

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2021

Вариации геомагнитного поля, обусловленные разноточными процессами в земной коре и верхней мантии <i>С. Х. Максудов, К. Н. Абдуллабеков, А. И. Туйчиев, В. Р. Юсупов</i>	3
Трехмерная геомеханическая модель Камчатки <i>В. Г. Бондур, М. Б. Гохберг, И. А. Гарагаш, Д. А. Алексеев</i>	19
Исследование движений и деформаций земной коры восточной Турции в связи с землетрясением Ван (23.10.2011 г., $M_w = 7.2$) с использованием данных GPS-наблюдений <i>В. И. Кафтан, И. Кафтан, Е. Гёк</i>	30
Определение тензора момента двойного диполя для землетрясений Камчатки по волновым формам региональных сейсмических станций <i>И. Р. Абубакиров, В. М. Павлов</i>	45
Параметры источников роя микросейсмических событий, инициированных взрывом на Коробковском железорудном месторождении <i>А. Н. Беседина, С. Б. Кишкина, Г. Г. Кочарян</i>	63
Количественный анализ образцов естественных коллекторов углеводородов методами интегральной геометрии и топологии <i>Д. А. Ивонин, П. А. Гришин, Е. А. Грачев</i>	82
Палеомагнетизм пермо-триасовых трапповых интрузивных тел долины р. Кулумбэ (северо-запад Сибирской платформы) <i>А. В. Латышев, А. А. Лапковский, Р. В. Веселовский, А. М. Фетисова, Н. А. Кривоуцкая</i>	93
Археомангнитные исследования обожженных кирпичей на территории Европейской части России: новые данные <i>Н. В. Сальная, Д. Д. Елишин</i>	115
Сейсмическая модель верхней части земной коры юго-восточной границы Сибирской платформы <i>А. Ф. Еманов, П. О. Полянский, А. С. Сальников</i>	130
Переходные процессы в малоглубинных электромагнитных зондированиях <i>П. О. Барсуков, Э. Б. Файнберг, Е. О. Хабенский</i>	147

ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ РАЗНОГЛУБИННЫМИ ПРОЦЕССАМИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

© 2021 г. С. Х. Максудов¹, К. Н. Абдуллабеков¹, А. И. Туйчиев¹, В. Р. Юсупов¹, *

¹Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан

*E-mail: valijon.yusupov@mail.ru

Поступила в редакцию 10.02.2020 г.

После доработки 06.08.2020 г.

Принята к публикации 09.10.2020 г.

Приводятся результаты геомагнитных исследований на территориях Ташкентского и Ферганского геодинамических полигонов Узбекистана. В ней подробно рассмотрены локальные аномальные вариации геомагнитного поля, обусловленные процессами на различных глубинах в земной коре и верхней мантии, разделенные по линейным размерам на региональные (линейные размеры 100 км и более) и локальные (линейные размеры от 1 до 5 км и более). Аномальные вариации регионально-го характера проявляются в синусоидальной, бухтообразной и трендовой формах продолжительностью от 1 года до 7 лет. Для трендового типа градиент составляет 0.5–2.0 нТл/год. Аномальные вариации локального типа наблюдаются, как правило, в синусоидальной и бухтообразной формах. Бухтообразная аномалия имеет положительный и отрицательный знак, а также обратимый характер изменения. Интенсивность аномалий — от 2 до 25 нТл, продолжительность — от 10–15 дней до 3 лет и более. Локальные аномальные вариации не относятся ни к предвестниковым, ни к техногенным. Этот тип аномалий впервые в большом количестве выявлен на территориях геодинамических полигонов Узбекистана. Анализ научных данных за последние 40–50 лет показал отсутствие какой-либо информации по этому виду аномальных вариаций. Они не поддаются объяснению принятыми механизмами образования векового хода геомагнитного поля, литологическим составом пород, тектоникой, гидрогеологическими условиями, геофизическими полями исследованных территорий. Одна из особенностей проявления локальных аномальных вариаций данного типа — они могут изменяться во времени, по форме, размерами площади, интенсивности, по знаку. Изучены опубликованные данные, имеющие отношение к аномалиям векового хода геомагнитного поля. Однако эти материалы, к сожалению, не дают практически никаких сведений относительно природы тех локальных аномальных вариаций, о которых идет речь в нашей работе.

Ключевые слова: земная кора, мантия, магнитное поле, локальная и региональная аномальная вариация, амплитуда, продолжительность, геодинамический полигон.

DOI: 10.31857/S000233372102006X

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с середины XX в. геомагнитные исследования по выявлению геодинамических процессов и поиску предвестников сильных землетрясений широко проводятся в большинстве сейсмоактивных регионов земного шара.

Работы по поиску геомагнитных предвестников землетрясений на территории Узбекистана ведутся с 1968 г. на специально организованных геодинамических полигонах и в эпицентральных зонах произошедших сильных землетрясений. Геомагнитные исследования проводились также на территориях техногенных объектов — естественных подземных газохранилищ, крупных водохранилищ и эксплуатируемых нефтяных и газовых месторождений методами повторных

маршрутных, площадных и стационарных режимных измерений. Применялись абсолютные протонные магнитометры. За более чем 50-летний период геомагнитных исследований заложены более 1100 пунктов с общей протяженностью маршрутных площадных съемок около 7750 км. Были задействованы около 25 стационарных магнитных станций. В результате выявлен широкий амплитудно-временной спектр локальных вариаций различной природы, связанных:

1) с процессами подготовки и свершения сильных ($M \geq 5$) землетрясений;

2) с деятельностью техногенных объектов — подземных естественных газохранилищ, крупных водохранилищ и эксплуатируемых нефтяных и газовых месторождений;

3) с процессами, происходящими на различных глубинах в земной коре и верхней мантии.

Данная работа посвящена детальному анализу локальных аномальных вариаций геомагнитного поля третьего типа.

Какие на сегодня имеются опубликованные данные по исследованию локальных аномальных вариаций геомагнитного поля за последние 50–60 лет?

Еще в начальной стадии геомагнитных исследований по изучению векового хода магнитного поля Земли В.П. Орловым, В.С. Соколовым в середине 1960-х гг. XX в. в районе Хабу-Рабат (Таджикистан) было выявлено интенсивное проявление локальной аномалии [Орлов, Соколов, 1965]. Аномалия проявилась только на одном пункте векового хода. Позже специальные исследования на этом пункте показали, что изменение поля вызвано потерей первичной термоостаточной намагниченности изверженных (диабазы, порфириды) пород и возникновением в них более слабой вторичной намагниченности [Барсуков и др., 1968].

К.Н. Абдуллабеков проанализировал данные мировой сети магнитных обсерваторий. На некоторых обсерваториях выделены аномальные изменения вертикальной составляющей магнитного поля. По его мнению, источники этих региональных аномалий могут находиться в земной коре и верхней мантии [Абдуллабеков, Максудов, 1975].

И.Г. Золотов анализировал изменение среднегодовых значений элементов геомагнитного поля для трех обсерваторий – Алибаг, Абинджер-Хартленд и Цо-Зе [Золотов, 1970]. Им обнаружено, что на фоне плавного низкочастотного изменения наблюдаются высокочастотные нерегулярные колебания. Периодичность низкочастотной части векового хода на обсерваториях Алибаг и Абинджер-Хартленд – в пределах 80–150 лет, а на обсерватории Цо-Зе – около 40 лет. Высокочастотная часть векового хода на всех трех обсерваториях представляет сложную кривую со значительно меньшими периодами. О природе последней ничего не сказано.

В.А. Шапиро и З.И. Борисова проводили исследование аномалий векового хода на Среднем Урале [Шапиро, Борисова, 1973]. Выявлены две локальные аномалии – Манчажская длиной 15 км и Буткинская – 60 км. Источниками этих аномалий считаются теллурические токи, протекающие в земной коре.

В.А. Шапиро, анализируя данные о природе аномалий векового хода (АВХ) геомагнитного поля, приводит результаты подробного анализа, проведенного Ф.Д. Стейси в 1988 г. Отмечается, что оценки предполагаемых пьезомагнитных ва-

риаций были сильно преувеличены [Шапиро, 1986].

Материалы, полученные в различных регионах СНГ и за рубежом, не позволяют объяснить наблюдаемые АВХ с позиций пьезомагнетизма, так как во многих случаях в районах аномальных изменений отсутствуют магнитные породы. Характеристики этих АВХ свидетельствуют о том, что их источником, скорее всего, могут являться изменения теллурических токов, генерируемых в литосфере.

Наиболее приемлемыми механизмами возникновения электрических токов в литосфере считаются электрокинетический и термоэлектрический. Электрокинетический – это когда теллурический ток меняется при перемещении флюидов в ослабленных зонах земной коры. Термоэлектрический – это когда источником тока является термо ЭДС. Возможность возникновения таких токов подтверждена теоретически и экспериментально. Аномальные вариации в обоих случаях могут достигать десятки наноТесла [Шапиро, 1973].

Научной станцией Института высоких температур РАН с 1982 г. на пяти станциях на территории Бишкекского геодинамического полигона (Кыргызстан) организованы режимные наблюдения геомагнитного поля [Мухаммадеева и др., 2014]. В 1985 г. добавилась шестая станция. С 1988 по 1991 гг. к существующим добавились еще четыре станции. На опорной станции Аксу дискретность измерений составляла 20 с, а на остальных – 20 мин. В 1992 г. в сеть геомагнитного мониторинга были включены 11 пунктов повторных наблюдений. Периодичность измерений на этих пунктах составляла 3–5 дней. За длительный период наблюдений один из выводов заключается в том, что во временных рядах ΔT всегда присутствуют незначительные и значимые вариации геомагнитного поля. Причем на разных пунктах сети характер вариации также различен. Предполагается, что различия в протекании вариации могут быть связаны с: расположением конкретной станции относительно источника деформационного процесса; различием физических, в т.ч. и магнитных свойств пород; разным геологическим и геоэлектрическим строением разреза под отдельно взятой станцией; присутствием в районе расположения пунктов наблюдения токовых систем различной природы, не связанных с геодинамическими процессами [Волыхин и др., 1993].

Как видно, данные по исследованию локальных аномальных вариаций геомагнитного поля немногочисленны, а высказывания о природе этих аномалий также остаются на уровне предположений.

Таблица 1. Типы использованных протонных магнитометров и величины ошибок выделения локальных аномалий за период исследований на полигонах Узбекистана

Год исследования	Тип магнитометра	Величина приборной ошибки единичного измерения, нТл	Величина ошибки выделения локальной аномалии, нТл
1968–1970 гг.	ПП-001, ПМ-5, польский магнитометр ПМП	1.0–2.0	2.0–3.0
1971–1973 гг.	М-32, ММП-203	1.0–1.5	1.5–2.5
1974–1979 гг.	ТМП	0.1–0.2	0.5–0.8
1980–1990 гг.	ТМП, МПП-1, МПП-1М, МПП-102	0.1–0.3 0.3–0.5	0.5–0.8 0.6–1.0
1990 г.–по настоящее время	МПП-1, МПП-1М, МВ-01	0.1–0.3 0.1	0.5–0.8 0.3–0.5
2015 г.–по настоящее время	Geometrics-856	0.1	0.2–0.5

МЕТОДИКА

Геомагнитные исследования проводились методами повторных маршрутных, площадных съемок в комбинации со стационарными режимными измерениями магнитного поля. Применялись абсолютные протонные магнитометры. В табл. 1 приведены типы использованных протонных магнитометров и величины ошибок выделения локальных изменений за соответствующий период исследований на полигонах Узбекистана (рис. 1).

Регулярно оценивалась суммарная величина ошибки выделения аномальных вариаций геомагнитного поля. За достоверную величину аномалии принято значение, превышающее двукратную величину суммарной ошибки. Этот процесс проводился регулярно в магнитной обсерватории Янгибазар для исследований на территории Ташкентского геодинамического полигона (ТГП).

Привлекались также режимные магнитные станции на территории Ферганского геодинамического полигона (ФГП). Все аномальные изменения геомагнитного поля на территории ТГП рассмотрены относительно магнитной обсерватории Янгибазар (рис. 2). На территории ФГП за опорную была принята станция “Боги-шамол”, расположенная в 8 км к юго-востоку от г. Андижана.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Локальные вариации геомагнитного поля, обусловленные землетрясениями и деятельностью техногенных объектов, детально и неоднократно освещены в наших публикациях [Абдуллабеков, Максудов, 1975; Электрические..., 1983; Абдуллабеков и др., 1994; 2016; Абдуллабеков, Шапиро, 1978; Абдуллабеков, Туйчиев, 2016; Abdullabekov, 1991; Туйчиев, 2007; Муминов,

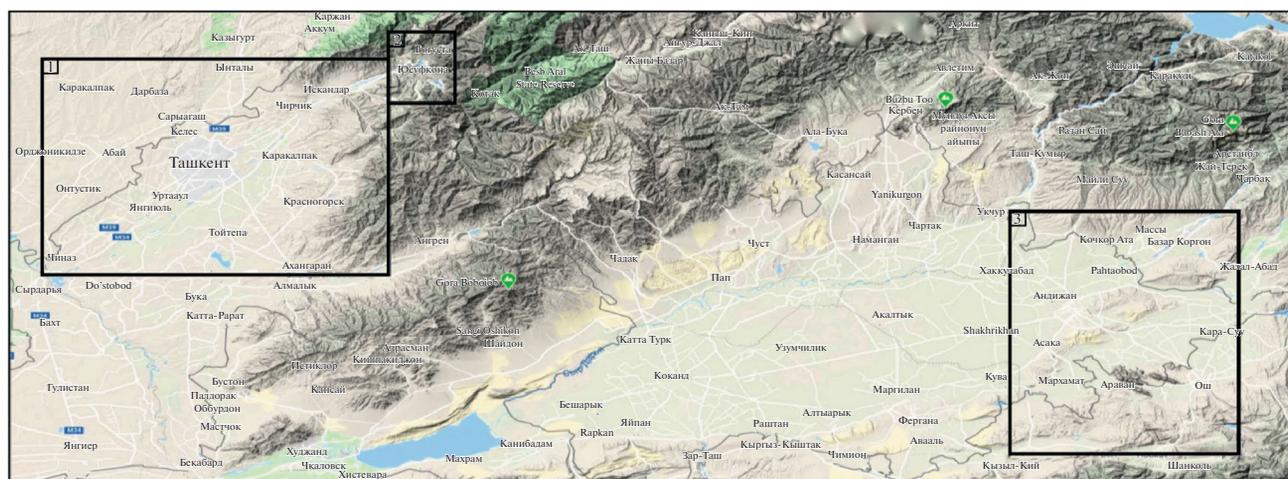


Рис. 1. Расположение Ташкентского (1), Чарвакского (2) и Ферганского (3) геодинамических полигонов Узбекистана.

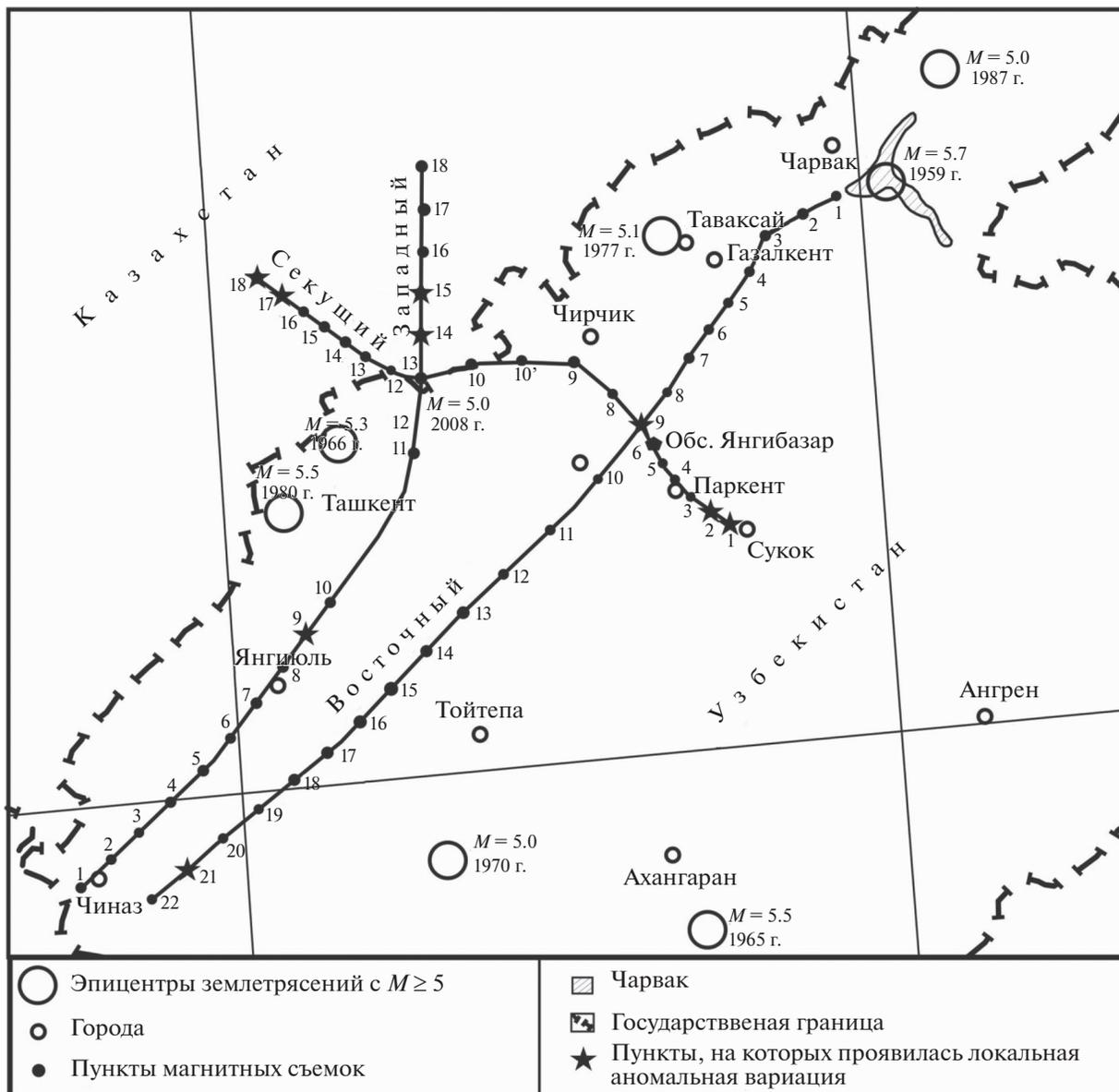


Рис. 2. Схематическая карта Ташкентского геодинамического полигона.

1990]. По полученным данным, с учетом результатов зарубежных исследователей, выявлены зависимости между параметрами предвестников и землетрясений для долго- и среднесрочных предвестников сильных землетрясений [Электрические..., 1983; Абдуллабеков, Шапиро, 1978; Абдуллабеков, Туйчиев, 2016; Abdullabekov, 1991; Абдуллабеков и др., 2016]. Были случаи успешного прогноза ряда сильных ($M \geq 5$) землетрясений на территориях Узбекистана и прилегающих сейсмоактивных регионов [Абдуллабеков, Туйчиев, 2016; Муминов, 1990].

С накоплением данных геомагнитных исследований на стационарных магнитных станциях и пунктах повторных наблюдений выявлены мно-

гочисленные локальные аномальные вариации геомагнитного поля на территориях Ташкентского и Ферганского геодинамического полигонов, обусловленные процессами на различных глубинах в земной коре и верхней мантии. Такой подробный анализ делается впервые. Причина в том, что в большинстве случаев они проявляются на территориях техногенных объектов, на отдельных пунктах повторных и стационарных измерений в виде кратко-, средне- и долгосрочных аномальных вариаций. Продолжительные (3–7 лет) аномальные вариации проявились на территориях, линейные размеры которых превышают 100–150 км и более. Рассмотрим результаты исследований по выявлению аномальных вариаций локального и

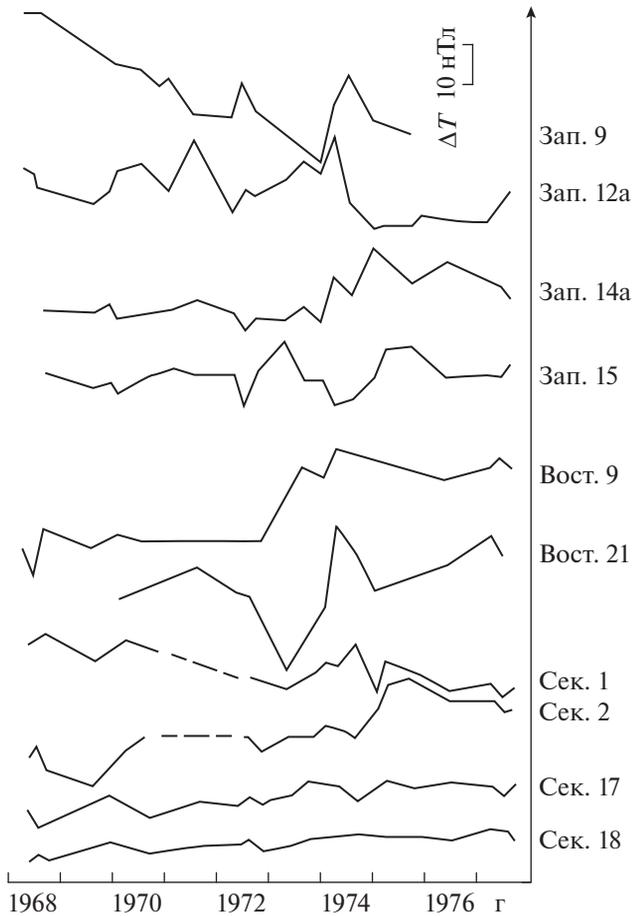


Рис. 3. Локальные вариации геомагнитного поля на пунктах Ташкентского геодинамического полигона, обусловленные приповерхностными источниками.

регионального характера на территориях геодинамических полигонов Узбекистана.

На рис. 3 приведены локальные аномалии геомагнитного поля на пунктах маршрутов ТГП. Аномальные вариации проявились на 8 пунктах (отмечены звездочкой) из 52, заложенных на полигоне в 1968–1970 гг. Как видно, изменения имеют разную форму, интенсивность, время проявления и продолжительность. Эти изменения отличаются даже на соседствующих пунктах (Сек. 1 и 2, 14^a и 15), расстояние между которыми не превышает 5 км. На некоторых пунктах (Зап. 9; Сек. 1 и 2) на фоне медленного изменения наблюдаются бухтообразные, синусоидальные, зигзагообразные аномальные изменения среднесрочного характера. Приведенные изменения проявляются на разных участках ТГП. Пункты (секущие 17 и 18), где изменения за время исследований происходят в пределах ошибки измерения, отражены на рис. 3.

Пример выявления локальных аномальных вариаций на двух стационарных магнитных станции

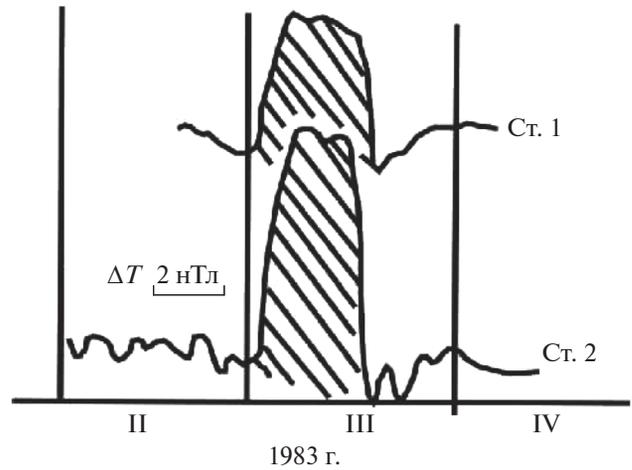


Рис. 4. Локальные изменения ΔT , зарегистрированные двумя станциями, расположенными на расстоянии 500 м друг от друга [Бердалиев, 1980].

ях ТГП приведен на рис. 4. Станции расположены на расстоянии 500 м друг от друга. Локальная аномалия бухтообразной формы с положительным знаком [Бердалиев, 1980]. Здесь на станции 1 аномалия имеет интенсивность порядка 2.5 нТл, а на станции 2 – 4.5 нТл. Продолжительность аномалии на обеих станциях одинаковая – около 17 дней. Аномалия выделена относительно магнитной обсерватории Янгибазар, расположенной на расстоянии 40 км.

