Hutton et al., 2010] и Японии [Nanjo et al., 2010]. Однако в итоге сами авторы метода EMR признали его неудачным [Mignan, Woessner, 2012] и призвали отказаться от его дальнейшего использования.

Метод LLS демонстрирует замечательные результаты: оценки M_c^{LLS} достаточно быстро сходятся к истинному значению M_c и имеют сравнительно невысокую дисперсию. Этот метод был внедрен в практику в организациях ЕГС РАН и применялся для картирования пространственно-временных неоднородностей M_c по каталогам землетрясений Новой Зеландии, Греции, Камчатки, Кавказа, Киргизии и Северного Китая [Smirnov, 1998]. При этом, судя по публикациям, этот метод остается практически неизвестным за рубежом. Метод LLS можно использовать для анализа представительности выборок среднего и большого размера.

В заключение стоит отметить, что картирование M_c в областях с высокими вариациями уровня регистрации, таких как Камчатка или Япония, должно опираться на анализ локальных распределений магнитуды, как было сделано, например, в работе [Mignan, 2012].

ВЫВОДЫ

В работе выполнен сравнительный анализ шести методов оценки магнитуды представительной регистрации землетрясений M_c. Для сравнения методов использовались как выборки из реальных инструментальных каталогов, так и синтетические каталоги землетрясений, сгенерированные на основе трех моделей распределения магнитуды. Для создания синтетических каталогов были использованы модели, соответствующие выборочным распределениям, встречающимся при анализе реальных данных инструментальных каталогов: модель неоднородной выборки, модель однородной выборки, модель выборки, из которой удалены слабые землетрясения. Показано, что результаты применения описанных методов оценки M_c в значительной мере зависят от формы распределения и объема анализируемой выборки. По результатам анализа сформулированы рекомендации по выбору подходящих методов оценки M_c.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят профессора В.Б. Смирнова за помощь в реализации метода LLS.

Авторы благодарят рецензентов Д.А. Сторчака и И.А. Воробьеву, а также анонимного куратора статьи за их ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гусев А.А. Прогноз землетрясений по статистике сейсмичности. Сейсмичность, сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука. 1974. С. 109–119.

Завьялов А.Д. Наклон графика повторяемости как предвестник сильных землетрясений на Камчатке. Прогноз землетрясений. 1984. С. 173–184.

Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука. 2006. 254 с.

Писаренко В.Ф. Дискретные свойства геофизической среды. О законе повторяемости землетрясений. М.: Наука. 1989. С. 47–60.

Смирнов В.Б., Габсатарова И.П. Представительность каталога землетрясений Северного Кавказа: расчетные данные и статистические оценки // Вестник ОГГГГН РАН. 2000. № 4. С. 83–99.

Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2006. № 2. С. 7–22.

Akaike H. A new look at the statistical model identification // IEEE Trans Autom Control. 1974. V. 19. № 6. P. 716–723. https://doi.org/10.1109/TAC.1974.1100705

Aki K. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits // Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1965. V. 43. P. 237–239.

Amorèse D. Applying a change-point detection method on frequency-magnitude distributions // Bull. Seismol. Soc. Am. 2007. V. 97. № 5. P. 1742–1749. https://doi.org/10.1785/0120060181

Bender B. Maximum likelihood estimation of b-values for magnitude grouped data // Bull. Seismol. Soc. Am. 1983. V. 73. № 3. P. 831–851.

Bengoubou-Valérius M., Gibert D. Bootstrap determination of the reliability of b-values: an assessment of statistical estimators with synthetic magnitude series // Nat. Hazards. 2013. V. 65. № 1. P. 443–459. https://doi.org/10.1007/s11069-012-0376-1

Cao A.M., Gao S.S. Temporal variation of seismic b-values beneath northeastern Japan island arc // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. №9. P. 48–1–48–3.
https://doi.org/10.1029/2001GL013775

Chen K.-P., Tsai Y.-B., Amorèse D., Chang W.-Y. Incorporating change-point detection updates of frequency-magnitude distributions within the Taiwan earthquake catalog // Terr. Atmos. Ocean. Sci. 2011. V. 22. № 3. P. 261–269.
https://doi.org/10.3319/TAO.2010.09.17.01(T)

Chernick M.R. Bootstrap methods: a practitioner's guide. Wiley and Sons. 1999. 288 p.

Efron B., Tibshirani R. An introduction to the bootstrap. Chapman and Hall. 1993. 436 p.

García-Hernández R., D'Auria L., Barrancos J., Padilla G.D. On the functional expression of frequency-magnitude distributions: a comprehensive statistical examination // Bull. Seismol. Soc. Am. 2019. V. 109. № 1. P. 482–486.
https://doi.org/10.1785/0120180197

Gibowicz S.J. Variation of the frequency-magnitude relation during earthquake sequences in New Zealand // Bull. Seismol. Soc. Am. 1973. V. 63. № 2. P. 517–528.

Goldstein M.L., Morris S.A., Yena G.G. Problems with fitting to the power-law distribution // Eur. Phys. J. B. 2004. V. 41. № 2. P. 255–258.
https://doi.org/10.1140/epjb/e2004-00316-5

Gomberg J. Seismicity and detection/location threshold in the Southern Great Basin seismic network // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № B10. P. 16401–16414.
https://doi.org/10.1029/91JB01593

Gutenberg B. Richter C.F. Frequency of earthquakes in California // Bull. Seismol. Soc. Am. 1944. V. 34. № 4. P. 185–188.

Guttorp P. On least-squares estimation of b values // Bull. Seismol. Soc. Am. 1987. V. 77. № 6. P. 2115–2124.

Hutton K., Woessner J., Hauksson E. Earthquake monitoring in Southern California for seventy seven years (1932–2008) // Bull. Seismol. Soc. Am. 2010. V. 100. № 2. P. 423–446.
https://doi.org/10.1785/0120090130

Mann H.B., Whitney D.R. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other // Ann. Math. Statist. 1947. № 18. P. 50–60.

Marzocchi W., Sandri L. A review and new insights on the estimation of the b-value and its uncertainty // Ann. Geophys. 2003. V. 46. № 6. P. 1271–1282.
https://doi.org/10.4401/ag-3472

Mignan A., Woessner J. Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs // Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. 2012.
https://doi.org/10.5078/corssa-00180805

Mignan A. Functional shape of the earthquake frequency-magnitude distribution and completeness magnitude // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. № B08302.
https://doi.org/10.1029/2012JB009347

Mignan A., Werner M. J., Wiemer S., Chen C.-C., Wu Y.-M. Bayesian estimation of the spatially varying completeness magnitude of earthquake catalogs // Bull. Seismol. Soc. Am. 2011. V. 101. № 3. P. 1371–1385.
https://doi.org/10.1785/0120100223

Nanjo K. Z., Ishibe T., Tsuruoka H., Schorlemmer D., Ishigaki Y., Hirata N. Analysis of the completeness magnitude and seismic network coverage of Japan // Bull. Seismol. Soc. Am. 2010. V. 100. № 6.
https://doi.org/10.1785/0120100077

Nuannin P., Kulhanek O., Persson L. Spatial and temporal b value anomalies preceding the devastating off coast of NW Sumatra earthquake of December 26, 2004 // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. № L11307.
https://doi.org/10.1029/2005GL022679

Ogata Y., Katsura K. Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogs. // Geophys. J. Int. 1993. V. 113. P. 727–738.

Ringdal F. On the estimation of seismic detection thresholds // Bull. Seismol. Soc. Am. 1975. V. 65. № 6. P. 1631–1642.

Rydelek P.A., Sacks I.S. Testing the completeness of earthquake catalogues and the hypothesis of self-similarity // Nature. 1989. 337. P. 251–253.
https://doi.org/10.1038/337251a0

Shi Y., Bolt B.A. The standard error of the magnitude-frequency b-value // Bull. Seismol. Soc. Am. 1982. V. 72. № 5. P. 1677–1687.

Smirnov V.B. Earthquake catalogs: evaluation of data completeness // Volc. Seism. 1998. V. 19. P. 497–510.

Stepp J. C. Analysis of completeness of the earthquake sample in the Puget Sound area and its effects on statistical estimates of earthquake hazard. Proceedings of the International conference on microzonation for safer construction research and application. Seattle, USA. 1972. P. 897–909.

Storchak D.A., Giacomo D.D., Bondár I., Engdahl E.R., Harris J., Lee W.H.K., Villaseñor A., Bormann P. Public release of the ISC-GEM global instrumental earthquake catalog (1900–2009) // Seismol. Res. Lett. 2013. V. 84. № 5. P. 810–815.
https://doi.org/10.1785/0220130034

Utsu T. A statistical significance test of the difference in *b*-value between two earthquake groups // J. Phys. Earth. 1966. V. 14. № 2. P. 37–40.
https://doi.org/10.4294/jpe1952.14.37

Wiemer S., Wyss M. Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan // Bull. Seismol. Soc. Am. 2000. V. 90. № 4. P. 859–869.
https://doi.org/10.1785/0119990114

Wilcoxon F. Individual comparisons by ranking methods // Biometrics Bulletin. 1945. V. 1. № 6. P. 80–83.

Woessner J., Wiemer S. Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty // Bull. Seismol. Soc. Am. 2005. V. 95. № 2. P. 684–698.
https://doi.org/10.1785/0120040007

Wyss M., Hasegawa A., Wiemer S., Umino N. Quantitative mapping of precursory seismic quiescence before the 1989, M 7.1 off-Sanriku earthquake, Japan // Ann. Geofisc. 1999. V. 42. № 5. P. 851–869.
https://doi.org/10.4401/ag-3765

Zoller G., Hainzl S., Kurths J., Zschau J. A systematic test on precursory seismic quiescence in Armenia // Nat. Hazards. 2002. V. 26. № 3. P. 245–263.
https://doi.org/10.1023/a:1015685006180

Comparative Analysis of the Methods for Estimating the Magnitude of Completeness of Earthquake Detection

V. A. Pavlenko[a,*] and A. D. Zavyalov[a,]**

[a] *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**e-mail: pavlenko.vasily@gmail.com*

***e-mail: zavyalov@ifz.ru*

The magnitude of completeness M_c of the earthquakes above which 100% of events are thought to be reliably detected is a vital parameter characterizing the completeness of seismic data. A known fact is that to obtain correct estimates of the parameters of seismicity, it is compulsory to take into account variations in space and time. In this work, we compare six modern methods of M_c estimation. To compare the methods, we use event samples from real instrumental earthquake catalogs and synthetic catalogs generated based on three models of magnitude distribution. We analyze the dependences of the two first moments of the distributions of M_c estimates on the shape of magnitude distributions and the sample size. We use three models corresponding to sample distributions that occur in the analysis of instrumental earthquake catalogs. Based on the obtained results, we formulate recommendations on selecting the suitable method for estimating the magnitude of completeness M_c.

Keywords: magnitude of completeness of earthquake detection, seismic data completeness, instrumental catalogs, synthetic catalogs

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 118–129

УДК 550.831+838

К ВОПРОСУ ОБ АНАЛИТИЧЕСКОМ ПРОДОЛЖЕНИИ АНОМАЛЬНЫХ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ В СТОРОНУ ИСТОЧНИКОВ

© 2022 г. И. Э. Степанова[1,*], А. В. Щепетилов[2], А. М. Сальников[3]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

[3]Институт проблем управления РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: mtet@ifz.ru

Поступила в редакцию 23.12.2020 г.
После доработки 16.02.2021 г.
Принята к публикации 15.03.2021 г.

В работе предлагается новая методика аналитического продолжения аномальных гравитационного и магнитного полей на основе построения интегральных кривых компонент этих полей в рамках аппроксимационного подхода. Приводятся результаты математического эксперимента с использованием реальных данных (аэромагнитной съемки и морской гравиметрической съемки).

Ключевые слова: интегральная кривая, аппроксимация, структурно-параметрический подход, аэромагнитная съемка, СЛАУ, векторное поле.

DOI: 10.31857/S0002333722010082

ВВЕДЕНИЕ

Проблема интерпретации данных о потенциальных полях Земли и планет никогда не теряла своей актуальности в силу того, что информация поступает к исследователям большими “порциями”, всегда содержит ошибки, имеющие различную природу: это и ошибки приборов, и случайные помехи, и осложнение основного сигнала высокочастотными компонентами, создаваемыми всевозможными плотностными неоднородностями коры и т.д. и т.п. Самое важное обстоятельство, которое следует отметить – это тот факт, что напрямую получить представление о геологическом строении недр как нашей планеты, так и ее ближайших соседей в Солнечной системе вряд ли удастся в обозримом будущем. Объем публикаций по указанной тематике весьма обширен как в нашей стране, так и за рубежом (см., например, [Глазнев и др., 1989; Долгаль и др., 1994; Блох и др., 2020; Кризский и др., 2011; Мартышко и др., 1997; 2015; 2016а; 2016б; Михайлов и др., 2019].

Именно по этой причине разработка надежных и эффективных методов интерпретации больших объемов данных о потенциальных полях и рельефе, особенно спутниковых, морских, аэромагнитных и аэрогравиметрических, выходит на первый план в нашу эпоху огромных вычислительных мощностей.

На протяжении последних двух десятилетий наш коллектив активно применяет метод линейных интегральных представлений при нахождении аналитических аппроксимаций как потенциальных полей Земли, так и непрерывных функций, не являющихся гармоническими, но принимающих значения на границе области гармоничности некоторого поля [Страхов и др., 2000; 2002а; 2002б; 2009; Степанова, 2007; 2008; Раевский и др., 2015а; 2015б; Керимов и др., 2018]. Безусловно, такой подход (в рамках указанного метода) не является “панацеей” и не может приводить к решению интерпретационных задач в “сложных” случаях. Мы имеем в виду те постановки, в которых информации об источниках поля слишком мало, либо эту информацию нельзя назвать качественной. Для нахождения надежных результатов при решении обратных задач геофизики и геодезии нельзя обойтись данными только профильной съемки, какими бы длинными ни были траектории полета самолета, галсы корабля и т.п. Но выполнение площадной съемки иногда экономически невыгодно, а зачастую и не реализуемо на практике. По этой причине мы решили дополнить применение структурно-параметрического подхода в рамках модифицированного метода *S*-аппроксимаций эффективной методикой аналитического продолжения аномальных полей вдоль интегральных кривых. При этом процесс построения интегральных кривых гравитационного или магнитного поля также регуляризируется, поскольку неизвестен точный вид уравнений, описывающих эти кривые. Если дан-

ные аэросъемки включают в себя значения горизонтального градиента гравитационного поля (либо содержат несколько компонент магнитного) на профиле, то тогда у исследователя появляются дополнительные инструменты для контроля качества решения обратной задачи по поиску эквивалентных по внешнему полю носителей и дальнейшей интерпретации предоставленной ему информации. Но даже в том случае, когда известна лишь одна компонента поля, можно попытаться решить обратную задачу с помощью описанной ниже методики.

Напомним читателю, что трехмерные S-аппроксимации – это представление известной компоненты гравитационного поля в виде суммы простого и двойного слоев, распределенных на некоторой совокупности областей (в локальном случае ими являются горизонтальные плоскости и поверхности двугранных углов, в региональном – сферы или сфероиды) [Степанова, 2018]. Большинство обратных задач геофизики и геодезии редуцируется к решению систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) различных типов: симметрических положительно полуопределенных (наиболее “благоприятный” вариант), переопределенных, недоопределенных и т.п.

Известные итерационные алгоритмы (как двухслойные, так и трехслойные) не слишком хорошо работают при решении подобных СЛАУ: итерации либо не сходятся вовсе, либо сходятся чрезвычайно медленно. Объясняется это тем, что в геофизике и геодезии приходится оперировать с огромными массивами постоянно меняющихся разнородных и разноточных данных, и к работе с такими объектами нужен особый подход. Матрицы систем всегда плохо обусловлены, ошибки во входных данных иногда принимаются за слабые сигналы, создаваемые какими-то плотностными неоднородностями. Авторы уже предлагали ряд методов для выявления мелких неоднородностей и повышения точности аппроксимации [Степанова, 2018; Керимов, 2018].

МОДИФИЦИРОВАННАЯ МЕТОДИКА СТРУКТУРНО-ПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ АППРОКСИМАЦИИ В РАМКАХ МЕТОДА ИНТЕГРАЛЬНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

В задачах интерпретации обычно задана совокупность величин $f_{i,\delta}$:

$$f_{i,\delta} = f_i + \delta f_i, \quad i = 1,2,\ldots,N, \tag{1}$$

и при этом величины f_i (значения полезного сигнала в i-ой точке) имеют представления вида [Страхов, 1999]:

$$f_i = \sum_{r=1}^{R} \int_{M_r} \rho_r(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad i = 1, 2,\ldots,N. \tag{2}$$

Здесь $Q_r^{(i)}(\xi)$, $i = 1,2,\ldots,N$, $r = 1,2,\ldots,R$, – заданные функции, удовлетворяющие условиям:

$$\int_{M_r} \left(Q_r^{(i)}(\xi)\right)^2 d\mu_r(\xi) < +\infty, \tag{3}$$

и M_r – суть области (конечные или бесконечные) или даже многообразия (поверхности, кривые) в R^3; $\mu_r(\xi)$ – заданные на M_r меры. Фигурирующие в подынтегральных выражениях в (2) функции $\rho_r(\xi)$ – неизвестные, подлежащие определению по заданным величинам $f_{i,\delta}$, $i = 1,2,\ldots,N$, а также имеющейся априорной информации о векторе помехи δf (N-векторе с компонентами δf_i) и о свойствах искомых функций.

В работе [Степанова и др., 2019] показано, что эффективным может быть подход к решению задач интерпретации гравимагниторазведки, при котором носители масс переносятся в четырехмерное пространство.

Функции $\rho_r(\xi)$ необходимы для получения интегральных представлений величин f_i, являющихся значениями полезного сигнала на нерегулярной (в общем случае) сети наблюдений. Находятся, разумеется, не сами функции, а некоторые их аппроксимации:

$$\rho_r(\xi) \approx \rho_r^{(a)}(\xi), \quad \xi \in M_r, \quad r = 1,2,\ldots,R. \tag{4}$$

Затем уже вычисляются значения любых величин вида:

$$p_s = \sum_{r=1}^{R} \int_{M_r} \rho_r(\xi) P_r^{(s)}(\xi) d\mu_r(\xi), \quad s = 1,2,\ldots,S, \tag{5}$$

где $P_r^{(s)}(\xi)$ – заданные функции, по соотношениям

$$p_s \approx p_s^{(a)} = \sum_{r=1}^{R} \int_{M_r} \rho_r^{(a)}(\xi) P_r^{(s)}(\xi) d\mu_r(\xi), \; s = 1,2,\ldots,S. \tag{6}$$

При применении различных подходов в рамках метода линейных интегральных представлений предполагается, что помеха в задании полезного сигнала имеет аддитивный характер, а эвклидова норма этой помехи ограничена как сверху, так и снизу:

$$\delta^2 = \|\delta f\|_{\mathrm{E}}^2; \quad \delta_{\min}^2 \le \delta^2 \le \delta_{\max}^2. \tag{7}$$

При этом используется априорная информация о векторе помехи δf [Страхов и др., 2000].

Структурно-параметрический подход представляет собой чисто формальное обобщение основных приближенных представлений искомых функций $\rho_r(\xi)$, возникающих в рамках вариационного подхода. А именно: соотношение

$$\tilde{\rho}_r(\xi;\lambda) = p_r(\xi)\sum_{i=1}^{N}\lambda_i Q_r^{(i)}(\xi), \quad r = 1,2,\ldots,R \tag{8}$$

просто обобщается следующим образом:

$$\tilde{\rho}_r(\xi;\overset{\circ}{\lambda}{}^{(r)}) = p_r(\xi)\sum_{r=1}^{N}\overset{\circ}{\lambda}{}_i^{(r)} Q_r^{(i)}(\xi), \quad r = 1,2,\ldots,R. \tag{9}$$

Смысл обобщений, используемых в конструкции (9), состоит в том, что параметры, от которых зависят аналитические выражения искомых функций, делаются зависящими от индекса r. Мы предлагаем модифицировать выражение (9) следующим образом.

Функции $p_r(\xi)$, $r = 1,2,\ldots,R$, описывают граничные свойства оператора прямой задачи. Если имеет место выход на нормальное поле, то на границе каждого из носителей данные функции должны обращаться в нуль. В том случае, когда требуется сосредоточить носители внутри круга заданного радиуса (или области произвольной, но известной формы) можно поставить условие финитности функций, заданных на компактном носителе. Положим:

$$p_r(\xi) = \sum\nolimits_{i=1}^{N}\gamma_i^{(r)}\tilde{\delta}_r^{(i)}(\xi), \quad r = 1,2,\ldots,R,$$

где $\tilde{\delta}_r^{(i)}(\xi)$, $r = 1,2,\ldots,R$, $i = 1,\ldots,N$, – некоторые вспомогательные функции, вид которых зависит от $Q_r^{(i)}(\xi)$, $i = 1,2,\ldots,N$, $r = 1,2,\ldots,R$, – ядер интегральных уравнений.

Определению будут подлежать не только плотности простого и двойного слоев, но и коэффициенты $\gamma_i^{(r)}$, $r = 1,\ldots,R$.

Если при заданных коэффициентах представить в таком виде неизвестные плотности носителей (можно рассмотреть итерационный процесс, шаг которого мы будем обозначать через k) получаем систему линейных алгебраических уравнений

$$\overset{\circ}{A}\,\overset{\circ}{\lambda} = f_\delta, \tag{10}$$

в которой $\overset{\circ}{\lambda}$ есть блочный вектор вида:

$$\overset{\circ}{\lambda} = \begin{vmatrix} \overset{\circ}{\lambda}{}^{(1)} \\ \overset{\circ}{\lambda}{}^{(2)} \\ \\ \overset{\circ}{\lambda}{}^{(R)} \end{vmatrix}, \quad \overset{\circ}{\lambda}{}^{(r)} = \begin{vmatrix} \overset{\circ}{\lambda}{}_1^{(r)} \\ \overset{\circ}{\lambda}{}_2^{(r)} \\ \\ \overset{\circ}{\lambda}{}_N^{(r)} \end{vmatrix}, \tag{11}$$

а матрица $\overset{\circ}{A}$ – это блочная матрица следующего вида:

$$\overset{\circ}{A} = \left| \begin{array}{c:c:c:c} \overset{\circ}{A}{}^{(1)} & \overset{\circ}{A}{}^{(2)} & & \overset{\circ}{A}{}^{(R)} \end{array} \right|, \tag{12}$$

в которой блоки $\overset{\circ}{A}{}^{(r)}$ имеют элементы

$$\overset{\circ}{a}{}_{ij,k}^{(r)} = \int\limits_{M_r}\tilde{p}_r^{(k)}(\xi)Q_r^{(i)}(\xi)Q_r^{(j)}(\xi)d\mu_r(\xi), \quad r = 1,2,\ldots,R, \quad k = 1,2,\ldots \tag{13}$$

и обладают свойством

$$\overset{\circ}{A}{}^{(r)} = \overset{\circ}{A}{}^{(r),\mathrm{T}} \geq 0, \quad r = 1,2,\ldots,R. \tag{14}$$

Система (10) является сильно недоопределенной (в ней N уравнений и NR неизвестных). Матричные блоки этой системы – симметричные положительно полуопределенные матрицы.

В отличие от описанных нами ранее способов нахождения устойчивых приближенных решений СЛАУ, к которым редуцируются многие обратные задачи геофизики и геодезии, предлагаемая в настоящей статье методика включает в себя математическую формализацию требований, предъявляемых к качеству искомого решения. Речь идет, как было указано выше, о свойствах плотности носителя масс (плотности простого и двойного слоев должны обращаться в нуль на границе носителя масс либо быть отличным от нуля в некоторой компактной области, если носитель имеет бесконечное простирание в одном или нескольких направлениях). Модифицированные S-аппроксимации “хороши” тем, что элементы матрицы (10) вычисляются в локальном и региональном вариантах (без учета эллиптичности Земли) достаточно просто и быстро – не требуется выполнять процедуры численного интегрирования; элементы матрицы выражаются через элементарные функции своих аргументов либо через известные специальные функции.

Так обстоит дело, когда $\tilde{p}_r^{(k)}$, $r = 1,2,\ldots,R$, $k = 1,2,\ldots$ являются константами. Если же имеют место представления:

$$p_r(\xi) = \sum_{i=1}^{N}\gamma_i^{(r)}\tilde{Q}_r^{(i)}(\xi), \quad r = 1,2,\ldots,R. \tag{15}$$

Выражения (15) – некоторые функции, зависящие от исходного элемента поля и координат точек как сети наблюдений, так и носителя простого и двойного слоев. Для того чтобы можно было избежать процедур численного интегрирования (подобные алгоритмы несложные, но за-

тратные по времени и порождают дополнительные ошибки, что сильно влияет на число обусловленности матрицы СЛАУ), необходимо наложить на функции (15) дополнительные требования, которые обеспечат выполнение условия гармоничности подынтегральной функции в (13) во внешности носителя. В таком случае элементы матрицы системы будут вычисляться по формулам, аналогичным тем, которые возникают при построении S-аппроксимаций. В самом деле, рассмотрим действие оператора Лапласа на произведение двух гармонических функций:

$$\Delta(fg) = \Delta f \cdot g + \Delta g \cdot f + 2(\nabla f, \nabla g). \qquad (16)$$

Последнее слагаемое в (16) – это скалярное произведение градиентов двух функций. Таким образом, если скалярное произведение градиента функций (15) и градиента элемента $\tilde{Q}_r^{(j)}$, $r = 1,2, \ldots, R$, $j = 1,2,\ldots,N$, при каждом значении соответствующего индекса будет равно нулю, то мы получим для элементов матрицы (13) выражения, аналогичные следующим:

$$\overset{\circ}{a}{}_{ij}^{(r)} = \sum_{l=1}^{N} \gamma_l^{(r)} \int_{M_r} \tilde{Q}_r^{(l)}(\xi) Q_r^{(i)}(\xi) Q_r^{(j)}(\xi) d\mu_r(\xi), \qquad (17)$$
$$r = 1,2,\ldots, R; \quad i, j = 1,\ldots,N,$$

Если носителем масс является плоскость, глубина залегания которой равна H, то элементы (20) могут иметь следующий вид:

$$a_{ij}^{\circ} = \sum_{l=1}^{N} \gamma_i^{(1)} \frac{x_i - x_j}{\left(\sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + (z_i + z_j + 2H)^2}\right)^3} \frac{x_i - x_l}{\left(\sqrt{(x_l - x_i)^2 + (y_l - y_i)^2 + (z_i + z_l + 2H)^2}\right)^3} +$$
$$+ \sum_{l=1}^{N} \gamma_i^{(2)} \left[\frac{\partial}{\partial z_i} \left[\frac{2((x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2) - (z_i + z_j + 2H)^2}{\left(\sqrt{(x_j - x_i)^2 + (y_j - y_i)^2 + (z_i + z_j + 2H)^2}\right)^5} \frac{2((x_l - x_i)^2 + (y_l - y_i)^2) - (z_i + z_l + 2H)^2}{\left(\sqrt{(x_l - x_i)^2 + (y_l - y_i)^2 + (z_i + z_l + 2H)^2}\right)^5} \right] \right] \qquad (18)$$
$$i, j = 1,\ldots,N.$$

В данном случае носителей всего два: это два экземпляра одной и той же плоскости, но на ней распределены простой и двойной слои соответственно. При этом коэффициенты $\gamma_l^{(r)}$, $l = 1,\ldots,N$; $r = 1,\ldots,R$ должны удовлетворять следующей однородной системе линейных алгебраических уравнений (условие ортогональности градиентов двух гармонических функций, значения которых мы рассматривали на носителе $M_r, r = 1,\ldots,R$):

$$\sum_{l=1}^{N} \gamma_l^{(r)} (\nabla \tilde{Q}_r^{(l)}(x_i), \nabla Q_r^{(j)}(x_i)) = 0, \qquad (19)$$
$$r = 1,2, \ldots, R, \quad i = 1,\ldots,N,$$

Система (19) также должна быть регуляризована. Для выделения набора оптимальных в некотором смысле (с учетом априорной информации об исследуемых полях) решений однородной системы линейных алгебраических уравнений (19) можно для каждого носителя $M_r, r = 1,\ldots,R$, считать известной одну из компонент решения, а остальные компоненты вектора $\gamma_l^{(r)}$ находить одним из способов решения СЛАУ, описанных в наших предыдущих работах (см., например, [Степанова и др., 2018]. При этом дополнительным условием может служить обращение в нуль плотностей простого и двойного слоев вне полигона.

В предыдущих работах авторов было показано на модельных и практических примерах, что с помощью регуляризованных чебышевских методов [Раевский и др., 2015а; 2015б], а также с помощью метода усовершенствованного блочного контрастирования [Степанова и др., 2019] можно получить обнадеживающие по точности результаты решения обратных задач гравимагниторазведки. Структурно-параметрический подход позволяет учитывать разнородность и разноточность данных, выделять из большого массива данных поля, соответствующие отдельным геологическим структурам. Как неоднократно подчеркивалось в наших более ранних работах (см., например, [Степанова, 2019; и др.]), метод интегральных представлений позволяет находить пространственное распределение элементов полей при нерегулярной сети точек наблюдений. Если данные о гравитационном поле “лежат” на профиле (что часто бывает при аэрогравиметрической съемке [Погорелов и др., 2018]), то аналитическое продолжение элемента поля в окрестность профиля становится сложной математической задачей: гравитационное и магнитное поля не являются вещественно аналитическими функциями, для которых можно ограничиться значениями в одной точке. В связи с этим мы предлагаем новую методику интерпретации данных гравимагниторазведки (особенно – профильных). Опишем сущность этой методики.

1). По **профильным** данным гравимагниторазведки строится модифицированная S-аппроксимация элемента поля. С помощью коэффициентов, определяющих значения плотностей простого и двойного слоев, распределенных на некоторой системе двумерных носителей (плоскостей, двугранных углов, сфер и т.п.), можно находить распределение элементов поля вблизи исходного профиля (профилей) в некотором двумерном сечении области изучения – таким образом, поле можно продолжить в трубчатую окрестность кривой, описывающей профиль. Помимо этого, на первом этапе рассматриваемого метода вычисляются значения производных гравитационного или магнитного поля в точках профилей из трубчатой окрестности. Модифицированная S-аппроксимация только одного элемента поля позволяет это сделать: с помощью метода линейных интегральных представлений можно находить линейные трансформанты полей.

2). По значениям поля на исходном профиле и, впоследствии, на профилях из трубчатой окрестности исходного профиля находятся интегральные кривые элементов гравитационного поля (производных гравитационного потенциала по трем пространственным переменным x, y, z или по переменным в сферической системе координат при применении регионального варианта метода интегральных представлений). При проведении гравиметрических измерений могут быть известны значения горизонтального градиента поля силы тяжести. Такого рода данные очень полезны как сами по себе, так и для контроля результатов аппроксимации, поскольку методика модифицированных S-аппроксимаций позволяет вычислять линейные трансформанты поля при заданных значениях лишь одного элемента, но – в некоторой области двумерного или трехмерного пространства.

3). В точках интегральной кривой элемента аномального поля вычисляются значения этого элемента (таким образом, определяется вектор-функция, элементы которой представляют собой производные гравитационного или магнитного потенциала).Таким образом, на третьем, заключительном, этапе выполняется аналитическое продолжение исходного элемента гравитационного (или магнитного) поля вдоль интегральной кривой самого поля.

Второй этап описанного нового подхода – это, фактически, решение некоторой системы обыкновенных дифференциальных уравнений, управляемых гамильтонианом вида [Shchepetilov, 1999]:

$$H(\vec{\mathbf{x}},\vec{\mathbf{y}},\vec{\mathbf{z}}) = \sum_{i=1}^{N}\left\{g_{xi}^2 + g_{yi}^2 + g_{zi}^2\right\}, \qquad (20)$$

где $\vec{\mathbf{x}} = (x_1, x_2, \ldots, x_N)$, $\vec{\mathbf{y}} = (y_1, y_2, \ldots, y_N)$, $\vec{\mathbf{z}} = (z_1, z_2, \ldots, z_N)$ вектора координат системы N точек наблюдений, g_{xi}, g_{yi}, g_{zi} – значения производных гравитационного потенциала в i-ой точке. Тогда уравнения для определения интегральной кривой векторного поля в точке с координатами $(x(t), y(t), z(t))$ имеют вид:

$$\frac{dx}{dt} = X(x,y,z), \quad \frac{dy}{dt} = Y(x,y,z), \quad \frac{dz}{dt} = Z(x,y,z),$$

$$X(x,y,z) = \\ = \sum_{i=1}^{N}\lambda_i^{(1)}\frac{x - x_i}{\left(\sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z_i+H)^2}\right)^3} + \\ + \sum_{i=1}^{N}\lambda_i^{(2)}\frac{2(x-x_i)^2 - (y-y_i)^2 - (z_i+H)^2}{\left(\sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 + (z-z_i)^2}\right)^5}. \qquad (21)$$

Начинаются интегральные кривые, описываемые системой (20)–(21) либо в точках профиля, либо в близких к нему точках – это зависит от специфики решаемой геофизической задачи. Наш вычислительный опыт показал, что аппроксимации гравитационного поля в точках, примыкающих к исходному профилю задания, можно построить с относительной погрешностью до 0.1%. Поэтому “выпускать” интегральные кривые можно не из точек наблюдений, а из соседних с ними пунктов. Такая методика позволяет разрежать (или сгущать) сети наблюдений. Важнейшим моментом является выбор области задания интегральной кривой. Диаметр трубчатой окрестности зависит от постановки обратной задачи. Математические эксперименты, проведенные при использовании реальных данных морской гравиметрической съемки и аэросъемки магнитного поля, позволяют сделать вывод о том, что “поперечные” размеры области исследования аномальных полей не должны превышать 20% от “продольных” размеров. Если рельеф местности сложный, то – 10%. При этом рекомендуется сначала построить интегральную кривую на удалении от профиля, составляющем 2–5% от его длины, а затем решить систему обыкновенных дифференциальных уравнений с начальными данными, расположенными в конечных точках кривой на предыдущем шаге: мы последовательно продолжаем “исходный элемент” аналитической функции вдоль кривой. Аналитической функцией является элемент аномального магнитного или гравитационного поля. Если имеется какая-либо дополнительная информация о поле: данные, полученные в другое время и с отличающейся от исходной погрешностью, “хорошо себя зарекомендовавшие” в исследуемом регионе модели гравитационного и магнитного полей Земли, то можно добавить точки в вектор наблюдаемых значений (правую

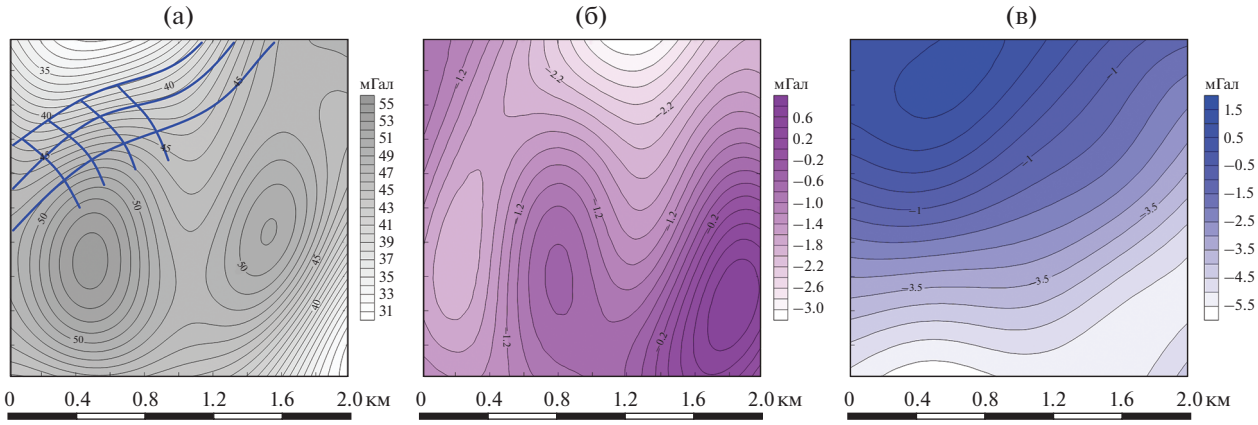


Рис. 1. Карта изолиний аномального гравитационного поля (а), производной гравитационного потенциала *Vx* (б) и производной гравитационного потенциала *Vy* (в) в районе акватории Черного моря.

часть системы линейных алгебраических уравнений). Модифицированные *S*-аппроксимации применялись и для интерпретации разнородных и разноточных данных.

Как было показано в наших предыдущих исследованиях [Страхов и др., 2002а; 2002б; Степанова и др., 2017; 2018а; Stepanova, 2009], методика *S*-аппроксимаций состоит в приближении заданной величины (в данном случае – компонент гравитационного поля) суммой простого и двойного слоев, залегающих ниже заданного рельефа. В рамках этой методики решение задачи сводится к решению системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) больших размерностей (соразмерно общему количеству измерений), поэтому основным вычислительным этапом является именно решение СЛАУ.

Для эффективного применения методики модифицированных *S*-аппроксимаций должны быть заданы:

1) общее количество плоскостей (или двугранных углов) [Степанова, 2019], являющихся носителями простого и двойного слоев, которые будут аппроксимировать рельеф;

2) глубина залегания каждой из плоскостей (под глубиной в данной задаче мы понимаем расстояние от минимальной высотной отметки до соответствующей плоскости), а также правая или левая граница двугранного угла.

Так как исходные измерения всегда даны с некоторой погрешностью, необходимо также ввести верхнюю (*delta_max*) и нижнюю (*delta_min*) границы нормы невязки, чтобы задача была решена с требуемой точностью.

Таким образом, задаются: σ_{min} – нижняя оценка среднеквадратического отклонения, σ_{max} – верхняя оценка среднеквадратического отклонения.

Например, если известно, что погрешность измерений составляет приблизительно 0.1 мГал, то можно выбрать $\sigma_{min} = 0.05$, $\sigma_{max} = 0.15$ (мГал) и далее решать задачу.

В настоящей статье представлены результаты расчетов с использованием нового подхода при интерпретации данных площадных аэрогравиметрической и аэромагнитной съемок. Для каждого примера рассмотрены несколько вариантов *S*-аппроксимационных моделей с различными исходными параметрами, а именно, варьировалось общее число плоскостей – носителей гравитационных масс. Вычисления проводились на компьютере Intel i7-4700HQ с частотой 2.4 ГГц и на суперкомпьютере “Ломоносов”.

Участок морской площадной съемки имел размеры 2.3 на 2.3 км. Всего точек в массиве, по которым строилась аналитическая модифицированная *S*-аппроксимация, было выбрано 10000. Шаг сетки был равен 20 м по оси *X* и 18 м по оси *Y*. Гравитационное поле аппроксимировалось суммой простого и двойного слоев, распределенных по двум горизонтальным плоскостям, параметры модели приводятся в табл. 1. Далее, как и в предыдущих работах авторов (см., например, [Раевский и др., 2015а]), осуществлялся трехступенчатый контроль качества аппроксимации: из первоначального набора данных исключались 20% точек с наибольшим отклонением аппроксимированного поля от реального (таким образом, создавались выборки контрольных точек I и II типов), затем к выборке первого типа добавлялись точки из выборки второго типа – 10% от числа точек с максимальным отклонением от заданных значений поля – и, на заключительном этапе контроля качества приближенного решения, результаты аппроксимации сравнивались для исходной выборки, контрольных точек первого типа и контрольных точек второго типа. Найденные

Таблица 1. Результаты модифицированных *S*-аппроксимаций участка морской съемки в районе Черного моря регуляризованным методом Холецкого с применением комбинированного структурно-параметрического подхода

H	$\|x\| / \|f_\delta\|$	(*Last*) $\|Ax - f_\delta\|/\|f_\delta\|$	Число итераций	Время
0.0	1.145E + 000	7.1864424E–006	157	01:23:02
–0.001	1.367E + 000	1.0236781E–005	167	01:28:43
–0.002	1.023E + 000	9.5682687E–006	160	01:26:18
–0.005	1.157E + 000	9.4565700E–006	155	01:19:12
–0.01	1.241E + 000	9.8123807E–006	148	01:05:34
–0.02	1.086E + 000	8.5634461E–006	170	01:33:36
–0.05	1.100E + 000	9.1658293E–006	158	01:25:07
–0.1	1.067E + 000	7.4820034E–006	163	01:30:06
–0.2	1.105E + 000	1.1352894E–005	149	01:06:28
–0.5	1.128E + 003	1.2076116E–005	159	01:27:48

Примечания. В табл. 1 приняты следующие обозначения: $\|x\|$ – эвклидова норма решения; $\|x\|/\|f_\delta\|$ – отношение эвклидовых норм решения и правой части системы (правая часть берется с входящей в нее ошибкой); (Last) $\|Ax - f_\delta\|/\|f_\delta\|$ – отношение эвклидовых норм невязки и правой части в конце итерационного процесса; H – глубина залегания плоскости в км; число итераций – это число итераций в регуляризованном методе Холецкого и, наконец, время – это тот промежуток времени, в течение которого была достигнутая точность решения.

решения регуляризованных СЛАУ использовались затем для нахождения плотностей простого и двойного слоев, распределенных на каждой из плоскостей, глубины залегания которых приводятся в табл. 1. Карты изолиний гравитационного поля и первых производных гравитационного потенциала по X и Y приведены на рис. 1. Также с помощью найденных решений СЛАУ были построены аналитические продолжения гравитационного поля вдоль 7 интегральных кривых (20)–(21), изображенных на рис. 1а жирными линиями, а затем результаты были сравнены со значениями поля, полученными с помощью "классических" *S*-аппроксимаций (т.е. просто поле было вычислено в точках с координатами интегральной кривой). Относительная норма невязки $\|f_{\text{int}} - f_{apprS}\|/\|f_{apprS}\|$ составила 5.7%. Число точек M суммарно на всех кривых при этом было равно 1000, $f_{\text{int}} = \begin{pmatrix} f_{1\,\text{int}} \\ \dots \\ f_{M\,\text{int}} \end{pmatrix}$ – вектор значений поля в точках интегральной кривой, $f_{appS} = \begin{pmatrix} f_{1appS} \\ \dots \\ f_{MappS} \end{pmatrix}$ – вектор значений поля, вычисленных с помощью метода *S*-аппроксимаций. Нами было получено аналитическое продолжение поля на расстояние, приблизительно составляющее 900 м (в направлении, перпендикулярном профилю в данной точке): сначала строились интегральные кривые, удаляющиеся от выбранного профиля на 70 м, а затем они последовательно продолжались уже с профилей, построенных по результатам модифицированной *S*-аппроксимации, в которую были добавлены новые точки с интегральных кривых, определенных на предыдущем шаге продолжения. Качество решения при такого рода последовательных аналитических продолжениях значений поля с профилей в некоторую двумерную область зависит, как это уже упоминалось выше, от морфологии поля, помех во входных данных и других причин. В данном случае участок съемки не отличался особой сложностью, поэтому процесс аналитического продолжения не представлял собой чрезмерно сложную задачу.

Если проанализировать результаты расчетов на модельном примере (рис. 2, рис. 3) при различных значениях H, можно сделать следующие выводы:

1) при близком к дневной поверхности залегании плоскостей, эквивалентных по внешнему гравитационному полю источникам, плотность простого слоя по своим очертаниям повторяет поле (см. рис. 2а, 2б). Таким образом, метод интегральных представлений позволяет в "нулевом приближении" решать нелинейную обратную задачу по локализации структурных неоднородностей (можно приблизительно при этом оценить толщину земной коры, если знать плотности неоднородностей и вмещающей среды);

2) при удалении плоскости носителя карта изолиний простого слоя все меньше напоминает поле, появляются абрисы рудных неоднородностей – простой слой как бы распадается на отдельные элементы, значительно отличающиеся

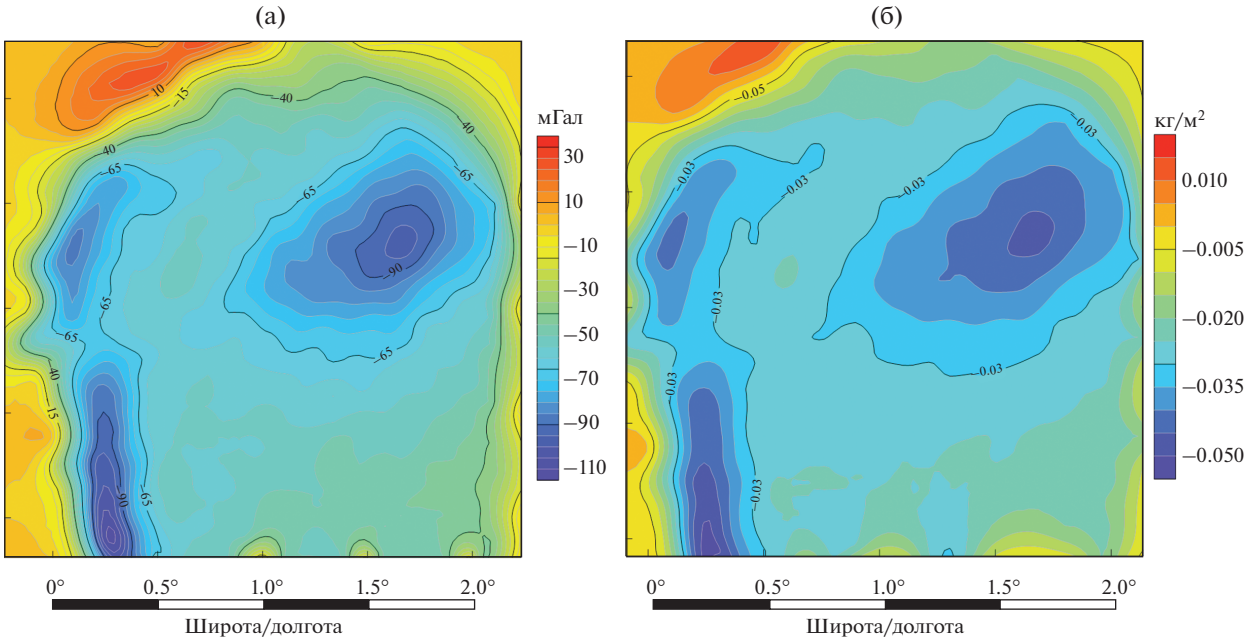


Рис. 2. Модельное гравитационное поле (а), карта изолиний плотности простого слоя, эквивалентного по внешнему гравитационному полю, залегающего на глубине $H = 2$ м (б).

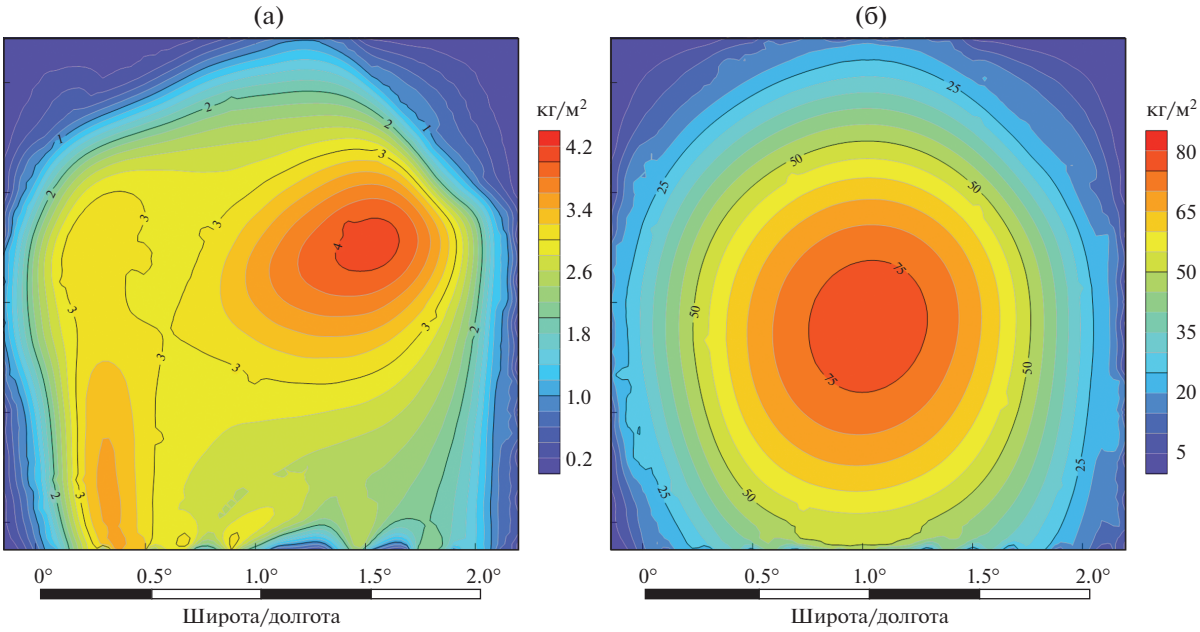


Рис. 3. Карта изолиний плотности простого слоя, эквивалентного по внешнему гравитационному полю, залегающего на глубине $H = 20$ м (а) и $H = 50$ м (б).

по значениям масс эквивалентных источников (см. рис. 3а, 3б);

3) при некотором значении глубины залегания H-аппроксимация становится невозможной: источники, расположенные далеко от реальных носителей масс, уже не могут создавать “адекватное” геофизической практике гравитационное поле.

В качестве эквивалентных источников можно рассматривать бесконечные горизонтальные слои с неизвестными объемными плотностями. Найденные таким образом зависимости плотно-

сти источников от горизонтальных координат позволяют представить геологическое строение изучаемого региона. Определить заранее, какая конструкция окажется наиболее приемлемой в каждом конкретном случае нельзя: нелинейность обратной задачи по поиску формы и глубины залегания источников приводит к неустойчивости приближенного решения даже в тех случаях, когда такие геофизически “оправданные” решения существуют. Продолжения гравитационного поля вдоль интегральных кривых позволят сократить расходы на проведение площадных морских съемок, выбрать оптимальные траектории при движении исследовательских судов (галсы). Помимо этого, технология построения интегральных кривых аномальных потенциальных полей Земли и планет может быть реализована и на платформах с использованием ИИ (искусственного интеллекта). Вопрос о том, каким образом выбирать профили на полигоне для тестирования описанной методики, требует дальнейшего тщательного изучения. Все зависит от сложности рельефа местности (или грида глубин, если речь идет о морской съемке), качества съемки (ошибок во входных данных). Но, в целом, можно констатировать, что формальные критерии типа ограничений невязки как сверху, так и снизу, достижение минимума функционала качества решения помогают решать задачу интерпретации данных о гравитационном поле с приемлемой относительной точностью (до 10%).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ АЭРОМАГНИТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В РАЙОНЕ ОЗЕРА КИНЕРЕТ

Для апробации описанного в предыдущих разделах нового подхода к интерпретации данных гравимагниторазведки были исследованы данные гидромагнитной съемки озера Кинерет (рис. 4). Шаг сетки $h = 25$ м, общее количество валидных измерений равняется 264442. В работах [Степанова и др., 2020; Stepanova et al., 2020; Salnikov et al., 2020], приводятся результаты построения модифицированной *S*-аппроксимации аномального магнитного поля в указанной области

Графический анализ аномального магнитного поля позволяет сделать вывод о том, что исходная область характеризуется как крупными региональными, так и локальными аномалиями. Значения поля были получены в результате многопрофильной гидромагнитной съемки и впоследствии интерполированы на равномерную сетку с шагом $h = 25$ м.

Исследуемый регион характеризуется резкими градиентами, которые проходят вдоль прямых линий. Такого рода помехи почти не влияют на региональные компоненты, но существенно искажают влияние приповерхностных источников.