Теперь о результатах выявления длиннопериодных региональных изменений геомагнитного поля на территории ТГП. Отметим, что за период 1989–1992 гг. на ТГП и прилегающих территориях ощутимых или сильных землетрясений не происходило, а также не наблюдалась активизация сейсмического фона. За рассматриваемый период на большинстве пунктов полигона отмечена бухтообразная аномалия отрицательного знака продолжительностью около 3 лет. Аномалия проявилась на 30 из 40 пунктов, расположенных, в основном, вдоль регионального Каржантауского разлома: вокруг чаши Чарвакского водохранилища и далее в юго-западном направлении по маршруту Чарвак–Газалкент–Таваксай–Чирчик–Майск–Гишткуприк–Сарыагач–Абайбазар–Яллама–Чиназ. Аномалия проявилась на 9 из 13 пунктов, расположенных по акватории Чарвакского водохранилища. На отрезке маршрута Чарвак–Чирчик–Гишткуприк–Сарыагач – на 10 из 14 и на отрезке маршрута Сарыагач–Абайбазар–Яллама–Чиназ – на 11 из 13 пунктов. На рис. 5 приведены изменения осредненных значений ΔT на пунктах по отмеченным отрезкам маршрута. Какие имеются особенности проявления этой региональной аномалии? Во-первых, амплитуда и продолжительность аномалии во времени умень-

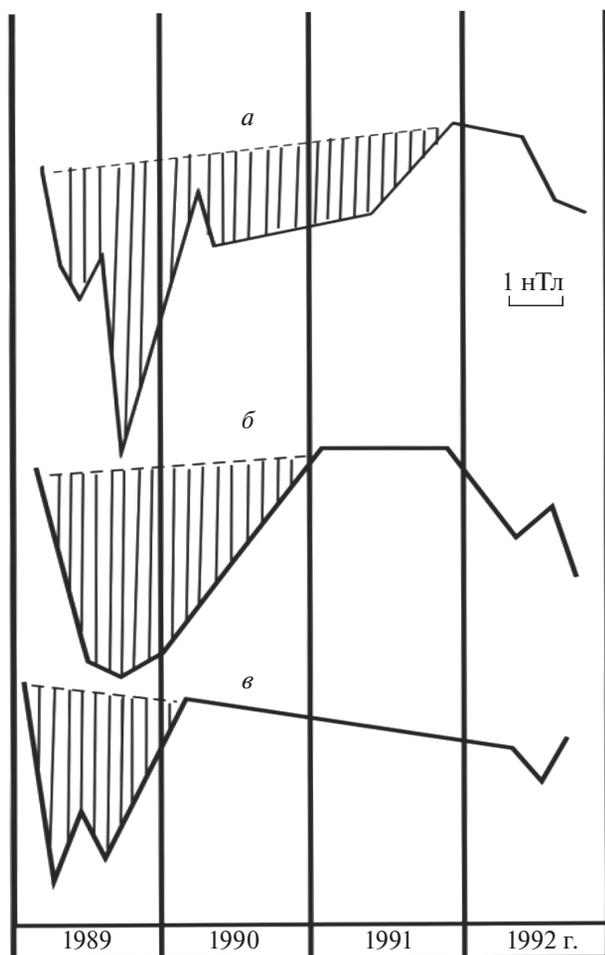


Рис. 5. Проявление бухтообразной региональной аномальной вариации геомагнитного поля на пунктах Ташкентского геодинамического полигона: *a* – в районе Чарвакского водохранилища; *b* – по маршруту Чарвак–Сарыагач; *v* – по маршруту Сарыагач–Чиназ.

шаются в юго-западном направлении. Если амплитуда аномалии на территории Чарвакского водохранилища 7 нТл при продолжительности около 3 лет (кривая *a* на рис. 5), то на отрезке Чарвак–Гиштакприк эти параметры имеют величину 5 нТл и около 2 лет (кривая *b* на рис. 5). На участке маршрута Гиштакприк–Чиназ – 4 нТл и 1 год соответственно (кривая *v* на рис. 5); во-вторых, от Чарвака до Чиназа, т.е. на расстоянии порядка 150 км амплитуда аномалии уменьшается всего на 3 нТл. Следовательно, можно предположить, что аномалия проявилась на большей протяженности, чем длина маршрута на полигоне. Судя по затуханию интенсивности аномалии на пунктах в юго-западном направлении, “фокус” источника аномалии находится в северо-восточном направлении от Чарвакского водохранилища; в-третьих, данная аномалия не проявилась на магнитных

станциях “Хумсан” и “Майск”. Первая расположена в 4 км к северу от Чарвакской плотины, вторая – на северной окраине пос. Майск. Отметим, что на этих станциях изменение поля разное и не совпадает как между собой, так и с локальными изменениями поля на близко расположенных пунктах повторных съемок. Избирательность проявления этой региональной аномалии на пунктах повторных съемок и стационарных наблюдений свидетельствует о том, что граница площади проявления аномалии имеет сложную конфигурацию в плане.

Первые пункты повторных наблюдений геомагнитных наблюдений по акватории крупного водохранилища Чарвак заложены в декабре 1973 г., т.е. до начала первого заполнения водохранилища. Наблюдения в 1973–1975 гг. проводились на 26 пунктах. Были заложены 8 пунктов повторных наблюдений вдоль автомобильной дороги Газалкент–Чимган–Юсупхана. В 1976 г. количество пунктов в районе водохранилища Чарвак увеличилось до 35 [Бердалиев, 1980]. На двух местах по акватории водохранилища в 1978 и 1981 гг. были установлены автономные магнитные станции непрерывного режима измерений [Цветков и др., 1977] с частотой измерения 1 ч.

При детальном анализе динамики и морфологии локального изменения поля в районе водохранилища за 1974–1979 гг. пункты разделились на три группы. По характеру изменения локального поля пункты объединились в зоны (рис. 6).

Зона “а” занимает южную часть исследуемой территории вдоль автомобильной дороги Газалкент–Чимган–Юсупхана. Зона “б” охватывает южную и юго-западную части. Всю остальную территорию исследований занимает зона “в”. Видно, что зоны сложной конфигурации. Изменение осредненных значений ΔT по трем зонам отражено на рис. 7.

В зоне “а”, наряду с квазисинусоидальным изменением, четко проявляется медленная трендовая составляющая. Величина трендовой составляющей – порядка 5.5 нТл за 6-летний период исследований.

Морфология высокочастотной части изменения поля в зоне “б” несколько отличается от морфологии в двух других зонах. Здесь небольшое трендовое изменение наблюдается в 1974–1976 гг. и далее оно исчезает (см. кривую среднегодовых значений – пунктирная линия).

Синусоидальное изменение наиболее интенсивно в зоне “в”. Здесь трендовая составляющая такая же, что и в зоне “б”. Квазисинусоидальное аномальное изменение во всех трех зонах проявляется в 1974–1976 гг. с минимальным значением в середине 1976 г. Далее до 1979 г. среднегодовое значение поля меняется незначительно.

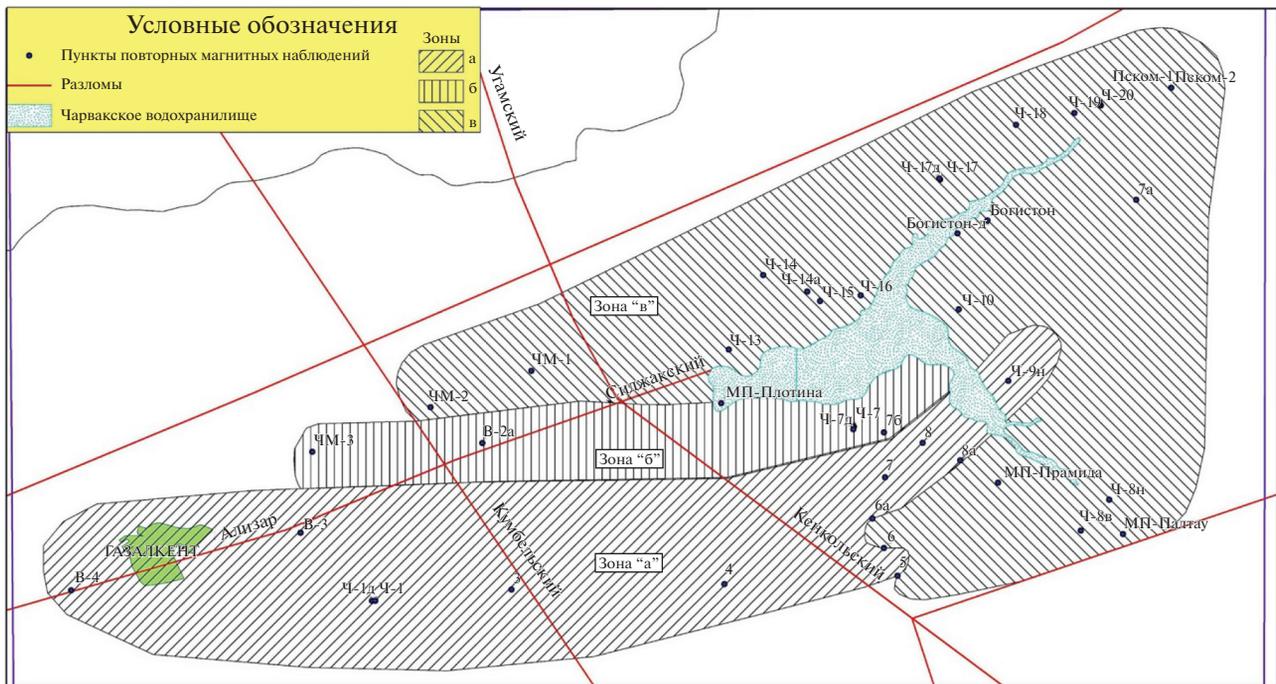


Рис. 6. Разделение территории в районе водохранилища Чарвак по характеру изменения геомагнитного поля.

Рассмотрим результаты геомагнитных исследований на территории ТГП за период 2004–2019 гг. Измерения проводились на пунктах, расположенных в зоне регионального Каржантауского разлома. Маршрут охватывает также эпицентральную зону Таваксайского землетрясения 1977 г., акваторию Чарвакского водохранилища (рис. 8). Измерения геомагнитного поля проводились на 29 пунктах.

Отметим, что по характеру изменения магнитного поля пункты разделились на три зоны. Общее для них – отсутствие каких-либо резких изменений ΔT . В первую зону вошли 14 пунктов (рис. 9). Здесь магнитное поле медленно уменьшается. На рис. 9 приведено уменьшение среднего значения ΔT по 14 пунктам (1 зона). Как видно, уменьшение монотонное и градиент уменьшения в среднем 0.7 нТл/год. Во второй зоне 9 пунктов. Здесь (см. рис. 9) среднее значение ΔT почти не меняется до 2016 г. и, начиная с 2017 г., наблюдается незначительное уменьшение ΔT . В третью зону вошли 7 пунктов (кривая 3, см. рис. 9). Она охватывает юг, юго-восточную часть исследуемой территории. Среднее значение ΔT до 2008 г. остается без изменений. За период 2009–2011 гг. поле незначительно меняется в бухтообразной форме, с возвращением к исходному уровню в конце 2011 г. С 2012 г. поле начинает монотонно уменьшаться. За этот период градиент уменьшения составляет 1.9 нТл/год.

Во всех трех зонах в течение 2016–2019 гг. изменение приобретает одинаковый характер, и наблюдается медленное уменьшение ΔT . Поэтому изменение поля за этот период рассмотрено отдельно.

Отметим, что в 2016 г. были заложены дополнительные пункты повторных съемок, и их количество возросло до 48. Схема расположения пунктов приведена на рис. 10. В данном случае пункты по характеру изменения поля разделились на две зоны (см. рис. 10). В первую, которая протягивается с юго-запада на северо-восток (зона “а”), вошли 34 пункта. Изменение среднего значения ΔT по зоне приведено на рис. 11 (кривая 1). Как видно, изменение в этой зоне отрицательное. За период с мая 2016 по июнь 2017 гг. поле не меняется, а с июня 2017 по август 2017 гг. оно уменьшилось почти на 5 нТл и на этом уровне сохраняется до июня 2019 г.

Вторая зона (зона “б”) (кривая 2, см. рис. 11) занимает северо-восточную часть исследуемой территории. Она охватывает северо-восточную часть первой зоны с севера, востока и юга.

Здесь среднее значение поля составляет 2.2 нТл при изменении за период исследований от 0 до 5 нТл.

Итак, исследования, проведенные на территории ТГП, начиная с 1973 по 2019 гг., выявили локальные аномальные изменения геомагнитного поля различного характера, интенсивности, продолжительности и размера площади проявления. Такой массовый характер и убедительная реги-

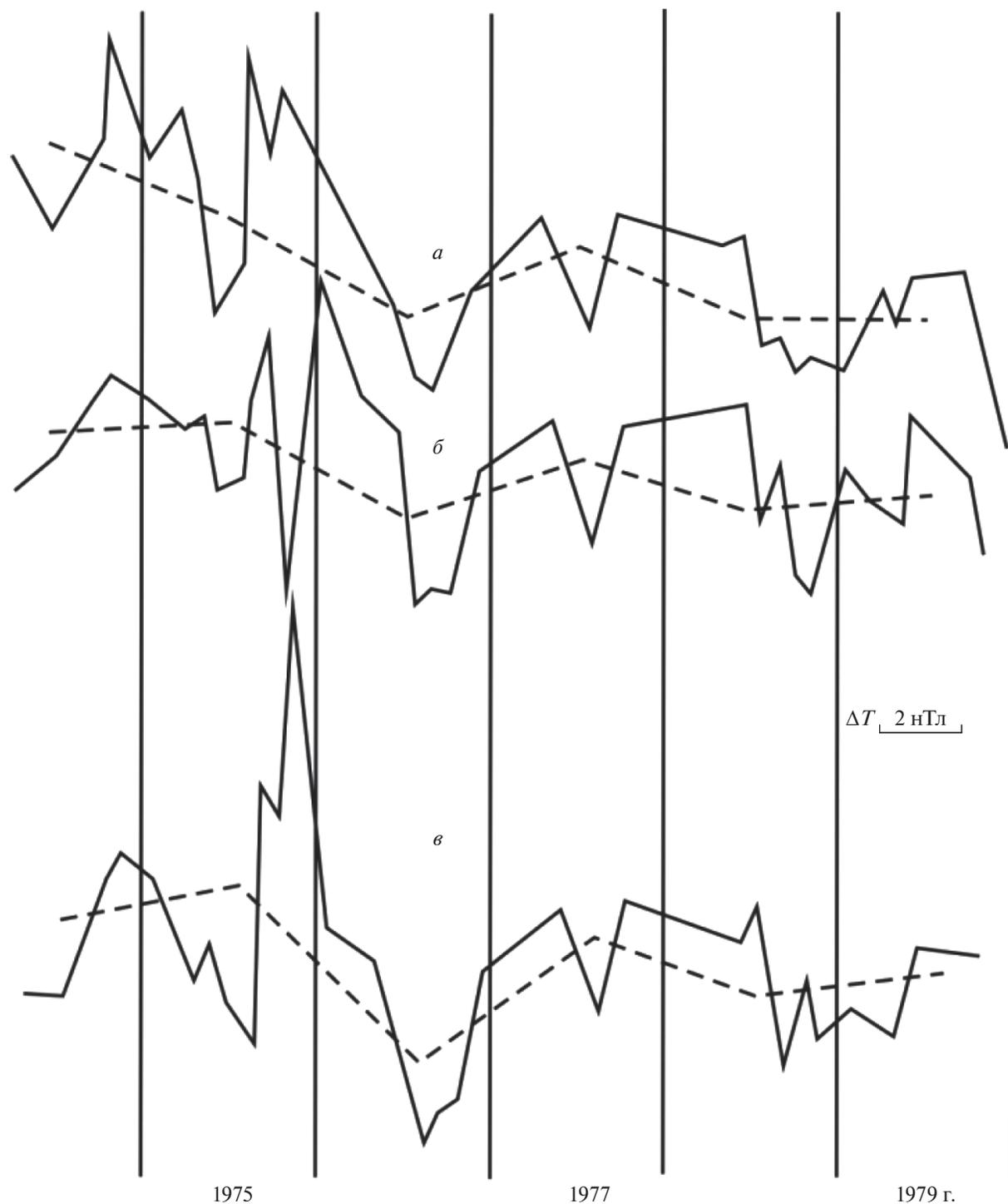


Рис. 7. Динамика локального изменения магнитного поля в районе Чарвакского водохранилища. Изменение значений ΔT : сплошная линия – среднемесячных, пунктирная – среднегодовых.

страция локальных вариаций геомагнитного поля в мировой практике геомагнитных исследований осуществлена впервые.

Зарегистрированные локальные вариации имеют различную интенсивность, форму прояв-

ления, продолжительность и размер по площади. Подробный анализ площади и времени проявления локальных аномалий показал отсутствие какой-либо связи их с геолого-тектоническими, гидрогеологическими, геоморфологическими осо-

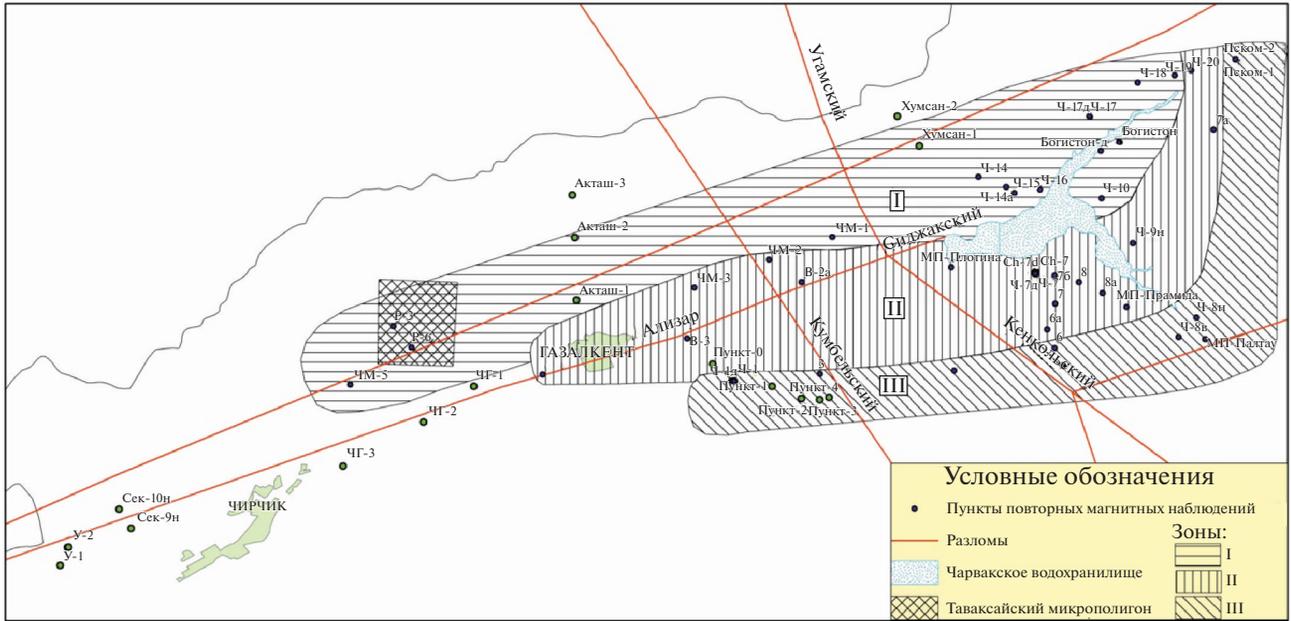


Рис. 8. Выделенные зоны по характеру изменения ΔT .

бенностями исследованных территорий. Они также не связываются с геофизическими особенностями земной коры, сейсмическим режимом или отдельными сильными землетрясениями, произошедшими в регионе. Каталог сильных ($M \geq 5$) землетрясений на территории ТГП за период 1959–2008 гг. приведен в табл. 2.

Локальные вариации подобного характера зарегистрированы также и на территории ФГП. На территории Восточной Ферганы на площади порядка 6 тыс. км² (рис. 12) в течение 1979–1989 гг. были организованы специальные высокоточные геомагнитные исследования. В данном случае частота повторных измерений на 40 пунктах составляла 2 раза в месяц.

Были задействованы три станции стационарного режима вблизи населенных пунктов Таш-Ата, Андижан (Боги Шамол) и Маданият, расположенные в субмеридиальном направлении, с расстоянием между ними порядка 30 км. Первая локальная вариация зарегистрирована на магнитной станции Маданият. Бухтообразная вариация положительного знака началась примерно с марта 1982 г. и завершилась в конце марта 1983 г. (рис. 13).

Амплитуда вариации – порядка 4 нТл. Максимум отмечается в конце октября 1982 г. Завершение этой вариации в апреле – резкое начало бухтообразной вариации отрицательного знака продолжительностью порядка 2 мес., завершается она в конце мая, амплитуда – около 2 нТл. Очередная вариация на станции наблюдается с середины апреля до середины августа 1986 г. Форма синусоидальная, период – 4 мес., амплитуда – 3.5 нТл.

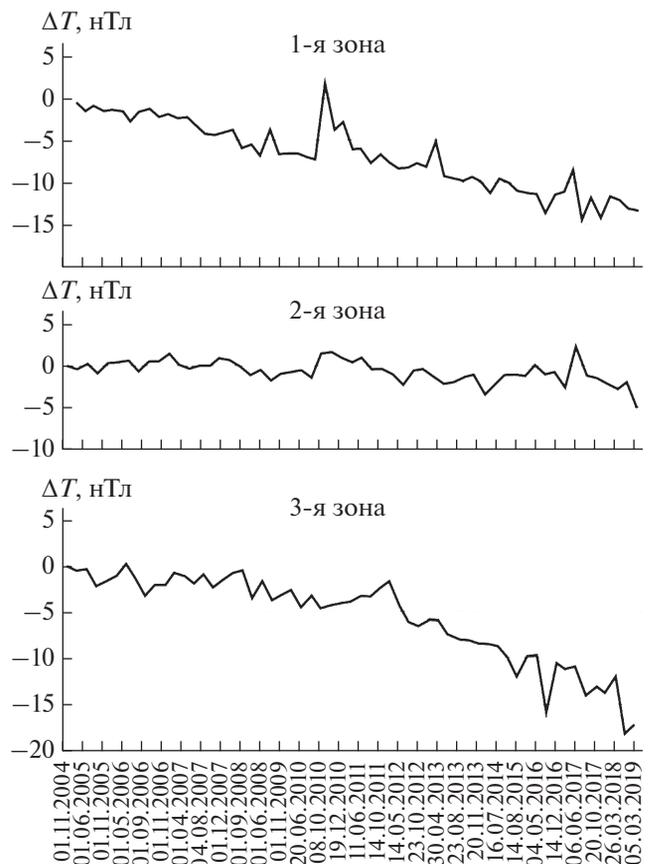


Рис. 9. Изменение средних значений ΔT на выделенных зонах.

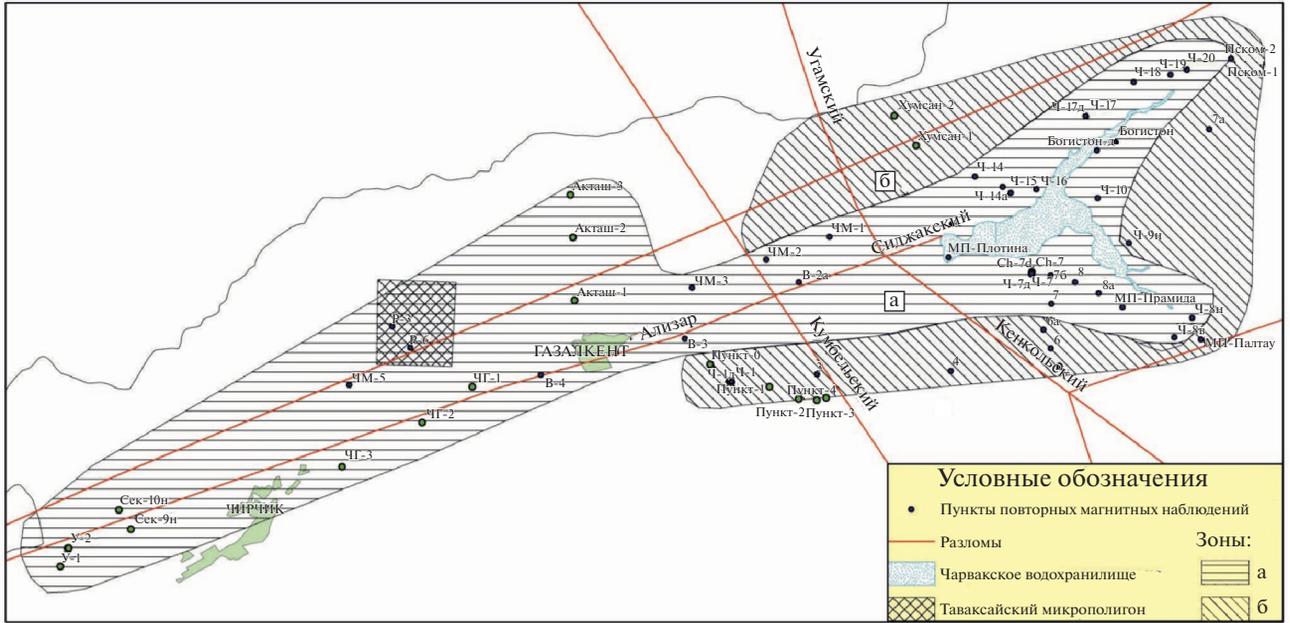


Рис. 10. Выделенные зоны по характеру изменения ΔT .

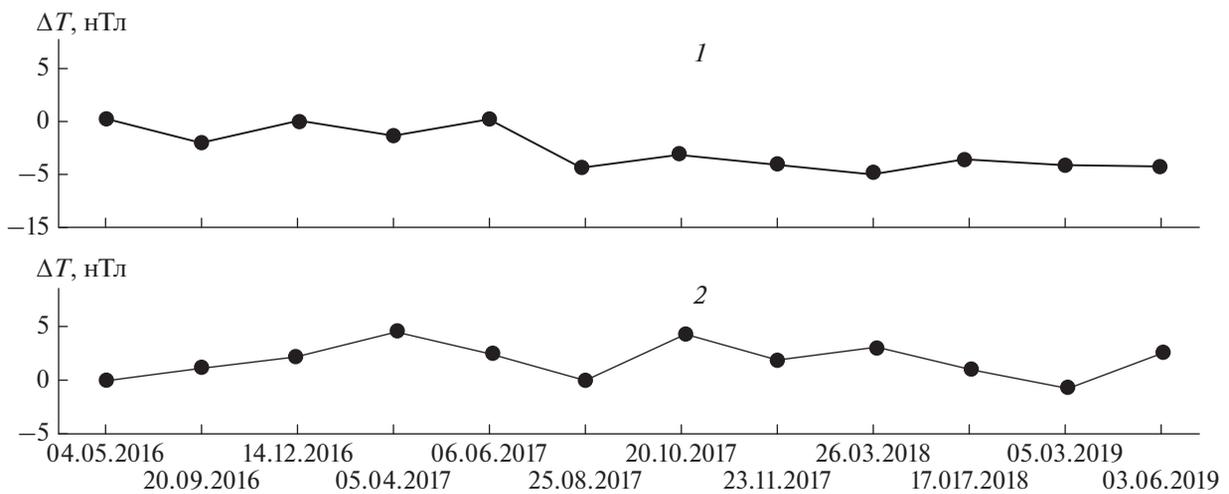


Рис. 11. Изменение средних значений ΔT на выделенных зонах.