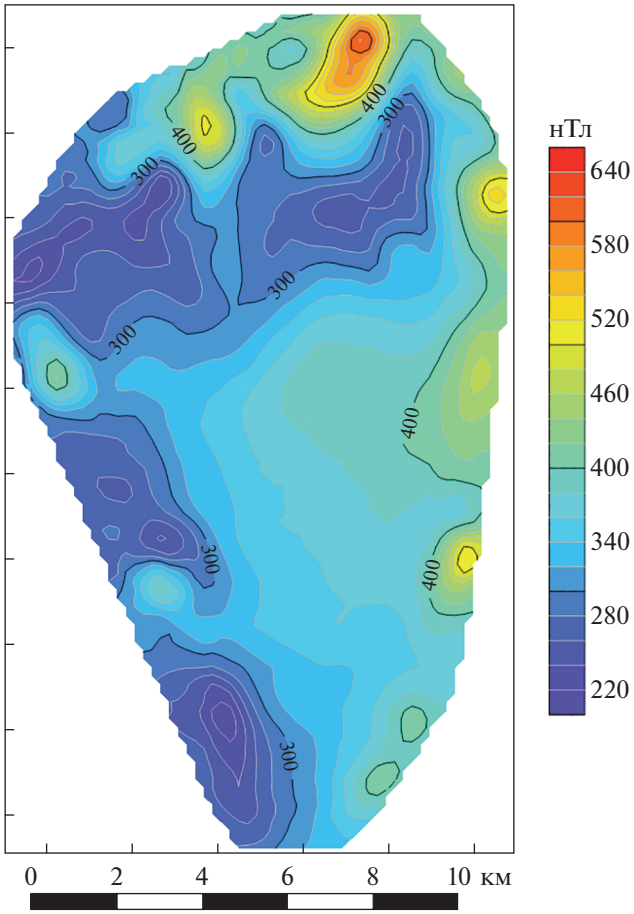


Рис. 4. Карта изолиний аномального магнитного поля в районе озера Кинерет.

Модифицированная *S*-аппроксимация поля выразилась в том, что реальные источники были заменены суммой простого и двойного слоев, распределенных на 4 плоскостях глубиной 250, 600 и 1100 и 2000 м соответственно, залегающих ниже высотной отметки, на которой была проведена съемка (–220 м). В табл. 2 приводятся результаты *S*-аппроксимации. Система линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) решалась регуляризованным трехслойным итерационным методом Чебышева с использованием блочного метода контрастирования. Все вычисления проводились на суперкомпьютере “Ломоносов” НИВЦ МГУ. При вычислениях число процессоров выбрано равным 1024.

Время решения СЛАУ для данной модели составило всего 5 минут на персональном компьютере. Значение $\sigma_{min} < \sigma_0 < \sigma_{max}$ и среднеквадратические отклонения $\sigma_{конт1}$ и $\sigma_{конт2}$, полученные в контрольных точка I и II типа, превышают σ_0 почти в 3 раза, что связано с наличием сильных искажений в интерполированном поле, которые

Таблица 2. Озеро Кинерет. Результаты модифицированной *S*-аппроксимации

N N_1 N_2	$\sigma_{\min}$, нТл	$\sigma_{\max}$, нТл	σ_0, нТл	σ_1, $\sigma_{конт1}$, нТл	σ_2, $\sigma_{конт2}$ нТл	Δ t
264442 210943 236853	0.1506	0.3368	0.22	0.6914 0.8012	0.6571 0.748	6.2986×10^{-4} 0 : 22 : 09

Примечания. Приняты следующие обозначения: N – число исходных точек; N_1 – число точек без контрольных точек I типа; N_2 – число точек без контрольных точек II типа; $\sigma_{\min} = \sqrt{\frac{\delta^2_{\min}}{N}}$, $\sigma_{\max} = \sqrt{\frac{\delta^2_{\max}}{N}}$, – границы среднеквадратического отклонения, $\sigma_0 = \frac{\|Axf_\delta\|_E}{\sqrt{N}}$, –среднеквадратическое отклонение; σ_1 – среднеквадратичное отклонение, полученное с помощью аппроксимации аномального магнитного поля без контрольных точек I типа; $\sigma_{конт1}$ $\sigma_{конт2}$ – среднеквадратичное отклонение, полученное в контрольных точках I типа; σ_2 – среднеквадратичное отклонение, полученное с помощью аппроксимации аномального магнитного поля без контрольных точек II типа; $\sigma_{конт2}$ – среднеквадратичное отклонение, полученное в контрольных точках II типа; $\Delta = \frac{\|Axf_\delta\|_E}{\|f_\delta\|_E}$ – показатель качества решения; t – время решения СЛАУ (часы:минуты:секунды).

связаны с большой погрешностью получения данных на границе рассматриваемого участка.

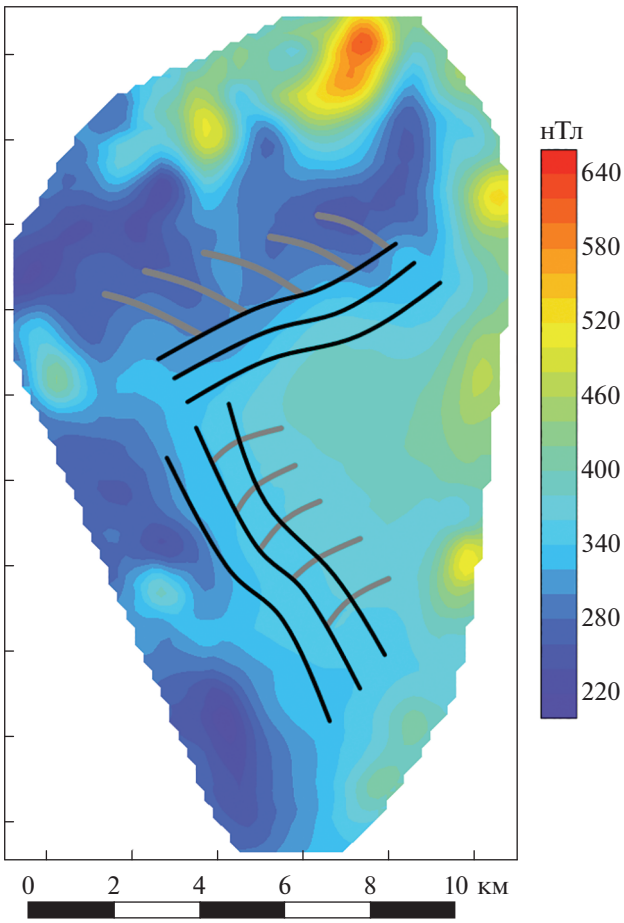


Рис. 5. Карта и интегральные кривые аномального магнитного поля в районе озера Кинерет.

Нижняя и верхняя границы среднеквадратического отклонения полагались равными:

$$\sigma_{\min} = 0.15, \quad \sigma_{\max} = 0.337.$$

На рис. 5 темными линиями показаны приблизительные направления как выбранных нами профилей, так и интегральных кривых, которые начинались в точках профилей. Мы провели серию расчетов, в которых число профилей оказывалось параметром задачи. Чем больше профилей в “проблемной” с точки зрения сложности морфологии поля будет вовлечено в процесс аппроксимации, тем, разумеется, лучше результат решения задачи интерпретации. Мы рассматривали от 5 до 10 таких объектов (виртуальных траекторий движения в пределах изучаемого двумерного участка съемки), которые пересекали полигон с севера на юг. Интегральные кривые пересекают профили трансверсально (если приближенные вычисления по формулам (20) дают касающуюся профиля кривую, то основные параметры модифицированной *S*-аппроксимации следует заменить: в противном случае мы не привнесем в исходную информацию о поле никаких новых данных).

Относительная норма невязки $\|f_{\text{int}} - f_{apprS}\|/\|f_{apprS}\|$ составила 8.3%. Число точек M суммарно на всех кривых при этом было равно 3000, $f_{\text{int}} = \begin{pmatrix} f_{1\,\text{int}} \\ \dots \\ f_{M\,\text{int}} \end{pmatrix}$ – вектор значений поля в точках интегральной кривой, $f_{appS} = \begin{pmatrix} f_{1appS} \\ \dots \\ f_{MappS} \end{pmatrix}$ – вектор значений поля, вычисленных с помощью метода *S*-аппроксимаций. Интегральные кривые

продолжались в данном примере на расстояние, равное приблизительно 60 м, затем строилось “продолжение продолжения” – подобно тому, как вычисляются значения элемента аналитической функции на плоскости. В общей сложности, интегральные кривые удалось продолжить без разрушения структуры поля на расстояние, примерно составляющее 650 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новая методика с применением структурно-параметрического подхода при учете геометрических свойств носителей масс и построения интегральных кривых позволяет находить аналитические продолжения гравитационного и магнитного полей в случае профильной съемки и при отсутствии данных в некоторой области плоскости или пространства, что немаловажно, если учитывать дороговизну площадной съемки и невозможность проведения полевых работ в труднодоступных местах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С., Новикова П.Н., Петрова В.В., Пилипенко О.В., Рашидов В.А., Трусов В.А. Комплексные геолого-геофизические исследования подводных вулканов Центральных и Южных Курил. Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. Материалы 47-ой сессии Международного научного семинара Д.Г. Успенского–В.Н. Страхова. Воронеж: Научная книга. 2020. С. 41–44.

Глазнев В.Н., Шаров Н.В., Жамалетдинов В.А. Физические поля (гл. 3: “Структура лито-сферы и верхней мантии Балтийского щита”). Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа / Соллогуб В.Б. Киев: Наукова думка. 1989. С. 56–59.

Долгаль А.С. О системном подходе к интерпретации гравитационных полей (на примере Хараелахской траппровой мульды) // Геофизический журн. 1994. Т. 16. № 3. С. 58–64.

Керимов И.А., Степанова И.Э., Раевский Д.Н. Комбинированные аппроксимационные методы решения задач гравиразведки и магниторазведки // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 3. С. 37–50.

Кризский, В.Н. Яматов Р.Р. Структурная интерпретация локальных кусочно-анизотропных геологических включений // Журн. Средневолжского математического общества. 2011. Т. 13. № 2. С. 8–16.

Мартышко П.С. Об интегральных преобразованиях электромагнитных полей // Физика Земли. 1997. № 2. С. 69–70.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Об устойчивых методах интерпретации данных гравиметрии // Докл. РАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 725–728.

Мартышко П.С., Мартышко М.П. Уравнения трехмерных обратных задач магниторазведки и алгоритм их решения в класс звездных тел // Уральский геофизический вестник. 2015. № 2(26). С. 50–53.

Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Киселева Е.А., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н., Карташов И.М., Смирнов В.Б. Проблемы совместной интерпретации временных вариаций гравитационного поля с данными о смещениях земной поверхности и дна океана на примере землетрясения Тохоку-Оки (11 марта 2011 г.) // Физика Земли. 2019. № 5. С. 56–60.

Погорелов В.В., Соловьев В.Н., Конешов В.Н., Михайлов П.С. Экспериментальное исследование допустимого удаления самолета-лаборатории от базовой станции при аэрогравиметрической съемке // Наука и технологические разработки. 2018. Т. 97. № 4. С. 11–71.

Раевский Д.Н., Степанова И.Э. Модифицированный метод *S*-аппроксимаций. Региональный вариант // Физика Земли. 2015б. № 2. С. 55–66.

Раевский Д.Н., Степанова И.Э. О решении обратных задач гравиметрии с помощью модифицированного метода *S*-аппроксимаций // Физика Земли. 2015а. № 2. С. 44–54.

Степанова И.Э. Апробация методики *S*-аппроксимаций на материалах детальной гравиметрической и магнитометрических съемок // Геофизический журн. 2007. Т. 28. № 1. С. 97–105.

Степанова И.Э. Построение линейных трансформаций аномальных потенциальных полей с использованием *S*- аппроксимаций // Геофизический журн. 2008. Т. 29. № 5. С. 191–201.

Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Интерпретация больших объемов данных при решении задач геофизики и геоморфологии с помощью модифицированного метода *S*-аппроксимаций // Физика Земли. 2017. № 1. С. 123–137.

Степанова И.Э., Керимов И.А., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Комбинированный метод *F*-, *S*- и *R*-аппроксимаций при решении задач геофизики и геоморфологии // Физика Земли. 2018а. № 1. С. 96–113.

Степанова И.Э., Керимов И.А., Ягола А.Г. Аппроксимационный подход в различных модификациях метода линейных интегральных представлений // Физика Земли. 2019. № 2. С. 31–47.

Степанова И.Э., Раевский Д.Н., Щепетилов А.В. Эффективная технология построения цифровых моделей рельефа и аналитических аппроксимаций потенциальных полей Земли // Наука и технологические разработки. 2018б. Т. 97. № 3. С. 5–14. https://doi.org/10.21455/std2018.3-1

Степанова И.Э., Щепетилов А.В., Погорелов В.В., Михайлов П.С. Структурно-параметрический подход при построении цифровых моделей рельефа и гравитационного поля Земли с использованием аналитических *S*-аппроксимаций // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19. № 2. С. 107–116.

Страхов В.Н. Геофизика и математика. М.: ОИФЗ РАН. 1999а. 64 с.

Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитических аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН. 2009. 254 с.

Страхов В.Н., Степанова И.Э. Аналитическое продолжение и разделение трехмерных потенциальных полей // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 103–107.

Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод *S*-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (локальный вариант) // Физика Земли. 2002а. № 2. С. 3–19.

Страхов В.Н., Степанова И.Э. Метод *S*-аппроксимаций и его использование при решении задач гравиметрии (региональный вариант) // Физика Земли. 2002б. № 7. С. 3–12.

Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г. Численные методы решения некорректных задач. М.: Наука. 1990. 230 с.

Ягола А.Г., Степанова И.Э., Ван Янфей, Титаренко В.Н. Обратные задачи и методы их решения. Приложения к геофизике. М.: Бином. 2014. 214 с.

Martyshko P.S., Pyankov V.A., Rublev A.L. The interpretation of spatial and temporal distribution of Radon high-amplitude variations based on Golding model. Geoinformatics 2016 – XVth International Conference on Geoinformatics - Theoretical and Applied Aspects. 15. Theoretical and Applied Aspects. 2016.

Salnikov A.M., Batov A.V., Gudkova T.V., Stepanova I.E. Analysis of the magnetic field data of Mars. The Eleventh Moscow Solar System Symposium (11M-S3). Moscow, Russia. October 5–9, 2020. https://doi.org/0.21046/11MS3-2020

Shchepetilov A.V. Classical and quantum mechanical two-body problem with central interaction on simply connected spaces with constatnt sectional curvature // Reporis on mathematical physics. 1999. V.44. № 1/2. P. 191–198.

Stepanova I.E. On the *S*-approximation of the Earth's gravity field: Regional version // Inverse Problems in Sci. and Eng. 2009. V. 17. № 8. P. 1095–1111.

Stepanova I.E., Raevskiy D.N., Shchepetilov A.V. Separation of potential fields generated by different sources // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2020. V. 56. № 3. P. 379–391.

On Sourceward Analytic Continuation of Anomalous Potential Fields

I. E. Stepanova[a,*], A. V. Shchepetilov[b], and A. M. Salnikov[c]

[a] *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[b] *Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, Russia*

[c] *Trapeznikov Institute of Control Sciences, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**e-mail: mtet@ifz.ru*

A new technique is proposed for analytic continuation of anomalous gravitational and magnetic fields based on constructing integral curves of the fields components in the context of the approximating approach. Results of the mathematical experiment using real data of airborne magnetic and marine gravity surveys are presented.

Keywords: integral curve, approximation, structural-parametric approach, airborne magnetic survey, SLAE, vector field

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 130–139

УДК 551.25+54.03

УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ МУСКОВИТА ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

© 2022 г. А. М. Молодец*

Институт проблем химической физики РАН, г .Черноголовка, Россия

**E-mail: molodets@icp.ac.ru*

Поступила в редакцию 12.03.2021 г.
После доработки 26.04.2021 г.
Принята к публикации 27.04.2021 г.

В статье предпринято построение уравнений состояния мусковита в области высоких давлений и температур. Для решения этой задачи реконструирована свободная энергия кристаллической и аморфной фаз мусковита в виде аналитических функций удельного объема и температуры. Взаимосогласованные уравнения состояния (термическое, калорическое, Ми-Грюнайзена) каждой фазы построены на основе общих термодинамических соотношений и частных производных реконструированных полуэмпирических выражений для свободной энергии. Достоверность уравнений состояния обоснована согласием ряда расчетных и экспериментальных теплофизических свойств (сжатие, тепловое расширение, модуль объемного сжатия, теплоемкость, ударная адиабата) мусковита вплоть до давлений ≈70 ГПа и температур до ≈1700 К.

Ключевые слова: мусковит, аморфизация, высокие давления, уравнения состояния, фазовая диаграмма, ударные волны.

DOI: 10.31857/S0002333722010057

ВВЕДЕНИЕ

Мусковит является геофизическим материалом, участвующим во многих петрологических процессах, происходящих в глубинных слоях Земли. В связи с этим экспериментальному исследованию его теплофизических свойств и уравнений состояния при высоких динамических и статических давлениях посвящен ряд работ (см. [Sekine, 1991; Faust, Knittle, 1994; Curetti, 2006], их цитирование и ссылки в них). Так, в работе [Sekine, 1991] определена ударная адиабата мусковита в диапазоне давлений 20–140 ГПа. При этом авторы [Sekine, 1991] сделали вывод, что слюда устойчива вдоль ударной адиабаты до давлений 80 ГПа. В работе [Faust, Knittle, 1994] выполнены исследования сжатия кристаллического мусковита вдоль его комнатной изотермы до 20 ГПа. Авторы [Faust, Knittle, 1994] установили, что при комнатной температуре слюда теряет дальний кристаллический порядок при P_{tr} = 18 ГПа и аморфизируется вблизи 27 ГПа. Изменение кристаллографических характеристик мусковита при давлении 18 ГПа также установлено в работе [Curetti, 2006]. Авторы работы [Faust, Knittle, 1994] предположили также, что ударная адиабата в работе [Sekine, 1991] относится к аморфному состоянию мусковита при давлениях, превышающих ≈20 ГПа.

Таким образом, согласно процитированным работам в диапазоне давлений 0–80 ГПа область 0–18 ГПа принадлежит кристаллическому мусковиту, а в области 18–80 ГПа располагается смесь фаз и аморфный мусковит.

Построение уравнений состояния (в смысле отыскание функциональной связи между давлением, объемом и температурой) фаз мусковита носят преимущественно теоретический характер. Так, в работе [Соколова, 2014] предложен полуэмпирический подход к построению уравнений состояния кристаллического мусковита, учитывающий сильную анизотропию этого материала. Первопринципные расчеты уравнений состояния кристаллического мусковита представлены в работах [Teich-McGoldrick, 2012; Ulian, Valdrè, 2015]. Что же касается уравнений состояния аморфного мусковита, то в доступной литературе они не обнаружены. В связи с этим цель данной статьи заключалась в конструировании полуэмпирических уравнений состояния аморфного мусковита, согласованных с уравнениями состояния его кристаллической фазы.

УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МУСКОВИТА

Индивидуальные уравнения состояния мусковита строились на основе полуэмпирического

Таблица 1. Теплофизические свойства мусковита, взятые из цитируемой научной литературы, при начальной температуре T_0, начальном удельном объеме V_0 и атмосферном давлении P_0

Фаза	M, г/моль	T_0, K	V_0, см^3/моль	K_{S0}, ГПа	C_{p0}, Дж/мольK	β_0, 10^{-6}/K	γ_0	Θ_0, K
Кристалл	398.308	298.15	140.81[a]	62.0[c]	325.99[e]	35.7[f]	0.956	736.0
Аморфная	398.308	298.15	138.14[b]	60.5[d]	325.99	35.7	0.915	736.0

Примечания: K_{S0} – адиабатический модуль объемного сжатия; C_{p0} – теплоемкость при постоянном давлении; β_0 – объемный коэффициент теплового расширения; верхними индексами к значениям указана цитируемая научная литература (*a* – [Robie, Hemingway, 1995]; *b* – [Faust, Knittle, 1994]; *c* – [Faust, Knittle, 1994]; *d* – [Sekine, 1991]; *e* – [Robie, Hemingway, 1995]; *f* – [Comodi, 2002]); $\gamma_0 = \beta_0 K_{S0} V_0 / C_{p0}$ – коэффициент Грюнайзена; Θ_0 – характеристическая температура Эйнштейна при начальном удельном объеме V_0 и начальной комнатной температуре T_0, рассчитанная как корень уравнения (13) $C_{p0} = C_p(V_0, T_0)$.

выражения для свободной энергии всесторонне сжатого твердого тела $F = F(V, T)$ в виде функции удельного объема V и температуры T. Для кристаллического мусковита использовалось выражение:

$$F = 3R\left[\frac{\Theta}{2} + T\ln\left(1 - \exp\left(-\frac{\Theta}{2}\right)\right)\right] + E_x, \qquad (1)$$

где: R – удельная газовая постоянная; $\Theta = \Theta(V)$ – характеристическая температура Эйнштейна; $E_x = E_x(V)$ – потенциальная энергия.

Вид функций $E_x = E_x(V)$ и $\Theta = \Theta(V)$ определяется формулами из работы [Молодец, 2017а]. Так, характеристическая температура Θ определяется как

$$\Theta = \Theta_0\left(\frac{\upsilon_0 - V}{\upsilon_0 - V_0}\right)^2\left(\frac{V_0}{V}\right)^{2/3}. \qquad (2)$$

В (2) параметр υ_0, имеющий смысл характеристического объема, определяется соотношением:

$$\upsilon_0 = V_0\left(\frac{3\gamma_0 + 4}{3\gamma_0 - 2}\right), \qquad (3)$$

где $\gamma_0 = \gamma_0(V_0, T_0)$ термодинамический параметр Грюнайзена при начальном удельном объеме V_0, начальной комнатной температуре $T_0 = 298.15$ K и начальном атмосферном давлении P_0. Соответственно, параметр Θ_0 представляет собой начальное значение характеристической температуры $\Theta_0 = \Theta(V_0)$.

Выражение для $E_x = E_x(V)$ имеет вид:

$$E_x = -\upsilon_x\left(C_1 H_x + C_2 x\right) + C_3, \qquad (4)$$

$$H_x = 9x^{\frac{1}{3}}\left(\frac{1}{10}x^{-1} + 2 + \frac{3}{2}x - \frac{1}{7}x^2 + \frac{1}{70}x^3\right), \qquad (5)$$

$$x = \frac{V}{\upsilon_x}. \qquad (6)$$

Выражение (1) содержат два типа опорных параметров. Во-первых, это начальные справочные теплофизические свойства материала в (2): γ_0, Θ_0, V_0. В табл. 1 представлены используемые значения теплофизических свойств кристаллического мусковита $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$ вместе с его формульной молярной массой M.

Вторую группу составляют параметры для потенциальной составляющей свободной энергии – это подгоночный параметр υ_x, первое приближение которого есть υ_0 и константы C_1, C_2, C_3, выражающиеся через υ_x и справочные теплофизические свойства материала (см. [Молодец, 2017а]).

Согласно термодинамическим тождествам, частные производные свободной энергии позволяют построить калорическое (зависимость внутренней энергии $E = E(V, T)$ от объема и температуры) и термическое (зависимости давления $P = P(V, T)$ от объема и температуры) уравнения состояния. Рассмотрим в этом разделе построение термического уравнения состояния $P = -(\partial F/\partial V)$ кристаллического мусковита с использованием (1) и параметров из табл. 1.

Дифференцирование (1) по объему дает

$$P = P_x + 3R\frac{\gamma}{V}\Theta\left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\exp(\Theta/T) - 1}\right), \qquad (7)$$

где $P_x = -\mathrm{d}E_x/\mathrm{d}V$ есть потенциальное давление, которое в соответствии с (4) имеет вид:

$$P_x = 3C_1 x^{\frac{1}{3}}\left(-\frac{1}{5}x^{-2} + 2x^{-1} + 6 - x + \frac{1}{7}x^2\right) + C_2. \qquad (8)$$

В (7) $\Theta = \Theta(V)$ – характеристическая температура (2), $\gamma = \gamma(V)$ – объемная зависимость коэффициента Грюнайзена:

$$\gamma = -\frac{d\ln\Theta}{d\ln V} = \frac{2}{3} + \frac{2V}{\upsilon_0 - V}. \qquad (9)$$

Таким образом, в полуэмпирическом выражении термического уравнения состояния (7) для кристаллического мусковита оказываются определенными все опорные константы: параметры γ_0, Θ_0, V_0, K_0 заданы в табл. 1, расчет υ_0 осуществляется по формуле (3), расчет C_1, C_2 осуществля-

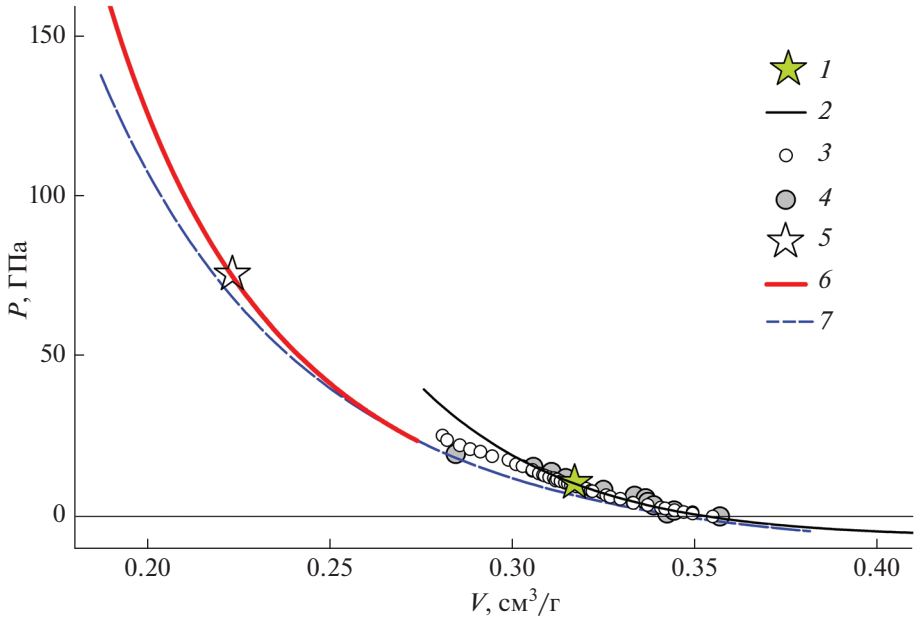


Рис. 1. Изотермы высокого давления и ударные адиабаты мусковита в координатах – давление P, объем V: *1* – средняя точка изотермического эксперимента [Curetti, 2006]; *2* – оптимальная расчетная изотерма кристаллического мусковита (7); *3* и *4* – экспериментальные комнатные изотермы кристаллического мусковита соответственно из работ [Curetti, 2006; Faust, Knittle, 1994]; *5* – средняя точка ударно-волнового эксперимента [Sekine, 1991]; *6* – оптимальная расчетная ударная адиабата аморфного мусковита (14); *7*– расчетная комнатная изотерма аморфного мусковита (7).