Следующая аномалия проявляется с начала января до конца апреля 1988 г. Форма бухтообразная, продолжительность – 4 мес., амплитуда 2.5 нТл.

На станции Таш-Ата локальная аномалия наблюдалась только один раз в апреле–мае 1983 г. Форма – бухтообразная отрицательного знака, интенсивность 1.5 нТл (рис. 14).

На станции Андижан (Боги Шамол) за период 1979–1992 гг. локальная аномалия ни разу не происходила.

На отмеченных 40 пунктах повторных съемок локальная вариация впервые отмечена на пункте

№ 30 (рис. 15). Здесь на фоне медленного роста ΔT в течение 1982–1985 гг. наблюдается бухтообразная вариация отрицательного знака с интенсивностью порядка 14 нТл, с минимумом в январе 1984 г. Это самая продолжительная и большая по интенсивности локальная аномалия, наблюдаемая на пунктах повторных съемок на территории Восточно-Ферганского полигона.

Впервые на территории геодинамических полигонов Узбекистана выделены новые длиннопериодные изменения, проявившиеся в большом количестве пунктов повторных наблюдений.

Таблица 2. Каталог сильных ($M \geq 5$) землетрясений на территории Ташкентского геодинамического полигона за период 1959–2008 гг.

Год	Землетрясение	Магнитуда	Баллы по шкале MSK-64	Глубина, км
1959	Бурчмуллинское	5.7	8	13
1965	Коштепенское	5.5	7	11
1966	Ташкентское	5.3	8	8
1970	Пскентское	5.0	7	20
1977	Таваксайское	5.1	7	25
1980	Назарбекское	5.5	8	12
1987	Алтынтепинское	5.0	7	5
2008	Ташкентское	5.0	6–7	10

Анализ локальных изменений на территории Восточно-Ферганского полигона показал, что по характеру этих изменений площадь полигона разделилась на три зоны (см. рис. 12). В первую вошли станции Андижан (Боги Шамол), Маданият и ряд пунктов повторных наблюдений. В пунктах, включая станцию Маданият, – отсутствие каких-либо локальных изменений по отношению к станции Андижан (Боги Шамол). Эта зона составляет западную часть территории полигона.

Во вторую зону вошли 16 пунктов (кривая 1, рис. 16), среднее длиннопериодное изменение поля следующее. В 1980, 1981 гг. ΔT уменьшается. Затем до 1985 г. наблюдается рост значения ΔT . После незначительного уменьшения поля в 1986 г. вновь начинается возрастание. Общая амплитуда изменения за 1979–1988 гг. – порядка 5.5 нТл. Наибольшая амплитуда изменений в северных (№ 27–30) пунктах со значениями 8.0–9.5 нТл.

В третью зону вошли 15 пунктов. Здесь в 1980–1981 гг. поле также уменьшается, с минимальным значением в 1980 г. (кривая 2, см. рис. 16). Далее до 1983 г. оно возрастает, затем опять уменьшается до 1987 г. Изменение поля в этой зоне синусоидальной формы, период порядка 7.5 лет. Средняя величина амплитуды 5.3 нТл. Наибольшая амплитуда изменения наблюдается в центральной части на пунктах 3, 4, 19 и 22, где значение составляет 6–7 нТл. Зона занимает восточную часть полигона.

Отметим, что границы между выделенными зонами сложной конфигурации, особенно между II и III зонами.

Ширина зон разная на различных участках полигона. Судя по медленному затуханию интенсивности поля в пределах II и III зон, площадь проявления локальных аномалий, видимо, выходит за пределы территории исследований.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выявлены многочисленные локальные аномальные изменения, обусловленные процессами, происходящими, видимо, на различных глубинах

в земной коре и верхней мантии. Об этом свидетельствуют вышеприведенные результаты – итоги высокоточных, частых (от 1 раза в 15 дней до 3–4 раза в году) измерений поля на пунктах повторных съемок и функционирование многочисленных магнитных станций стационарного режима на территориях геодинамических полигонов Узбекистана.

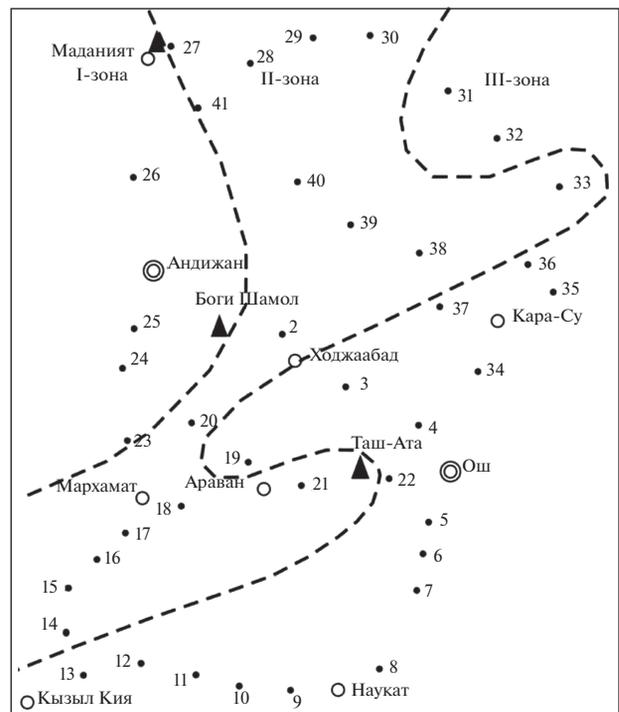


Рис. 12. Выделенные зоны длиннопериодных изменений геомагнитного поля на территории Восточно-Ферганского полигона: зачерненные кружки – пункты повторных магнитных съемок; зачерненные треугольники – пункты стационарных магнитных наблюдений; пунктир – линия границы между выделенными зонами; полые кружки – населенные пункты.

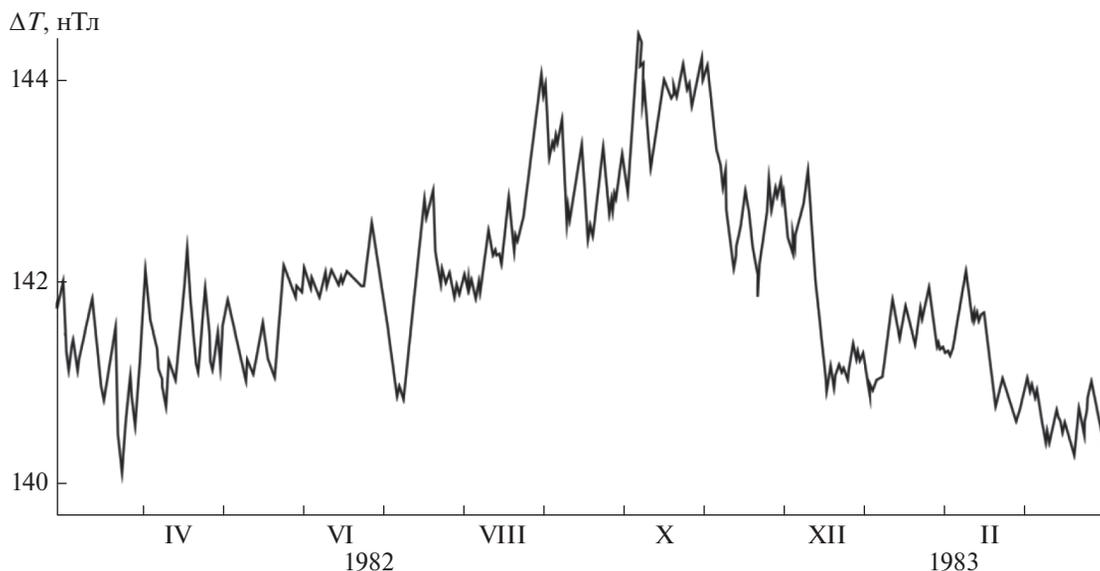


Рис. 13. Локальное изменение ΔT , зарегистрированное на станции “Маданият”.

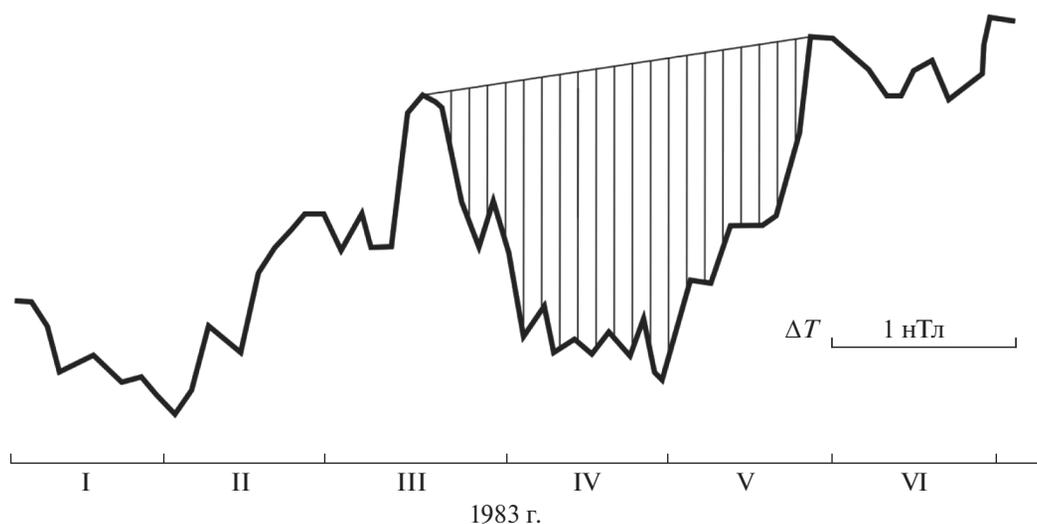


Рис. 14. Локальная anomальная вариация геомагнитного поля на станции Таш-Ата.

Итак, локальные anomальные вариации проявляются на территории с линейными размерами от первых единиц до 100 км и более.

Формы проявления локальных anomалий в большинстве случаев – бухтообразная, синусоидальная, трендовая. Бухтообразная и трендовая формы имеют как положительный, так и отрицательный знаки. Их интенсивность может составлять от 2–3 до 25 нТл и более. В случае проявления в виде тренда градиент изменения составляет от 0.5–1.0 до 3 нТл/год и более.

Как показывают результаты длительных наблюдений на территории ТГП, в частности в рай-

оне Чарвакского водохранилища, форма проявления, размеры площади, интенсивность anomалий не постоянные. Все они меняются со временем. В связи с этим не представляется возможным их связывать с геолого-тектоническими, геофизическими особенностями исследованных территорий. Что касается природы этих anomальных вариаций, то в приведенном обзоре литературных данных о природе ничего не говорится [Золотов, 1970] или отмечается, что они могут быть связаны с эффектом пьезомагнетизма, токами электрокинетической природы, теллурическими токами, термо ЭДС [Шапиро, 1986; Мухамадеева и др., 2014]. Как видно, данные по исследованию

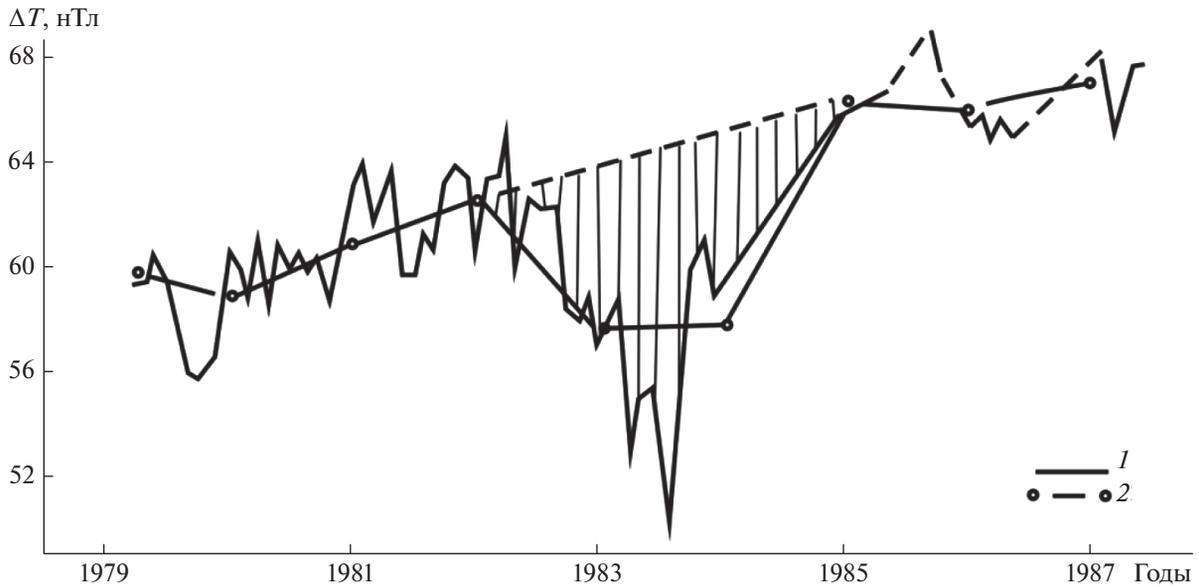


Рис. 15. Локальная вариация ΔT на пункте повторных наблюдений № 30 Восточно-Ферганского полигона. Значения: 1 – среднемесячные, 2 – среднегодовые.

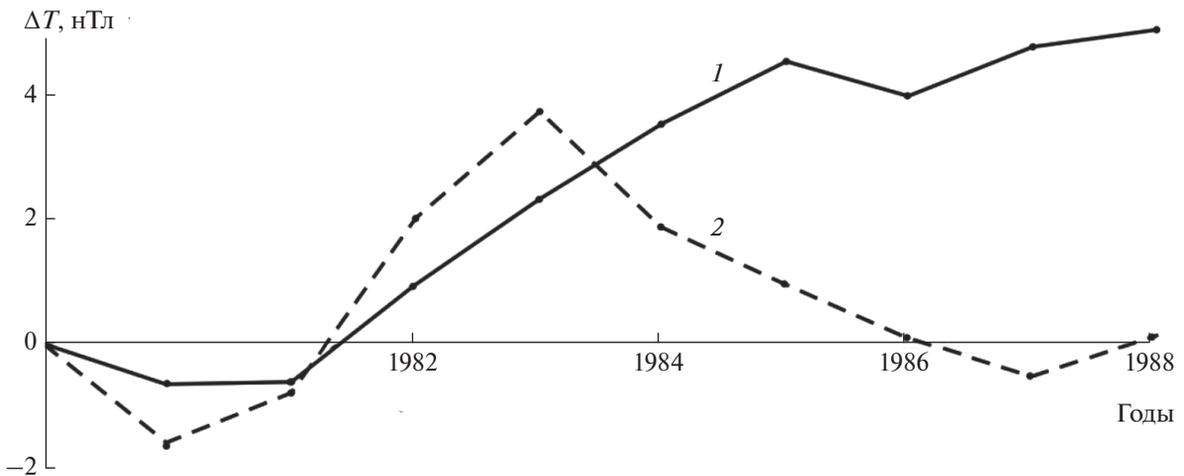


Рис. 16. Характер длиннопериодных изменений поля на выделенных зонах Восточно-Ферганского полигона.

АВХ немногочисленны и высказывания о природе этих аномалий также на уровне предположений. Для обоснования каждого из отмеченных механизмов требуется проведение специальных геолого-тектонических, гидрогеологических, геофизических и других исследований.

Локальные аномалии регионального характера на территориях восточной Ферганы и ТГП, кроме перечисленных возможных механизмов, не приурочены также к зонам аномальной электропроводности, которые были выявлены в работах [Бабаджанов и др., 1986; Муминов и др., 1986]. Более мелкие по площади проявления локальные аномалии, например в районе Чарвакского водо-

хранилища, не могут быть объяснены эффектом пьезомагнетизма, электрокинетикой, теллурическими или термоэлектрическими токами. Также не поддается объяснению за счет геолого-тектонических, гидрогеологических и геофизических условий района.

Самые малые по линейным размерам локальные аномалии на единичных пунктах повторных съемок и на некоторых станциях стационарных наблюдений – аномальные вариации, зарегистрированные впервые в достаточно большом количестве случаев. Линейные размеры проявления этих аномалий – 3–5 км. Иногда на фоне медленных длиннопериодных изменений геомагнитно-

го поля на определенной площади может проявляться очень локальная аномальная вариация на одном или нескольких пунктах. Они выявлены также на пунктах стационарных магнитных наблюдений. Отметим, что на большинстве геодинамических полигонов бывшего Союза геомагнитные исследования проведены с целью выявления предвестников сильных землетрясений, т.е. сейсмомагнитного эффекта. Выявленные локальные аномальные вариации без сейсмического события были восприняты как “ложная тревога”. На них не было обращено серьезного внимания из-за редкости случаев их выявления, поскольку измерения геомагнитного поля на полигонах проводились в редком случае раз в квартал, в большинстве же случаев 1–2 раза в году. Еще одной из причин является большая величина ошибки выделения аномальных вариаций на начальном этапе (60–70-е гг. прошлого столетия) исследований.

В последнее время появилось и стало развиваться новое направление в геофизике – приповерхностная геофизика. В качестве объектов исследований она рассматривает явления и процессы, протекающие в приповерхностной части земной коры до глубин порядка 10 км и приповерхностном слое атмосферы также толщиной порядка 10 км. Выбор такого интервала глубины земной коры и атмосферы связан с тем, что именно в этом интервале концентрируются наиболее опасные явления природного и техногенного происхождения [Адушкин, Спивак, 2019].

Здесь Земля со всеми геосферами и геофизическими полями представляет единую динамическую систему, где они, взаимодействуя между собой, обмениваются массой и энергией. Во взаимодействии могут участвовать геофизические поля: гравитационное, тепловое, электрическое и магнитное поле Земли, поля эманацй подземных флюидов, сейсмические и акустические колебания и т.д. [Итоги..., 1966].

Часть полученных нами результатов на территориях геодинамических полигонов Узбекистана, видимо, следует рассматривать как объект приповерхностной геофизики. Предположим, что выявленные вариации геомагнитного поля регионального характера (рис. 8, рис. 9) обусловлены процессами в глубинной части земной коры и верхней мантии и, возможно, имеют токовую природу. Другая группа – аномальные вариации геомагнитного поля локального характера (рис. 1, рис. 2, рис. 5, рис. 6, рис. 7, рис. 11), возможно, обусловлены изменением физико-механических свойств среды и динамики ее флюидопотоков, вызывающих токовые системы вблизи земной поверхности. Наиболее подходящим объяснением природы аномальных вариаций локального характера может служить предположение о возможном существовании на поверхности Земли токов

“утечки” из ядра Земли [Итоги..., 1966] или о динамике флюидопотоков, которые также создают токовую систему вблизи земной поверхности [Адушкин, Спивак, 2019]. В данном случае для подтверждения обоих отмеченных или других механизмов образования аномальных вариаций геомагнитного поля необходимо провести специальные детальные геомагнитные исследования. Так, их проведение требует длительное время и может составлять 8–10 лет и более. Эти исследования необходимо будет организовывать путем стационарных непрерывных измерений на нескольких пунктах и частых повторных площадных съемок геомагнитного поля. Для определения механизма проявления локальных аномальных вариаций геомагнитного поля следует также организовать или привлечь данные по исследованию сейсмомеханики, электродинамики, гидродинамики и других физических полей Земли.

ВЫВОДЫ

На территориях геодинамических полигонов Узбекистана в течение более 50 лет проведены высокоточные геомагнитные исследования методами повторных маршрутных площадных съемок в комбинации со стационарными режимными измерениями геомагнитного поля. В результате выявлены локальные аномальные вариации геомагнитного поля, обусловленные процессами на различных глубинах в земной коре и верхней мантии. Они обладают широким пространственно-временным и амплитудным спектром. Форма проявления их также разнообразная. Детальный анализ показал, что они не связаны с конкретными сильными землетрясениями, сейсмическим режимом исследованных территорий, а также с деятельностью подземных естественных газохранилищ, крупных водохранилищ и эксплуатируемых нефтяных и газовых месторождений. Наблюдается их динамика во времени и пространстве, иногда – наложение короткопериодных аномалий на более длиннопериодные.

Для определения природы этих локальных аномальных вариаций необходимо организовать, видимо, специальные длительные геофизические (магнитные, электромагнитные), геотектонические, гидрогеологические и другие исследования на территориях сейсмически активных регионов, геодинамических полигонов. Необходимость организации и проведения этих исследований продиктована важностью определения природы проявления отмеченных локальных аномальных вариаций геомагнитного поля. Последние по многим параметрам сопоставимы с параметрами выявленных аномальных вариаций геомагнитного поля, обусловленных процессами подготовки сильных ($M \geq 5$) землетрясений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абдуллабеков К.Н., Бердалиев Е.Б., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Первые результаты геомагнитных исследований в районе газового месторождения Шуртан // Узб. геол. журн. 1994. № 2. С. 16–18.
- Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов. Т.: Фан. 1975. 128 с.
- Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Результаты многолетних исследований аномальных вариаций геомагнитного поля, обусловленных сейсмогеодинамическими и техногенными процессами // Геология и минеральные ресурсы. 2016. № 4. С. 56–60.
- Абдуллабеков К.Н., Туйчиев А.И. Особенности проявления предвестников землетрясений с расстоянием и размеры геотектонических блоков // Докл. АН РУз. 2016. № 3. С. 59–61.
- Абдуллабеков К.Н., Шапиро В.А. Наблюдения вариаций геомагнитного поля во время Газлийского землетрясения 17 мая 1976 г. // Геомагнетизм и аэрономия. 1978. Т. ХУІІІ. № 1. С. 177–179.
- Адушкин В.В., Спивак А.А. Проблемы взаимодействия геосфер и физических полей в приповерхностной геофизике // Физика Земли. 2019. № 1. С. 4–15.
- Бабаджанов Т.Л., Басов М.Д. и др. Южно-Тянь-Шаньская аномалия электропроводности // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 7. С. 79–90.
- Барсуков О.М. и др. О природе одной из аномалий векового хода магнитного поля Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1968. № 9. С. 85–87.
- Бердалиев Е. Локальные изменения геомагнитного поля и их связь с сеймотектоническими процессами в земной коре. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М. 1980. 27 с.
- Вольхин А.М., Брагин В.Д., Zubovich A.B и др. Проявление геодинамических процессов в геофизических полях. М.: Наука. 1993. 158 с.
- Золотов И.Г. О разделении векового хода на гладкую и случайные части. Тез. докл. VIII конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. М. 1970. С. 23–26.
- Итоги науки. Геофизика. М. 1966. 326 с.
- Мунинов М.Ю. Пространственно-временные особенности проявления сейсмомагнитного эффекта в Узбекистане в прогнозировании землетрясений. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. Т. 1990. 30 с.
- Мунинов М.Ю., Шапиро В.А., Абдуллабеков К.Н. Региональная аномалия электропроводности по материалам высокоточной магнитометрии в Узбекистане // Узб. геол. журн. 1986. № 6. С. 20–23.
- Мухаммадеева В.А., Воронцова Е.В., Лазарева Е.А. Исторические аспекты геомагнитных наблюдений на Бишкекском геодинамическом полигоне. Тез. докл. шестого Междунар. симпоз. “Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов”. Бишкек. 2014. С. 207–211.
- Орлов В.П., Соколов В.П. Вековой ход геомагнитного поля и его аномалии. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука. 1965. С. 27–34.
- Туйчиев А.И. Аномальные изменения геомагнитного поля, обусловленные сейсмогеодинамическими техногенными процессами на территории Узбекистана // Геология и минеральные ресурсы. 2007. № 3. С. 52–54.
- Цветков Ю.П., Поляков В.В. и др. Протонный магнитометр ПМ-001 // Геомагнитное приборостроение. М.: Наука. 1977. С. 3–8.
- Шапиро В.А. О природе аномалий векового хода геомагнитного поля. Тез. докл. III Всесоюз. съезда по геомагнетизму. Киев. 1986. С. 89–90.
- Шапиро В.А., Борисова З.И. Аномалии векового хода на Среднем Урале. Мат.-лы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Баку. 1973. С. 144–145.
- Электрические и магнитные предвестники землетрясений / Под ред. Головкина В.П. Т.: Фан. 1983. 135 с.
- Abdullabekov K.N. Electromagnetic phenomena in the earth's Crust / A.A. Balkema. Rotterdam, Netherlands. 1991. 169 p.

Variations in the Geomagnetic Field Caused by the Different-Depth Processes in the Earth's Crust and Upper Mantle

S. Kh. Maksudov^a, K. N. Abdullabekov^a, A. I. Tuichiev^a, and V. R. Yusupov^a, *

^aInstitute of Seismology, Academy of Sciences of the Republic of Uzbekistan, Tashkent, 100128 Uzbekistan

*e-mail: valijon.yusupov@mail.ru

The results of geomagnetic studies in the Tashkent and Fergana geodynamic test sites, Uzbekistan, are presented. Anomalous variations in the geomagnetic field caused by the processes occurring at different depths in the Earth's crust and upper mantle are analyzed in detail. By the linear size, the variations are divided into regional (100 km and larger) and local (1 to 5 km and larger). Regional anomalous variations manifest themselves in the sinusoidal, bay-like, and trend forms and last for one to seven years. In the trend type of variations, the gradient is 0.5–2.0 nT/yr. Local anomalous variations typically have sinusoidal and bay-like shape. The bay anomaly has a positive and negative sign, and the change is reversible. The intensity of the anomalies ranges from 2 to 25 nT and the duration is from 10–15 days to three years or even longer. The local anomalous variations are neither precursory nor technogenic. This type of the anomalies was for the first time revealed in abundance in the geodynamic test sites in Uzbekistan. The analysis of the data for the past 40–50 years has shown the absence of any information on this type of anomalous variations. They can neither be explained by

the conventional mechanisms forming the secular behavior of the geomagnetic field, nor by lithologic composition of rocks, tectonics, hydrogeological conditions, and geophysical fields of the studied territories. One of the peculiarities of local anomalous variations of this type is that they can change in time, in shape, in size of the area, in intensity, and in sign. We have studied the published data relevant to the anomalies of secular variation of the geomagnetic field. However, unfortunately, these data provide almost no information on the origin of local anomalous variations discussed in our work.

Keywords: Earth's crust, mantle, magnetic field, local and regional anomalous variation, amplitude, duration, geodynamic test site

УДК 551.24.02:551.243

ТРЕХМЕРНАЯ ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАМЧАТКИ

© 2021 г. В. Г. Бондур^{1,*}, М. Б. Гохберг^{1,2}, И. А. Гарагаш^{1,2}, Д. А. Алексеев^{1,2,3,4}

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”,
г. Москва, Россия

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

³Московский физико-технический институт (государственный университет),
г. Долгопрудный, Московская обл., Россия

⁴Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 20.04.2020 г.

После доработки 09.11.2020 г.

Принята к публикации 03.12.2020 г.

Создана трехмерная геомеханическая модель Камчатки. Модель включает в себя разломную тектонику и основные структурные границы, такие как поверхности Мохо и астеносферы, а также дневную поверхность, с учетом горного рельефа и батиметрии. Модель нагружена силами собственного веса, температурными напряжениями и горизонтальными тектоническими усилиями, вызванными движением тектонических плит. Полученные распределения максимальных касательных напряжений, накопленной энергии сдвига и параметра Лоде–Надаи позволили оценить тип напряженного состояния (растяжение/сжатие/сдвиг) и охарактеризовать энергонасыщенность литосферы, а также проследить корреляцию последней с сейсмичностью региона.

Ключевые слова: геомеханическое моделирование, Камчатка, земная кора, напряженно-деформированное состояние, сейсмоопасные территории, землетрясения.

DOI: 10.31857/S000233721030042

ВВЕДЕНИЕ

Одной из наиболее актуальных проблем современной геофизики является предупреждение и снижение последствий таких опасных природных катастроф, как землетрясения, которые вызывают большое число человеческих жертв и приводят к значительному материальному ущербу. Для решения этой проблемы необходимо изучать закономерности сейсмичности в различных сейсмоопасных регионах и выявлять предвестники землетрясений, проявляющиеся в аномалиях различных физических полей [Соболев, Пономарев, 2003], например, в вариациях параметров ионосферы [Бондур, Смирнов, 2005; Бондур и др., 2007], в изменениях полей температуры [Бондур, Воронова, 2012], деформациях линейментов, регистрируемых по космическим изображениям [Бондур, Зверев, 2005; 2007]. При этом необходимо использовать различные подходы к мониторингу сейсмоопасных территорий [Соболев, Пономарев, 2003; Акопян и др., 2017; Бондур, Смирнов, 2005; Бондур, Зверев, 2005; 2007; Бондур и др., 2007].

Изучению закономерностей сейсмичности посвящено большое количество исследований, в

том числе опирающихся на анализ тех или иных геомеханических моделей. В частности, для сильнейших землетрясений, происходящих в субдукционных зонах, одной из наиболее распространенных моделей является модель “асперити” [Lay, Kanamori, 1981]. Эта модель предлагает объяснение различия характерных размеров очагов и периодов повторяемости катастрофических землетрясений, приуроченных к разным зонам субдукции, однако в ней не рассматриваются длительные переходные процессы, которые могут оказывать серьезное влияние на подготовку последующих сейсмических событий. Ограничения этой модели были частично преодолены в клавишно-блоковой модели сеймотектонических циклов [Lobkovsky et al., 1991], позволяющей описать геодинамическую эволюцию системы нависающих литосферных блоков, установить параметры цикличности сильнейших субдукционных землетрясений и проследить движение блоков на постсейсмической стадии. В последние годы данная модель нашла свое подтверждение прямыми наблюдениями с использованием глобальных навигационных спутниковых систем, в том числе и для Курило–Камчатской зоны субдукции [Лоб-

ковский и др., 2017]. Следует отметить, что названные выше модели описывают общий механизм сейсмотектонических процессов без привязки к особенностям конкретного региона.

В то же время для лучшего понимания геодинамического режима и сейсмической опасности той или иной территории могут оказаться полезны детальные геомеханические модели, учитывающие разломно-блоковое строение геологической среды и основные протекающие в ней деформационные процессы. Сейсмическая активность связана с медленными тектоническими движениями земной коры, формирующими геологические структуры и приводящими к накоплению в них значительной упругой энергии, которая разряжается в окружающее пространство в результате разрушения материала земной коры в тех ее местах, где тектонические напряжения достигают предела прочности естественным образом или в результате вмешательства человека [Триггерные эффекты..., 2010]. Поэтому в основе всех видов геомониторинга должен лежать анализ напряженно-деформированного состояния земной коры исследуемого района, которое складывается под действием многих факторов. Среди основных можно назвать горизонтальные и вертикальные тектонические движения, нескомпенсированный вес горного рельефа, вариации плотности, неравномерный нагрев. Перечисленные виды нагрузок взаимодействуют со сложной геофизической средой, главным признаком которой является разломно-блоковое строение, вертикальная реологическая расслоенность, наличие флюидов и горного рельефа.

Изучение сейсмотектонических процессов на Камчатке имеет важное практическое значение, связанное с оценкой сейсмической опасности и прогнозом землетрясений. Хотя сейсмичность этого региона преимущественно связана с зоной субдукционного слэба, а основная масса гипоцентров событий в пределах полуострова и у его Тихоокеанского побережья локализуется на достаточно большой глубине (свыше 40–50 км), имеются также проявления мелкофокусной сейсмичности, ассоциируемой с разломно-блоковой тектоникой верхних горизонтов земной коры [Гордеев и др., 2006]. В этой связи представляется, что для мониторинга и прогноза опасных геодинамических процессов должна использоваться подробная геомеханическая модель, отражающая разломно-блоковое строение и основные закономерности современной тектоники региона, обеспечивая возможность изучения процессов перераспределения напряженного состояния и выделения зон аккумуляции напряжений.

Настоящая работа посвящена созданию трехмерной (3D) геомеханической модели земной коры Камчатки. Построение модели выполнялось

на основе данных о структуре коры и геодинамических процессах, разломной тектоники, неоднородного строения фундамента и осадочной толщи. Такая модель дает возможность рассчитать напряженно-деформированное состояние региона. Знание напряженного состояния земной коры позволяет количественно оценить такие важные параметры, как сдвиговые напряжения и энергонасыщенность, отвечающие за сейсмическую активность [Гарагаш, 1991]. Полученные результаты в той или иной степени позволяют выделить области, в которых могут произойти сильные землетрясения, аналогично тому, как это было сделано при анализе напряженно-деформированного состояния Прикаспия [Лобковский и др., 2013а]. Также они могут послужить основой для организации системы наземно-космического мониторинга напряженного состояния участков земной коры на сейсмоопасных территориях.

ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМЧАТКИ

Авторами ранее был проведен цикл исследований сейсмичности Южной Калифорнии на основе ежемесячного расчета динамики параметров напряженного состояния в рамках детальной геомеханической модели Южной Калифорнии в работах [Бондур и др., 2010; 2016а; 2016б; 2020; Bondur et al., 2017]. Входными данными для модели является текущая сейсмичность (магнитуды событий) в движущемся с заданным шагом по времени трехмесячном окне. Каждое землетрясение рассматривается как новый дефект земной коры, приводящий к изменению эффективных механических свойств среды, что вызывает изменение напряженного состояния, перераспределение деформаций и плотности упругой энергии. Для оценки динамики этого процесса предложен параметр, являющийся мерой близости горных пород к пределу прочности. Анализ аномалий данного параметра позволил выделить предвестники ряда крупных сейсмических событий ($M > 7$), произошедших на данной территории в 2010 и 2019 гг. Вышеописанная технология и результаты ее внедрения, начиная с 2009 года, подробно обсуждаются в работах [Бондур и др., 2010; 2016а; 2016б; 2020; Bondur et al., 2017].

При построении геомеханической модели земной коры Камчатки исследовалась область, включающая юго-восточную часть Камчатского полуострова (Охотоморская литосферная плита), северо-западный край Тихоокеанской литосферной плиты, зону сочленения Курило-Камчатской и Алеутской зон субдукции. В полярной стереографической проекции область представляется прямоугольником с характерными размерами 700 на 850 км (рис. 1). Трансформация координат структурных элементов модели в рамках исполь-

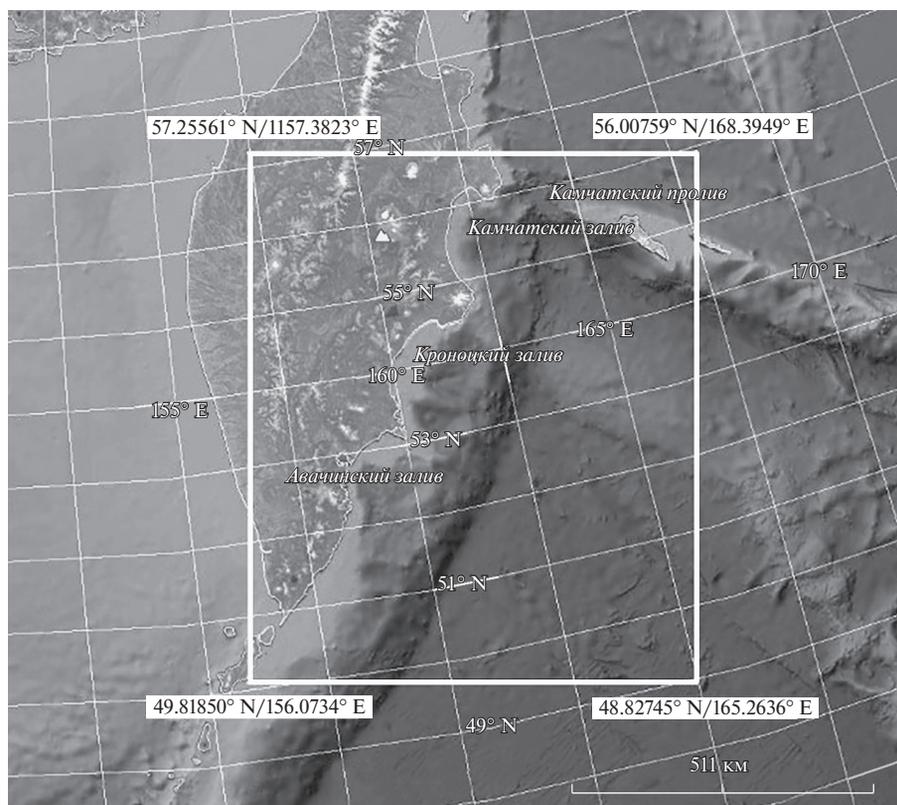


Рис. 1. Карта изучаемого района. Границы области моделирования показаны светлым прямоугольником.

зуемой проекции осуществлялась со следующими параметрами: осевой меридиан — 150° E; базовая широта — 70° N; масштабный фактор на базовой широте — 1; единицы измерения — метры; эллипсоид — WGS84. Прямоугольная сетка модели состоит из порядка 100 × 100 ячеек по горизонтали и 9 слоев по вертикали. Горизонтальные размеры ячеек составляют 5 × 5 км.

По глубине область моделирования разделялась на три слоя: кора, наастеносферная мантия и астеносфера. Верхней граничной поверхностью является дневная поверхность (рис. 2а). Граница Мохо построена по материалам ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» (рис. 2б).

Поверхность астеносферы для изучаемого региона рассчитывалась на основании данных о тепловом потоке с учетом внутренней структуры коры и тепловых свойств образующих пород, в предположении, что вертикальный тепловой поток через земную кору постоянен. Для этого использовалась база данных теплового потока Геологического института РАН, дополненная данными из базы Global Heat Flow Database (<https://ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database/data>) (рис. 3а). Предполагалось, что температура на границе астеносферы равна температуре солидуса 1200°C. В роли второго граничного условия выступает дневная поверхность с фиксированной

температурой на ней 0°C. В результате расчета определялась мощность литосферы в регионе, положение поверхности астеносферы (рис. 3б) и распределение температуры. Следует отметить, что построенная таким образом карта поверхности астеносферы является не слишком подробной и содержит погрешности, обусловленные недостаточной детальностью глобальных моделей теплового потока, но в целом отражает закономерный переход от мощной литосферы со стороны Евразии к более тонкой со стороны Тихого океана.

На рис. 4 показана окончательная расчетная геомеханическая модель Камчатского региона с включением границы астеносферы, созданная в программном коде FLAC^{3D} [Itasca, 2006].

Считается, что в общем случае горные породы ведут себя как упругопластические среды с предельным условием Друкера–Прагера:

$$f^s = 0, \quad f^s = \tau + q_\phi \sigma - k_\phi, \quad (1)$$

где: σ и τ — соответствующие инварианты тензора напряжений и его девиаторной части; q_ϕ — коэффициент трения; k_ϕ — сцепление; условие (1) описывает поверхность в пространстве напряжений.

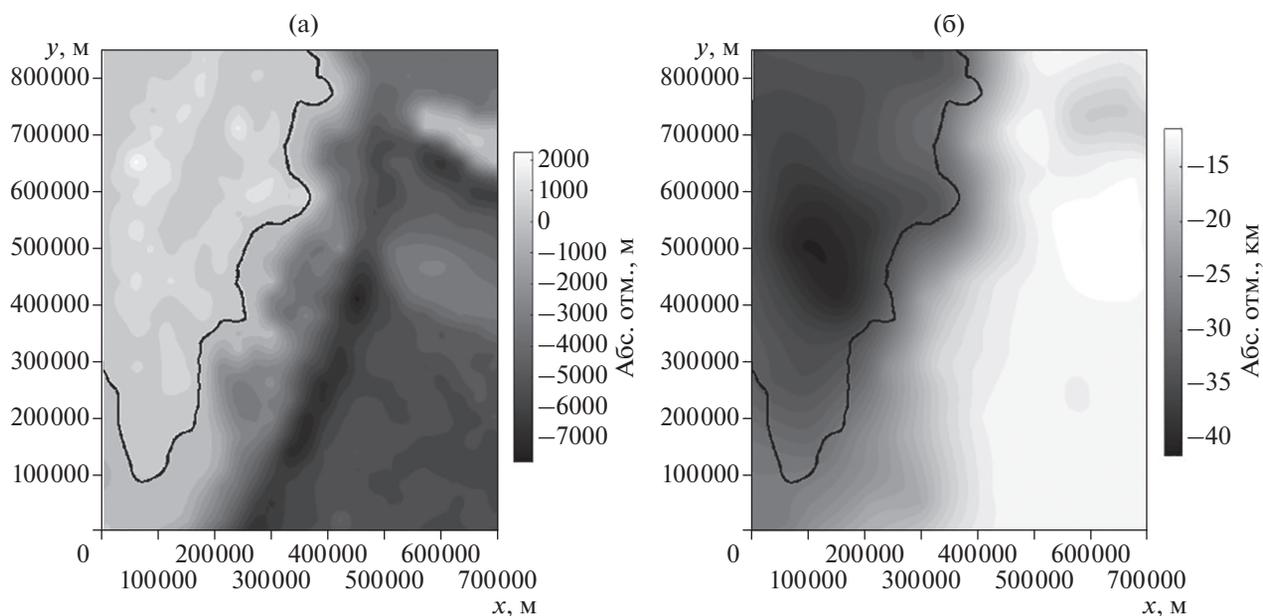


Рис. 2. Топография/батиметрия (а) и поверхность Мохо (б) в пределах области моделирования. Черным контуром изображена береговая линия п-ва Камчатка.

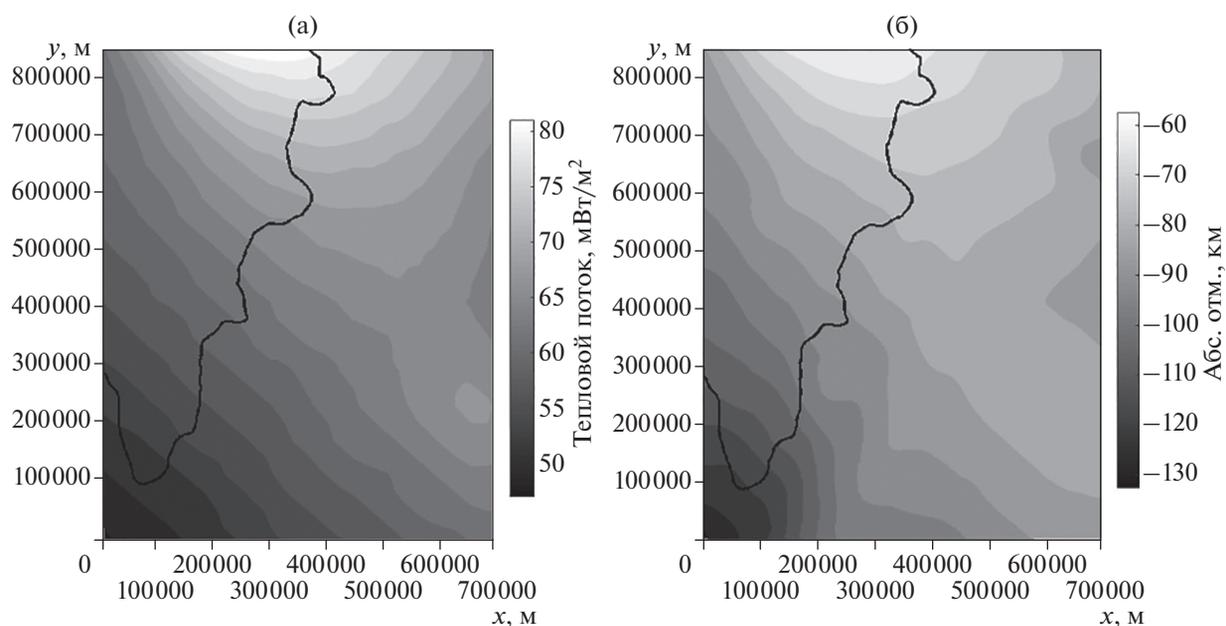


Рис. 3. Карта теплового потока Камчатки (а) и поверхность астеносферы (б).

Выбранные для расчетов значения геомеханических параметров определяются инвариантными характеристиками напряженно-деформированного состояния и их комбинациями, без которых невозможно объяснить особенности рельефа, разломной тектоники и особенности возможного разрушения среды [Качанов, 1969]:

Кора: плотность $\rho = 2875 \text{ кг/м}^3$, модуль сдвига $G = 2.085 \times 10^{10} \text{ Па}$ и объемный модуль $K = 6.254 \times 10^{10} \text{ Па}$, коэффициент трения $g_\phi = 0.64$, сцепление $k_\phi = 6 \times 10^7 \text{ Па}$ и прочность на растяжение $\sigma^t = 3 \times 10^7 \text{ Па}$.

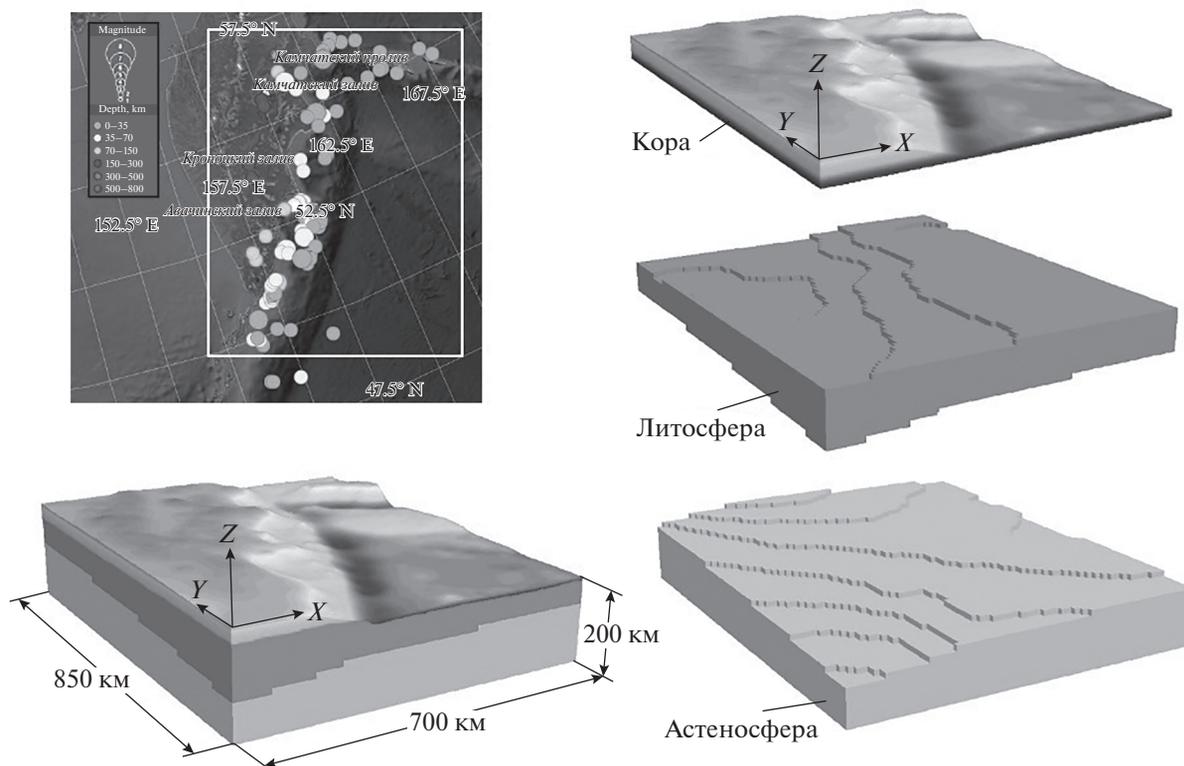


Рис. 4. 3D-представление основных структурных элементов расчетной геомеханической модели. В верхнем левом углу показаны границы области моделирования и эпицентры сейсмических событий из каталога USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/#earthquakes>).

Литосфера: плотность $\rho = 3225 \text{ кг/м}^3$, модуль сдвига $G = 3.42 \times 10^{10} \text{ Па}$ и объемный модуль $K = 1.025 \times 10^{11} \text{ Па}$, коэффициент трения $g_\phi = 0.1$, сцепление $k_\phi = 4 \times 10^8 \text{ Па}$ и прочность на растяжение $\sigma^r = 2 \times 10^8 \text{ Па}$.

В силу того, что материал астеносферы частично расплавлен и на больших временах испытывает вязкие деформации, астеносфера моделируется вязкоупругой средой Максвелла со следующими параметрами: плотность $\rho = 3225 \text{ кг/м}^3$, модуль сдвига $G = 3.42 \times 10^{10} \text{ Па}$ и объемный модуль $K = 1.025 \times 10^{11} \text{ Па}$, вязкость $\eta = 1.5 \times 10^{22} \text{ Па} \cdot \text{с}$.

Для решения задачи о напряженно-деформированном состоянии земной коры важно учитывать ее разломно-блоковое строение. При введении в модель разломов мы исходим из того, что область пониженной прочности земной коры не ограничивается поверхностью того или иного разрывного нарушения, а распространяется по всем трем измерениям в некоторой его окрестности. Поврежденность характеризуется функцией неоднородности $g(x_s)$, меняющейся от единицы до нуля, что позволяет задать все механические параметры в виде:

$$\Pi(x_s) = \Pi^0 [1 - \kappa g(x_s)], \quad (2)$$

где Π^0 – однородное начальное значение параметра для ненарушенной среды, $\kappa \leq 1$ – параметр малости.

Расчет функции неоднородности предполагает проекцию карты разломов на сетку модели в плане. При этом максимальные значения поврежденности присваивались тем ячейкам области моделирования, которые непосредственно пересекаются разломами. На следующем шаге выполнялось пространственное сглаживание полученного распределения поврежденности, радиус которого возрастает для более глубоких слоев модели. Для определения функции неоднородности использовались схемы разломной тектоники, приведенные в статьях [Kozhurin et al., 2006; Avdeiko et al., 2007]. Соответствующее нормированное распределение поврежденности среды $g(x_s)$ показано на рис. 5.

Для изучаемого района характерна сильная сейсмичность. На карту разломов, приведенную на рис. 5, по данным каталога USGS ComCat (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/#earthquakes>) вынесены эпицентры землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$, известные для этого региона с 1904 г.