ется согласно работе [Молодец, 2017а], для υ_x принимается первое приближение $\upsilon_x = \upsilon_0$.

Заключительный этап построения термического уравнения состояния (7) заключается в уточнении подгоночного параметра υ_x. Для кристаллического мусковита подгонка осуществлялась следующим образом. На экспериментальной комнатной изотерме [Curetti, 2006] выбиралась средняя точка с координатами {P = 10.54 ГПа; V = 0.317 см^3/г} (см. звезду *1* на рис. 1). Затем "вручную" задавались различные значения υ_x, при каждом из которых рассчитывалась комнатная изотерма (7). Из полученного семейства расчетных изотерм выбиралась та, которая проходила через выбранную среднюю точку. В рассматриваемом случае такой изотермой оказалась кривая *2*, для которой значение υ_x составило υ_x = 228.112 см^3/моль. Найденная величина υ_x и соответствующие константы C_1, C_2 вместе с υ_0 представлены в табл. 2. Константа C_3, необходимая для полного определения функции свободной энергии (1) находится (см. [Молодец, 2017а]) из условия, согласно которому минимальное значение потенциальной энергии E_x (4) должно быть равно нулю. Значение C_3 также приведено в табл. 2.

На рис. 1 показана оптимальная расчетная комнатная изотерма кристаллического мусковита на фоне экспериментальных точек [Curetti, 2006; Faust, Knittle, 1994]. Как видно, расчетная изотерма удовлетворительно согласуется с экспериментами [Curetti, 2006; Faust, Knittle, 1994] до 18 ГПа и заметно отличается от экспериментальных данных в работе [Curetti, 2006] при более высоких давлениях. На этом основании можно обозначить верхнее давление области применимости разработанного уравнения состояния кристаллического мусковита величиной ≅18 ГПа, где расчет согласуется с экспериментом обеих работ.

Вместе с этим отметим, что в области давлений ≅5 ГПа, где наряду с экспериментальными результатами [Curetti, 2006] имеются данные и других авторов – это экспериментальная [Comodi, 2002] и теоретическая [Ulian, Valdrè, 2015] комнатные изотермы. В этой области давлений рас-

Таблица 2. Параметры для потенциальной составляющей свободной энергии (1) и (14) мусковита

Фаза	υ_0, см^3/моль	υ_x, см^3/моль	C_1, ГПа	C_2, ГПа	C_3, кДж/г	a_S	E_m, кДж/г
Кристалл	1114.151	228.112	−1241.2068	25845.1803	−7405.7050	0.0	0.0
Аморфная	1250.677	334.299	−112.2841	2326.8136	−986.1758	0.805	0.3105

четная изотерма *2* практически совпадает с данными из работ [Curetti, 2006; Ulian, Valdrè, 2015], но на 30% отличается от данных в работе [Comodi, 2002]. Согласно [Ulian, Valdrè, 2015], различие экспериментальных изотерм разных авторов частично связано с химическим составом образцов, а близость экспериментальной и теоретической изотермы обязано степенью кристалличности образов. В этой связи разумно полагать, что во всем диапазоне давлений 0–18 ГПа расчетная изотерма *2* на рис. 1 оптимальна для кристаллического мусковита из работ [Curetti, 2006; Ulian, Valdrè, 2015].

ОБСУЖДЕНИЕ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МУСКОВИТА

Отметим, что уравнение состояния (7) в комплекте с (2) и (9) позволяет провести численные расчеты объемно-температурных зависимостей нужного свойства материала, например, изохорной теплоемкости $C_V = C_V(V, T)$:

$$C_V = -T\frac{\partial^2 F}{\partial T^2} = 3R\left(\frac{\Theta}{T}\right)^2\left(\exp\left(\frac{\Theta}{T}\right)-1\right)^{-2}\exp\left(\frac{\Theta}{T}\right), \quad (10)$$

изотермического модуля объемного сжатия $B = B(V, T)$

$$B = -V\frac{\partial P}{\partial V}, \quad (11)$$

коэффициента объемного теплового расширения $\beta = \beta(V, T)$

$$\beta = \frac{\gamma C_V}{BV}, \quad (12)$$

изобарной теплоемкости $C_P = C_P(V, T)$

$$C_P = C_V(1+\beta\gamma T). \quad (13)$$

Пользуясь этой возможностью и параметрами из табл. 1 и табл. 2, обсудим применимость разработанного полуэмпирического описания B, β, и C_P кристаллического мусковита при высоких давлениях и температурах путем сравнения расчетных и соответствующих литературных данных.

Заметим предварительно, что (7) представляет собой явную функцию объема и температуры, позволяющая вычислить давление и его частные производные по объему вдоль изотермы ($P = P(V, T_i)$, где T_i = const). Однако аналитическое вычисление, например, объема вдоль изобары ($V = V(P_i, T)$ где P_i = const) с помощью (7) затруднительно, так как преобразовать (7) в аналитическую формулу $V = V(P, T)$ не удается. Тем не менее в таких случаях задача нахождения изобары $V = V(P_i, T)$ легко решается для (7) численно при каждом значении T.

На рис. 2 представлен расчет *1* и *2* изотермического модуля объемного сжатия мусковита по формуле (11) вдоль двух изотерм (7). На этом же рисунке приведены соответствующие результаты первопринципных расчетов *3* и *4* из работы [Teich-McGoldrick, 2012]. Как видно, *1* и *2* согласуются с *3* и *4* качественно – оба результата демонстрируют нелинейное возрастание модуля объемного сжатия кристаллического мусковита с увеличением давления и его уменьшение с возрастанием температуры. В количественном отношении оба результата совпадают между собой с точностью 10–15%.

На рис. 3 цифрой *1* обозначен график (12) на фоне экспериментальных *2* и теоретических *3* литературных данных для коэффициента объемного теплового расширения мусковита. Как видно, *1* согласуется с *2* и *3* в качественном и в количественном отношении – наибольшее различие не превышает 15%.

Для расчета температурной зависимости изобарной теплоемкости по (13) привлекалась расчетная изобара $V = V(P_i, T)$ при P_i = 1.0 атмосфер. График формулы (13) представлен кривой *1* на рис. 4. Здесь же приведены табличные данные из работ [Robie, Hemingway, 1995; Robie, 1976] и теоретические из работы [Ulian, Valdrè, 2015] результаты температурной зависимости изобарной теплоемкости кристаллического мусковита *2*, *3*, *4*. Как видно, график *1* дает заниженные значения теплоемкости в области низких температур, начиная с ≈300 K. Это занижение обусловлено неточностью приближения Эйнштейна в области низких ($T < \approx 0.4\Theta$) температур. В диапазоне температура 300–1000 K расчетные значения *1* отличаются от результатов из работ [Robie, Hemingway, 1995; Robie, 1976; Ulian, Valdrè, 2015] не более, чем на 5%.

Таким образом, построенное уравнение состояния кристаллического мусковита (7) отображает объемно-температурные зависимости теплофизических свойств этого материала с точностью 5–15% в при давлениях до 18 ГПа и в температурном диапазоне 300–1000 K. Рассмотрим теперь построение полуэмпирического уравнения состояния аморфного мусковита, считая основным состоянием мусковита его кристаллическую фазу.

УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ АМОРФНОГО МУСКОВИТА

Как хорошо известно, при построении полуэмпирических уравнений состояния аморфного твердого тела определенным препятствием является трудность получения его экспериментальной изотермы высокого давления, которая для кристаллических материалов в настоящее время сравнительно легко определяется в алмазных на-

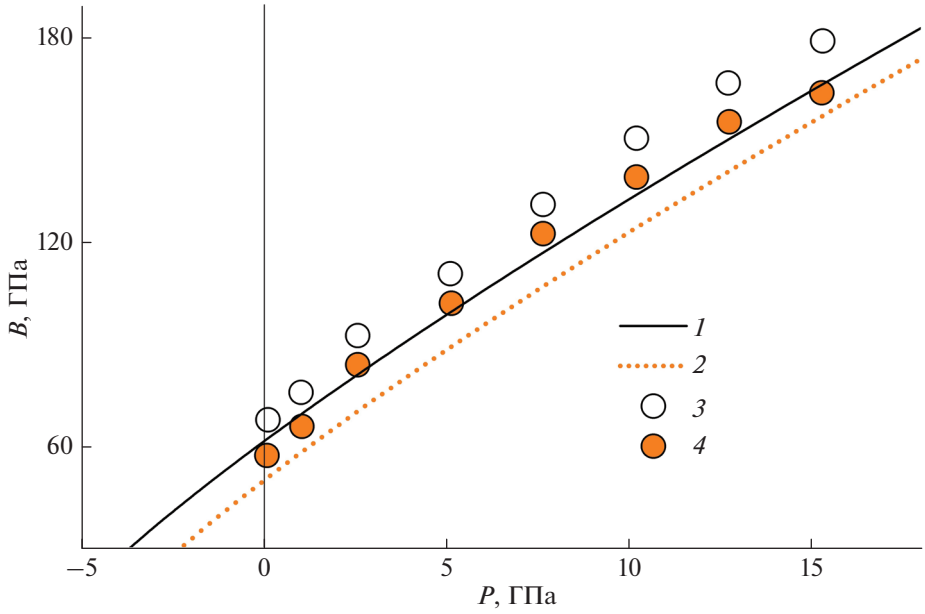


Рис. 2. Зависимость изотермического модуля объемного сжатия *B* от давления *P* при температуре T_i: *1* и *2* – расчет по (11) при T_1 = 298 K и T_2 = 800 K соответственно; *3* и *4* – молекулярно-динамический расчет [Teich-McGoldrick, 2012] при T_1 = 298 K и T_2 = 800 K соответственно.

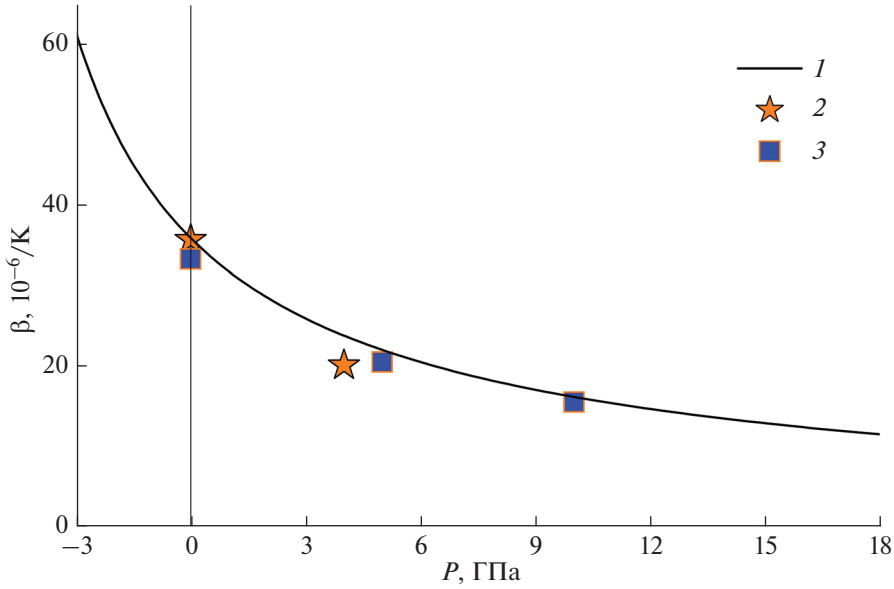


Рис. 3. Зависимость коэффициента объемного теплового расширения β кристаллического мусковита от давления *P* вдоль комнатной изотермы: *1* – расчет по формуле (12); *2* – экспериментальные данные из работы [Comodi, 2002]; *3* – квантово-механический расчет из работы [Ulian, Valdrè, 2015].

ковальнях, оснащенных сильным рентгеновским источником. Однако в измерении ударных адиабат аморфного материала трудностей не возникает. В этой связи отметим, что формализм построения полуэмпирических уравнений состояния твердых тел из предыдущего раздела может быть применен к аморфной фазе с опорой на экспериментальную ударную адиабату. Рассмотрим эту возможность на примере аморфного мусковита и построим его уравнения состояния, используя приемы [Молодец, 2017б] и данные ударно-волнового эксперимента [Sekine, 1991].

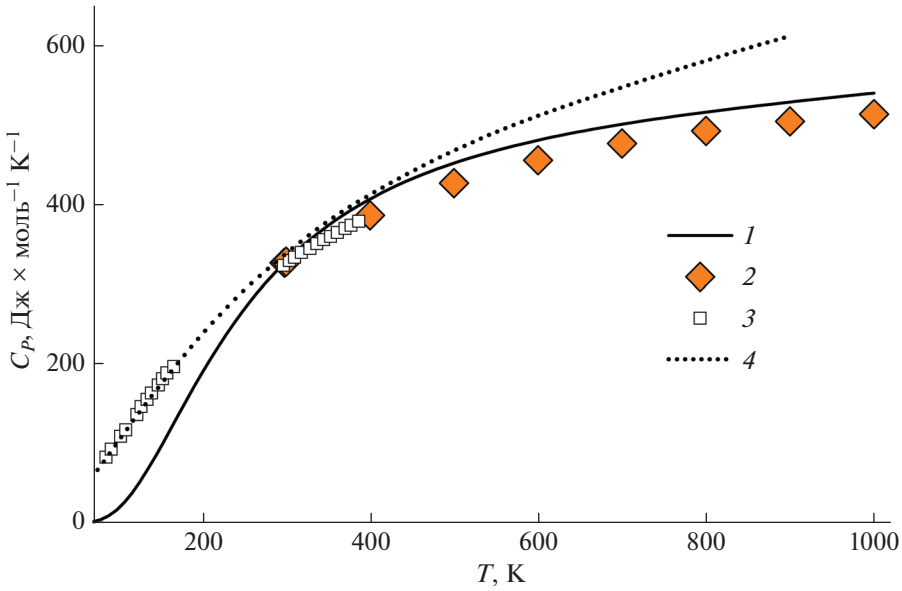


Рис. 4. Температурная зависимость изобарной теплоемкости C_p кристаллического мусковита от температуры T при атмосферном давлении: *1* – расчет по формуле (13); *2* и *3* – табличные данные соответственно из работ [Robie, Hemingway, 1995; Robie, 1976]; *4* – квантово-механический расчет из работы [Ulian, Valdrè, 2015].

Будем считать, что выражение для свободной энергии аморфного материала можно записать в виде:

$$F_a = F(V,T) + E_m - a_S RT, \tag{14}$$

где первое слагаемое $F(V, T)$ задается прежними соотношениями (1)–(6) с тем лишь различием, что набор справочных свойств, подгоночный параметр υ_x и константы C_1, C_2, C_3 принадлежат аморфному материалу. Второе слагаемое E_m представляет разность потенциальных энергий кристаллического и аморфного материала. Третье слагаемое представляет аналог конфигурационной части свободной энергии жидкости, в котором R – газовая постоянная, T – температура. Таким образом, для аморфного состояния, подобно данным в работе [Молодец, 2017б], помимо υ_x подгоночными считаются также и коэффициенты a_S и E_m.

Как и выше, термическое уравнение состояния $P = P(V, T)$ определяется частной производной свободной энергии по объему. Для аморфного мусковита использование (14) дает $P = -(\partial F_a/\partial V) = -(\partial F/\partial V)$, а его функциональный вид не отличается от (7). В свою очередь частная производная свободной энергии по температуре позволяет записать калорическое уравнение состояния $E = E(V, T)$ как $E = F_a - T(\partial F_a/\partial T) = F - T(\partial F/\partial T) + E_m$, что с использованием (1) и (10) дает:

$$E = E_x + 3R\Theta\left(\frac{1}{2} + \frac{1}{\exp(\Theta/T) - 1}\right) + E_m. \tag{15}$$

Заметим далее, что при работе с данными ударно-волнового эксперимента предпочтительно уравнение состояния в форме Ми-Грюнайзена.

$$P - P_x = \gamma\frac{E - (E_x + E_m)}{V}, \tag{16}$$

которое получается путем комбинации соотношений (7) и (15).

Уравнение состояния (16) примечательно тем, что позволяет вычислять давления P_h вдоль ударной адиабаты материала. Действительно, если, как обычно, привлечь закон сохранения энергии на ударном скачке

$$E_h - E_0 = \frac{1}{2}(P_h + P_0)(V_0 - V) \tag{17}$$

и подставить энергию $E = E_h$ из (17) в (16), то получим давление $P = P_h(V)$ вдоль ударной адиабаты в виде функции только объема:

$$P_h = \frac{P_x + \gamma(E_0 + 0.5P_0(V_0 - V) - (E_x + E_m))/V}{1 - 0.5(V_0 - V)\gamma/V}. \tag{18}$$

Соотношение (18) представляет собой стандартную формулу физики ударного сжатия конденсированных сред с индивидуальными свойствами материала, характеризуемого значением V_0 и функциями $E_x(V)$ и $\gamma(V)$. Например, для кристаллического мусковита параметры этих функций приведены в табл. 1 и табл. 2, а на рис. 5 представлены их графики.

Как уже отмечалось, в данной работе принято, что функции $E_x(V)$ и $\gamma(V)$ имеют одинаковый вид

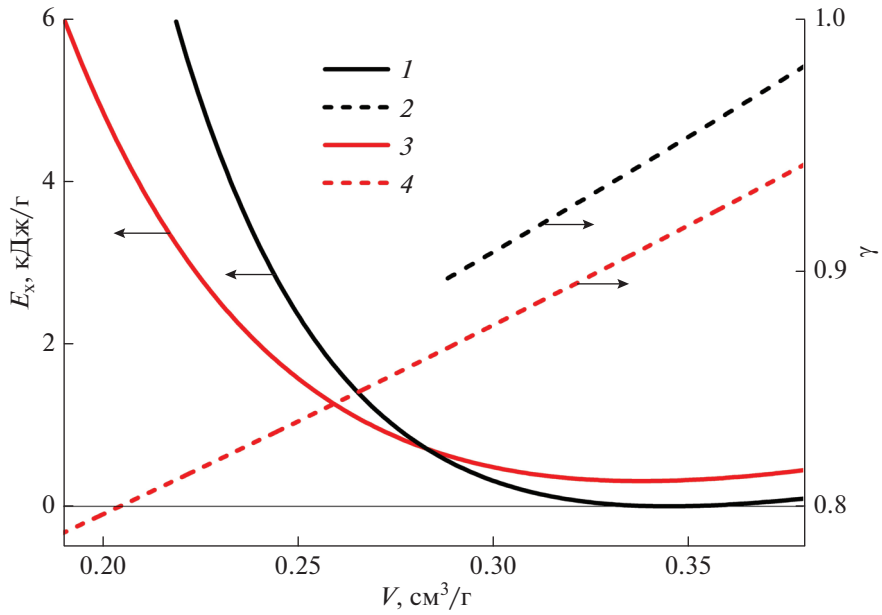


Рис. 5. Зависимости потенциальной энергии $E_x = E_x(V)$ и коэффициента Грюнайзена $\gamma = \gamma(V)$ от объема V для кристаллического и аморфного мусковита: *1* и *2* – $E_x(V)$ и γ для кристаллического мусковита; *3* и *4* – $E_x(V)$ и γ для аморфного мусковита. Стрелки указывают принадлежность ординаты графиков к соответствующим вертикальным осям рисунка.

для обеих фаз мусковита, но отличаются значениями справочных свойств, подгоночного параметра υ_x, а также имеют дополнительные подгоночные параметры a_S и E_m. Значения подгоночных коэффициентов в (14) для аморфного мусковита находились в следующем порядке. Во-первых, предполагалось, что энтропия разупорядоченного мусковита $S_{0d} = S_d(V_0, T_0)$ из работы [Robie, Hemingway, 1995] равна энтропии аморфного мусковита. Затем величина параметра a_S подбиралась так, чтобы энтропия $S_0 = S(V_0, T_0)$ аморфного мусковита при нормальных начальных условиях равнялась величине энтропии разупорядоченного мусковита S_{0d} = 306.4 Дж/(мольК) из работы [Robie, Hemingway, 1995]. В качестве первого приближения для E_m была взята величина разности энтальпий 15.2 кДж/моль разупорядоченного и упорядоченного мусковита из работы [Robie, Hemingway, 1995].

Величина подгоночного параметра υ_x аморфного мусковита подбиралась с опорой на экспериментальную ударную адиабату [Sekine, 1991]. Для этого вначале определялась средняя точка [Sekine, 1991] с координатами {P = 75.75 ГПа; V = = 0.2233 см^3/г} (см. звезду *5* на рис. 1). Затем "вручную" задавались различные значения υ_x, при каждом из которых рассчитывалась ударная адиабата (18). Из полученного семейства расчетных ударных адиабат выбиралась та, которая проходила через выбранную среднюю точку. В рассматриваемом случае такой ударной адиабатой оказалась кривая *6*, для которой значение υ_x составило υ_x = 334.229 см^3/моль. Величины C_1, C_2, C_3 для аморфного мусковита находились с использованием прежних формул из работы [Молодец, 2017а]. Наконец, величина E_m уточнялась так, чтобы химические потенциалы $\mu = F(V,T) + PV$ кристаллического $\mu_c = \mu_c(P_{tr}, T_0)$ и аморфного $\mu_a = \mu_a(P_{tr}, T_0)$ мусковита равнялись между собой при давлении P_{tr} = 18 ГПа и температуре T_0 = = 298.15 K. Полученное значение E_m = 0.3105 кДж/г вместе с a_S, υ_x и набором констант C_1, C_2, C_3 для аморфного мусковита также представлены в табл. 2. На рис. 5 представлены графики ключевых функций $E_x(V)$ и $\gamma(V)$ уравнения состояния Ми-Грюнайзена для аморфного мусковита.

Таким образом, соотношения (1) и (14) вместе с коэффициентами табл. 1 и табл. 2 представляют собой взаимосогласованное описание термодинамических свойств не только кристаллической, но и аморфной фазы мусковита в области высоких статических и динамических давлений.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ АМОРФНОГО МУСКОВИТА НА ОСНОВЕ ПОСТРОЕННЫХ УРАВНЕНИЙ СОСТОЯНИЯ

Интерпретация ряда свойств кристаллического мусковита с позиций разработанного полуэмпирического описания была дана в предыдущем разделе. Обсудим в этой логике описание некото-

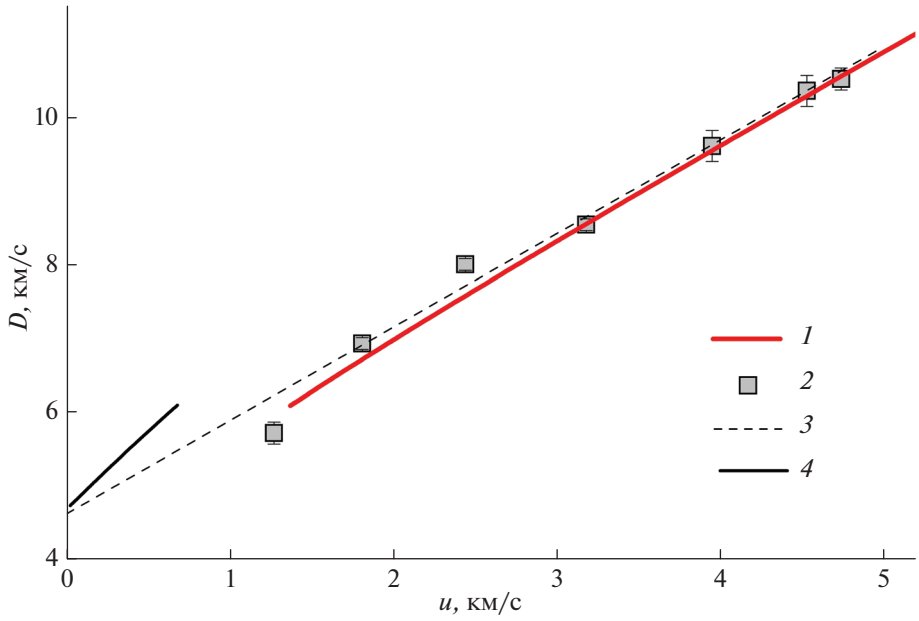


Рис. 6. Ударные адиабаты мусковита в координатах скорость ударной волны(D)–массовая скорость(u): *1* – расчетная ударная адиабата аморфного мусковита; *2* – экспериментальные точки и погрешности [Sekine, 1991]; *3* – эмпирическая линейная аппроксимация эксперимента из работы [Sekine, 1991]; *4* – расчетная ударная адиабата кристаллического мусковита.

рых теплофизических свойств аморфного мусковита при высоких давлениях и температурах.

Расчетная комнатная изотерма (7) аморфного мусковита представлена на рис. 1 графиком *7*. Как видно, комнатная изотерма аморфного мусковита проходит через максимальную по давлению точку из работы [Faust, Knittle, 1994]. При более высоких давлениях данные по изотермическому сжатию аморфного мусковита в доступной литературе не обнаружены. Однако в области высоких давлений, как отмечалось выше, имеются данные ударно-волновых экспериментов. Рассмотрим результаты расчетов для аморфного мусковита, которые можно сопоставить с экспериментом в работе [Sekine, 1991] в координатах скорость ударной волны(D)–массовая скорость(u).

Как хорошо известно, решение (18) и законы сохранения импульса и массы на ударном скачке позволяют обычным способом рассчитать скорость ударной волны D:

$$D = V_0\sqrt{\frac{(P_h - P_0)}{(V_0 - V)}} \qquad (19)$$

и массовую скорость u:

$$u = \sqrt{(P_h - P_0)(V_0 - V)}. \qquad (20)$$

Отметим, что расчет ударных адиабат как аморфного, так и кристаллического мусковита осуществляется по общим формулам (18)–(20) с тем лишь уточнением, что в качестве начальных значений объема V_0 и энергии E_0 в этих формулах в обоих случаях берутся величины для кристаллического мусковита V_0 = 0.3535 см^3/г и E_0 = 0.58173 кДж/г. Кроме этого, для аморфного мусковита расчет начинается с давлений, превышающих область двухволнового ударного сжатия ~0–30 ГПа.