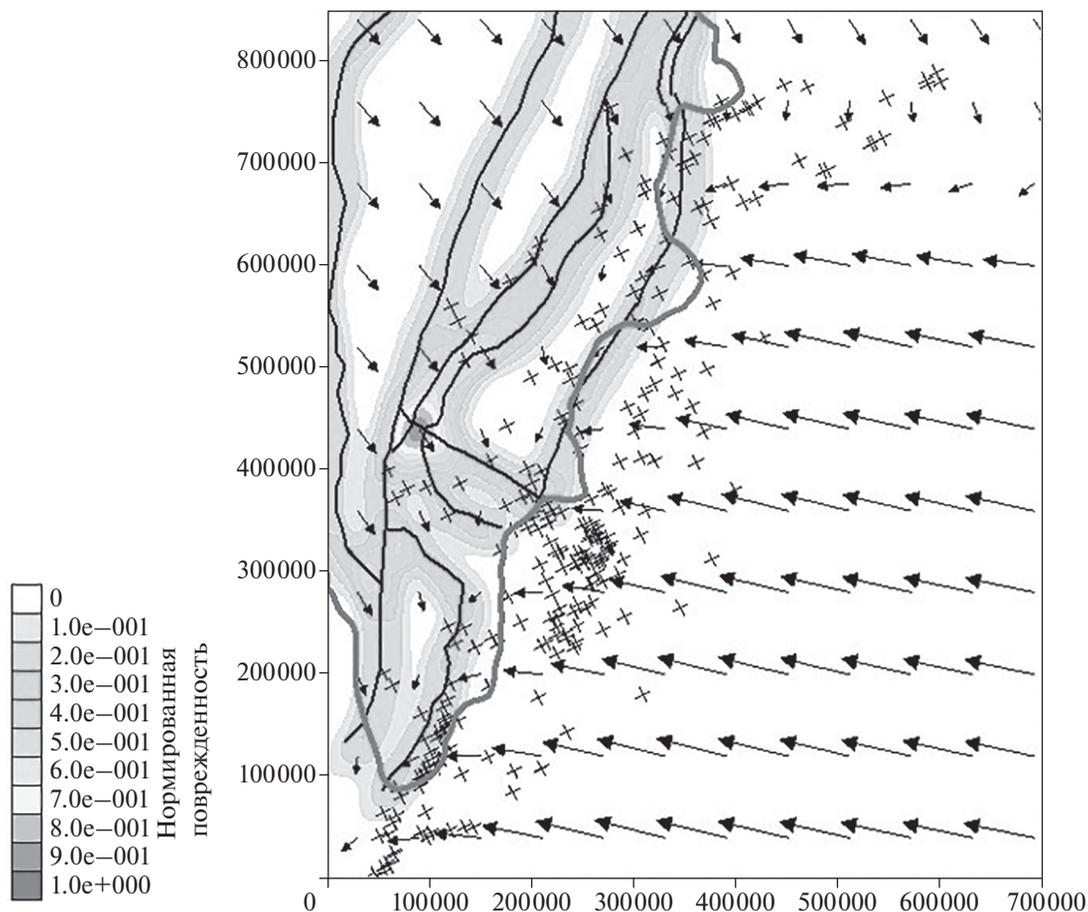


Рис. 5. Разломы (черные линии), сейсмичность по данным USGS (крестики), нормированная поврежденность земной коры $g(x, y)$ (показана оттенками серого) и распределение скоростей движения (стрелки) тектонических плит в Камчатском регионе.

Следует отметить, что большая часть гипоцентров сильных землетрясений локализуется в пределах зоны Беньофа и связана с процессом субдукции Тихоокеанской литосферной плиты. Таким образом, основная сейсмическая опасность в регионе связана с сильными субдукционными землетрясениями, происходящими на расстояниях около 100 км от Тихоокеанского побережья Камчатки, способными вызывать цунами. В то же время, на полуострове также имеются проявления мелкофокусной сейсмичности, связанной с тектоническими нарушениями в верхней части земной коры [Гордеев и др., 2006].

Регион находится под действием горизонтальных тектонических усилий, порождаемых движениями тектонических плит. Для моделирования движения плит используется рекомендованная Международной службой вращения Земли (IERS) модель литосферной кинематики NNR-NUVEL-1A. При переводе скоростей движения плит из глобальной (сферической) модели в полярную стереографическую проекцию (на плос-

кость) учитывалось изменение соответствующих азимутальных углов. На рис. 5 показано окончательное распределение скоростей, принятое для расчетов, полученное путем интерполяции значений глобальной модели в пределах области моделирования.

Основные закономерности современных тектонических движений в рассматриваемом регионе определяются процессом субдукции Тихоокеанской литосферной плиты в северо-западном направлении с характерными скоростями около 5 см/год. В зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг движение Тихоокеанской плиты происходит практически по касательной по отношению к Североамериканской плите, движущейся в этой зоне в южном направлении, что выражается в существовании зоны сдвига в районе Командорских островов.

Необходимо отметить, что обсуждаемая в настоящей работе модель не содержит явного структурного элемента, отражающего Курило-Камчатскую зону субдукции (поверхности слэ-

ба), однако учитывает ее наличие опосредованно путем задания рельефа границ Мохо и литосфера—астеносфера, а также современных скоростей движения литосферы. При анализе напряженно-деформированного состояния мы в основном ограничивались рассмотрением литосферной части модели, не принимая во внимание конвекционные движения в верхней мантии [Лобковский и др., 2013б]. Тем не менее, включение в модель горизонтальных скоростей литосферных плит в некотором приближении отражает циркуляцию вязкоупругой астеносферы под Охотоморской плитой, что выражается в направленном движении последней на юго-восток, в сторону Курило-Камчатской зоны субдукции со скоростями порядка 1–2 см/год вследствие действия возвратного потока верхнемантийной ячейки, питаемой субдуцирующей литосферой Тихоокеанской плиты.

Согласно имеющимся геологическим и геофизическим данным [Баранов и др., 2010; Kozhurin et al., 2006], большинство разломов продольного направления (субпараллельных оси полуострова) являются сбросами, что отражает поперечное растяжение в данной области, по крайней мере в верхней части земной коры. Для поперечных разломов характерны сдвиговые смещения, что, видимо, связано с клавишно-блоковой структурой внешнего края островодужной гряды.

РАСЧЕТ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Для расчетов использовался программный код FLAC^{3D} [Itasca, 2006], реализующий явную конечноразностную схему решения трехмерных задач механики сплошных сред.

Напряженно-деформированное состояние земной коры складывается под действием многих факторов. В расчете учитывались основные: некомпенсированный вес горного рельефа, горизонтальные и вертикальные тектонические движения, вариации плотности, неравномерный нагрев.

1. Сначала рассчитывалось начальное напряженное состояние модели под действием сил собственного веса, вызванных гравитацией. Силы собственного веса вносят основной вклад в распределение некоторых значимых величин, например таких, как среднее напряжение в точке. Остальные виды нагрузки лишь дополняют его, существенно не меняя характер распределения.

2. Рассчитывались напряжения в коре с учетом распределения температуры. Так как свойства твердой среды в значительной степени определяются температурой, на втором этапе учитываются напряжения, вызванные температурным расширением.

3. Выполнялась нагрузка горизонтальными тектоническими усилиями, порождаемыми движениями тектонических плит. Для этого использовалась стандартная модель распределения скоростей движения плит NNR-NUVEL-1A.

Все расчеты выполнялись с учетом ползучести астеносферы.

После того, как были произведены расчеты, проводился анализ ряда параметров напряженно-деформированного состояния. Прежде всего, это инварианты тензоров напряжений – среднее напряжение

$$\sigma = \frac{1}{3}(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) \quad (3)$$

и интенсивность сдвиговых напряжений

$$T = \sqrt{\frac{1}{2}s_{ij}s_{ij}}, \quad (4)$$

где $s_{ij} = \sigma_{ij} - \delta_{ij}\sigma$ – компоненты девиатора напряжений.

Заметим, что второй инвариант напряжений практически совпадает по величине с максимальным касательным напряжением.

Знание напряжений и деформаций позволяет подсчитать накопленную в земной коре и литосфере упругую энергию. Распределение этого параметра важно с точки зрения оценки возможной магнитуды землетрясений, поскольку именно эта накопленная упругая энергия реализуется путем разрушения среды и излучения сейсмических волн.

Накопленную объемную энергию можно вычислить по формуле:

$$E_v = \frac{1}{2K}\sigma^2, \quad (5)$$

а упругую энергию сдвига по формуле:

$$E_s = \frac{1}{2G}T^2. \quad (6)$$

Здесь: G – модуль сдвига; $K = \frac{2G(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$ – модуль объемного сжатия; ν – коэффициент Пуассона.

Еще один полезный коэффициент – это параметр Лоде–Надаи, который позволяет оценить к какому типу напряженного состояния ближе всего полученное распределение напряжений. Параметр Лоде–Надаи вычисляется по формуле:

$$\mu_\sigma = 2 \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_3 - \sigma_1} - 1 \quad (7)$$

и связан со вторым и третьим инвариантами девиатора напряжений.

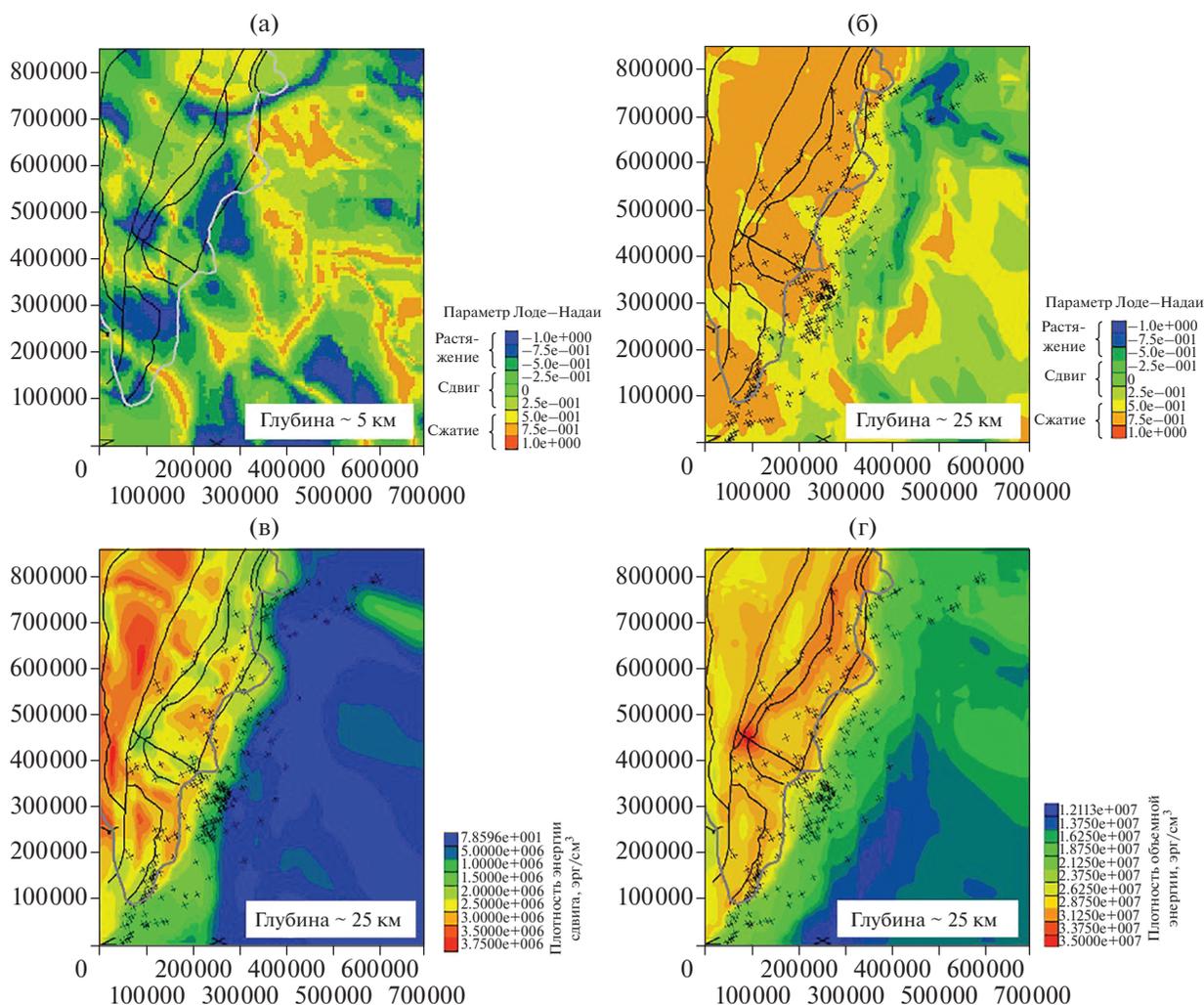


Рис. 6. Распределение параметра Лоде–Надаи в поверхностном слое модели (а) и земной коре на глубине 25 км (б); распределение плотности потенциальной энергии сдвига (в), потенциальной энергии изменения объема (г) в земной коре. Крестиками показаны эпицентры основных сейсмических событий в регионе по данным USGS.

Параметр μ_σ меняется в пределах от -1 до $+1$. Так, для чистого растяжения ($\sigma_1 > 0, \sigma_2 = \sigma_3 = 0$) $\mu_\sigma = 1$, для чистого сжатия ($\sigma_1 = \sigma_2 = 0, \sigma_3 < 0$) $\mu_\sigma = -1$, для чистого сдвига ($\sigma_1 > 0, \sigma_2 = 0, \sigma_3 = -\sigma_1$) $\mu_\sigma = 0$.

Пластическое течение происходит при выполнении предельного условия Друкера–Прагера (1).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные в результате моделирования параметры напряженно-деформированного состояния представлены на серии иллюстраций (рис. 6).

Согласно полученному распределению параметра Лоде–Надаи, в верхних горизонтах земной коры имеет место сложная картина напряжений, отражающая взаимодействие блоков и обнаружи-

вающая ряд областей растяжения. В более глубоких горизонтах земной коры характер этой картины меняется, отражая разнообразное сочетание зон растяжения, сжатия и сдвига (рис. 6б).

На рис. 6в приводится распределение плотности потенциальной энергии сдвига, а на рис. 6г — плотности потенциальной энергии изменения объема в земной коре на глубине 25 км.

В диапазоне глубин 25 км основная часть территории полуострова находится в условиях сжатия, что, видимо, обусловлено конвергентным характером взаимодействия Охотоморской и Тихоокеанской плит. При этом наибольшие значения плотности объемной энергии сжатия локализованы в центральной и восточной частях полуострова в области сочленения ряда глубинных разломов. Максимумы плотности энергии сдвига

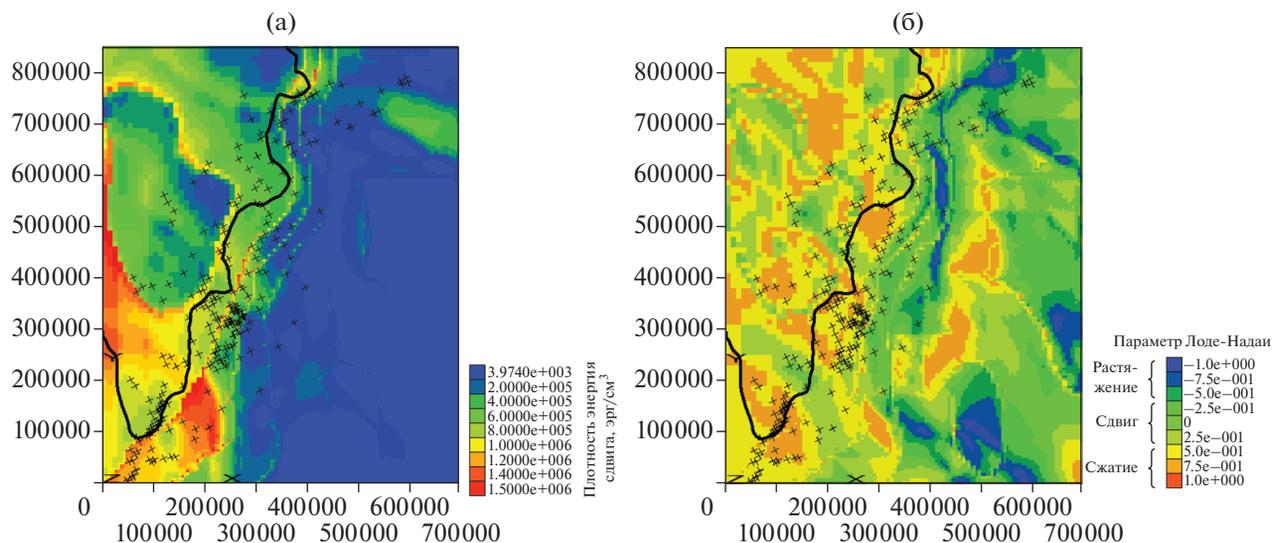


Рис. 7. Распределение плотности потенциальной энергии сдвига (а) и параметра Лоде–Надаи (в) в литосфере. Крестиками показаны эпицентры землетрясений с магнитудой выше 6, произошедших начиная с 1904 г.

концентрируются в центральной части полуострова (Центральная Камчатская депрессия). Можно отметить, что энергия сдвига (рис. 6в) имеет наибольшие значения в центральной части полуострова; в то же время, согласно распределению параметра Лоде–Надаи (рис. 6б), эта область соответствует условиям сжатия. В пределах полуострова выделяется ряд зон сдвига: в его юго-восточной части, в окрестности разломов поперечного простирания, а также в зоне продольных разломов, ограничивающих с востока Центральную Камчатскую депрессию. В зоне глубоководного желоба на рассматриваемой глубине также прослеживаются условия сдвига. Область наиболее интенсивного растяжения отмечается к северу от места сочленения Алеутской и Курило-Камчатской зон субдукции.

На рис. 7 показано распределение плотности потенциальной энергии сдвига и параметра Лоде–Надаи в литосфере, с нанесенными на них землетрясениями с магнитудой $M \geq 6.0$, известными с 1904 г. Можно отметить, что области максимальной энергонасыщенности литосферы локализуются в окрестности зоны субдукции как со стороны Охотоморской, так и со стороны Тихоокеанской плиты. Повышенные значения энергии наблюдаются непосредственно под границей Мохо в южной части п-ва Камчатка, а также вблизи западной окраины Алеутской островной дуги в пределах Тихоокеанской литосферной плиты. Анализ показывает, что землетрясения тяготеют к зонам с повышенной энергонасыщенностью (рис.7а) и преобладанием напряжений сдвига и сдвига со сжатием (рис.7б). Эти призна-

ки выделяют области, в которых могут произойти сильные землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках настоящей работы построена трехмерная геомеханическая модель литосферы Камчатки и выполнен анализ напряженного состояния земной коры, вызванного действием сил собственного веса, температурой и движением тектонических плит. Установлено, что картины энергонасыщенности и параметра Лоде–Надаи коррелируют с распределением сильной сейсмичности в регионе. Так, из распределения параметров напряженного состояния в литосфере видно, что зоны ее максимальной энергонасыщенности локализуются как со стороны Охотоморской, так и со стороны Тихоокеанской плиты. Повышенные значения энергии наблюдаются непосредственно под границей Мохо в южной части п-ва Камчатка, а также вблизи западной окраины Алеутской островной дуги в пределах Тихоокеанской литосферной плиты. Можно сделать вывод, что землетрясения тяготеют к зонам с повышенной энергонасыщенностью и преобладанием напряжений сдвига и сдвига со сжатием. Эти признаки выделяют области, в которых могут произойти сильные землетрясения.

Построенная геомеханическая модель сможет быть использована для оценки изменений напряженного состояния земной коры, связанных с развитием сейсмического процесса. В рамках подобного исследования модель будет последовательно корректироваться на основе данных сейсмического каталога, при этом каждое землетря-

сение рассматривается как новый дефект земной коры, приводящий к изменению механических параметров среды и, как следствие, к изменению напряженно-деформируемого состояния, определяемому итерационно по приращениям деформаций и напряжений в течение заданного промежутка времени. Такой подход позволит сделать вывод о том, на каких участках земная кора приближается к пределу прочности и следует ожидать сильного землетрясения [Бондур и др., 2016; Bondur et al., 2017; 2020].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках Государственного задания НИИ аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС” (темы №№ АААА-А19–119081390037–2, АААА-А17–117061950051–8; АААА-А17–117051110248–3), а также Государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А. Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // *Физика Земли*. 2017. № 1. С. 34–53. <https://doi.org/10.7868/S0002333717010021>
- Баранов Б.В., Гедике К., Фрейтаг Р., Дозорова К.А. Активные разломы юго-восточной части Камчатского полуострова и Командорская зона сдвига // *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*. 2010. № 2. Вып. 16. С. 66–77.
- Бондур В.Г., Воронова О.С. Вариации уходящего длинноволнового излучения при подготовке и протекании сильных землетрясений на территории России в 2008 и 2009 году // *Изв. ВУЗов. Геодезия и Аэрофотосъемка*. 2012. № 1. С. 79–85.
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // *Докл. РАН*. 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // *Докл. РАН*. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б. Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций. На примере Южной Калифорнии // *Докл. РАН*. 2016а. Т. 466. № 5. С. 598–601.
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Родкин М.В. Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // *Физика Земли*. 2016б. № 1. С. 120–132.
- Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Локальная аномалия напряженного состояния перед землетрясением в Южной Калифорнии 05.07.2019 с $M = 7.1$ // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 490. № 1. С. 1–5.
- Бондур В.Г., Зверев А.Т. Метод прогнозирования землетрясений на основе линеamentного анализа космических изображений // *Докл. РАН*. 2005. Т. 402. № 1. С. 98–105.
- Бондур В.Г., Зверев А.Т. Механизмы формирования линеamentов, регистрируемых на космических изображениях при мониторинге сейсмоопасных территорий // *Исслед. Земли из космоса*. 2007. № 1. С. 47–56.
- Бондур В.Г., Смирнов В.М. Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // *Докл. РАН*. 2005. Т. 402. № 5. С. 675–679.
- Гарагаш И.А. Поиск мест возникновения сильных землетрясений // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 318. № 4. С. 862–867.
- Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения полуострова Камчатка // *Вулканология и сейсмология*. 2006. № 3. С. 28–38.
- Качанов Л.М. Основы теории пластичности. М.: Наука. 1969. 420 с.
- Лобковский Л.И., Гарагаш И.А., Дубовская А.В. Связь напряженно-деформированного состояния земной коры Восточного Прикаспия с зонами возникновения очагов землетрясений // *Докл. РАН*. 2013а. Т. 449. № 4. С. 458–462.
- Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В. Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // *Физика Земли*. 2013б. № 6. С. 20–38.
- Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Гарагаш И.А., Баранов Б.В., Стеблов Г.М. Постсейсмические движения после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. на различных стадиях сейсмического цикла // *Докл. РАН*. 2017. Т. 473. № 3. С. 359–364.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
- Триггерные эффекты в геосистемах (Москва, 22–24 июня 2010 г.): материалы Всероссийского семинара-совещания. Ин-т динамики геосфер РАН / Под ред. Адушкина В.В., Кочаряна Г.Г. М.: ГЕОС. 2010. 335 с.
- Avdeiko G.P., Savelyev D.P., Palueva A.A., Popruzhenko S.V. Evolution of the Kurile-Kamchatkan Volcanic Arcs and Dynamics of the Kamchatka-Aleutian Junction. *Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region* // *Geophys. Monogr. Series*. 2007. V. 172. P.37–55.
- Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B. The dynamics of the stress state in Southern California based on the geomechanical model and current seismicity: Short-term Earthquake prediction // *Russ. J. Earth Sci.* 2017. V. 17. P. ES105. <https://doi.org/10.2205/2017ES000596>
- Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A. Revealing short-term precursors of the strong $M > 7$ earthquakes in Southern California from the simulated stress-strain state patterns exploiting geomechanical model and seismic catalog data // *Frontiers in Earth Science*. 2020.

V. 8. P. 391.

<https://doi.org/10.3389/feart.2020.571700>

Itasca Consulting Group, Inc. FLAC3D – Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions, Ver. 3.1, User's Manual. Minneapolis: Itasca. 2006.

Kozhurin A., Acocella V., Kyle P., Lagmay F.M., Melekestsev I.V., Ponomareva V., Rust D., Tibaldi A., Tunesi A., Corazzato C., Rovida A., Sakharov A., Tengonciang A., Uy H. Trenching studies of active faults in Kamchatka, eastern Russia: Palae-

oseismic, tectonic and hazard implications // *Tectonophysics*. 2006. V. 417. P. 285–304.

Lay T., Kanamori H. An asperity model of large earthquake sequences. *Earthquake prediction: An international review*. Washington, D.C.: AGU. 1981. P. 579–592.

Lobkovsky L.I., Kerchman V.I., Baranov B.V., Pristavakina E.I. Analysis of seismotectonic processes in subduction zones from the standpoint of a keyboard model of great earthquakes // *Tectonophysics*. 1991. V. 199. P. 211–236.

Three-Dimensional Geomechanical Model of Kamchatka

V. G. Bondur^{a,*}, M. B. Gokhberg^{a,b}, I. A. Garagash^{a,b}, and D. A. Alekseev^{a,b,c,d}

^a*AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, 105064 Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^c*Moscow Institute of Physics and Technology (State University),
Dolgoprudnyi, Moscow region, 141701 Russia*

^d*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117218 Russia*

*e-mail: vgbondur@aerocosmos.info

A three-dimensional geomechanical model of Kamchatka is created. The model includes fault tectonics and main structural discontinuities such as Moho and the asthenosphere as well as surface topography with mountain relief and bathymetry. The model is loaded with self-weight forces, thermal stresses, and horizontal tectonic forces caused by the motion of tectonic plates. The obtained distributions of the maximum shear stresses, cumulative shear energy, and the Lode–Nadai parameter made it possible to estimate the type of the stress state (extension/compression/shear) and to characterize the energy saturation of the lithosphere as well as to trace the correlation of the latter with the seismicity of the region.

Keywords: geomechanical modeling, Kamchatka, Earth's crust, stress-strain state, earthquake-prone areas, earthquakes

ИССЛЕДОВАНИЕ ДВИЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ В СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ ВАН (23.10.2011 Г., $M_w = 7.2$) С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ¹

© 2021 г. В. И. Кафтан^{1, *}, И. Кафтан^{2, **}, Е. Гёк^{2, ***}

¹Геофизический центр РАН, Москва, Россия

²Университет “9 сентября”, Измир, Турция

*E-mail: kaftan@geod.ru

**E-mail: ilknur.kaftan@deu.edu.tr

***E-mail: elcin.gok@deu.edu.tr

Поступила в редакцию 10.12.2019 г.

После доработки 02.10.2020 г.

Принята к публикации 03.11.2020 г.

Разрушительное землетрясение магнитудой $M_w = 7.2$ произошло в регионе Ван, Восточной Турции, 23.10.2011 г. В настоящем исследовании анализируются характеристики деформации земной поверхности до, во время и после этого землетрясения. Данные постоянной сети GPS площадью 300×300 км² использованы для количественной оценки деформации земной поверхности в области эпицентральной зоны землетрясения в интервале с 16.01.2009 г. по 29.10.2012 г. с суточным временным разрешением. Величины дилатации, полного сдвига, горизонтальные и вертикальные смещения были определены примерно за три года до и один год после землетрясения Ван 2011 г. Для наблюдения за изменениями деформационного процесса до и после землетрясения поля пространственного распределения деформаций на каждые сутки объединены в видеофильм. Аномальные деформации были выявлены за несколько месяцев до землетрясения на расстоянии порядка 100 км от будущего эпицентра. Эволюция движений и деформаций в исследуемой области демонстрирует вероятную связь между развитием аномальных деформаций в разломной зоне Варто и структурной зоне Битлис–Загрос с процессом подготовки землетрясения Ван. Это позволяет предполагать, что подготовительные деформационные процессы могут происходить на удалении от будущего сейсмического очага на десятки и сотни километров.

Ключевые слова: Землетрясение Ван (23.10.2011, $M_w = 7.2$), Восточная Турция, деформации земной поверхности, данные GPS.

DOI: 10.31857/S0002333721030078

ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее эффективных современных методов исследования механизмов землетрясений является анализ движений и деформаций земной поверхности. Особенно интересным в этом отношении является обнаружение деформационных сигналов перед сильными сейсмическими событиями. Эта задача сегодня решается с помощью непрерывного мониторинга деформации земной поверхности с помощью глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Такие наблюдения используются уже в течение

30 лет, что позволяет изучать отдельные пресейсмические процессы, которые происходили в период ГНСС наблюдений в различных регионах Земли. Глобальная сеть непрерывного мониторинга ГНСС с ежедневной частотой записи содержит несколько тысяч станций и постоянно расширяется. Во многих сейсмически активных регионах мира развернуты хорошо функционирующие и достаточно плотные сети наблюдений ГНСС. Накопленные сегодня данные о перемещениях и деформациях земной коры в этих сейсмически активных регионах определяют наши возможности в изучении предполагаемых деформационных предвестников землетрясений. Деформационные предвестники землетрясений ра-

¹ Дополнительные материалы для этой статьи доступны по doi 10.31857/S0002333721030078 для авторизованных пользователей.

нее уже были зафиксированы на значительных расстояниях от эпицентров сильных землетрясений [Kaftan, Ostach, 1996; Mescherikov, 1968].

Движения и деформации земной поверхности в сейсмоактивных регионах Турции детально исследуются на протяжении длительного времени. Временные ряды смещений земной коры и скоростей изменения главных деформаций были проанализированы в работе [Tiryakioglu et al., 2017]. Кроме того, пре-, ко- и постсейсмические движения были детально исследованы в работе [Altiner et al., 2012]. Модели ко- и постсейсмических деформационных процессов для землетрясения Ван были получены авторами [Wang et al., 2015] с использованием комбинаций разных наборов данных, таких как радарная интерферометрия с синтезированной апертурой, мультиапертурная интерферометрия, трассирование офсетов и GPS-измерения.

Настоящее исследование посвящено анализу движений и деформаций земной поверхности в восточной части Турции в области сильного землетрясения Ван (23.10.2011 г., $M_w = 7.2$) с использованием GPS-наблюдений, выполненных в период с 16.01.2009 г. по 29.10.2012 г. Нашей задачей является идентификация деформационных предвестников землетрясения Ван по GPS-измерениям с суточным временным разрешением и широким покрытием исследуемой территории. В работе также исследуются постсейсмические деформации. Анализ пространственно-временных особенностей деформации земной поверхности в связи с землетрясением Ван и региональным сейсмическим режимом выполнен нами с использованием данных о разломной тектонике региона.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И РЕГИОНАЛЬНАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Восточная Анатолия характеризуется активной сейсмичностью и вулканизмом [Toker et al., 2017], обусловленными конвергенцией Аравийской и Евразийской плит [Bozkurt, 2001; Koçyiğit et al., 2001; Koçyiğit, 2013]. При этом тектоника региона характеризуется разломами со сдвиговым механизмом смещений в районе шовной зоны Битлис и надвигами в зоне складчатого надвигового пояса Загрос [Koçyiğit et al., 2012]. Основными тектоническими структурами региона являются: разломная зона Эрджиш, имеющая простирание с северо-запада на юго-восток и правосторонний сдвиговый механизм смещения; зона разлома Ван восточного простирания с надвиговым механизмом; структуры растяжения, связанные с вулканической деятельностью

[Doğan, Karakaş, 2013; Emre et al., 2012; Özkaymak et al., 2011]. Согласно работе [Emre et al., 2011], используя поверхностные деформации, вызванные землетрясением Ван, и геоморфологические наблюдения, зона разлома Ван (VFZ) картирована как 30-километровая вытянутая зона с началом у побережья оз. Ван, примерно в 10 км к севернее г. Ван, и окончанием у южного побережья оз. Эрчек. В регионе существует множество вулканов, и некоторые из них, такие как Немрут и Сюфан, являются активными [Toker et al., 2017].

Землетрясение Ван произошло 23.10.2011 г. в 10:41 UTC примерно в 20 км к северу от Ван, западнее оз. Ерчек в Восточной Анатолии. Моментная магнитуда и глубина землетрясения были 7.2 и 19.1 км соответственно [AFAD..., 2011]. Фокальный механизм этого землетрясения демонстрирует всбросовый характер разрыва, что не противоречит тектонической обстановке региона. В первую неделю землетрясения Ван количество толчков с магнитудами более 4.0 в регионе составило 121, из них 7 с магнитудами более 5. В течение месяца после события ежедневно в регионе происходило в среднем 180 афтершоков, их общее число достигло 6284 события. Совокупность афтершоков формирует рассеянный кластер, ориентированный примерно ВСВ–ЗЮЗ между оз. Ван и районом Мурадие к северу от г. Ван [Emre et al., 2011]. Афтершоковая активность землетрясения продолжалась интенсивно, и 09.11.2011 г. в 21:23 по местному времени произошло землетрясение с локальной магнитудой 5.6 ($M_w = 5.7$) к югу от оз. Ван в районе Эдремит. Это землетрясение имело иной механизм очага, чем землетрясение 23.10.2011 г., и оно сильно ощущалось в центре провинции. По мнению некоторых исследователей, это землетрясение стало крупнейшим подземным толчком после основного сейсмического события. Согласно [Tiryakioglu et al., 2017], землетрясение было вызвано левосторонним сдвигом на разломе Эрдемит, имеющем простирание СВ–ЮЗ. Принимая во внимание различные характеристики этих событий, мы полагаем, что неправильно объединять все афтершоки в единую однородную последовательность.

Географическое расположение исследуемого района и тектонические элементы показаны на рис. 1.

Показано в работе [Emre et al., 2011], что землетрясения в регионе были мелкофокусными и рассеянными. При этом GPS-наблюдения [Mackenzie et al., 2016] свидетельствуют о том, что сейсмичность протекает в условиях укорочения литосферы в направлении с севера на юг. Толщина коры, полученная из исследований методом

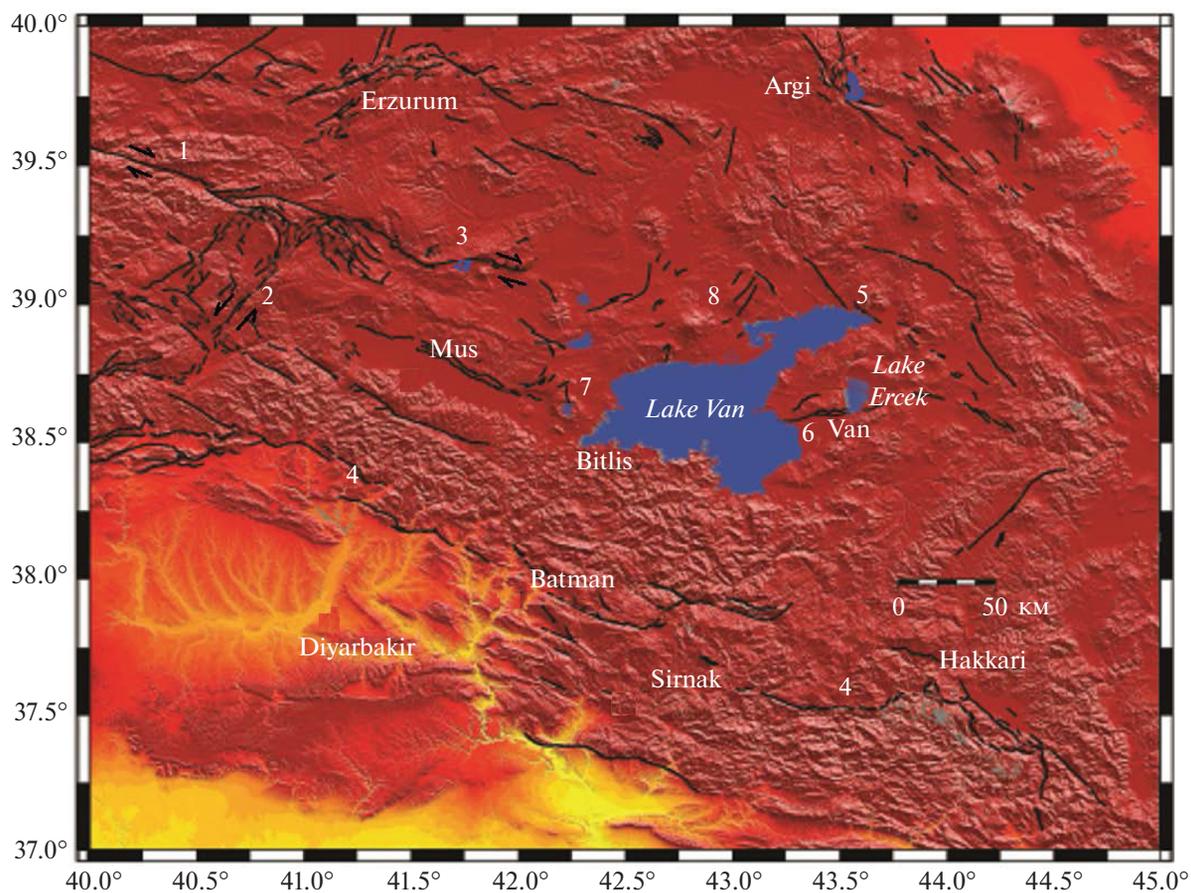


Рис. 1. Географическое расположение, рельеф и тектонические элементы исследуемого района: 1 – Северо-Анатолийский разлом; 2 – Восточно-Анатолийский разлом; 3 – разломная зона Варто; 4 – структурная зона Битлис–Загрос; 5 – разломная зона Эрджиш; 6 – разломная зона Ван; 7 – вулкан Немрут; 8 – Вулкан Сюпхан.

передаточных функций, составляет около 38 км в южной части структурной зоны Битлис и 50 км на севере под плато Эрзурум-Карс [Şengör et al., 2003; Zor et al., 2003]. Согласно работе [Keskin, 2003], кора располагается на очень тонком мантийном слое литосферы или даже непосредственно на астеносфере.

СЕТЬ GPS-НАБЛЮДЕНИЙ И ПЕРВИЧНЫЕ ДАННЫЕ

Настоящее исследование использует данные ГНСС наблюдений непрерывно действующих опорных станций Турции (CORS-TR). CORS-TR является национальной сетью ГНСС Турции, организованной Университетом культуры Стамбула в кооперации с Национальным картографическим агентством, Главным управлением земельной регистрации и кадастра, при финансовой поддержке Совета Турции по научно-техническим исследованиям (TUBITAK). Подробное описание сети и ее возможностей использования доступно на

сайте <http://cors-tr.iku.edu.tr/ENGLISH.html>. Примеры эффективного использования национальной сети ГНСС в исследованиях сейсмической опасности описаны в работе [Ozener et al., 2009].

Для изучения ко- и постсейсмических деформаций в эпицентральной зоне землетрясения Ван был отобран восточный фрагмент Турецкой национальной сети, состоящий из 22 пунктов (рис. 1). С севера и востока фрагмент сети ограничен государственной границей Турции. Западная граница фрагмента включает в исследуемый район зону сочленения Северо-Анатолийского и Восточно-Анатолийского разломов. Чтобы улучшить конфигурацию треугольников на южной границе сети, в исследовании была задействована постоянная GPS-станция ISER, функционирующая под управлением Министерства водных ресурсов Ирака в рамках Иракской геопространственной системы отсчета (рис. 1). Таким образом, на основе использования непрерывных ГНСС наблюдений была предпринята попытка установить связь между сильным сейсмическим событием и

подвижностью основных региональных тектонических структур.

Конфигурация конечных элементов для анализа деформаций была определена с использованием триангуляции Делоне [Делоне, 1934]. Этот подход считается оптимальным, поскольку форма треугольника существенно влияет на точность определения деформации [Wu et al., 2003]. Триангуляция Делоне максимизирует минимальный угол среди всех углов всех треугольников, избегая таким образом “тонких” треугольников. В предыдущих исследованиях [Докукин и др., 2010] внимание было уделено изменению площади треугольников контрольной геодезической сети. Было показано, что для одинаковых векторов смещений рассчитанные значения деформаций изменяются обратно пропорционально площади треугольника. Для получения однородного набора деформаций в условиях неоднородной конфигурации геодезической сети предложено масштабирование их значений по отношению к средней площади ее треугольников.

Данные непрерывных ГНСС измерений в “статическом” режиме с суточным временным разрешением на период с 16.01.2009 до 29.10.2012 г. были использованы для определения деформаций земной поверхности.

Первичная обработка GPS-измерений была осуществлена Геодезической лабораторией Невады (Рено, США). Временные ряды координат пунктов представлены на сайте <http://geodesy.unr.edu/NGL-StationPages/GlobalStationList>. Стратегией определения координат являлся метод PPP, реализованный с использованием точных орбит и поправок часов спутников GPS, предоставленных Лабораторией реактивного движения НАСА. Среднесуточные значения координат были рассчитаны с использованием программного обеспечения GIPSY OASIS II. Значения координат были получены в глобальной системе координат IGS08. Повторяемость или “внутренняя” точность полученных координат оценивалась значениями $\sigma < 5$ мм [Blewitt et al., 2018], поэтому значения стандартных ошибок деформации с длинами сторон треугольников более 50 км были менее 10^{-7} .

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СМЕЩЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

По разным причинам временные ряды координат станции GPS имеют разрывы в наблюдениях, что исключает совместную обработку данных для определения деформаций в треугольниках сети наблюдений. Чтобы устранить этот недостаток, координаты для отсутствующих дат были получе-

ны путем интерполяции с помощью сплайнов Эрмита с использованием стандартной процедуры программного обеспечения Matlab. Интервалы пропусков данных, как правило, не превышают 4% от общей длины временного ряда. Исключением являлся пункт BZGN, наблюдения на котором начинались намного позже, чем единая общая дата начала наблюдений. Для этого случая была проведена линейная экстраполяция в прошлое с учетом тенденции его наблюдаемого движения. Более 40% длины общего интервала наблюдения для этой станции было получено путем линейной экстраполяции. Наиболее существенным недостатком было отсутствие наблюдательных данных на станции VAAN за 83 дня до и 19 дней после основного сейсмического события. Для этих временных интервалов данные были также получены путем линейной и эрмитовой сплайн-экстраполяции, предполагая гладкую траекторию до- и постсейсмических смещений соответственно. Это осложнило исследование возможных краткосрочных изменений до и после толчка, но не повлияло на оценку долгосрочных тенденций деформации в регионе.

Графическая визуализация наблюдательных данных была осуществлена для горизонтальных и вертикальных смещений земной поверхности, полученных непосредственно из временных рядов с сайта <http://geodesy.unr.edu/index.php>. Вертикальные смещения были рассчитаны относительно начальной эпохи GPS-наблюдений в системе отсчета IGS08. Векторы горизонтальных смещений были получены в локальной системе отсчета при условии отсутствия вращения/перемещения сети в целом. Это было достигнуто путем вычитания средних координат IGS08 всех станций GPS из координат каждой станции в каждом суточном решении. Таким образом, глобальный долгосрочный однонаправленный тренд был исключен из исследуемых смещений.

Полученные таким образом непрерывные временные ряды координат пунктов были использованы для определения деформаций земной поверхности с суточным временным разрешением.

Деформации были получены с использованием следующего алгоритма.

Плановые деформации были вычислены для треугольников триангуляции Делоне, представленной на рис. 2.

Для вычисления деформаций конечных элементов был использован тензор горизонтальной деформации (оси n и e направлены на север и восток):

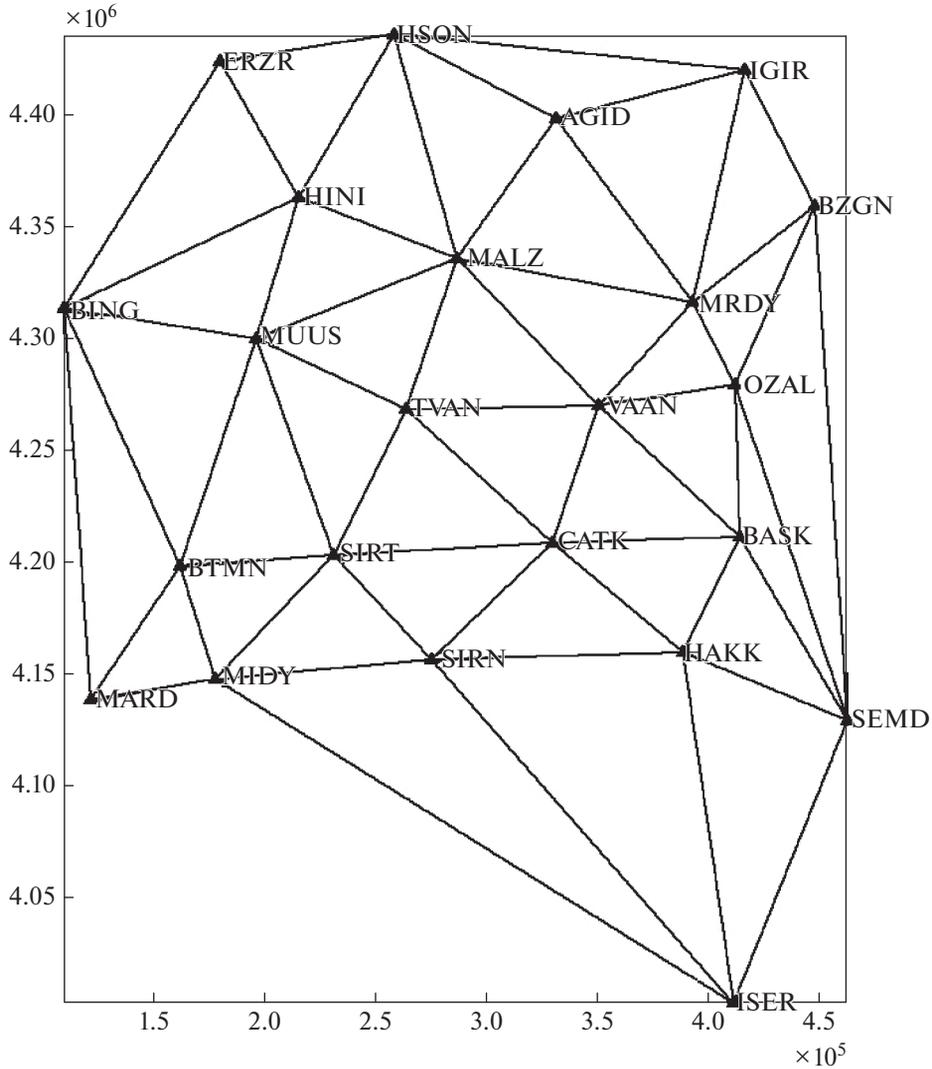


Рис. 2. Состав сети GPS-наблюдений. Черные треугольники – пункты GPS-сети. Прямые линии ограничивают конечные элементы деформационного анализа, сформированные триангуляцией Делоне.

$$T_\epsilon = \begin{pmatrix} \epsilon_n & \epsilon_{ne} \\ \epsilon_{en} & \epsilon_e \end{pmatrix},$$

элементы которого были равными $\epsilon_n = \frac{\partial u_n}{\partial n}$, $\epsilon_e = \frac{\partial u_e}{\partial e}$ и

$$\epsilon_{en} = \epsilon_{ne} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} \right) \text{ соответственно,}$$

где $\frac{\partial u_n}{\partial e} + \frac{\partial u_e}{\partial n} = \gamma_{ne} = \gamma_{en}$ – относительный сдвиг.

Элементы тензора деформации формируются частными производными смещений u_n и u_e по осям координат n и e .

Для изучения пространственно-временного распределения горизонтальных деформаций были рассчитаны следующие инвариантные характеристики.

1) Главные деформации ϵ_1 и ϵ_2 :

$$\epsilon_{1,2} = \frac{1}{2} \left[\epsilon_n + \epsilon_e \pm \sqrt{(\epsilon_n - \epsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2} \right].$$

2) Полный сдвиг:

$$\gamma = \left((\epsilon_n - \epsilon_e)^2 + \gamma_{ne}^2 \right)^{1/2}.$$

3) Дилатация:

$$\Delta = \epsilon_1 + \epsilon_2.$$

Компоненты деформаций были вычислены по методу, описанному в работе [Wu et al., 2006].

Чтобы получить однородный набор данных, значения деформаций нормированы на среднюю площадь треугольника. Полученные значения масштабированных деформаций интерполиру-

ются на регулярную сетку с использованием эрмитовых сплайнов с помощью стандартной процедуры пакета программ Matlab. Таким образом, были получены схемы планового распределения дилатации и полного сдвига на заданные промежутки времени.

Кроме деформационных характеристик также анализировались величины полных смещений GPS-пунктов:

$$d = \sqrt{u_e^2 + u_n^2 + u_{up}^2}.$$

Чтобы проиллюстрировать характер временных изменений последовательных стадий деформации, были созданы анимации, демонстрирующие эволюцию деформации во времени (доп. материалы: Видео 1, Видео 2, Видео 3)¹. Последовательность кадров с редкой повторяемостью, чем в фактическом расчете, показана на рис. 2–рис. 4. Полученные результаты позволяют интерпретировать развитие сейсмодеформационного процесса. Интерпретация представлена в следующих разделах.

ВРЕМЕННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ СТАНЦИИ VAAN

Определенный интерес к выяснению механизма движения земной поверхности вблизи эпицентра землетрясения Ван заключается в анализе поведения наиболее близкой к эпицентру землетрясения (21 км к юго-западу) станции VAAN. Траектория перемещения пункта VAAN в трехмерном пространстве показана на рис. 6. Траектория горизонтального перемещения станции (рис. 5а) показывает, что в пресеismicкой фазе медленное и однонаправленное горизонтальное движение станции происходило в направлении север–северо-восток в соответствии с региональной тенденцией движения земной коры. В полном соответствии с тенденцией перемещения Аравийской тектонической плиты. Косейсмическое быстрое смещение (рис. 6) продемонстрировало резкое перемещение на северо-запад с одновременным поднятием (рис. 6б). Постсейсмическое горизонтальное смещение в фазе постсейсмической релаксации (рис. 6а) было неожиданным, так как его направление оказалось обратным пресеismicкому. Вместо продолжения перемещения преимущественно в северном направлении, как этого требует региональная тенденция горизонтального сокращения литосферы, пункт VAAN испытал движение на юг–юго-запад, демонстрируя эффект “отталкивания” от некоего препятствия, при этом продолжая косейсмический подъем. Типичный ход продол-

жения движения после крупного сейсмического события показан, например, в работе [Rodkin, Kaftan, 2017]. Эта наблюдаемая особенность требует изучения и объяснения, так как она противоречит широко распространенной модели упругой отдачи, согласно которой постсейсмическое смещение вблизи эпицентра продолжает досейсмический тренд ускоренно, в период релаксации и, постепенно замедляясь, переходит в межсейсмическую фазу, возвращаясь к однонаправленному вековому тренду.

Такой ход движения пункта возможен вследствие сейсмогравитационного эффекта. Но в районе расположения пункта рельеф равнинный, и это предположение не подтверждается продолжающимся подъемом территории. Вероятно, объяснение такого необычного движения пункта может представить изучение геометрических характеристик поверхности контакта вязкого и хрупкого слоев литосферы и динамики вязкого подкорового слоя.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

Основной целью данного исследования является выявление деформационных предвестников землетрясения Ван. Автор работы [Mescherikov, 1968] впервые заметил существование таких предвестников. Модель Мещерякова, которая была позже развита другими авторами, была подтверждена данными повторного нивелирования в регионе Большого Кавказа [Kaftan, Ostach, 1996]. Модель представляет собой стандартную схему движений и деформаций земной поверхности в рамках сейсмического цикла, содержащую последовательные фазы медленного фонового тренда, ускоренных и пульсирующих изменений перед толчком, быстрого косейсмического сдвига, релаксации и восстановления фонового тренда. Деформационные предвестники были также обнаружены по GPS-наблюдениям в связи с сильными землетрясениями в последние десятилетия [Gu et al., 2009; 2011; Gu, Wang, 2011; Kaftan, Melnikov, 2017]. Автор работы [Roeloffs, 2006] обратил внимание на изменение скорости деформации в межсейсмический период перед сильными землетрясениями, показав, что этот вид предвестника не наблюдался перед некоторыми исследуемыми землетрясениями.