Рассчитанная с помощью (19), (20) ударная адиабата аморфного мусковита (с соответствующими параметрами из табл. 1 и табл. 2) показана графиком *1* на рис. 6. Здесь же представлен первичный эксперимент *2* и его линейная аппроксимация *3* из работы [Sekine, 1991]. Как видно, расчетная ударная адиабата аморфного мусковита за исключением точки {2.44 км/с; 8.01 км/с} совпадает с экспериментом *2* в пределах его погрешности и практически не отличается от эмпирической аппроксимации *3* из работы [Sekine, 1991]. Таким образом, точность разработанного термодинамического описания применительно к ударному сжатию аморфного мусковита находится на уровне точности 3% имеющихся экспериментальных данных.

На рис. 6 показана также аналогично рассчитанная по тем же формулам (19), (20) ударная адиабата *4* кристаллического мусковита. Отметим, что хотя экспериментальных ударно-волновых данных по сжатию кристаллического мусковита в этой области не обнаружено, тем не менее можно предполагать, что точность расчета ударной адиабаты кристаллического мусковита также составляет ~3%.

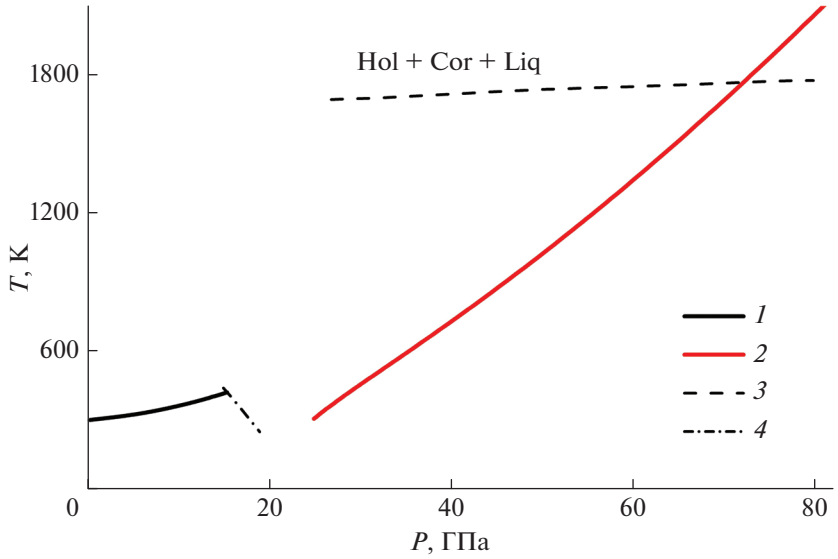


Рис. 7. Ударные адиабаты мусковита в координатах температура(T)–давление(P): *1* – расчетная ударная адиабата кристаллического мусковита; *2* – расчетная ударная адиабата аморфного мусковита; *3* – линия разложения мусковита из работы [Sekine, 1991] (аббревиатуры: Hol – hollandite ($KAlSi_3O_8$), Cor – Al_2O_3, Liq – расплав), *4* – расчетная граница $T_b = T_b(P)$ начала аморфизации кристаллической фазы мусковита.

Заметим далее, что соотношения (7) и (18) позволяют рассчитать температуру ударного сжатия. Действительно, если в (7) положить, что объем и температура принадлежат ударной адиабате, то величина давления P в (7) будет равна значению P_h (18), то есть $P = P_h$. Решая это уравнение относительно температуры T_h найдем $T_h = T_h(V, P_h)$ в виде функции объема и давления вдоль ударной адиабаты:

$$T_h = \frac{\Theta}{\ln(1 + F_h)}, \tag{21}$$

где

$$F_h = \left(\frac{(P_h - P_x)V}{3R\Theta\gamma} - \frac{1}{2}\right)^{-1}. \tag{22}$$

В (21), (22) функции $\Theta(V)$, $P_x(V)$, $\gamma(V)$, $P_h(V)$ задаются формулами (2), (8), (9), (18) соответственно.

На рис. 7 представлен расчет температуры ударного сжатия (21) кристаллического (график *1*) и аморфного (график *2*) мусковита в зависимости от давления ударного сжатия. На этом же рисунке штриховой линией представлен участок линии разложения мусковита в области высоких давлений и температур из работы [Sekine, 1991]. Как видно, линия *2* пересекает линию *3* в точке {$P = 72$ ГПа; $T = 1770$ K}. На этом основании можно обозначить область фазовой диаграммы мусковита, где применимо предлагаемое описание аморфного мусковита как {25 ГПа < P < 70 ГПа; 300 K < T < 1770 K}.

В заключение оценим местоположение границы начала аморфизации кристаллического мусковита в координатах давление–температура по аналогии с нахождением линии равновесия между фазами. Для этого заметим, что формулы (1) и (14) в комплекте с параметрами из табл. 1 и табл. 2 позволяют вычислять химические потенциалы кристаллического $\mu_c = F(V_c, T) + PV_c$ и аморфного $\mu_a = F_a(V_a, T) + PV_a$ мусковита. При этом термическое уравнение состояния (7) для каждой фазы позволяет исключить ее объем (кристаллической фазы V_c и аморфной фазы V_a) и представить химические потенциалы кристаллической μ_c и аморфной μ_a фаз в виде функции своих переменных – давления и температуры. Поэтому граница $T_b = T_b(P)$ между кристаллической и аморфной фазой может быть рассчитана как линия пересечения поверхностей химических потенциалов кристаллической и аморфной фаз в пространстве {μ, P, T}, задаваемая уравнением:

$$\mu_c(T_b, P) = \mu_a(T_b, P). \tag{23}$$

Определенная таким способом граница начала аморфизации кристаллической фазы мусковита $T_b = T_b(P)$ показана на рис. 7 линией *4*.

Отметим, что в выполненных расчетах линия *4* имеет нижнюю границу по температуре, обусловленную используемой моделью Эйнштейна, которая при низких (по сравнению с характеристической температурой Θ) температурах отличается от более точной теории Дебая. Но, как известно, теории Эйнштейна и Дебая дают существенно различные результаты лишь при температурах ниже $T_{\min} \approx 0.4\Theta$ и практически совпадающие результаты при высоких температурах $T_{\min} > \approx 0.4\Theta$, что для мусковита составляет $T_{\min} > 300$ K. Таким

образом, в диапазоне температур $T_{min} < T < 450$ K граница T_b между кристаллической и аморфной фазами мусковита может быть представлена прямой с отрицательным наклоном $dT_b/dP \approx -47.8$ K/ГПа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструированы полуэмпирические уравнения состояния (термическое, калорическое, Ми-Грюнайзена) кристаллического и аморфного мусковита, предназначенные для расчета теплофизических свойств мусковита в диапазоне давлений 0–70 ГПа и температур 300–1700 K. Найдены количественные значения опорных параметров таких ключевых функций, как объемные зависимости коэффициентов Грюнайзена и потенциальных энергий обеих фаз мусковита. Проведено сравнение между разнообразными литературными данными (изотерма высокого давления, ударная адиабата, модуль объемного сжатия, теплоемкость, коэффициент теплового расширения) и собственными прогностическими расчетами объемно-температурных теплофизических свойств при статическом и ударном сжатии мусковита. В целом результаты выполненных расчетов позволяют заключить, что в рассмотренном диапазоне давлений предложенное термодинамическое описание обеих фаз мусковита соответствует эксперименту в пределах его погрешности. Представлена оценка местоположения границы начала аморфизации кристаллической фазы мусковита в виде прямой линии с отрицательным наклоном $dT_b/dP \approx -47.8$ K/ГПа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена по теме Государственного задания № АААА-А19-119071190040-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Молодец А.М. Шахрай Д.В., Голышев А.А. Полуэмпирическое описание теплофизических свойств дейтерида лития при высоких давлениях и температурах // Теплофизика высоких температур. 2017а. Т. 55. № 4. С. 523–527.

Молодец А.М., Голышев А.А., Шахрай Д.В. Уравнения состояния и кривая плавления карбида бора в области высоких давлений ударного сжатия // Журн. экспериментальной и теоретической физики. 2017б. Т. 151. Вып. 3. С. 550–557.

Соколова Т.С. Уравнения состояния и термодинамика минералов на основе свободной энергии Гельмгольца. Дис. ..., канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2014. 168 с.

Comodi P., Gatta G. D., Zanazzi P. F., Levy D., Crichton W. Thermal equations of state of dioctahedral micas on the join muscovite–paragonite // Phys. Chem. Minerals. 2002. V. 29. P. 538–544.

Curetti N., Levy D., Pavese A., Ivaldi G. Elastic properties and stability of coexisting 3T and 2M1 phengite polytypes // Phys. Chem. Minerals. 2006. V. 32. P. 670–678.

Faust J., Knittle E. The equation of state, amorphization and high-pressure phase diagram of muscovite // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 19785–19792.

Robie R.A., Hemingway B.S. Thermodynamic Properties of Minerals and Related Substances at 298.15 K and 1 Bar (105 Pascals) Pressure and at Higher Temperatures. U.S. Geological Survey Bulletin 2131, United States Government Printing Office. Washington. 1995. P. 386–387.

Robie R.A., Hemingway B.S., Wilson W.H. (1976) Heat capacities of calorimetry conference copper and of muscovite $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$, pyrophyllite $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$, and illite $K_3(Al_7Mg)(Si_{14}Al_2)O_{40}(OH)_8$ between 15 and 375 K and their standard entropies at 298.15K // J. Research of the U.S. Geological Survey. 1976. V. 4. № 6. P. 631–644.

Sekine T., Rubin A.M., Ahrens T.J. Shock wave equation of state of muscovite // J. Geophys. Res. 1991.V. 96. P. 19675–19680.

Teich-McGoldrick S.L., Greathouse J.A., Cygan R.T. Molecular Dynamics Simulations of Structural and Mechanical Properties of Muscovite: Pressure and Temperature Effects // J. Phys. Chem. C. 2012.V. 116. P. 15099–15107.

Ulian G., Valdrè G. Density functional investigation of the thermo-physical and thermo-chemical properties of 2M1 muscovite // American Mineralogist. 2015. V. 100. P. 935–944.

Equations of State of Muscovite at High Pressures and High Temperatures

A. M. Molodets*

Institute of Problems of Chemical Physics, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Russia

**e-mail: molodets@icp.ac.ru*

The paper attempts to build equations of state of muscovite in the region of high pressures and high temperatures. This problem is solved by reconstructing the free energy of the crystalline and amorphous muscovite phases as analytical functions of the specific volume and temperature. Mutually consistent equations of state (thermal, caloric, Mie-Grüneisen) of each phase are constructed on the basis of general thermodynamic equations and partial derivatives of reconstructed semiempirical formulas for free energy. The reliability of the equations of state is justified by the agreement of some calculated and experimental thermophysical properties (compression, thermal expansion, bulk compression modulus, heat capacity, Hugoniot) of muscovite at pressures as high as ≈70 GPa and temperatures as high as ≈1700 K.

Keywords: muscovite, amorphization, high pressures, equations of state, phase diagram, shock waves, Hugoniot

ФИЗИКА ЗЕМЛИ, 2022, № 1, с. 140–162

УДК 550.34

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКАХ ВАРНЫ, БОЛГАРИЯ

© 2022 г. О. В. Димитров[1,*], К. З. Вачева[2,**], А. М. Корженков[3,***], Х. Кузов[4,****], А. С. Ларьков[3,*****], А. Н. Овсюченко[3,******], Б. К. Рангелов[5,*******], Е. А. Рогожин[3], А. А. Стрельников[3,********]

[1]Институт океанологии "Фритьоф Нансен" БАН, г. Варна, Болгария

[2]ВСУ "Черноризец Храбър", архитектурный факультет, г. Варна, Болгария

[3]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

[4]Региональный исторический музей, г. Варна, Болгария

[5]Горно-геологический университет, г. София, Болгария

*E-mail: ovdimitrov@gmail.com

**E-mail: vacheva@abv.bg

***E-mail: korzhenkov@ifz.ru

****E-mail: h.kouzov@abv.bg

*****E-mail: las119@ya.ru

******E-mail: ovs@ifz.ru

*******E-mail: branguelov@gmail.com

********E-mail: aas@ifz.ru

Поступила в редакцию 04.11.2020 г.
После доработки 12.04.2021 г.
Принята к публикации 05.05.2021 г.

Руины Одессоса находятся на территории города Варна – Болгарии. Проведенные на археологических памятниках древнего Одессоса археосейсмологические исследования позволили выявить ряд значительных повреждений и разрушений в древних строительных конструкциях. Это многочисленные разрывы, наклоны, выдвижения и повороты частей стен, продольная асимметричная деформация надвходовой арки, латеральный в плане изгиб протяженной стены, выбивание каменных блоков наружу и интенсивное трещинообразование. В качестве косвенных признаков произошедших сильных землетрясений мы атрибутировали следы последующих некачественных ремонтов, для которых иногда использовались единичные дорогие каменные блоки, вынутые из развалин. Интересно, что уже средневековые строители знали о возможности сильных землетрясений в регионе и использовали закладку деревянных продольных балок в стены для абсорбции вертикальных сейсмических колебаний. Степень разрушений и повреждений в средневековых зданиях, построенных на рыхлых насыпных грунтах, увеличивалась из-за просадок. В результате археологических исследований были установлены 6 периодов строительства в древнем Одессосе. Используя эту периодизацию, мы рассчитали возраст прошедших сейсмических событий: 1) около I в. н. э. – разрушение крепостной стены времени позднего эллинизма; 2) начало V в.–начало VI в. (кластер из минимум 3-х сильных землетрясений, судя также по деформациям в Епископальной базилике Одессоса [Минчев и др., 2020]): демонтаж крепостной стены, прекращение функционирования обеих терм. Ворота Одессоса функционируют после ремонта. Строительство домов с низким качеством строительства. Накопление черепичных завалов; 3) разрушение православного храма при землетрясении 1444 г. Нам удалось определить усредненное направление максимальных суммарных сейсмических подвижек, разрушивших большие и малые термы, а также раскопанный участок крепостной стены и комплекс ворот Одессоса. Они распространялись вдоль оси ЗСЗ-ВЮВ, скорее всего от Шабла-Калиакренской сейсмогенерирующей зоны. Деформации православного храма XIII в. были созданы сейсмическими колебаниями, распространявшимися в субмеридиональном направлении от одного из сейсмоактивных разломов к югу или северу от Варны, хотя тут возможно влияние просадок грунта. Таким образом, в результате проведенных исследований нам удалось выявить следы неизвестных до сих пор сильных землетрясений, определить их возраст и направление на древние эпицентральные зоны. Интенсивность сейсмических колебаний при всех этих землетрясениях согласно шкале МСК-64 была I_l = VIII–IX баллов. Полученные данные могут быть использованы для уточнения оценки сейсмической опасности района Варны и СВ Болгарии.

Ключевые слова: Римские термы, крепостная стена, ворота, Одессос, средневековье, сейсмические деформации, кинематические индикаторы, археосейсмология, Варна, Болгария.

DOI: 10.31857/S000233372201001X

ВВЕДЕНИЕ

Территория Болгарии входит в зону так называемого Средиземноморско-Гималайского подвижного пояса – колоссальной границы нескольких взаимодействующих литосферных плит: с севера это Евразийская плита, а с юга Индийско-Австралийская, Аравийская и Африканская. Этот планетарный тектонические контакт характеризуется контрастным рельефом и сильными землетрясениями, сотрясающими территории в тысячи квадратных километров.

Современные землетрясения достаточно хорошо фиксируются современной инструментальной сейсмической сетью, но период ее функционирования – лишь последняя сотня лет. Строителям же необходимы данные о сильных землетрясениях за многие сотни и даже тысячи лет. Этот временной период может быть изучен методами палеосейсмологии, археосейсмологии и исторической сейсмологии. Подобные исследования уже проводились на территории Болгарии. Были выявлены следы сильных землетрясении на побережьях Черного моря – например, в г. Балчик (храм Кибелы – землетрясение VI века н. э. [Ranguelov et al., 2008]), г. Провадия (объект Солницата – землетрясение около 4500 г. до н. э. [Ranguelov, Nikolov, 2009]), г. Каварны – исчезновение древнегреческого пос. Бизоне в результате комплексного события – землетрясение + цунами + оползни – I–III вв. до н. э. [Ranguelov, 2010] и другие.

Тем не менее, проведенные исследования были большей частью мелкомасштабными и, скорее, рекогносцировочными. Детальное изучение тектонических форм рельефа, деформаций в рыхлых грунтах, а также каждого элемента строительной конструкции на археологическом памятнике с помощью азимутального метода и с использованием кинематических индикаторов пока еще не проводились.

Новый этап в исследовании сильной палеосейсмичности Болгарии начался в 2019 г., когда объединенная команда болгарских и российских специалистов приступила к изучению археологических памятников Северо-Восточной Болгарии. Нами были проведены палео- и археосейсмологические исследования на энеолитическом археологическом памятнике Дуранкулак в Северо-Восточной Болгарии, на котором было выявлено значительное количество разновозрастных деформаций сейсмогенного происхождения [Корженков и др., 2020]. Повсеместное распространение стен-контрфорсов, пристроенных с востока к поврежденным первичным субмеридиональным стенам, говорит о первом значительном землетрясении на Дуранкулаке, произошедшем, по всей видимости, в среднем–позднем энеолите (4650–4100 гг. до н. э.). Во время этого сейсмического события субмеридиональные стены наклонились на запад, из-за чего древним жителям пришлось возводить стены-контрфорсы для предотвращения обрушения первичных стен. Однако на верхней площадке раскопок археологического памятника видно, что следующая, более поздняя сейсмическая деформация привела к наклону и обрушению остатков первичных стен на восток и расхождению на первые десятки сантиметров первичных стен и стен-контрфорсов друг от друга. После этого поселение было заброшено. Можно предположить, что второе землетрясение было более сильное, чем первое, после которого еще можно было провести восстановительные работы. Местная сейсмическая интенсивность первого землетрясения, по всей видимости, была не менее $I_l \geq$ VIII баллов, а второго $I_l \geq$ IX баллов по шкале MSK-64. Так как каменная кладка обоих стен: первичных и контрфорсных приблизительно одного возраста, временной интервал между сейсмическими событиями небольшой – сотня–другая лет. Тем не менее, эпицентры обоих землетрясений находились в различных направлениях от Дуранкулака. Сейсмические колебания – волны сжатия, удары шли с запада при первом землетрясении, при втором землетрясении направление прихода разрушительных сейсмических подвижек было с востока. Очаг первого сейсмического события очевидно связан 1) с сейсмогенерирующей зоной в континентальной Болгарии, расположенной к западу от исследованного археологического памятника, или 2) с Интрамизийским активным разломом, ответственным за возникновение сильного землетрясения 1444 г. Очаг второго сейсмического события находился неподалеку – в прибрежной части Черного моря; вероятно за его возникновение ответственна Шабла-Калиакренская сейсмогенерирующая зона. Сильные сейсмические деформации были выявлены нами также в постройках на южном склоне острова в помещениях, относящихся по времени к Первому болгарскому царству (IX век н.э.). Во время этого сейсмического события в прямоугольных постройках появились дисторсии (в плане) стен, их сигмоидальность, а также разрывы и повороты стен. Местная сейсмическая интенсивность при этом землетрясении, предположительно, была не менее $I_l \geq$ VIII баллов. Очаг третьего сейсмического события, скорее всего, находился неподалеку – в прибрежной части Черного моря; за его возникновение, по всей видимости, ответственна Шабла-Калиакренская сейсмогенерирующая зона.

В ходе археосейсмологического обследования руин раннехристианской епископской базилики г. Варна [Минчев и др., 2020] (рис. 1) обнаружены признаки сейсмических деформаций ее стен: многочисленные выдвижения, наклоны и повороты частей стен вокруг вертикальной оси, а так-

же сквозные трещины, пробивающие несколько каменных блоков подряд. Выявляется кластер из (по меньшей мере) трех сейсмических событий, произошедших за временной интервал 100 лет (начало V–начало VI в. н. э.). Судя по кинематическим индикаторам в строительных конструкциях, выполненных из каменных блоков хорошего качества, источник сейсмических подвижек находился к север–северо-востоку от базилики. Сильные сейсмические колебания при другом землетрясении, по всей видимости, распространялись с юго-запада. Сейсмические очаги располагались вдоль сейсмоактивных разломов, локализованных к северу и югу от г. Варна. Местная интенсивность сейсмических колебаний могла достигать $I_l \leq 9$ баллов по шкале MSK-64. Интенсивность сейсмических колебаний усиливалась неблагоприятными грунтовыми условиями в месте нахождения базилики.

На территории Варны известны другие историко-археологические объекты более древнего возраста (относящиеся к древнему городу Одессосу) (рис. 1), также имеющие следы значительных повреждений и разрушений. Эта наша статья и посвящена их изучению. Специализированное изучение деформаций в археологических памятниках позволит продлить местный сейсмический каталог вглубь тысячелетий. Подобные детальные комплексные исследования все еще очень редки в мировой научной практике, поэтому наш подход может быть примером для других исследовательских отрядов, занимающихся уточнением оценки сейсмической опасности. Сама методика исследований неоднократно публиковалась нами в десятках научных статей [Корженков и др., 2019а; 2019б; 2019в; 2020а; 2020б; Минчев и др., 2020], чтобы не повторяться, просим читателя познакомиться хотя бы с одной их них.

1. АРХИТЕКТУРНО-АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1. Термы Одесосса

Римские бани являются символом цивилизованности в античном мире, и они давно занимают центральное место в его исследовании. В императорскую эпоху общественная баня приобретает большое значение и превращается в главный социальный центр поселенческого сообщества. В это время они являются одним из важных факторов для демонстрации общественного и частного преуспевания. На территории античного города Одессоса обнаружены два здания для купания (рис. 2) [Vatcheva, 2010].

Римские общественные бани, названные римлянами *thermae*, представляют собой самостоятельные здания с четко выраженной композиционной и утилитарной схемой. В них архитектоника особо подчеркнута в решениях интерьера. Большие римские *thermae* Одессоса являются одними из самых значительных памятников античной архитектуры, обнаруженных в Болгарии (рис. 3) [Мирчев, 1970; Georgiev, 1983]. Они самые большие на Балканском полуострове и четвертые по величине после римских *thermae* в Трире, Германия. Большие *thermae* Одессоса принадлежат к Малому императорскому типу, согласно классификации римских общественных бань [Krencker, Kruger, 1929] – Kleine Kaisertyp. Функциональная схема здания предусматривает для посетителей двойную кольцевую бегущую линию, что характерно для этого типа римских общественных зданий.

За исключением некоторых участков отапливаемых зал, находящихся под современными зданиями, большая часть бань археологически исследована. Схема планирования симметричная, с незначительным отклонением в западном фасаде (рис. 4). Правильная геометрия банного комплекса нарушена согласно существующей в то время уличной сети. С улицы предусмотрен доступ к общественной уборной (*latrinae*), находящейся в полуподземном уровне здания.

Здания банного комплекса ориентированы по сторонам света. Его теплые помещения занимают всю южную часть. Они снабжены половым отоплением (гипокауст), а самые жаркие – и стенным обогревом (рис. 5 и рис. 6) [Vacheva, 1996; 2006; Илиева, 2020]. В монтажном полуподвальном этаже расположена отопительная сеть, состоящая из префурниума (для истопников, поддерживающих огонь в очагах), запальника, дымовых труб, котельных сооружений и гипокаустума.

В гипокаустной галерее – префурниуме (рис. 6) находятся ниши и постаменты для котлов с водой. У восточного котельного отделения сохранен один из дымоходов префиниума. В котельном отделении и в префиниуме найдены остатки водопроводной сети из оловянных и керамических труб, снабжающих бассейны с водой разной температуры. Кроме того, водоснабжение осуществлялось по керамическим трубам с большим диаметром и с каменными желобами, применяемыми в водосточной сети (рис. 7а, 7б, 7в). Важным источником питевой воды в Больших римских банях (термах) Одессоса были многочисленые мраморные фонтанчики, доставляющие воду из близких родников (рис. 7г) [Vacheva, 1996; Вачева, 2006].

Выбор и чередование способов постройки, как и применение разных по виду кровельных конструкций, это другая замечательная особенность Больших бань Одессоса [Вачева, 2009]. Использовались различные типы римских строительных технологий: *opus caementicum* (соответствует со-

Рис. 1. План Варны с нанесенными на него изученными археологическими памятниками.

временному бетону), *opus quadratum* (крупноблочная каменная кладка), *opus testaceum* (кирпичная), *opus incertum – mixtum, opus vittatum-mixtum* (смешанная техника камня и кирпича) и *opus signimum* – смесь извести, песка, кусков кирпича и кирпичной крошки (рис. 8) [Вачева, 1978]. Применяемые для покрытия конструкции являются разными по форме и сечению: с полуцилиндрическими сводами, с крестовидными сводами, с поясными арками и с арочными нишами. Характерное сочетание конструктивных и слепых арок сохранено в некоторых входах и в порталах здания, а также и в западном фасаде (рис. 9).