Можно отметить, что деформационные аномалии перед сильными землетрясениями не всегда обнаруживаются в эпицентральной зоне основного толчка и его афтершоков. Действительно, иногда такие деформационные аномалии возникают

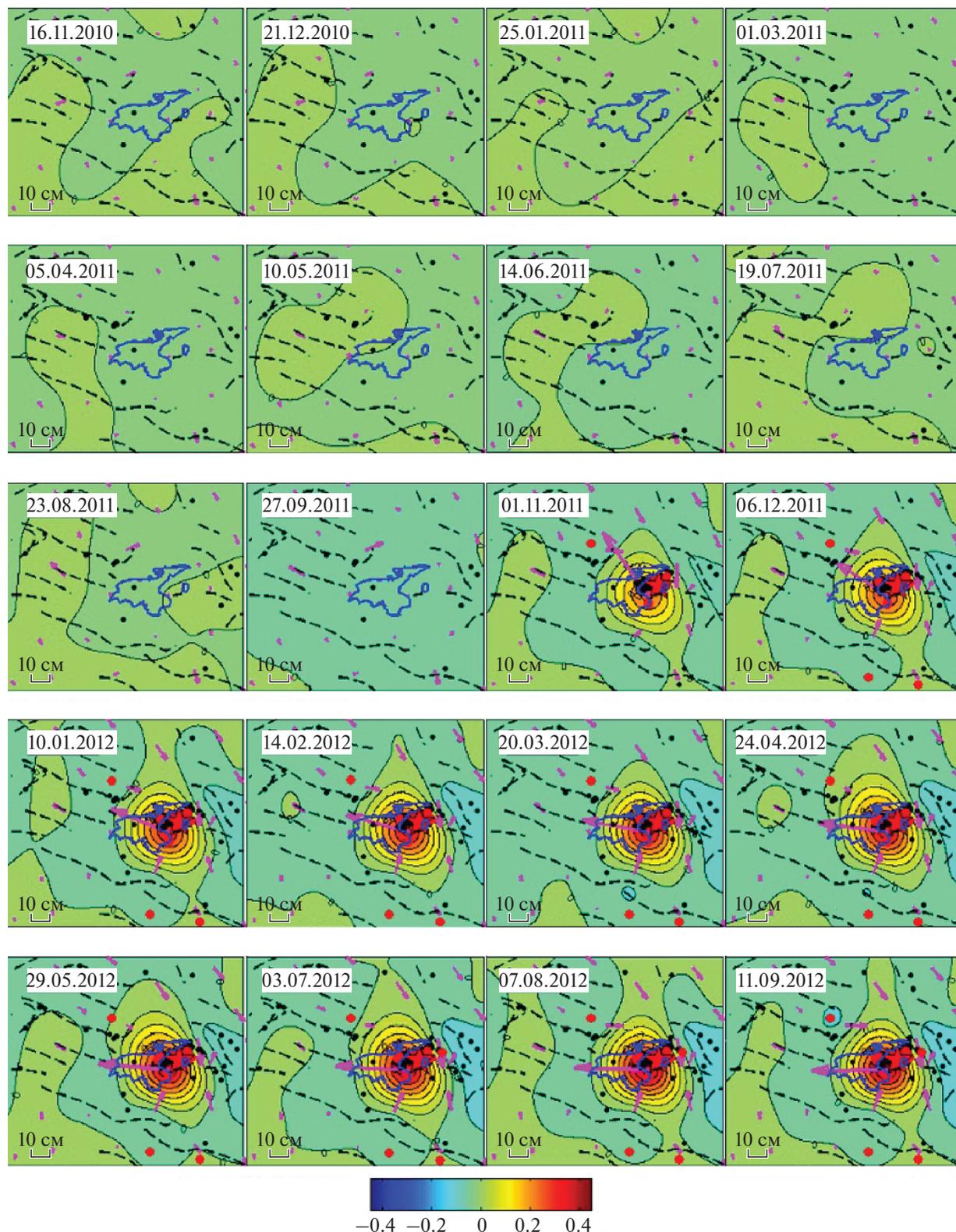


Рис. 3. Пространственное распределение накопленных от начальной эпохи горизонтальных (фиолетовые стрелки) и вертикальных смещений (изолинии) в досейсмический, косейсмический и постсейсмический периоды. Изолинии нанесены с интервалом 0.05 м. Звезда указывает эпицентр главного толчка. Крупные красные точки – эпицентры форшоков и афтершоков с $M > 5$. Маленькие черные точки – эпицентры толчков с $4 < M < 5$. Среднеквадратические ошибки значений смещений менее 0.01 м. Пунктирные черные линии обозначают зоны разломов. Контур оз. Ван показан синим цветом.

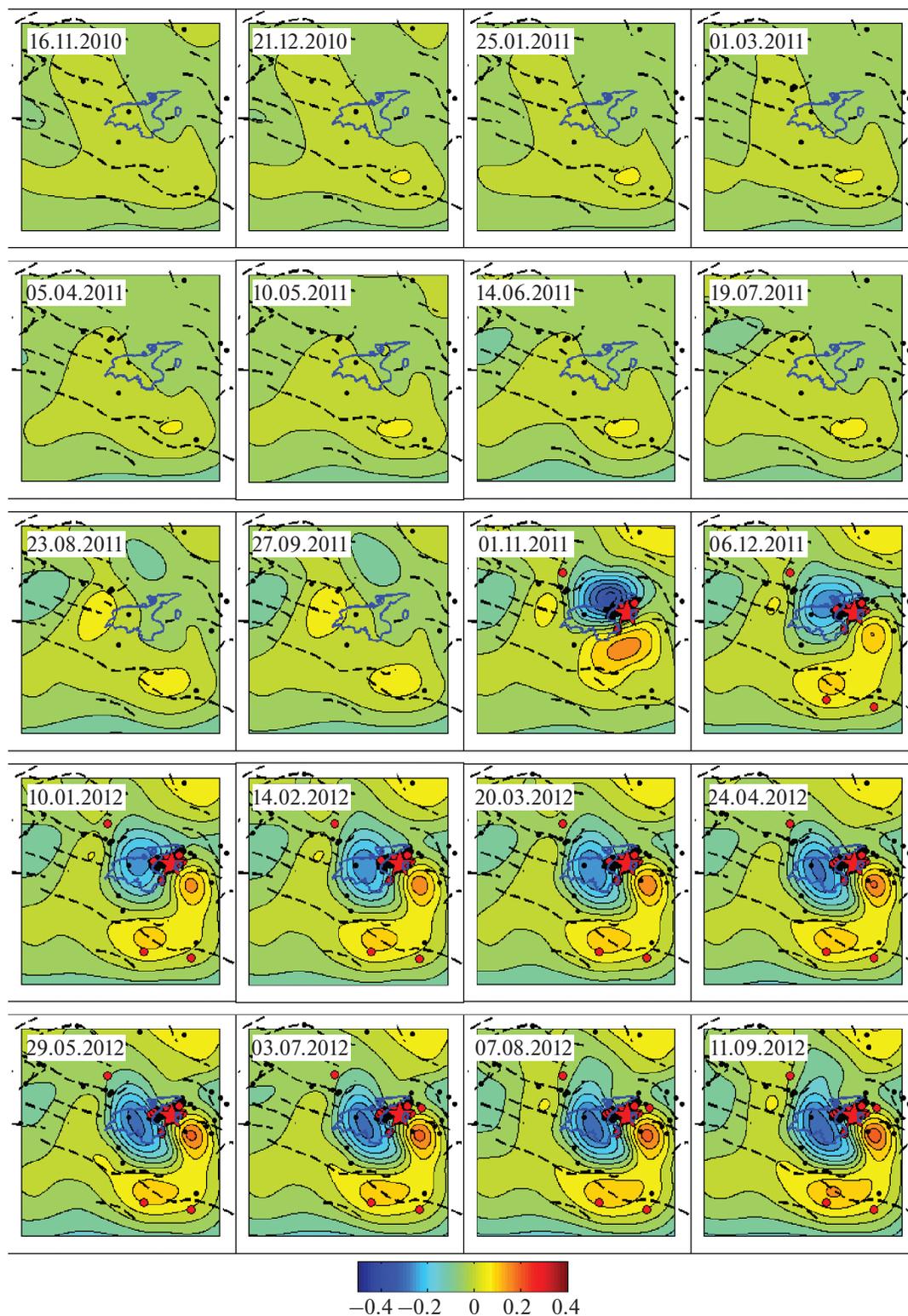


Рис. 4. Пространственное распределение дилатации в досейсмический, косейсмический и постсейсмический периоды. Изолинии нанесены с интервалами 10^{-6} . Звезда указывает эпицентр главного толчка. Крупные красные точки – эпицентры форшоков и афтершоков с $M > 5$. Маленькие черные точки – эпицентры толчков с $4 < M < 5$. Среднеквадратические ошибки значений деформации меньше 10^{-7} . Видеофильм представлен в дополнительном материале¹.

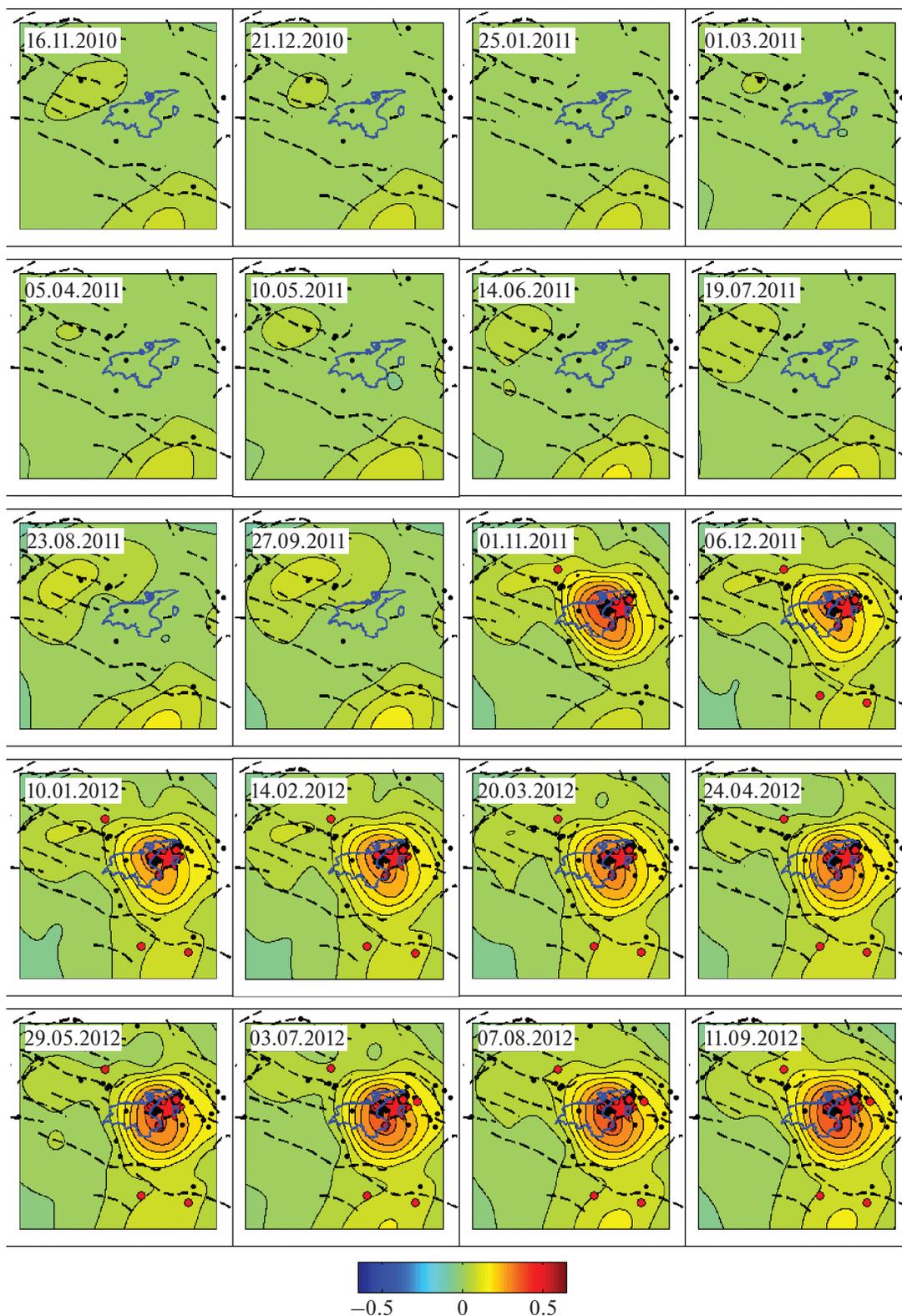


Рис. 5. Пространственное распределение полного сдвига досейсмического, косейсмического и постсейсмического периодов. Изолинии нанесены с интервалами 10^{-6} . Звезда указывает эпицентр главного толчка. Крупные красные точки – эпицентры форшоков и афтершоков с $M > 5$. Маленькие черные точки – эпицентры толчков с $4 < M < 5$. Среднеквадратические ошибки значений деформаций меньше 10^{-7} . Видеофильм представлен в дополнительном материале¹.

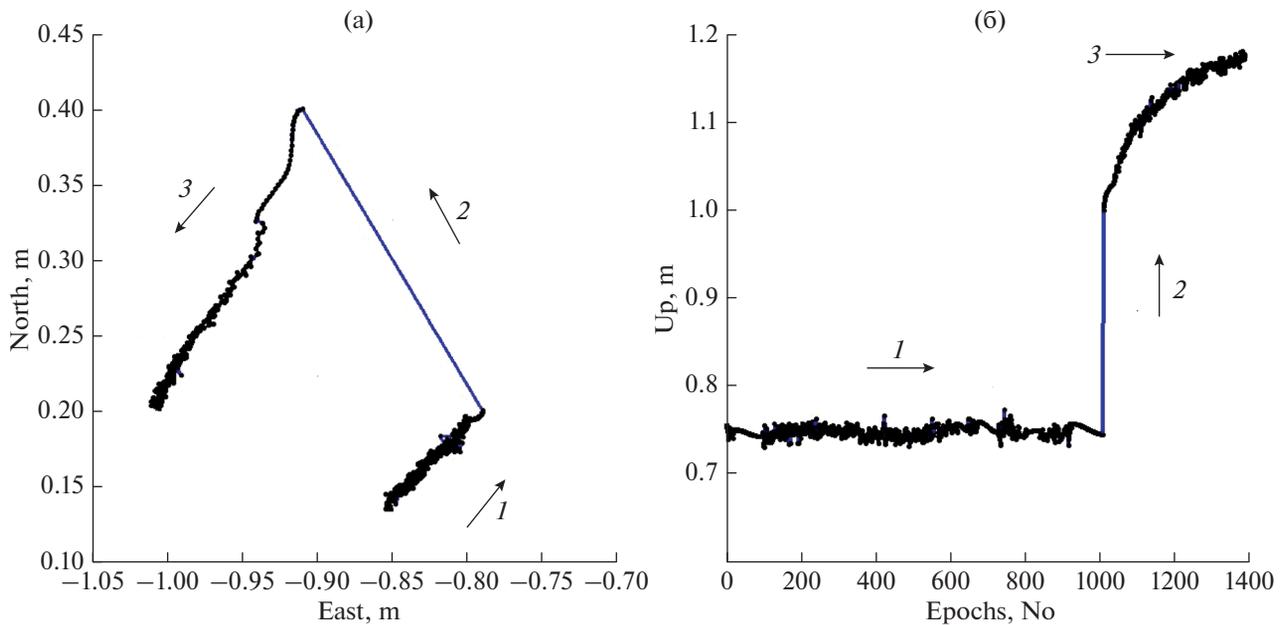


Рис. 6. Траектория пространственного перемещения пункта VAAN: (а) – горизонтальные движения; (б) – вертикальные движения. 1, 2 и 3 – пре-, ко- и постсейсмические фазы движений соответственно.

в десятках километров от эпицентра, что предположительно указывает на то, что область накопления сейсмогенерирующих деформаций превышает размер области афтершоков.

Рассматривая изменения горизонтальных и вертикальных смещений (рис. 3, рис. 7), можно видеть, что векторы предсейсмических смещений невелики и не демонстрируют явно выраженных аномалий. Тем не менее, можно заметить, что наибольшие перемещения происходят по обе стороны от продолжения зоны Северо-Анатолийского разлома (САР) на восток. Длина векторов смещения достигает нескольких сантиметров на станциях MALZ и MUUS. Здесь мы видим правостороннее движение точек на противоположных сторонах зоны САР одновременно с расширением этой области. Другой пункт, НАКК, который имеет наибольшее смещение, расположен (рис. 3, рис. 7) в районе структурной зоны Битлис–Загрос (БЗСЗ). Вертикальные смещения в этих регионах характеризуются слабыми поднятиями. Эти результаты показывают, что существует пространственная изменчивость деформаций перед землетрясением Ван.

Наиболее интересным, по мнению авторов, является поведение накопленных полных смещений GPS-станций (рис. 7б, 7г). За сутки перед главными точками в месте образования будущей эпицентральной зоны главных событий и афтершоков возникает область минимальных смещений. Это зона выражена темно-коричневой областью на

рис. 7б. Эта особенность не представляется неожиданной, так как в эпицентральной области перед сильными сейсмическими событиями часто образуется зона сейсмического затишья, что, в данном случае, отразилось и в характере поверхностных смещений. Заметим, что модель упругой отдачи Ф. Рейда требует минимальных смещений именно вблизи будущей разрывной зоны, а максимальных – на значительных удалениях от нее во время подготовки события.

Характер изменения дилатации (рис. 4) указывает на растяжения в областях к западу и югу от будущей эпицентральной зоны, прилегающей к зонам сжатия вблизи границ наблюдательной сети. Взаимосогласованный эффект растяжения и поднятия земной коры перед землетрясением подтверждает гипотезу о влиянии динамики подкоровой вязкой среды на подготовку землетрясения. Рисунки 8а и 8в показывают, что одно из самых больших растяжений за день до события вероятно связано с будущим быстрым скольжением. Экстремум растяжения сдвинулся на север после землетрясения, возможно, из-за перемещения вязкого сублитосферного субстрата в направлении очага землетрясения.

Вследствие землетрясения Ван и косейсмического смещения станции VAAN, в афтершоковой зоне сформировался дилатационный диполь, который со временем (примерно в течение месяца после главного события) поменял свою ориентировку с Ю–С на В–З. Предшествующая дефор-

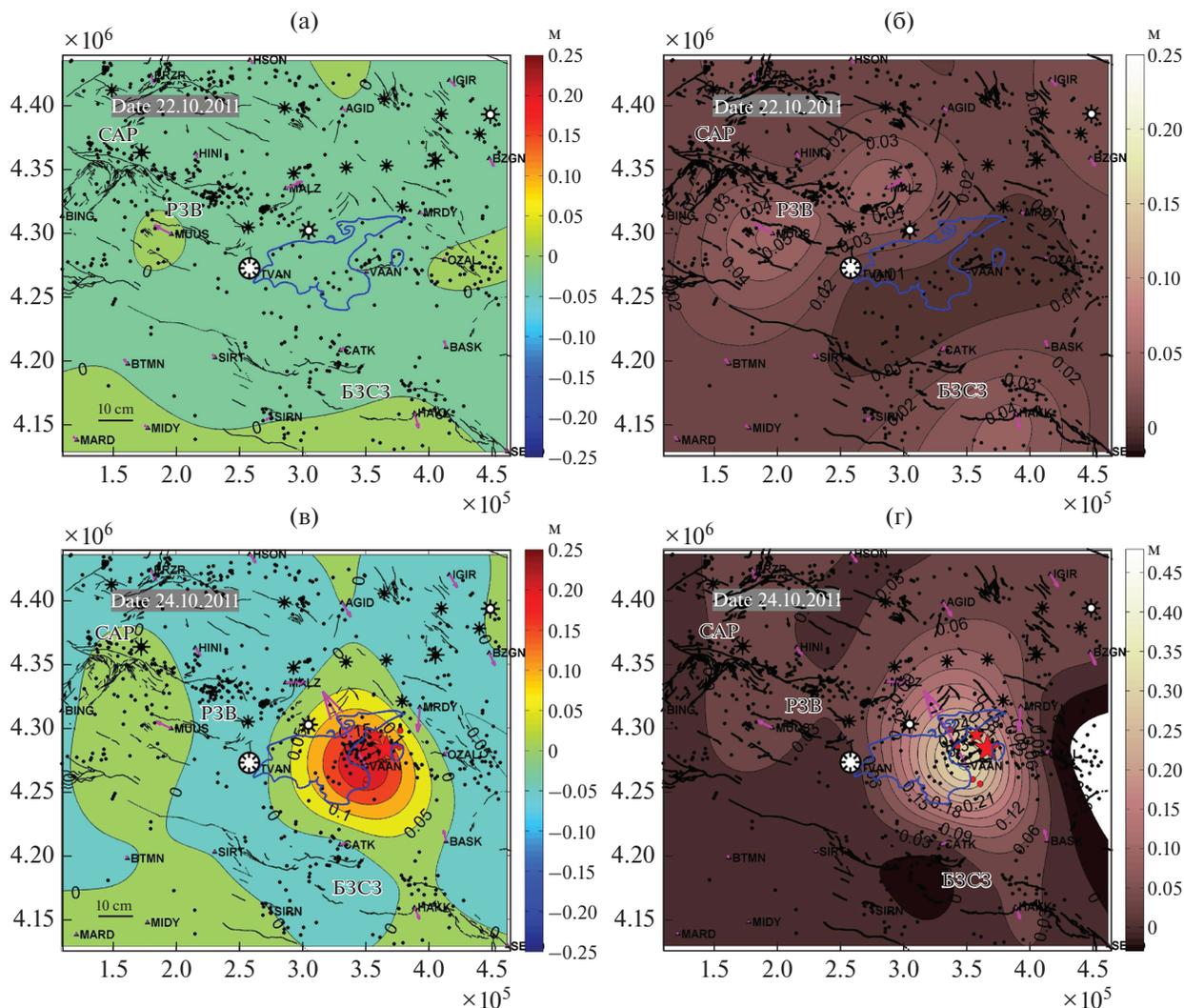


Рис. 7. Векторы горизонтальных движений (фиолетовые стрелки) и изолинии вертикальных смещений за день до толчка (а) и на следующий день (в). Изолинии полного смещения за день до толчка (б) и на следующий день (г). Черные линии – зоны разломов. Большие и маленькие красные звезды – главный толчок и самый сильный афтершок. Красные крупные точки – афтершоки $M > 4.9$. Черные точки – землетрясения $3.0 < M < 5.0$. Восьмилучевые черные звезды показывают активные (с белым центром) и неактивные вулканы.

мазия сдвига устремилась в единую общую зону с косейсмическим смещением после толчка (рис. 8б, 8г). Все перечисленные выше признаки подтверждают предположение о том, что движения и деформации, удаленные от будущего эпицентра, играют важную роль в накоплении деформации перед сейсмическим событием. Мы предполагаем, что отдаленные зоны аномальных деформаций являются предвестником землетрясения Ван.

Сегодня предвестники землетрясений имеют в своем составе различные аномалии геофизических полей, возникающие в зонах подготовки землетрясений [Bowman et al., 1988; Dobrovolsky et al., 1979]. Такими аномалиями являются пред-

шествующие землетрясению экстремальные характеристики поля деформации (главные деформации, сдвиг и дилатация) земной поверхности, величины которых превышают их фоновые оценки. В данном исследовании две деформационные неоднородности были зарегистрированы в северо-западной (разломная зона Варто – РЗВ) и юго-восточной (структурная зона Битлис–Загрос) частях исследуемого региона (рис. 3, рис. 4, рис. 8). Они обе расположены в области подготовки землетрясения, согласно [Dobrovolsky et al., 1979], и критической области, согласно [Bowman et al., 1988]. Скорости накопления деформаций изменяются от $0.4 \times 10^{-6}/\text{год}$ до $0.5 \times 10^{-6}/\text{год}$ с неопределенностью $0.06 \times 10^{-6}/\text{год}$.