Богатство интерьера достигнуто при помощи множество мраморных скульптур [Георгиев, 1975], ионийского и коринфского ордерного художественного оформления из мрамора, известняка, гранита, разноцветными мраморными на-

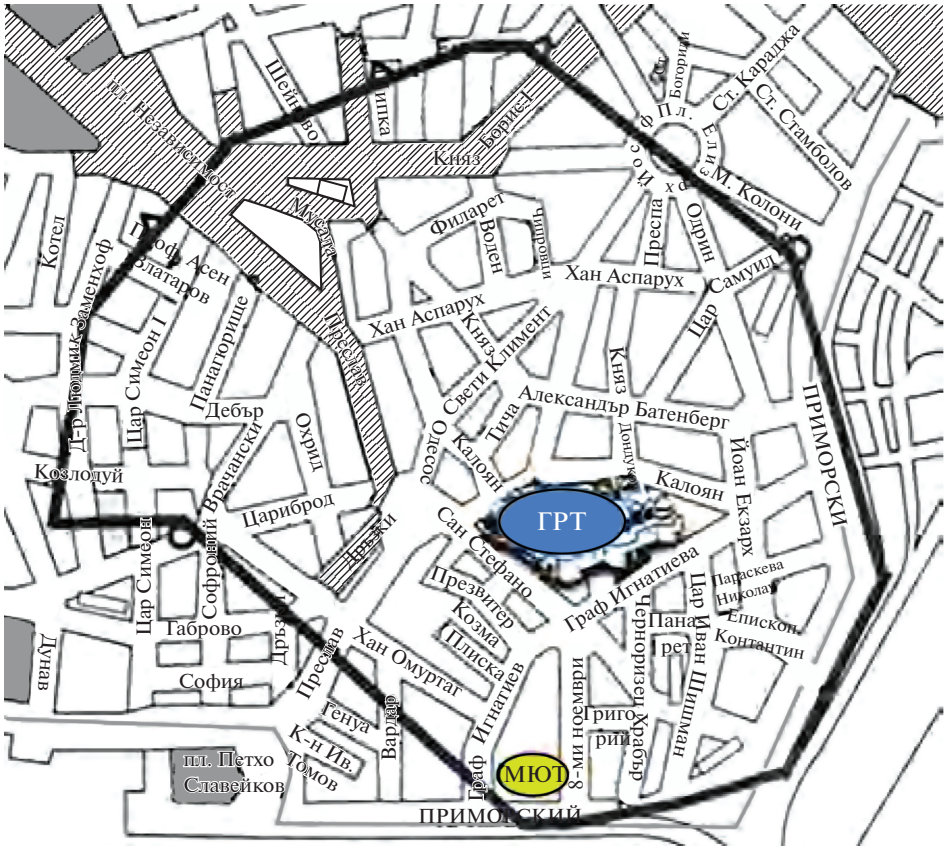


Рис. 2. Расположение банных построек на территории Одессоса: БРТ – Большие римские термы, МЮТ – Малые южные термы.

стилами и облицовками. При раскопках обнаружены фрагменты скульптур Асклепия и Хигии в святилище; скульптуры Геракла, Ники, Гермеса в архитектурном декоре здания; рельефное изображение фаллоса, что говорит о существовании публичного дома и др. Наличие шикарно оформленных мраморных залов в Больших римских банях доказывает экономическую стабильность Одессоса в конце II века и завидные возможности местных архитектурных мастерских (рис. 10) [Вачева, 2001].

Через самостоятельный вход, находящийся в западном фасаде Больших бань Одессоса, были доступны *latrinae* (туалет, рис. 11а) и *lupanarium* (публичный дом, рис. 11б) с общим вестибюлем (рис. 4б, *K*, *L*, *V*). Туалет находится в прямоугольном зале длиной 11.4 м и с мраморными сиденьями. Вход в уборную был фланкирован скульптурами дельфинов (рис. 11а) [Вачева, 2012].

Другой редкий элемент при археологических исследованиях римских объектов это оконные рамы. При раскопках найдено их большое количество в отапливаемых помещениях терм Одессоса (рис. 11). Рамы сделаны из известняка или из мрамора и по ним намечаются следы ординарного или двойного остекления [Vacheva, 2009].

Другие очень интересные архитектурные элементы, которые хорошо сохранились – это известняковые пороги входов западных и южных магазинов (рис. 13).

По данным нумизматического материала, обнаруженного в канализационной сети, большие римские термальные бани Одессоса просуществовали не очень долго – около 80 лет [Мирчев, 1970]. За весь период их существования не были найдены какие-либо следы перестроек, кроме следов незначительных ремонтов по поддержке здания.

Из-за солидности кровельные конструкции здания остаются нетронутыми долгое время. Причиной их разрушений, по-видимому, было землетрясение. Археологическое исследование зданий показало, что некоторые обрушившиеся части сводов, чтобы не мешать проходу, были перемещены к стенам. Другие, по сведениям архивных съемок РИМ Варна, обнаружены на разных высотах в грунте, накопившемся в здании за 1700 лет.

Рис. 3. Остатки Больших римских бань (фотография из архива Регионального исторического Музея – РИМ Варны).

1.2. Малые термы

Строительство Малых (южных) терм Одессоса датируют концом III века, они функционируют до IV века [Тончева, 1968]. Термы находятся в непосредственной близости к южной крепостной стене. Это здание намного меньше и, в известном смысле, являются “заместителем” Больших римских терм. Малые бани построены и функционируют в период, когда Одессос, как и вся Римская империя, периодически переживают то подъем, то падение.

Схема планировки и бассейны в *basilica termarum* (зал с публичными функциями) приводят к заключению, что малые термы, в отличии от больших, совмещали гигиенические и лечебные функции. Два строительных периода соответствуют их длительному функционированию (рис. 14). Второй период меняет доступ к зданию и функции отапливаемых помещений бань. В это время была построена лестница в южном бассейне базилики термарумы в его восточном краю. Открывается еще один вход (рис. 15).

Южная часть здания самая разрушенная. Остатки горячей бани (калдариума) еще не исследованы, так как находятся под современным “Приморским бульваром” [Илиева, 2020]. Отапливаемые помещения сохранены на уровне гипокауст и этот факт является доказательством наличия полового отопления (рис. 16).

Для постройки бань была использована строительная техника *opus vittatum-mixtum*. В интерьере Малых бань есть мраморные настилы и облицовка в некоторых бассейнах и базилика-термариум (рис. 17а, 17б, архив РИМ). В наше время перед западным и южным фасадом находятся фрагменты фриз-архитрава и карниза.

Из инсталляций лучше всего сохранились остатки канализационной сети. Она обслуживает бассейны в фригидариуме и в базилике-термаруме. Косвенными доказательствами в плане намечаются два фонтанчика для питьевой воды – к востоку от главного входа и в аподитериуме. Отведение сточных вод вне здания осуществляется по направлению к морю (рис. 18).

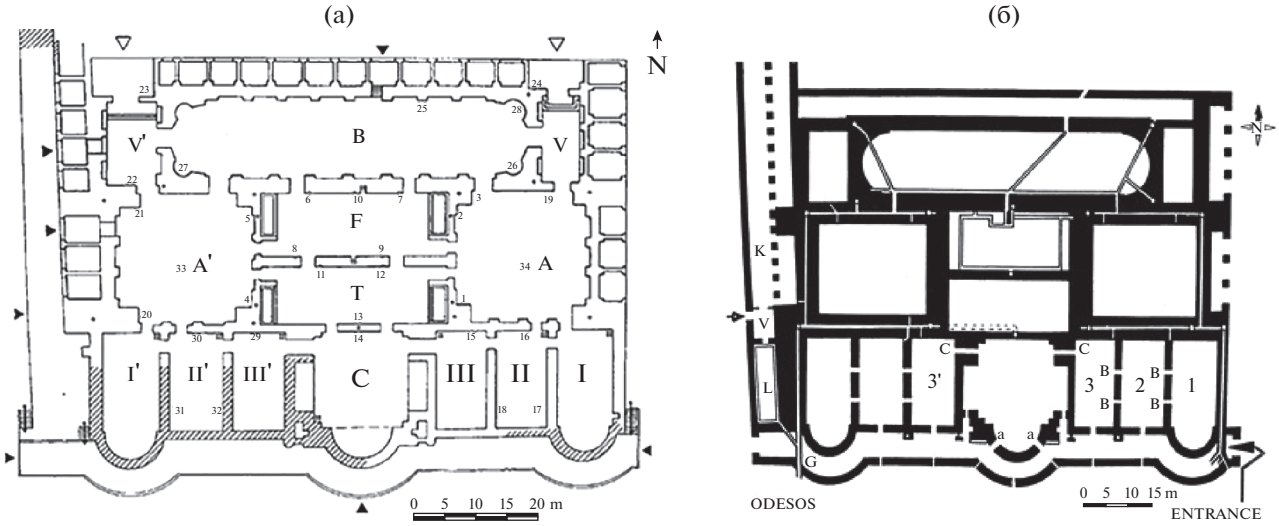


Рис. 4. План Больших римских бань: (а) – банный этаж; (б) – инсталляционный этаж (чертежи Кр. Вачевой).

(а) (б)

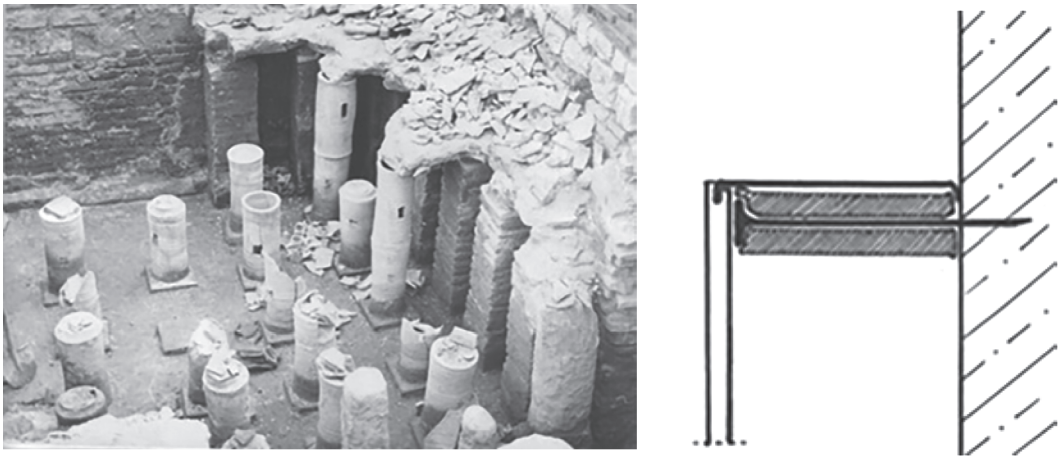


Рис. 5. Отопительная система: (а) – гипокаустум (Архив РИМ Варна); (б) – деталь стенного отопления (см. [Vacheva, 1996; 2006]).

(а) (б)

Рис. 6. Отопительная система: (а) – котельное отделение; (б) – префурниум (см. [Vacheva, 1996; 2006]).

1.3. Юго-западные ворота Одессоса

Один из четырех археологически изученных входов в античном римском городе — это юго-западные ворота Одессоса. Ворота были исследованы в результате ремонтных работ по трассе на улице “Царя Симеона” [Илиева, 2020]. В этом месте была локализована юго-западная фортификационная система (рис. 19). Конструкция и период строительства римско-византийская. Хотя ворота были построены в римскую эпоху, их существование продлилось до конца VI и даже начала VII века благодаря реконструкциям.

1.4. Археологическое исследование восточно-римской крепостной стены Одессоса

Археологические раскопки восточно-римской крепостной стены Одессоса были вызваны реализацией проекта по эстетизации и модернизации площади “Экзарха Йосифа” современного города Варна.

Здесь обнаружена крепостная стена, направленная по оси ЮВ–СЗ. Она построена снаружи из квадр разной формы, сложенных рядом: вдоль и поперек в системе “биндер–лойфер.” Стена построена прямо на материке и не пересекается с ранними архитектурными остатками. В отдельных местах участок для строительства был заранее выравнен посредством вкапывания ряда небольших грубо обработанных камней, без замазки, под первым рядом квадров. Внутренняя часть стены заполнена маленькими обработанными каменными блоками и строительным раствором. Пространство между двумя фасами крепостной стены заполнено небольшими камнями, обильно залитыми эмплектоном (римским бетонным составом). Стена имеет ширину 2.8 м. Сохранившаяся высота до 1 м. Строительство фортификационной системы велось во второй четверти IV века [Кузов, Христов, 2019], а период ее планомерного демонтажа начался во второй половине V века.

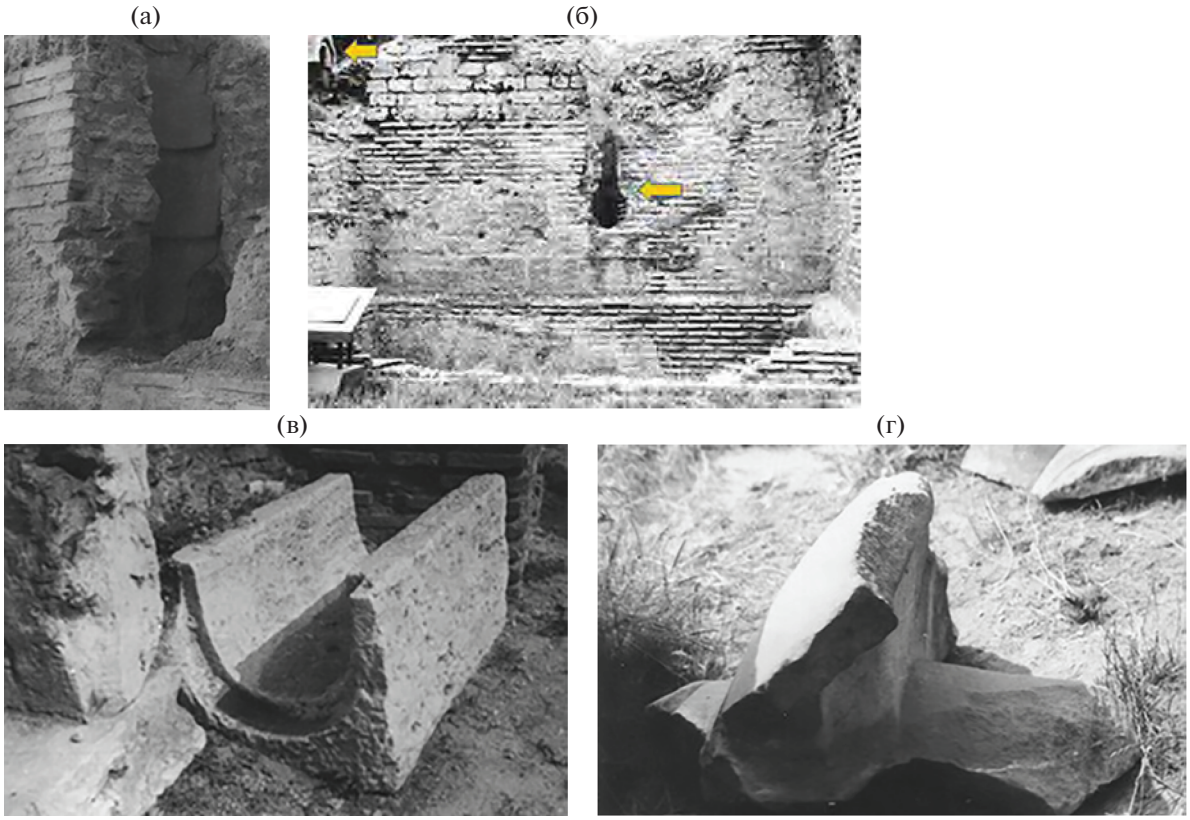


Рис. 7. Элементы водопроводной (а), (б) и дренажной системы (в); фрагмент чаши мраморного фонтана для питьевой воды (г).

2. АРХЕОСЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ИСТОРИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ В ОДЕССОСЕ

2.1. Большие термы

Монументальный комплекс Больших римских терм Варны (рис. 20) в настоящее время представляет собой интересные и в определенной степени красивые руины – популярное зрелище для туристов. Для многих посетителей их теперешнее состояние вполне понятно: за две тысячи лет даже монументальные здания ветшают и постепенно разрушаются. Но для грамотного археосейсмолога среди развалин терм видны следы сейсмических деформаций. Яркие следы сильного землетрясения видны в СЗ входе во Фригидарий (Ф) (рис. 20) в нашей точке наблюдения № 1.

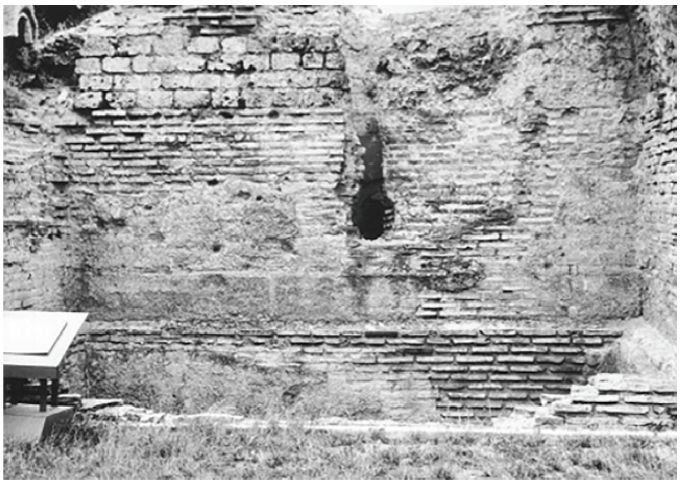
Сразу же видна асимметричная форма арок, сложенных из плинфы, над северным фасом входа (рис. 21а). По всей видимости, сейсмические подвижки при сильном древнем землетрясении были направлены приблизительно вдоль стены в восточном направлении. Ее наиболее ослабленная часть – вход получила максимальную деформацию: вследствие сил инерции ее верхняя часть как бы “осталась на месте” и “скучилась” в своей западной части, напоминая асимметричную антиклиналь. В этом же направлении на 35 см выдвинулась и каменная балка-перекрытие над входом. При простирании стены Фригидария 75°, азимут простирания балки 80°. То есть, она повернулась по часовой стрелке и также выдвинулась на север. В настоящий момент имеется нависание балки-перекрытия на величину в 15 см над восточной стойкой обклада прохода и 30 см над западной стойкой. Во время своего перемещения балка растрескалась. Таким образом направление волн сжатия исходило из источника сейсмических колебаний, расположенного к ЗСЗ от терм.

Похожие деформации этого же входа во Фригидарий наблюдаются и на его южном фасе (рис. 21б). Видно выдвижение каменной балки-перекрытия на запад на расстояние в 40 см. Во время своего перемещения балка раскололась и повернулась против часовой стрелки на 10°–15°. В связи с этим движением в восточной части балки имеется зияние до 15 см. Западная часть балки по западной трещине наклонилась на запад. В связи с поворотом входовой балки-перекрытия над западной стойкой входа образовалась полочка шириной в 25 см. Балка в этой части выдвинулась к северу.

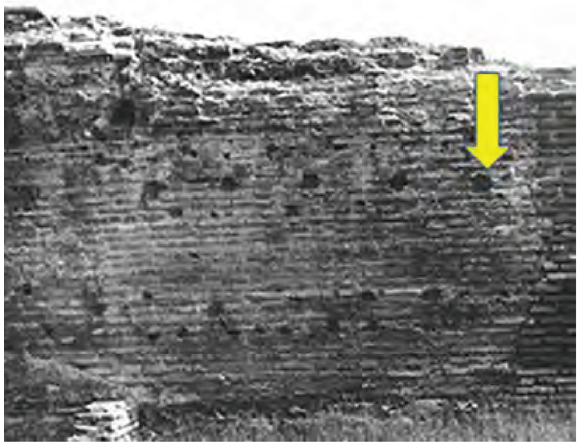
(а)

СЛЕДИ ОТ КОФРАЖ И КРЪЖИЛО В ЮИ ГАЛЕРИЯ

(б)



(в)



(г)

(д)

Рис. 8. Разнообразие и конструктивное чередование техники строительства: (а), (б) – следы опалубки в ЮВ галерее; (в), (г) – следы строительных лесов; (д) – способ соединения квадров с железными скобами, залитыми свинцом.

Важно отметить заполнение строительным мусором пространства, образовавшегося между западной стойкой прохода и смежной стеной из плинфы. Похоже, что образовавшийся после землетрясения проем пытались отремонтировать, взяв для ремонта части обрушившихся рядом построек. Так, например, среди строительного мусора можно увидеть и барабан одной из обрушившихся колонн (рис. 21а). Тут же видны и следы более позднего некачественного ремонта. Древ-

Рис. 9. Накопление конструктивных и слепых арок (западный фасад).

(а) (б) (в)

Рис. 10. Архитектурно-строительные элементы в Больших термах: скобы для закрепления облицовок (а); оконные колонны типа Гераклова посоха (б); коринфский капитель (в).

(а) (б)

Рис. 11. Строения в Больших термах: (а) – туалет; (б) – западный криптопортик, внутренняя галерея (лупанариум).

ние жители Одессоса пытались заделать выемки, образовавшиеся в плинфовой стене, небольшими каменными блоками.

Римские термы были построены около 2 тыс. лет назад, однако на территории комплекса есть и постройки более позднего времени (наша точка наблюдения № 2 на рис. 20). Это остатки христианского храма XIII в. Мы обследовали его южную стену, где отметили деревянные балки-брусы (рис. 22а), использованные средневековыми строителями в качестве сейсмопояса для абсор-

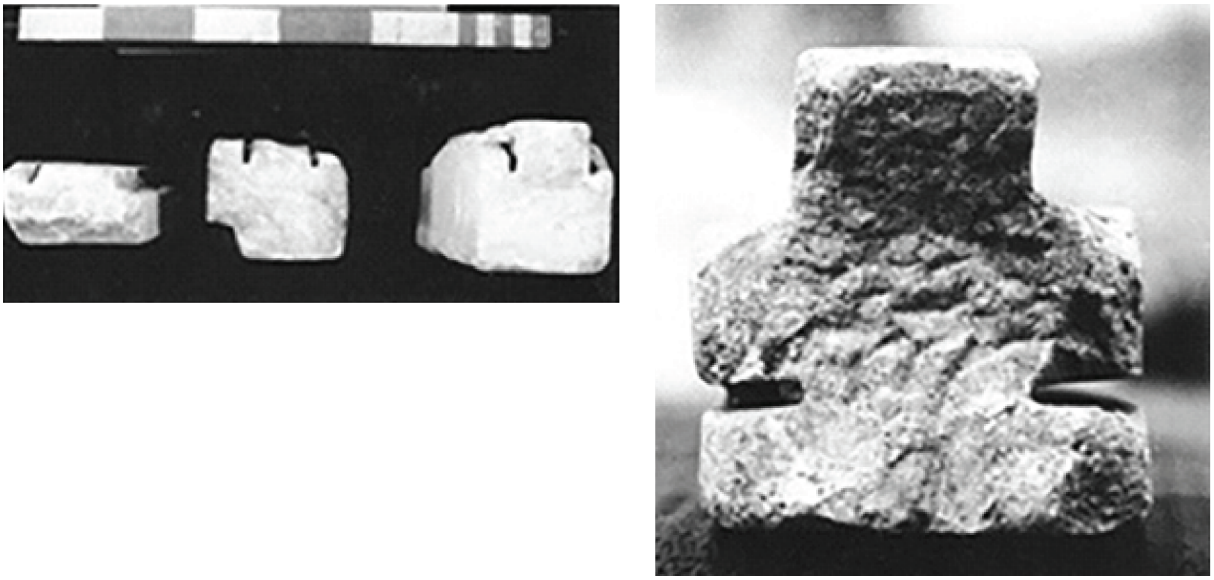


Рис. 12. Фрагменты оконных рам с одинарным и двойным остеклением из мрамора и известняка с монтажной “грядкой” – протяженными щелями для крепления стекла.

Рис. 13. Фрагменты строительных конструкций из известняка, оставшиеся от порога и рамы входа одного из западных магазинов.

бирования вертикальных сейсмических воздействий. По всей видимости, руины терм подсказали древним зодчим возможность сейсмических катастроф на данной территории. Мы обратили также внимание на горизонтальную полочку вдоль всей стены, которая, по всей вероятности, разделяет каменную кладку XIII-го века и XV-го. Полочка начинает проявляться в ЮВ углу помещения. Ее ширина увеличивается в западном направлении до границы двух брусов. Далее ширина полочки достигает 10 см и остается постоянной до ЮЗ угла здания. Таким образом, имеется выдвижение западной части южной стены храма на юг. Эта полочка, по всей видимости, образовалась из-за разрушения стен храма во время сильного землетрясения 1444 г. и его последующей реставрации. О ремонте христианского храма свидетельствует и “чуждый” остальной кладке большой рустованный каменный блок в ЮЗ углу сооружения. На самом верху видна современная реставрация, выделенная специальным выступающим наружу поясом.

В северной стене описываемого храма, кроме деревянного бруса, мы также отметили выступающую на север полочку, созданную лишь самым нижним рядом каменной кладки. Полочка начинает проявляться в СЗ углу помещения. Ее ширина увеличивается в восточном направлении. Максимальная ширина полочки достигает 20 см и остается постоянной до СВ угла здания. Таким обра-

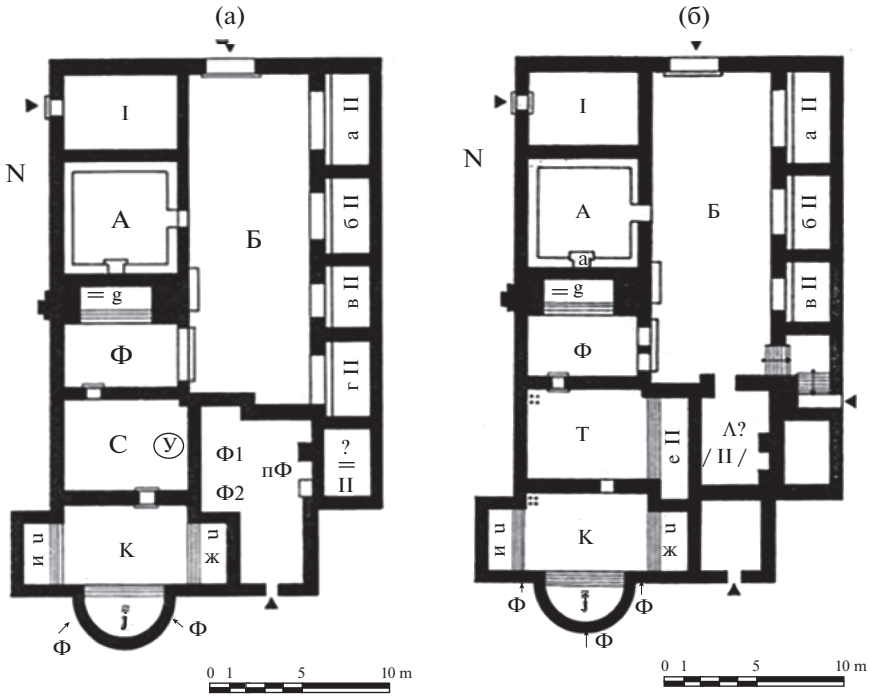


Рис. 14. Малые римские термы Варны: I-й (а) и II-й (б) строительные периоды (реконструкция планов Вачевой).

Рис. 15. Второй строительный период: лестница и восточный вход (архив РИМ Варны).

зом имеется выдвижение восточной части северной стены храма на север. Азимут простирания этой стены 60°. Здесь также видно различие между рядами каменной кладки в нижней и средней части (имеющей в некоторых местах вторичные – “чуждые” рустованные блоки), относящимися, соответственно, к XIII–XV векам.

Оба описанных выдвижения, по всей видимости, отражают расседание стен храма не очень высокого качества наружу во время землетрясения 1444 г. СЗ угол сооружения также несколько опустился. По всей видимости, храм строился на насыпных грунтах – выровненных обломках руинированных римских терм. В связи с разной плотностью грунтов и нагрузкой от построенного христианского храма при землетрясении в подстилающих грунтах образовались просадки.

2.2. Малые термы

Малые римские термы также были сильно разрушены в древности. Однако современные реставраторы скрыли их следы слишком интенсивным ремонтом. Нам удалось обнаружить лишь два случая деформаций, связанных с сильным землетрясением в СВ углу банного комплекса.

Рис. 16. Гипокауст в тепидариуме.

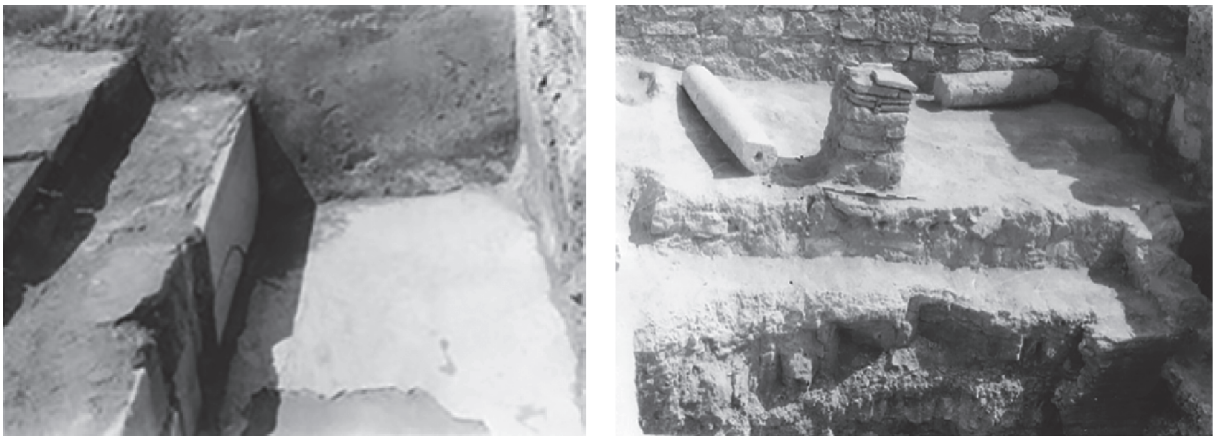


Рис. 17. Настил и облицовка в бассейне.

Это выдвижение и разворот по часовой стрелке пакетов каменных блоков в нижних рядах кладки на юг в одной из стен ВСВ простирания (общий азимут простирания 65°) (рис. 23). Да и сама стена целиком, по-видимому, также изогнулась в плане (повернулась по часовой стрелке) в своей восточной части. Подобная деформация может означать распространение максимальных сейсмических колебаний во время сильного древнего землетрясения вдоль оси ЮВ–СЗ.

Тут же рядом, соседняя к северу стена была разорвана в своей восточной части и развернута вокруг вертикальной оси против часовой стрелки на 10° (рис. 24). Смещение по разрыву составило 15–20 см. Кроме того, имело место выбивание нескольких каменных блоков на север в нижнем ряду кладки повернутой части стены на 10 см. Такая деформация может означать воздействие сильных сейсмических колебаний при древнем сейсмическом событии вдоль субмеридиональной оси.

2.3. Ворота древнего Одессоса

Недавний археологический раскоп находится на площади лейтенанта Илии Дончева. Здесь были вскрыты: остатки городской стены, ее ЮЗ ворота (привратные сооружения) и другие постройки (рис. 25а). Остаточная высота стен над дном раскопа до 1 м, ширина городской стены до 2 м. Интересно отметить, что несколько сохранившихся пакетов каменных блоков верхних рядов кладки систематически повернулись вокруг вертикальной оси по часовой стрелке. Этот феномен отмечается по обе стороны от пролома в городской стене (рис. 25б, 25в). Ее простирание в точке наблюдения 82°. Верхние пакеты каменных блоков развернулись на 8° и 9°. Интересно отметить, что западная часть привратного сооружения примы-

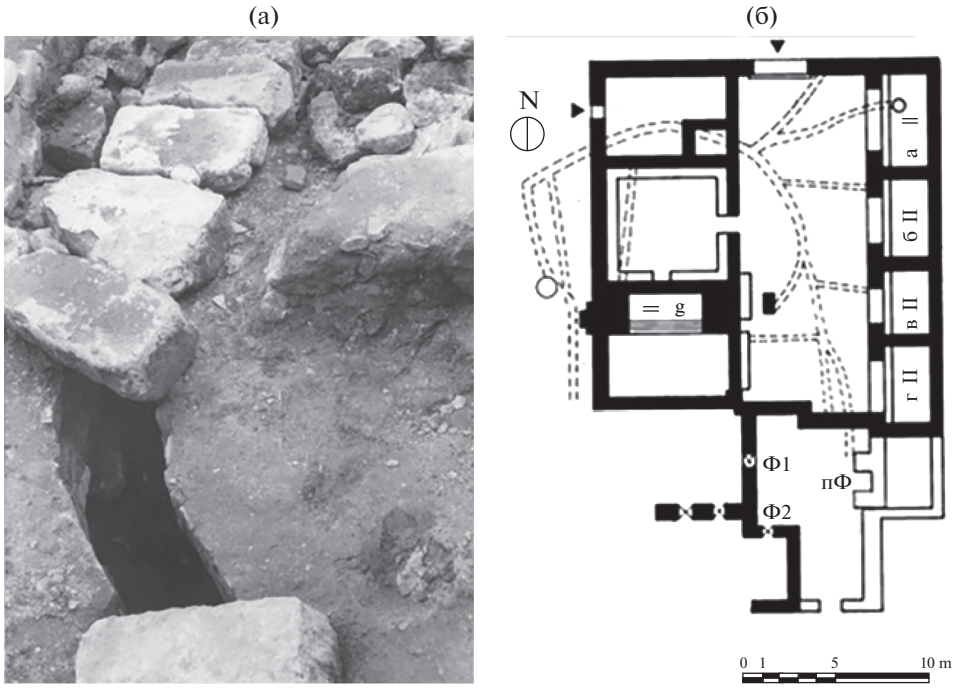


Рис. 18. Канализация в малых термах: (а) – канал в базилике термариума (архив РИМ); (б) – план канализации (Вачева).

Рис. 19. Остатки комплекса юго-западных ворот Одессоса.

кает к городской стене не под прямым углом (рис. 25г). Простирание этой части 0°, создается впечатление и ее разворота по часовой стрелке на 8°.

Также имеется излом в стене постройке, примыкавшей (?) к городской стене с юга. Южная часть описываемой стены имеет простирание 177°, а северная (после излома) – 0°. Опять напрашивается разворот северной части стены по часовой стрелке минимум на 3°.

Подобный ансамбль систематических однотипных деформаций означает сейсмогенный генезис их образования и ось действия сейсмических колебаний при древнем землетрясении ССЗ–ВЮВ.

2.4. Участок крепостной стены

Свежий археологический раскоп находится на городской площади экзарха Иосифа. Здесь на

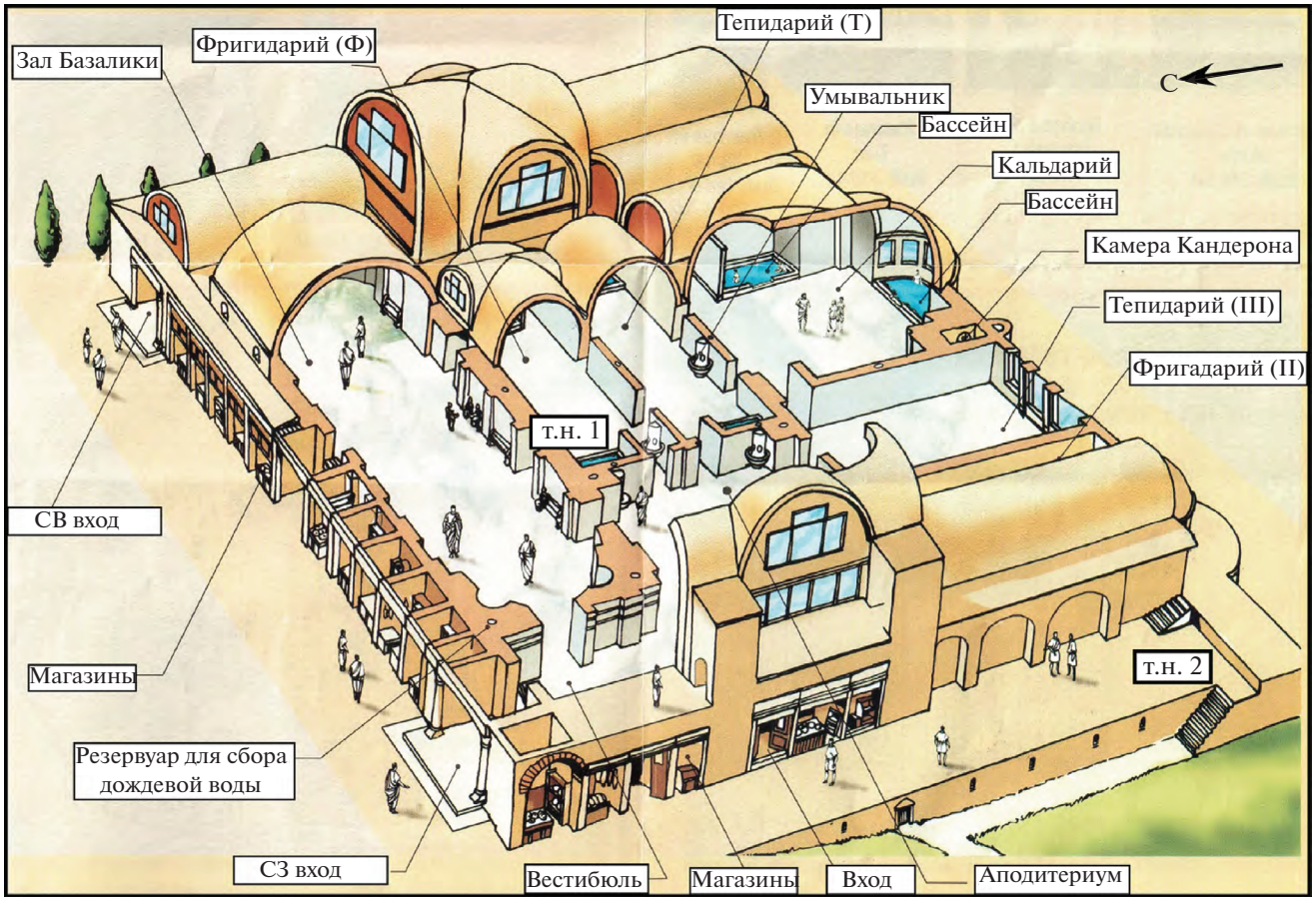


Рис. 20. Схематическое изображение Больших римских терм Варны из туристического буклета. Показаны наши точки наблюдения № 1 и № 2.

площади приблизительно 10 × 15 м видны два археологических объекта (рис. 26): 1) стена римского возраста СЗ простирания, сложенная из хорошо обработанных каменных блоков, и 2) дорога турецкого времени ССЗ направления, вымощенная разновеликими каменными обломками.

Наше внимание привлекла стена. Она получила очень интересную деформацию. Вся каменная кладка порядно развернулась вокруг вертикальной оси против часовой стрелки. Причем каждый верхний ряд имеет все больший угол разворота. Подобная деформация может быть вызвана лишь сильными сейсмическими колебаниями, действовавшими под углом к простиранию описываемой стены: вдоль оси ЗСЗ–ВЮВ. Здесь также проявился так называемый “эффект небоскреба”: верхняя часть конструкции получила большую свободу колебаний, поэтому и степень деформации в верхних рядах кладки более интенсивная. Верхний ряд стены кроме разворота сместился к ССВ и почти весь утрачен (обрушился в указанном направлении). Азимут простирания нижнего ряда каменной кладки 135°, каждый более верхний ряд поворачивался на 2°–3°. Остаточная высота стены над дном раскопа 1 м. Видимая длина 5 м, ширина до 1 м.

3. РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМОТЕКТОНИКА

Следы сильных землетрясений – не новость для региона Варны. Северо-восточная Болгария уже давно привлекает пристальное внимание специалистов в области оценки сейсмической опасности. Известно, что на протяжении последних 150 лет здесь неоднократно происходили сильные землетрясения с $M \geq 7.0$, $I_o \geq 9$ баллов [Boncev et al., 1982].

Варна расположена в переходной зоне между Мизийской плитой, горным сооружением Балкан и впадиной Черного моря (рис. 27). Сейсмотектоника переходной области между Мизийской плитой и горным сооружением Балкан изучена менее всего. И все же, здесь выделяются две субширотные зоны активных разломов – в районе Варны и южнее, в долине р. Камчия [Matova et al., 1996; Basili et al., 2013].

(а)

(б)

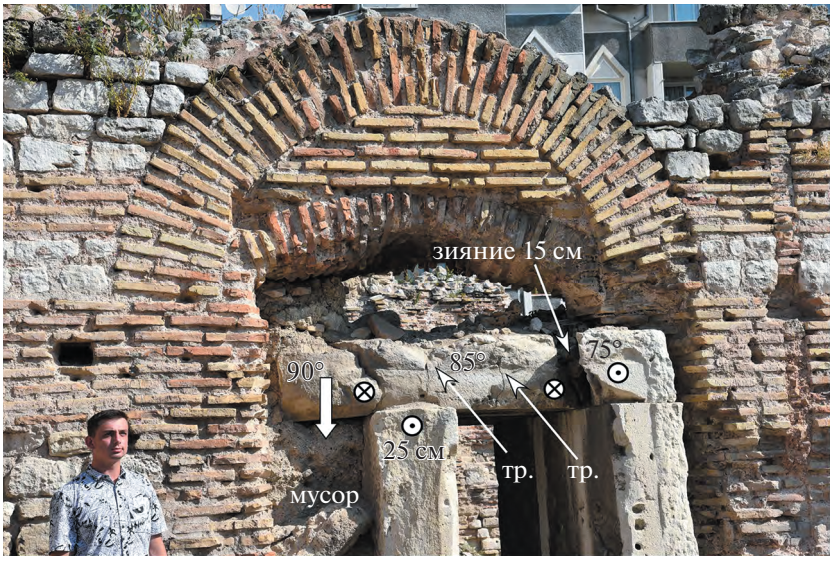


Рис. 21. СЗ вход во Фригидариум, сильно поврежденный во время древнего землетрясения: (а) – северный фас. Фотография 2019 г., вид на юг. Толстые стрелки показывают движения масс во время сейсмического события. Черные штриховые линии – деформированные арки, сложенные из плинфы. Вертикальная стрелка указывает на каменный “барабан” от разрушенной колонны. “Тр.” – трещина; (б) – южный фас входа (выход). Фотография 2019 г. Вид на север. Цифры означают азимуты простирания разбитых частей надвходовой балки-перекрытия, а также величины зияния и выдвижения в сантиметрах. Кружки с точкой – направление выдвижения – на зрителя. Кружки с перекрестием – выдвижение от зрителя. “Тр.” - трещина.

К востоку от Варны, на шельфе Черного моря, выделяется Шабла-Калиакренская сейсмогенерирующая зона [Boncev et al., 1982]. Детальные исследования активных разломов на шельфе Черного моря проведены геофизическими методами [Dimitrov, Genov, 2004]. Была создана сейсмотектоническая модель болгарского сектора Черного моря [Dimitrov et al., 2005]. В 5–6 км к юго-востоку от мыса Шабла находится зона Калиакренского глубинного разлома. С ней увязывается очаг сильного землетрясения 1901 г. с $M = 7.2$, однако эпицентр события помещен в 13 км к востоку от побережья. К шельфу Черного моря также предположительно привязываются очаги слабоизученных исторических землетрясений 543 и 1444 гг., вызвавших катастрофические последствия на побережье Черного моря, известные по письменным и археологическим источникам [Shebalin et al., 1974; Christoskov et al., 1995; Ranguelov et al., 2008].

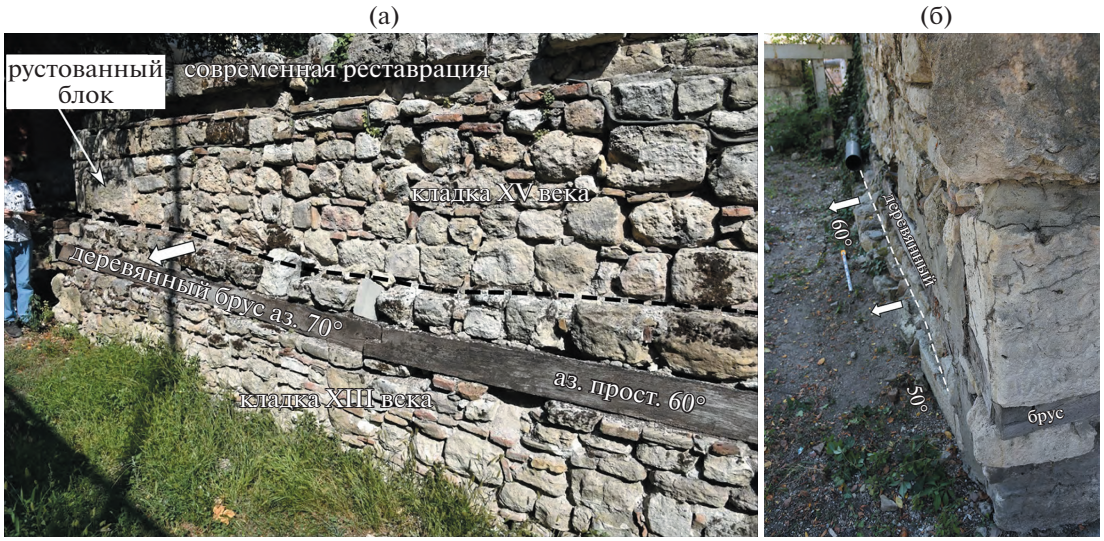


Рис. 22. Предположительные следы землетрясений в стенах христианского храма, построенного на территории римских терм в XIII веке: (а) – южная стена храма. Фото 2019 г. Вид на СЗ. Штриховая линии показывает субгоризонтальную полочку в средней части оставшейся стены, возникшую из-за несовпадения рядов кладки относящимися к XIII–XV векам. Толстая стрелка показывает направление движения грунта с нижней частью постройки во время землетрясения; (б) – северная стена храма. Фотография 2019 г. Вид на восток. Белые стрелки показывают выдвижение нижнего ряда каменной кладки вместе с подстилающим грунтом на север, а штриховая линия – первоначальное положение (до деформации – до землетрясения 1444 г.) ряда. Длина рулетки 50 см.

Расположенная севернее Мизийская плита обычно фигурирует как низкоактивный остров стабильности. Плита – платформа, которая сформировалась в нынешнем виде на новейшем этапе развития между горными сооружениями Карпат и Балкан. Чехол и фундамент Мизийской плиты нарушены редкими разломами, которые смещают неоген-плейстоценовые слои и формируют системы небольших нефтегазоносных грабенов [Tari et al., 1997]. На протяжении последних 150 лет здесь происходили сильные землетрясения с $M \geq 7.0$, $I_o \geq 9$ баллов [Boncev et al., 1982]. Привлекает внимание потенциально активная зона Интрамизийского разлома, пересекающего всю плиту в СЗ направлении. Вдоль нее был выделен потенциальный сейсмический очаг с Mmax = 7.5 [Grünthal et al., 2010]. Геолого-геофизические исследования показали, что на территории Болгарии Интрамизийский разлом в настоящее время демонстрирует в основном криповые смещения [Рогожин и др., 2009]. Он пересекается системой разломов субмеридионального простирания, имеющих явные следы позднеголоценовых сейсмотектонических смещений. Еще одна сейсмогенерирующая зона, выделенная на Мизийской плите – Дуловская, где произошли землетрясения 1892 (M = 6.0) и 1900 (M = 4.5) гг. Здесь же обнаружены археологические свидетельства сильного сейсмического события V–III вв. до н. э. [Christoskov et al., 1995].

Выразительная система активных разломов трассируется вдоль южного обрамления Центрального Балкана. Она представлена комбинацией разломных структур, некоторые из которых наследуют поверхности доорогенных надвигов [Shanov et al., 2007]. Современная сейсмическая активность здесь слабая, а история сейсмотектонических смещений по разломам практически не изучена. Предполагается, что подвижки могут происходить по листрическим разломам, что приводит к тектоническим перекосам слоев осадков, заполняющих примыкающие молодые впадины. Такая система субпараллельных сбросо-сдвигов образовалась на поверхности при сильных Чирпанских землетрясениях 1928 г. с M = 6.8 и M = 7.1 [Vanneste et al., 2006].

Сейсмические сотрясения в районе Варны могут вызывать события известной зоны промежуточных землетрясений Вранча на территории Румынии (210–230 км к северо-западу от Варны), а также Горнооряховского сейсмического очага, где произошло землетрясение 1913 г. с M = 7.1. Последний также расположен на значительном удалении (100 и более км) от Варны.

Сильнейшее землетрясение 1901 г. (M = 7.2) вызвало в Варне 7-балльный эффект [Рангелов, Господинов, 1994], т.е., не привело к катастрофическим разрушениям, наблюдаемым в монастырском комплексе Джанавара. Можно полагать, что

(а) (б)

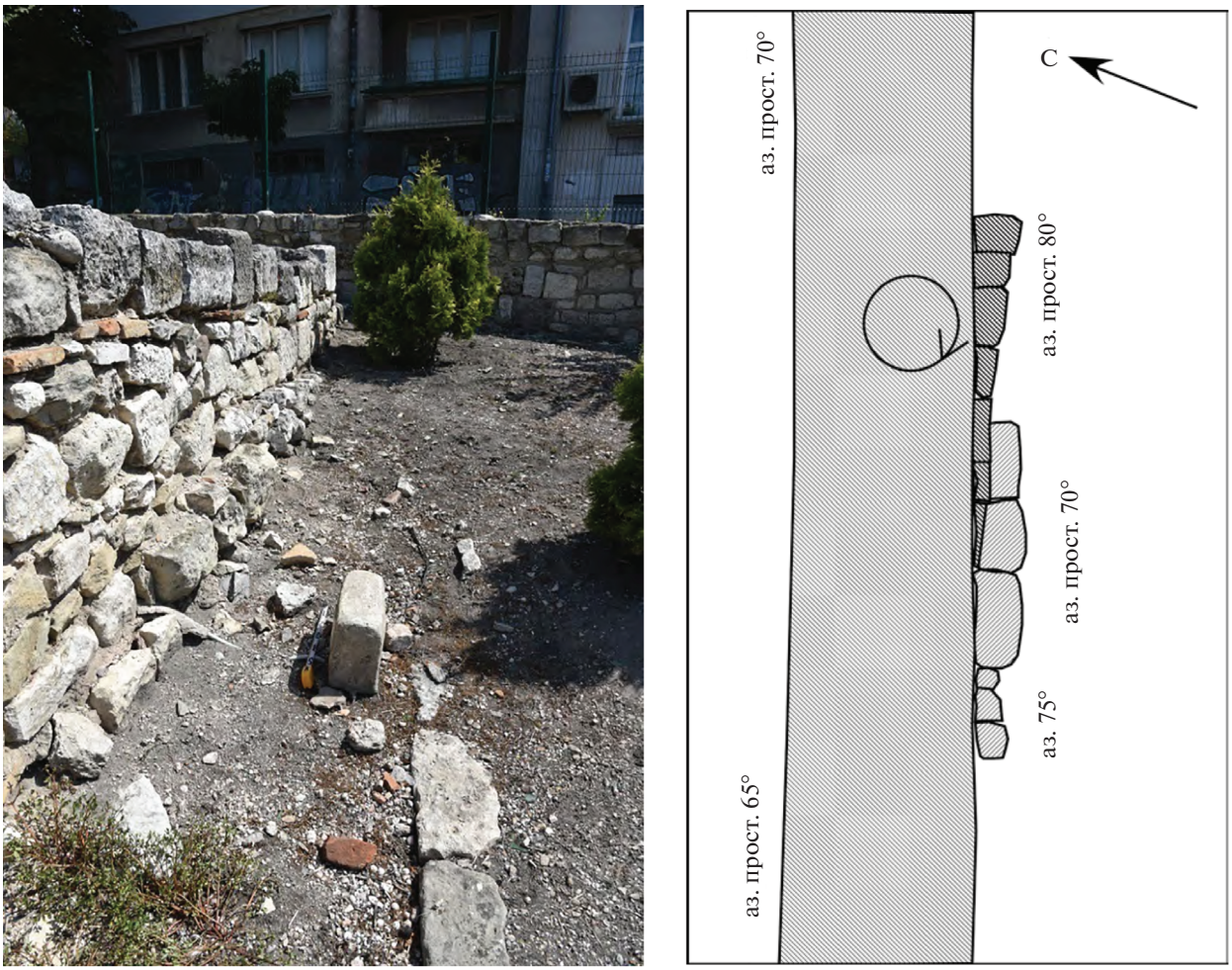


Рис. 23. Сейсмические деформации (выдвижение и поворот по часовой стрелке пакетов каменных блоков) в одной из субширотных стен в СВ углу комплекса Малых римских терм: (а) – фотография 2019 г. Вид на СВ. Длина рулетки 0.5 м; (б) – схематическая внемасштабная зарисовка. План.

(а) (б)

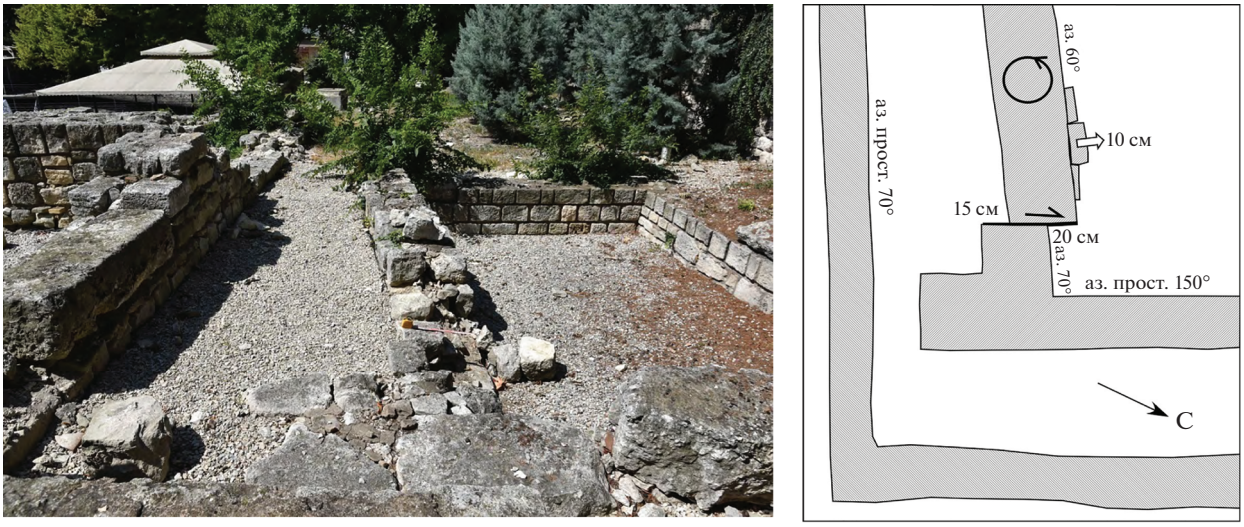


Рис. 24. Разрыв и поворот против часовой стрелки одной из субширотных стен в СВ углу комплекса Малых римских терм, а также выдвижения пакета каменных блоков на север из нижнего ряда повернутой части стены: (а) – фотография 2019 г. Вид на запад. Длина рулетки 0.5 м; (б) – схематическая внемасштабная зарисовка. План.

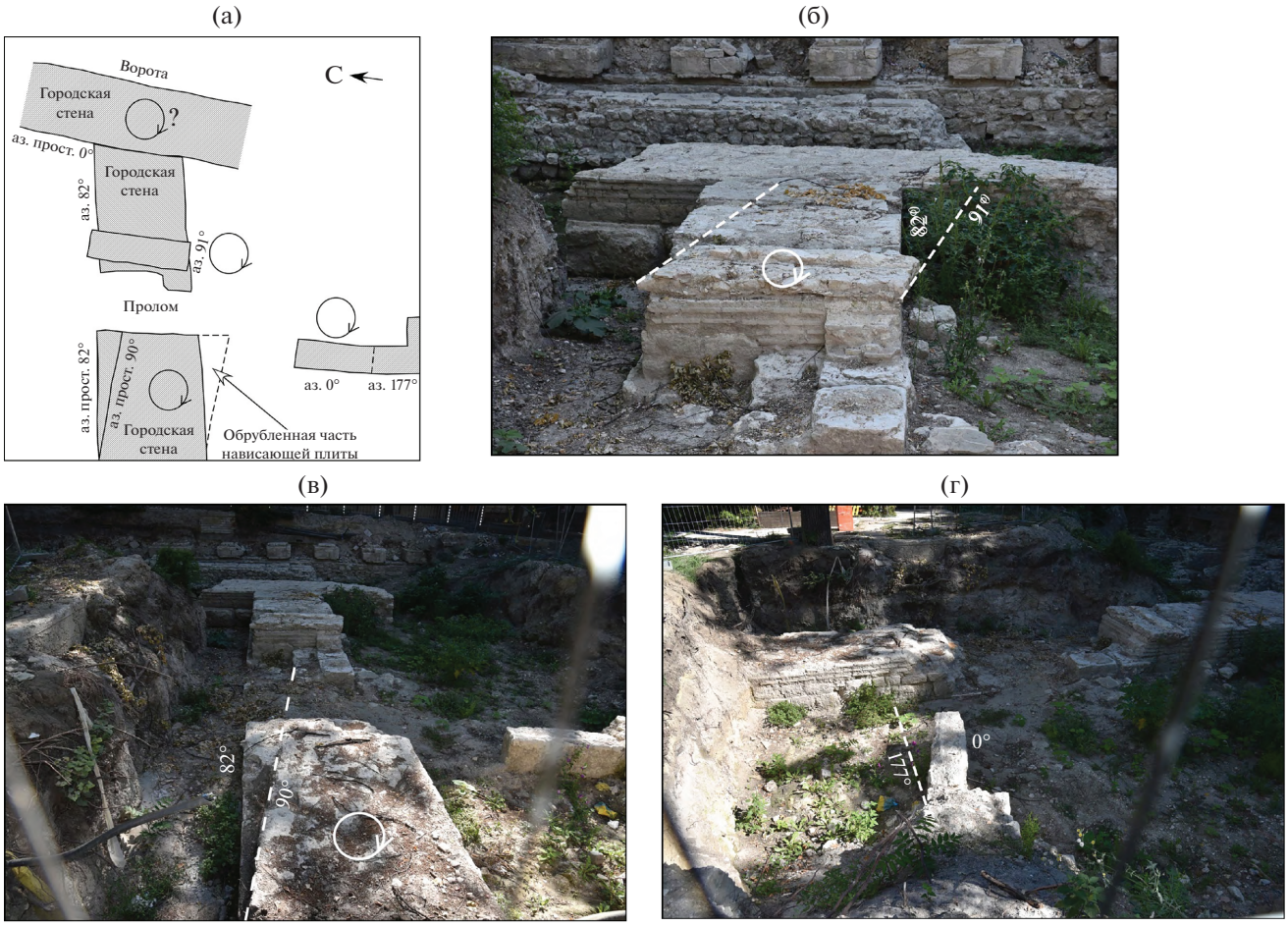


Рис. 25. Систематические развороты частей строительных конструкций к западу от СЗ ворот древнего Одессоса: (а) – схематическая внемасштабная зарисовка. План. Описание в тексте; (б) – фотография 2019 г. поворота верхнего ряда каменных блоков по часовой стрелке в городской стене к востоку от пролома в городской стене. Штриховые линии показывают простирание повернувшегося пакета. Вид на восток; (в) – фотография 2019 г. поворота верхнего ряда каменных блоков по часовой стрелке в городской стене к западу от пролома в городской стене. Штриховая линия показывают простирание повернувшегося пакета. Вид на восток; (г) – фотография 2019 г. поворота по часовой стрелке северной части стены постройки, расположенной к югу от городской стены. Вид на север. Штриховая линия показывает исходное простирание части стены до поворота.

сильные разрушения здесь могли быть вызваны более близкими очагами.

4. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные на археологических памятниках древнего Одессоса археосейсмологические исследования позволили выявить ряд значительных повреждений и разрушений в древних строительных конструкциях. Это многочисленные разрывы, наклоны, выдвижения и повороты частей стен, продольная асимметричная деформация надвходовой арки, латеральный в плане изгиб протяженной стены, выбивание каменных блоков наружу и интенсивное трещинообразование. В качестве косвенных признаков произошедших сильных землетрясений мы аттрибутировали следы последующих некачественных ремонтов, для которых иногда использовались единичные дорогие каменные блоки, вынутые из развалин. Интересно, что уже средневековые строители знали о возможности сильных землетрясений в регионе и использовали закладку деревянных продольных балок в стены для абсорбции вертикальных сейсмических колебаний. Степень разрушений и повреждений в средневековых зданиях, построенных на рыхлых насыпных грунтах, увеличивалась из-за просадок.

В результате археологических исследований были установлены несколько периодов строительства в древнем Одессосе:

– Крепостная стена времени позднего эллинизма около I века до н. э.

Рис. 26. Порядовый разворот каменной кладки против часовой стрелки в стене римского времени на площади экзарха Иосифа. Фотография 2019 г. Вид на ВЮВ.

– Большие термы в нач. II в. и восстановление крепостной стены около II–III века н. э. Ее демонтаж в V в. Строительство Малых терм в III в., они функционируют до IV в.

– Ворота византийского периода конца IV–V в. Функционируют до VI–VII после реконструкций.

– Строительство домов более низкого качества в V–VI вв. Накопление кровельной керамики в доме VI в.

– Строительство храма близ Больших терм в XIII в. и его разрушение в 1444 г.

– Строительство турецких стен XVII–XVIII вв.

Используя эту периодизацию, мы рассчитали возраст прошедших сейсмических событий.

1) около I в. н. э. – разрушение крепостной стены времени позднего эллинизма;

2) начало V в.–начало VI в. (кластер из минимум 3-х сильных землетрясений, судя также по деформациям в Епископальной базилике Одессоса [Минчев и др., 2020]): демонтаж крепостной стены, прекращение функционирования обеих терм. Ворота Одессоса функционируют после ремонта. Осуществляется строительство домов с низким качеством строительства. Накопление черепичных завалов;

3) разрушение православного храма при землетрясении 1444 г.

Нам удалось определить среднее направление максимальных суммарных сейсмических подвижек, разрушивших большие и малые термы, а также раскопанный участок крепостной стены и комплекс ворот Одессоса. Они распространялись вдоль оси ЗСЗ–ВЮВ. Скорее всего, за генерацию этого сейсмического события ответственна Шабла-Калиакренская сейсмогенерирующая зона.

Деформации православного храма XIII в. были созданы сейсмическими колебаниями, распространявшимися в субмеридиональном направлении, хотя тут возможно влияние просадок грунта. Эти разрушения и повреждения скорее всего созданы упругими колебаниями, распространявшимися от активизировавшихся сейсмоактивных разломов к югу и северу от Варны.

Таким образом, в результате проведенных исследований нам удалось выявить следы неизвестные до сих пор сильных землетрясений, определить их возраст и направление на древние эпи-

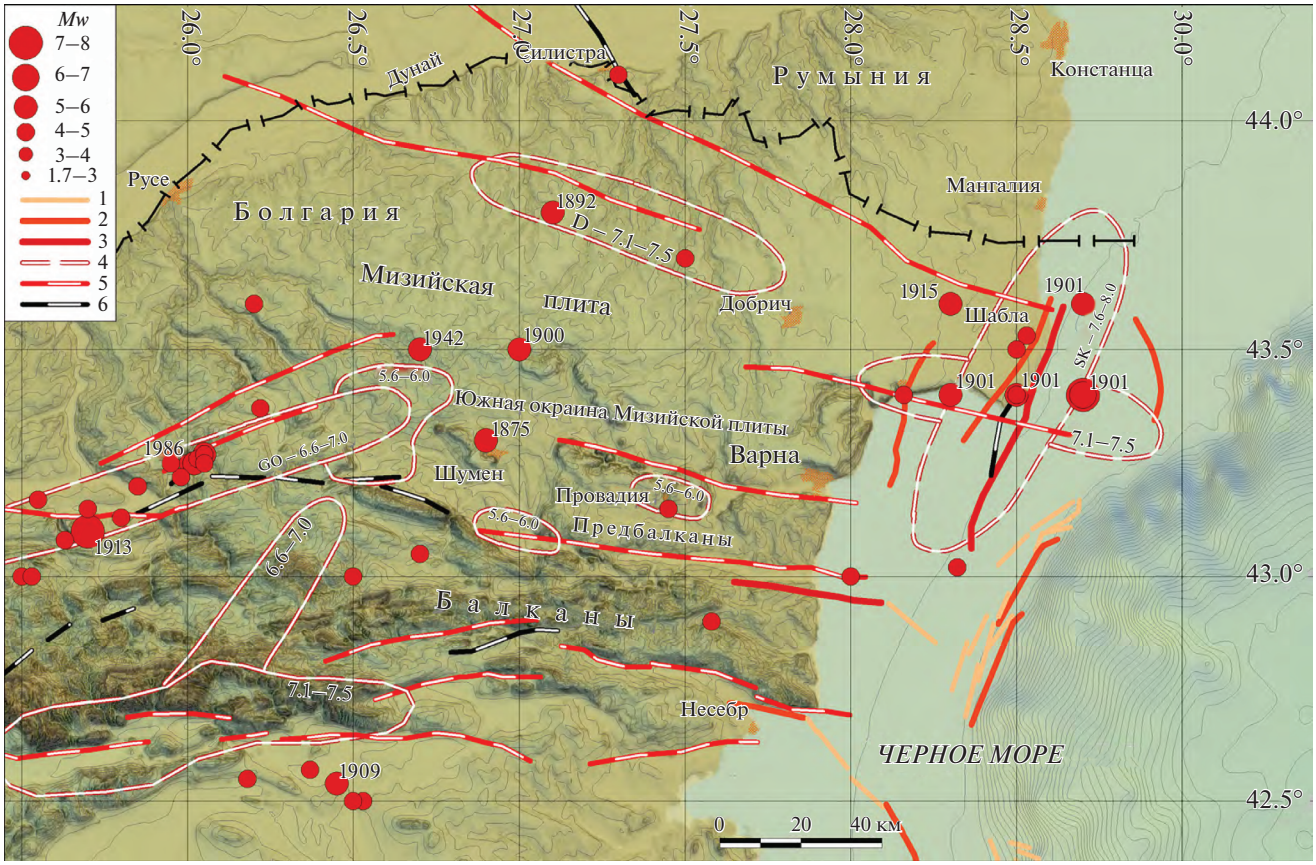


Рис. 27. Сейсмогенерирующие зоны северо-восточной Болгарии по разным данным с эпицентрами землетрясений по данным каталогов [Grünthal, Wahlström, 2012; Stucchi et al., 2012]. 1–3 – активные разломы Черноморского шельфа по данным [Dimitrov et al., 2005] (*M*max: 1 – 6.0–6.5; 2 – 6.6–7.0; 3 – 7.05–7.15); 4 – границы сейсмогенерирующих зон по данным [Boncev et al., 1982] с указанием *M*max (SK – Шабла-Калиакренская; GO – Горнооряховская; D – Дуловская); 5 – активные разломы по данным обобщения карт активной тектоники, выполненного авторами работ [Solakov et al., 2009; Basili et al., 2013]; 6 – потенциально и предположительно активные разломы по данным работ [Matova et al., 1996; Kotzev et al., 2006; Solakov et al., 2009].

центральные зоны. Интенсивность сейсмических колебаний при всех этих землетрясениях согласно шкале МСК-64 была I_l = VIII–IX баллов. Полученные данные могут быть использованы для уточнения оценки сейсмической опасности района Варны и СВ Болгарии.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования проводились при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 18-55-18014 Болг_а “Изучение последствий сильных землетрясений в прибрежных зонах Болгарии и Таманского полуострова Западного Кавказа (по историческим, археологическим и палеосейсмогеологическим данным) с целью новой оценки сейсмической опасности в этих регионах” (научные руководители: с болгарской стороны – проф. О.В. Димитров, с российской стороны – проф. Е.А. Рогожин). Камеральная обработка полученных материалов проходила при финансовой поддержке Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН в рамках проводимой институтом программы фундаментальных научных исследований. Также работа была поддержана контрактами (a) DNTS/Russia02/20 (27.06.2018) – (b)18-55-18014 Bugaria и Национальной научной программой “Охрана окружающей среды и снижение рисков неблагоприятных явлений и стихийных бедствий”, одобренной резолюцией Совета министров Болгарии № 577/17.08.2018 и поддержанной Министерством образования и науки Болгарии (соглашение № D01-230/06.12.2018).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вачева Кр. За терминологията на римските строителни техники // Археология. Т. XXI. 1978. № 1. С. 1–7.

Вачева Кр. Входовете в римските терми на Одесос // Археология Т. XXVIII. 1986. № 1. С. 1–8.

Вачева Кр. Засводявания в *opus mixtum* в термите на Одесос // Археология Т. XXXI. 1989. № 3. С. 15–19.

Вачева Кр. Отоплението на римските терми на Одесос. Доклади от Научно-практическата конференция на ВСУ "Черноризец Храбър". Архитектура Строителство Съвременност. Варна. 2005 г. Варна. 2006. С. 56–68.

Вачева Кр. За строителството на големите терми на Одесос. Алманах на ВСУ. 2009.

Вачева Кр. Големите терми на Одесос – 50 години по-късно. ИНМВ LIX. 2009. Варна.

Вачева Кр. Мраморът в интериора на Одесоските терми. V Международна Научна конференция "Архитектура, Строителство – Съвременност" 8–10 юни 2011 год. Варна. 2012.

Вачева Кр. Малките терми на Одесос: архитектурен анализ и графична реконструкция на плана. Алманах на ВСУ „Ч. Храбър". Архитектура и строителство. 2012. Т. 6. С. 206–213.

Вачева Кр. Римските бански латрини в България. Научен алманах. ВСУ. 2012. книжка 6.

Георгиев П. Статуи от римските терми във Варна. ИНМВ XXVI. 1975. 142 с.

Георгиев П. Римски тетерми на Одесос. Изд."Славена". Варна. 2006.

Илиева Ж. Архитектурното наследство на Одесос-Варна VI в. пр. Хр.–XII в. сл. Хр. ИК "Геа принт", електронно издание. ISBN 978-619-184-038-0. Варна. 2020. С. 43–50.

Корженков А.М., Новичихин А.М., Овсюченко А.Н., Рангелов Б.К., Рогожин Е.А., Димитров О.В., Ларьков А.С., Лю Ц. Поиск следов сильных древних землетрясений на Западном Кавказе: Археосейсмологические исследования в древней Горгиппии // Геофизические процессы и биосфера. 2019 а. Т. 18. № 4. С. 110–128. https://doi.org/10.21455/GPB2019.4-10

Корженков А.М., Овсюченко А.Н., Федосеев Н.Ф., Ларьков А.С. Комплекс деформаций строительных конструкций в греческом археологическом памятнике "Госпиталь", г. Керчь, Крым // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9 № 1. С. 135–149. https://doi.org/10.23671/VNC.2019

Корженков А.М., Усманова М.Т., Анарбаев А.А., Максудов Ф.А., Муродалиев Р.Х., Захидов Т.К., Рахманов З.О. Недооцененная сейсмическая опасность Ферганской впадины: Новые археосейсмологические данные // Геофизические процессы и биосфера. 2019 в. Т. 18. № 3. С. 77–90. https://doi.org/10.21455/GPB2019.3-5

Корженков А.М., Гаджиев М.С., Овсюченко А.Н., Ларьков А.С., Рогожин Е.А. Следы сейсмической активности на архитектурных памятниках г. Дербент, Дагестан // Геофизические процессы и биосфера. 2020а. Т. 19. № 1. С. 5–29. https://doi.org/10.21455/GPB2020.1-1

Корженков А.М., Овсюченко А.Н., Димитров О.В., Димов Т., Ларьков А.С., Рангелов Б., Рогожин Е.А., Родина С.Н. Следы сильных землетрясений энеолита и средневековья в археологическом памятнике Дуранкулак, Северо-восточная Болгария // Вулканология и сейсмология. 2020 б. № 4. С. 1–22.

Кузов Хр., Христов П. Исследование башни позднеримской крепостной стены Одессоса. В: Културно-историческое наследие – память о будущем. В. Тырново. 2019. С. 318–360.

Минчев А., Корженков А.М., Овсюченко А.Н., Димитров О.В., Ларьков А.С., Рангелов Б.К., Рогожин Е.А., Андреева Н.В. Деформации в епископской базилике г. Варна – свидетельства сильных исторических землетрясений в Северо-Восточной Болгарии // Геофизические процессы и биосфера. 2020. Т. 19. № 3. С. 16–32. https://doi.org/10.21455/GPB2020.3-2

Мирчев М. Римские термы в Варне. Actes du premier congrès international des etudes Balkaniques et sud-east Europèenes, Èditions del Acadèemie bulgare des sciences. Sofia. 1970. С. 455–477.

Тончева Г. Одессос и Маркианополь в свете новых археологических исследований // Советская археология. 1968. № 1. С. 230–235.

Dimitrov O., Shanov S., Genov I., Boykova A. Earthquake Risk for the Town of Varna, International Symposium on Latest Natural Disasters, in New Challenges for Engineering Geology. Geotechnics and Civil Protection. www.naturaldisasters-sofia.com. 2005. 5–8 September. Sofia, Bulgaria. Topic VI. Case Studies (CD).

Georgiev P. Architectural and Archeological Problems of the Roman Thermae of Odessos. Ancient Bulgaria. Papers presented to the International Symposium on the Ancient History and Archaeology of Bulgaria, University of Nottingham. 1981. Nottingham. 1983. 155 sqq. (консултант Кр. Вачева).

Krencker D., Krüger E. Die Triere Kaiserthermen. Augsburg. 1929.

Ranguelov B., Mircheva E., Lazarenko I., Encheva R. The archaeological site – possible evidence about multihazard ancient events. Proc. Conf. Geoarchaeology and Archaelomineralogy. 2008. P. 347–352.

Ranguelov B.K., Nikolov V. The most ancient salt production factory in Europe and the oldest seismic event documented to the region of Provadia, pap. 6491. Proc. 5th Congress of Balkan Geophysical Society – Belgrade, Serbia 10–16 May 2009. 2009. P. 1–6 (on CD) ISSN 978-90-73781-66-1

Ranguelov B. Atlas of the tsunami risk susceptible areas along the Northern Bulgarian Black Sea coast – Balchik site. 2010. 25 p. ISBN 978-954-9531-15-2.

Vacheva Kr. Voulted Galleries in the Foundations of the Roman Thermae in Bulgaria. Annuary of Departament of Archaeology // NBU. 1994. V. I. P. 86–88.

Vacheva Kr. The Chimney System in the Roman Thermae of Odessos. Proceedings of the Second International Conference on Ancient Baths, Varna. 1996. P. 56.

Vacheva Kr. The fountains in the thermae of Odessos. CuraAquarum in Sicilia. Proceedings of the Tenth International Congress on the History of Water Management and Hidraulic Engineering in the Mediterranean Region. Syracuse. 1998. Leiden. Stichting BABESCH. 2000. P. 197–200.

Vacheva Kr. Window Elements from the Roman Public Buildings in Bulgaria – Materials, Decorations and Likely Reconstructions: Collection of Works from the International Symposium "Water-Life and Pleasure" in 2008. Strumica. 2009. P. 105–118.

Watschewa Kr. Bibliographie der roemischen Bader in Bulgarien. Biblioteca pontica. Slavena. Warna. 2010. P. 46–47. Ferlag "Slawena", Warna 2010. S. 21, 73 – 2–5, 13, 15. Abb. 57 A-B; Abb. 58, 59.

Seismic Deformations in the Archaeological Sites of Varna, Bulgaria

O. V. Dimitrov[a,*], K. Z. Vacheva[b,], A. M. Korzhenkov[c,***], Chr. Kouzov[d,****], A. S. Larkov[c,*****], A. N. Ovsuchenko[c,******], B. K. Rangelov[e,*******], E. A. Rogozhinc[c,†], and A. A. Strelnikov[c, ********]**

[a] *Institute of Oceanology "Fridtjof Nansen", Bulgarian Academy of Sciences, Varna, Bulgaria*

[b] *Department of Architecture, Varna Free University "Chernorizets Hrabar", Varna, Bulgaria*

[c] *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[d] *Varna Regional Museum of History, Varna, Bulgaria*

[e] *University of Mining and Geology, Saint Ivan Rilski, Sofia, Bulgaria*

**e-mail: ovdimitrov@gmail.com*

***e-mail: vacheva@abv.bg*

****e-mail: korzhenkov@ifz.ru*

*****e-mail: h.kouzov@abv.bg*

******e-mail: las119@ya.ru*

*******e-mail: ovs@ifz.ru*

********e-mail: branguelov@gmail.com*

*********e-mail: aas@ifz.ru*

The ruins of Odessos are located on the territory of Varna, Bulgaria. Archaeoseismological studies carried out at the archaeological sites of ancient Odessos revealed some significant damage and destruction in the ancient building constructions. These are numerous breaks, tilts, protrusions and turns of wall parts, longitudinal asymmetric deformation of the above-entrance arch, lateral in plan bending of the extended wall, outward knock-out of the stone blocks and intensive cracking. We attributed traces of subsequent shoddy repairs, which sometimes involved using single expensive stone blocks taken out of the ruins, as circumstantial evidence of strong earthquakes that had occurred here. Interestingly, medieval builders already knew about the possibility of strong earthquakes in the region and put wooden longitudinal beams in the walls to absorb vertical seismic vibrations. The degree of destruction and damage in medieval buildings built on loose fill soils increased due to subsidence. Archaeological research established 6 periods of construction in ancient Odessos: Using this periodization, we calculated the age of past seismic events: 1) around the 1st century A.D.—the destruction of the Late Hellenistic fortress wall; 2) the early 5th century—the early 6th century (a cluster of at least 3 strong earthquakes, judging also by deformations in the Bishop's Basilica of Odessos [Minchev et al., 2020]): dismantling of the fortress wall, discontinued use of both thermae. The gate of Odessos remains in operation after repairs. There is low quality construction of houses. Accumulation of tile debris; 3) the destruction of the Orthodox church in the 1444 earthquake. We were able to determine the average direction of the maximum aggregate seismic movements that destroyed the large and small thermae, as well as the excavated segment of the fortress wall and the Odessos gate complex. They propagated along the WNW-ESE axis, most likely from the Shabla-Kaliakra seismogenic zone. The deformations of the 13th-century Orthodox church were caused by seismic vibrations that propagated in the submeridional direction from one of the seismically active faults south or north of Varna, although they may have been affected by ground subsidence. Thus, as a result of the studies, we were able to detect traces of yet unknown strong earthquakes, to determine their age and direction to the ancient epicentral zones. The intensity of seismic vibrations during all these earthquakes was I_l = VIII-IX MSK-64. The data obtained can be used to improve the seismic hazard assessment of Varna and NE Bulgaria.

Keywords: Roman thermae, fortress wall, gate, Odessos, medieval period, seismic deformations, kinematic indicators, archaeoseismology, Varna, Bulgaria