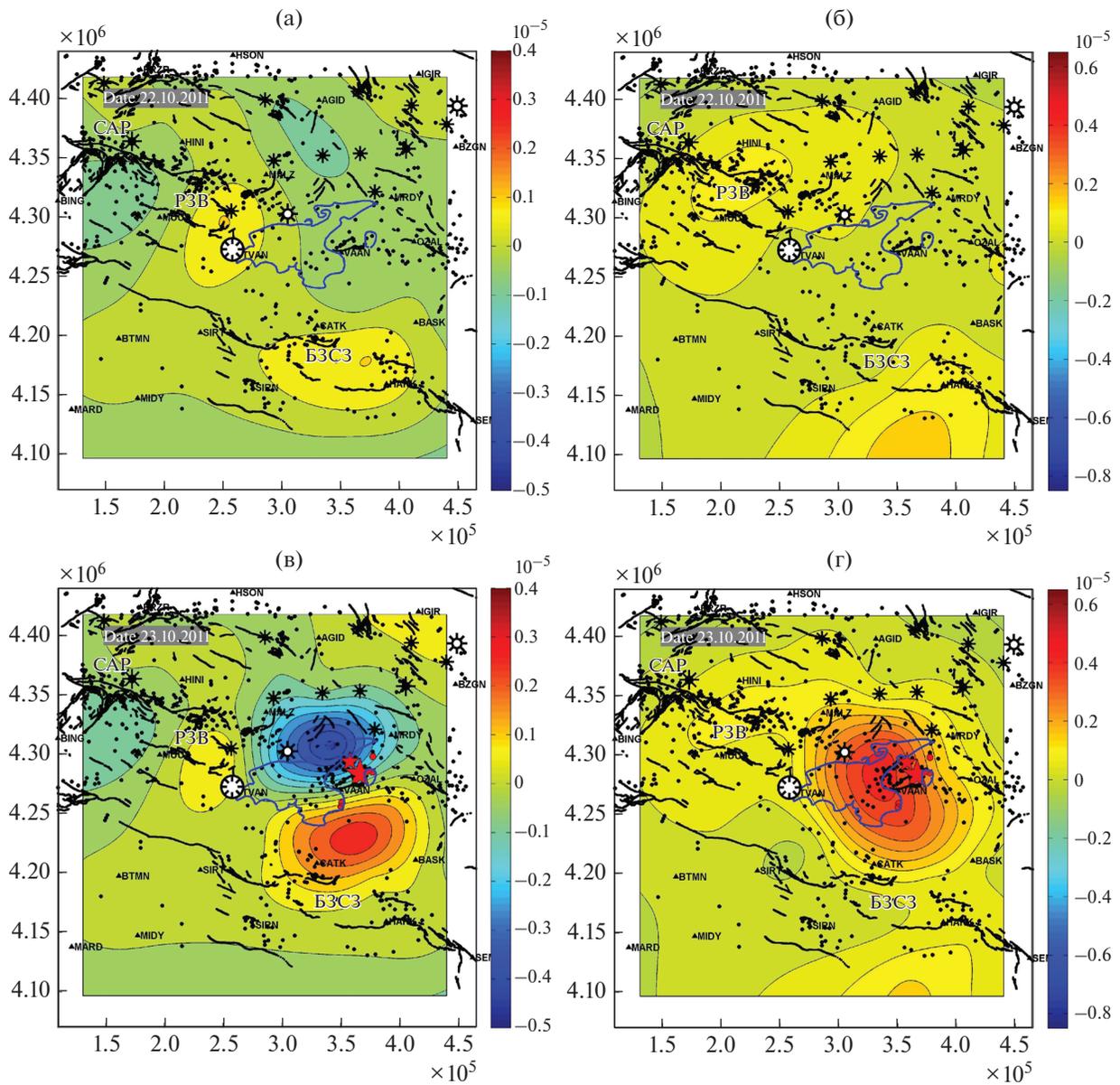


Рис. 8. Изолинии дилатации (а), (в) и общего сдвига (б), (г) с интервалом 5×10^{-7} . Черные линии – зоны разломов. Большие и маленькие красные звезды – главный толчок и самый сильный афтершок. Красные крупные точки – афтершоки $M > 4.9$. Черные точки – землетрясения $3.0 < M < 5.0$. Восьмилучевые звезды указывают активные (с белым центром) и неактивные вулканы.

Эволюция деформации, представленная на рис. 3–рис. 5 и на сопровождающих видео¹, показывает взаимную согласованность зарегистрированных досейсмических, косейсмических и постсейсмических изменений. На рис. 8 показана явная связь между до- и косейсмической деформацией. Существование и развитие предсейсмических дилатационных и сдвиговых аномалий в зоне разлома Варто и в структурной зоне Битлис, вероятно,

являются проявлениями предвестников последующего сильного события.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования движений и деформаций земной поверхности, в связи с землетрясением Ван, зарегистрированных с помощью GPS в Восточной Турции, позволяют нам сделать следующие основные выводы.

Амплитуда смещения станций MALZ, MUUS и НАКК достигает нескольких сантиметров за время наблюдения. Распределение горизонтальной компоненты смещений станций GPS демонстрирует сложный характер деформаций земной коры в исследуемом регионе. Отметим, что вертикальные смещения в этих областях характеризуются слабыми поднятиями.

Характер предсейсмического изменения дилатации указывает на растяжения в районах к западу и югу от будущей эпицентральной зоны, прилегающие к зонам сжатия вблизи границ наблюдательной сети. Эффект растяжения и поднятия до землетрясения не противоречит гипотезе о существовании сублитосферного вязкого слоя, который может играть определенную роль в сейсмическом процессе.

Эволюция движений и деформаций в исследуемой области демонстрирует вероятную связь между развитием аномальных деформаций в разломной зоне Варто и структурной зоне Битлис—Загрос с процессом подготовки землетрясения Ван. Это свидетельствует о том, что подготовительные деформационные процессы могут происходить на удалении от будущего сейсмического очага на десятки и сотни километров.

Характер накопления полных смещений GPS-пунктов перед главными событиями продемонстрировал область деформационного затишья, что демонстрирует перспективность анализа этих характеристик при разработке подходов к обнаружению мест будущих сильных землетрясений по данным пространственно-временного анализа движений и деформаций земной поверхности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность рецензентам, замечания которых способствовали существенному улучшению ясности и четкости изложения материала.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ

К этой статье прилагаются дополнительные материалы¹ в виде трех видео: Видео 1, Видео 2, Видео 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Делоне Б. Н.* О пустом шаре // Изв. АН СССР, серия физ.-матем. 1934. № 6. С. 793–800.
- Докукин П.А., Кафтан В.И., Красноперов Р.И.* Влияние формы треугольников в геодезической сети на результаты определения деформаций земной поверхности // Изв. ВУЗов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2010. № 5. С. 6–11.
- AFAD (Disaster and Emergency Management Presidency of Turkey). Van depremi raporu. 2011. <https://deprem.afad.gov.tr/?lang=en>
- Altiner Y., Söhne W., Güney C., Perl J., Wang R., Muzli M.* A geodetic study of the 23 October 2011 Van, Turkey earthquake // Tectonophysics. 2012. V. 588. P. 118–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.005>
- Blewitt G., Hammond W.C., Kreemer C.* Harnessing the GPS data explosion for interdisciplinary science // Eos 99. 2018. <https://doi.org/10.1029/2018EO104623>
- Bowman D.D., Oullion G., Sammis C.G., Sorentte A., Sorentte D.* An observational test of critical earthquake concept // J. Geophys. Res. 1988. V. 103. № B10. P. 359–372.
- Bozkurt E.* Neotectonics of Turkey — a synthesis // Geodinamica Acta. 2001. V. 14. № 1–3. P. 3–30. <https://doi.org/10.1080/09853111.2001.11432432>
- Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I.* Estimation of the Size of Earthquake Preparation Zones // Pure Appl. Geophys. 1979. V. 117. № 5. P. 1025–1044.
- Emre Ö., Duman T., Özalp S., Elmacı H.* 23 Ekim 2011 Van depremi saha gözlemleri ve kaynak faya ilişkin ön değerlendirmeler. General Directorate of Mineral Research & Exploration (MTA), Ankara. 2011. V. 22. (in Turkish).
- Emre Ö., Duman T., Olgun Ş., Elmacı H., Özalp S.* 1/250000 ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi. General Directorate of Mineral Research & Exploration (MTA), Ankara. 2012. (in Turkish).
- Gu G., Wang W., Xu Y., Li W.* Horizontal crustal movement before the great Wenchuan earthquake obtained from GPS observations in the regional network // Earthquake Science. 2009. V. 22. № 5. P. 471–478. <https://doi.org/10.1007/s11589-009-0471-x>
- Gu G., Meng G., Wang W.* Anomalous crustal movements before great Wechuan earthquake observed by GPS // Geodesy and Geodynamics. 2011. V. 2. № 2. P. 13–22. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1246.2011.00013>
- Gu G., Wang W.* Far-field crustal movement before and after the 2011 Ms9.0 Japan earthquake from GPS observations // Geodesy and Geodynamics. 2011. V. 2. № 3. P. 1–7.
- Kaftan V., Melnikov A.* Local Deformation Precursors of Large Earthquakes derived from GNSS Observation Data // IOP Conference Series Earth and Environmental Science. 2017. V. 95(3). P. 03203. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/95/3/032030>
- Kaftan V.I., Ostach O.M.* Vertical land deformation in Caucasus region // Earthquake Prediction Research. 1996. № 5. P. 235–245.
- Keskin M.* Magma generation by slab steepening and break off beneath a subduction accretion complex: An alternative

- model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 24. P. 8046. <https://doi.org/10.1029/2003GL018019>
- Koçyiğit A., Yılmaz A., Adamia S., Kuloshvili S.* Neotectonics of East Anatolian plateau (Turkey) and lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting // *Geodinamica Acta.* 2001. V. 14. P. 177–195. <https://doi.org/10.1080/09853111.2001.11432443>
- Koçyiğit A., Özer M.F., Lenk O., Çolakoğlu Z., Çelebi M., Holzer T., Sharer K., Havskov J.* Report_on_October_23_2011_Van_Earthquake_Mw7.0.pdf.2012. <http://www.deprem.gov.tr> (last access September 2012).
- Koçyiğit A.* New field and seismic data about the intraplate strike-slip deformation in Van region, East Anatolian plateau, E. Turkey // *J. Asian Earth Sciences.* 2013. V. 62. P. 586–605. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.11.008>
- Mackenzie D., Elliott J.R., Altunel E., Walker R.T., Kurban Y.C., Schwenninger J.-L., Parsons B.* Seismotectonics and rupture process of the M_w 7.1 2011 Van reverse-faulting earthquake, eastern Turkey, and implications for hazard in regions of distributed shortening // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 206. P. 501–524. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw158>
- Mescherikov J.A.* Resent crustal movements in seismic regions: Geodetic and geomorphic data // *Tectonophysics.* 1968. V. 6. P. 29–39. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(68\)90024-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(68)90024-3)
- Ozener H., Dogru A., Unlutepe A.* An Approach for Rapid Assessment of Seismic Hazards in Turkey by Continuous GPS Data // *Sensors.* 2009. V. 9. P. 602–615. <https://doi.org/10.3390/s90100602>
- Özkaymak Ç., Sözbilir H., Bozkurt E., Dirik K., Topal T., Alan H., Çağlan D.* 23 Ekim 2011 Tabanlı-Van Depreminin Sismik Jeomorfolojisi ve Doğu Anadolu'daki Aktif Tektonik Yapılarla Olan İlişkisi (Seismic Geomorphology of October 23, 2011 Tabanlı-Van Earthquake and Its Relation to Active Tectonics of East Anatolia) // *J. Geological Engineering.* 2011. V. 35. № 2. P. 175–200 (in Turkish).
- Roeloffs E.A.* Evidence for aseismic deformation rate changes prior to earthquakes // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2006. V. 34. P. 591–627. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.124947>
- Rodkin M.V., Kaftan V.I.* Post-seismic relaxation from geodetic and seismic data // *Geodesy and Geodynamics.* 2017. V. 8. P. 13–16. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2017.01.001>
- Şengör A.M.C., Ozeren S., Zor E., Genç T.* East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 24. P. 8045. <https://doi.org/10.1029/2003GL017858>
- Tiryakioğlu I., Yavasoglu H., Uğur M. A., Özkaymak Ç., Yılmaz M., Kocaoglu H., Turgut B.* Analysis of October 23 (M_w 7.2) and November 9 (M_w 5.6), 2011 Van Earthquakes Using Long-Term GNSS Time Series // *Earth Sci. Res. J.* 2017. V. 21. № 3. P. 147–156. <https://doi.org/10.15446/esrj.v21n3.62812>
- Toker M., Şengör A.M.C., Schluter F.D., Demirbağ E., Çukur D., İmren C., Niessen F.* The structural elements and tectonics of the Lake Van basin (Eastern Anatolia) from multi-channel seismic reflection profiles // *J. Afr. Earth Sci.* 2017. V. 129. P. 165–178. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.01.002>
- Wang C., Ding X., Li Q., Shan X., Zhu W., Guo B., Liu P.* Co-seismic and postseismic slip models of the 2011 Van earthquake, Turkey, from InSAR, offset-tracking, MAI, and GPS observations // *J. Geodyn.* 2015. V. 91. P. 39–50. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.08.006>
- Wu J.C., Tang H.W., Chen Y.Q.* Effects of triangle shape factor on precision of crustal deformation calculated // *J. Geodesy Geodyn.* 2003. V. 23. P. 26–30. (in Chinese).
- Wu J.C., Tang H.W., Chen Y.Q., Li Y.X.* The current strain distribution in the North China Basin of eastern China by least-squares collocation // *J. Geodynamics.* 2006. V. 41. P. 462–470. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2006.01.003>
- Zor E., Gurbuz C., Turkelli N., Sandvol E., Seber D., Barazangi M.* The crustal structure of the East Anatolian Plateau from receiver functions // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 24. P. 8044. <https://doi.org/10.1029/2003GL018192>

Crustal Motions and Strains in Eastern Turkey in Connection with the Van Earthquake (October 23, 2011, $M_w = 7.2$): Study from GPS Data

V. I. Kaftan^{a, *}, I. Kaftan^{b, **}, and E. Gök^{b, ***}

^a*Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119296 Russia*

^b*Dokuz Eylül University, Izmir, 35390 Turkey*

*e-mail: kaftan@geod.ru

**e-mail: ilknur.kaftan@deu.edu.tr

***e-mail: elcin.gok@deu.edu.tr

A devastating earthquake with magnitude $M_w = 7.2$ occurred in the Van region, Eastern Turkey, on October 23, 2011. This study analyzes the characteristics of surface deformation before, during, and after the earthquake. The data of the 300×300 km² permanent GPS network are used for quantitatively estimating surface deformations in the epicentral zone of the earthquake from January 16, 2009 to October 29, 2012 with daily time resolution. The dilatation, total shear, horizontal and vertical displacements are determined approximately

three years before and one year after the Van earthquake of 2011. The spatial distributions of strains for each day are combined into a video film for tracking the changes in the deformation process before and after the earthquake. Anomalous deformations are revealed a few months before the earthquake at a distance of about 100 kilometers from the future epicenter. The evolution of the motions and strains in the study region shows a probable connection of the evolution of the anomalous strains in the Varto fault zone and Bitlis–Zagros structural zone with the preparation of the Van earthquake. This suggests that the preparatory deformation processes can occur at a distance of dozens and hundreds km from the future seismic source.

Keywords: the $M_w = 7.2$ Van earthquake of October 23, 2011, Eastern Turkey, surface deformations, GPS data

УДК 530.34

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕНЗОРА МОМЕНТА ДВОЙНОГО ДИПОЛЯ ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ КАМЧАТКИ ПО ВОЛНОВЫМ ФОРМАМ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

© 2021 г. И. Р. Абубакиров¹, В. М. Павлов^{1, *}

¹Камчатский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
г. Петропавловск-Камчатский, Россия

*E-mail: pvm@emsd.ru

Поступила в редакцию 29.10.2020 г.

После доработки 03.12.2020 г.

Принята к публикации 16.12.2020 г.

Развернутая в 2006–2010 гг. на Камчатке сеть цифровых сейсмических приборов создала принципиальную возможность для расчета тензора сейсмического момента (ТСМ) камчатских землетрясений по широкополосным волновым формам региональных станций. В статье описана методика расчета ТСМ типа двойной диполь без момента (ДД), опирающаяся на декомпозицию тензора ДД и проведение частичной линейной инверсии по двум (из четырех) переменным в явном виде. Это позволяет выразить целевую функцию метода наименьших квадратов через два угла, задающих ориентацию нулевой оси тензора ДД. Инверсия по углам проводится с использованием итерационного метода Левенберга–Марквардта. По описанной методике для 31 землетрясения Камчатки с моментной магнитудой $M_w = 4.3–6.2$ рассчитаны механизм очага, моментная магнитуда и глубина эквивалентного точечного источника и проведено сопоставление полученных оценок с данными каталога GСMT, которые имеются для 19 событий. Согласие оказалось вполне приемлемым. Значения угла K , характеризующего расхождение между механизмом двойного диполя, рассчитанного нами непосредственно по волновым формам, и механизмом *наилучшего* двойного диполя, сконструированного по тензору с нулевым следом из каталога GСMT, для 16 событий из 19 не превосходят 25 градусов. Моментные магнитуды недооценены относительно значений из каталога GСMT на величину ≈ 0.1 единиц магнитуды, а глубины занижены в среднем на 8 км.

Ключевые слова: тензор сейсмического момента, механизм очага, двойной диполь без момента, региональные широкополосные волновые формы.

DOI: 10.31857/S0002333721030017

ВВЕДЕНИЕ

Тензор сейсмического момента (ТСМ) является базовой характеристикой очага землетрясения в рамках модели точечного источника. ТСМ объединяет в себе характеристики очага в целом: а) его механизм – ориентацию плоскости очага и направление подвижки и б) его “силу” – скалярный сейсмический момент M_0 .

Тензор сейсмического момента был введен в первой половине 1970-х гг. в работах [Gilbert, 1970; Randall, 1971; Костров, 1970; 1974]. Дальнейшее развитие концепция тензора сейсмического момента получила в работах Дж. Бэкуса и М. Мулкахи [Backus, Mulcahy, 1976; Backus, 1977], в которых “обычный” тензор сейсмического момента фигурирует как тензор нулевого порядка.

Определение ТСМ по сейсмическим данным производится путем инверсии широкополосных

волновых форм или их спектров с использованием синтетических сейсмограмм.

Рутинное определение ТСМ с использованием глобальной сети сейсмостанций, оснащенных широкополосными приборами, было начато в 1981 г. в работе [Dziewonski et al., 1981] с использованием метода СМТ (Centroid Moment Tensor). В этом методе ТСМ определяется одновременно с пространственно-временным центроидом (см. также [Backus, 1977]) – векторной величиной, компонентами которой являются координаты эквивалентного точечного источника (широта, долгота, глубина) и время, соответствующее положению центра временной функции источника.

Затем в начале 1990-х гг. появились региональные методики в США [Pasyanos et al., 1996], в Японии [Kubo et al., 2002], Европе и Средиземноморье (см., например, обзор в работе [Cesca et al., 2010]) и в других сейсмоактивных регионах.

В СССР, а затем и в России работы по расчету тензора сейсмического момента велись как в теоретическом [Костров, 1970; 1974; 1975; Букчин, 1989; Фатьянов, 1991], так и в практическом плане [Абубакиров и др., 2015; Аптекман, Богданов, 1981; Букчин, 1989; Павлов, Абубакиров, 2012а; 2012б]. Методика Б.Г. Букчина [1989] была применена, в частности, для расчета ТСМ прибайкальских землетрясений [Середкина, Мельникова, 2013]. На Сахалине ТСМ рассчитывается [Сафонов и др., 2017] с помощью программного комплекса ISOLA [Sokos, Zahradnik, 2008]. В ближнем зарубежье также проводились расчеты ТСМ [Костюк, 2008; Сычева, 2016] с привлечением разработанных в ведущих мировых сейсмологических центрах программных комплексов.

В рамках проекта GCMT (The Global Centroid Moment Tensor) [Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012] ТСМ и параметры центра системы систематически определяются для всех достаточно сильных землетрясений мира. При этом предполагается, что временная функция источника имеет форму прямоугольника или симметричного треугольника, а ее длительность задается по значению моментной магнитуды на основе эмпирической корреляционной формулы. Для расчета ТСМ и параметров центра используются волновые формы трех типов: объемные волны с периодами более 40 с, “коровые” поверхностные волны с периодами более 40 с и “мантийные” поверхностные волны с периодами более 125 с. Результаты в режиме, близком к режиму реального времени, заносятся в каталог GCMT, размещенный на сайте проекта¹. В этом каталоге приведены компоненты ТСМ и параметры центра для ряда камчатских землетрясений с моментной магнитудой $M_w \geq 4.8$.

В Камчатском филиале ФИЦ ЕГС РАН проводились и продолжают проводиться в настоящее время работы по определению механизмов на основе знаков вступлений продольных волн [Иванова и др., 2011]. В настоящее время каталог механизмов по знакам первых вступлений² насчитывает свыше 1400 событий Камчатки и Командорских островов периода 1964–2018 гг. с энергетическим классом по S -волне $K_{SI,2}^{F68}$ [Федотов, 1972] ≥ 11.5 . До сих пор он остается наиболее полным однородным каталогом, характеризующим геометрию очагов камчатских землетрясений. Его основная проблема связана с достаточно часто возникающими ошибками в оценках полярности первых вступлений, которые ухудшают качество полученных индивидуальных решений; тем не менее,

средние механизмы, построенные по группе событий, в большинстве случаев оказываются вполне приемлемыми и позволяют получить адекватное представление о сейсмотектонических процессах [Иванова и др., 2011].

Развернутая в 2006–2010 гг. на Камчатке сеть широкополосных цифровых приборов позволила получать оценки ТСМ по волновым формам смещений на основе разработанной в КФ ФИЦ ЕГС РАН методики [Абубакиров и др., 2015; Павлов, Абубакиров, 2012а; 2012б].

Эта методика имеет следующие основные черты: 1) модель Земли – плоскостное полупространство; 2) из характеристик центра определяется только глубина; эпицентр не разыскивается – его положение фиксируется по каталогу; 3) время в очаге не определяется – перед началом инверсии синтетические и наблюдаемые сейсмограммы совмещаются по вступлению продольных волн. Кроме того, в отличие от GCMT длительность процесса в очаге не назначается по корреляционной зависимости, а рассчитывается перебором по критерию минимума невязки. Предусмотрены два варианта методики: 1) расчет тензора с нулевым следом (линейная задача) и 2) расчет тензора в предположении двойного диполя без момента (нелинейная задача). В последнем случае исходная нелинейная задача разбивается на линейную и собственно нелинейную части. Это возможно, так как любой тензор двойного диполя с фиксированной нулевой осью может быть представлен в виде суммы двух базисных тензоров с неизвестными коэффициентами. Линейная часть задачи заключается в нахождении этих коэффициентов, что удается сделать в аналитическом виде. После чего возникает нелинейная задача относительно углов, задающих ориентацию нулевой оси. Вычленение линейной части позволяет уменьшить число искомых нелинейных параметров до двух, что заметно облегчает поиск решения.

В статьях [Абубакиров и др., 2015; Павлов, Абубакиров, 2012а; 2012б] эта методика применена для сильных землетрясений с $M_w \geq 7.5$. В данной работе методика адаптируется для землетрясений произвольной магнитуды. Будем ссылаться на эту методику с помощью аббревиатуры RSMT (Regional Seismic Moment Tensor).

В данной работе описана методика RSMT и приведены полученные с ее помощью оценки механизмов, глубин и моментных магнитуд камчатских землетрясений 2010–2012 гг. Оценки получены по широкополосным волновым формам, содержащим полное волновое поле, включающее как объемные, так и поверхностные волны. В качестве модели источника принимается “двойной диполь без момента”. Использованы, в основном, данные сейсмических станций Дальнего Во-

¹ <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

² Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Каталог механизмов очагов землетрясений Камчатки и Командорских островов (<http://sdis.emsd.ru/info/earthquakes/mechanism.php>).

стока России. Для 19 из 31 обработанных землетрясений имеются оценки в глобальном каталоге GСMT. Эти оценки использованы для проверки качества результатов, полученных по методике RSMT.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для постановки задачи необходимо выбрать модели очага и среды, определить связь смещений грунта в точках среды с характеристиками очага и сформировать систему уравнений относительно искомым характеристик очага.

Модель очага

Длинноволновое сейсмическое излучение от протяженного очага землетрясения на расстояниях, значительно превышающих его размеры, можно промоделировать, используя эквивалентный точечный источник дипольного типа (см., например, [Костров, 1975]). Такой источник характеризуется симметричным тензором сейсмического момента \mathbf{M} с компонентами M_{ij} ($i, j = 1, \dots, 3$), временной функцией источника (ВФИ) $f(t)$, географическими координатами и глубиной h_e .

Тензор \mathbf{M} определяет силу и диаграмму направленности сейсмического излучения (механизм), а безразмерная нормированная функция $f(t)$ моделирует временной ход излучения. Эта функция равна нулю до начала разрыва в очаге и единице после его завершения через промежуток времени τ . Величину τ будем называть длительностью источника. Для описания очага в терминах \mathbf{M} и $f(t)$ в качестве основной модели мы используем двойной диполь без момента, который является точечным эквивалентом однонаправленной сдвиговой подвижки вдоль плоской площадки разрыва. Обозначим ТСМ двойного диполя через \mathbf{M}_{DC} , где “DC” – Double Couple, и допустим, что подвижка $\mathbf{D}(\mathbf{x}, t) = D(\mathbf{x}, t)\mathbf{d}$ происходит по площадке Σ с нормалью \mathbf{n} в направлении единичного вектора \mathbf{d} . Тогда [Аки, Ричардс, 1983]:

$$\mathbf{M}_{DC} = M_0(\mathbf{nd}^T + \mathbf{dn}^T), \quad (1)$$

где $M_0 = \mu \int_{\Sigma} D(\mathbf{x}, \infty) dS$ – скалярный сейсмический момент; μ – модуль сдвига,

$$f(t) = \int_{\Sigma} D(\mathbf{x}, t) dS \left(\int_{\Sigma} D(\mathbf{x}, \tau) dS \right)^{-1}. \quad (2)$$

Из свойств тензора \mathbf{M}_{DC} следует, что его след $\text{tr}(\mathbf{M}_{DC})$ и определитель $\det(\mathbf{M}_{DC})$ должны быть равны нулю:

$$\text{tr}(\mathbf{M}_{DC}) = M_{11} + M_{22} + M_{33} = 0, \quad (3)$$

$$\det(\mathbf{M}_{DC}) = 0. \quad (4)$$

Из условий (3) и (4) вытекает, что задача расчета \mathbf{M}_{DC} по наблюдениям может быть поставлена как задача условной нелинейной оптимизации. Однако на практике обычно решают задачу безусловной оптимизации, используя параметрическое представление \mathbf{M}_{DC} через четыре независимых параметра: углы простирания φ и падения δ площадки Σ , угол подвижки λ и сейсмический момент M_0 [Аки, Ричардс, 1983]. Это представление является нелинейным относительно углов φ , δ и λ . Мы используем альтернативную параметризацию, описанную в Приложении. Она включает углы φ и θ , определяющие ориентацию нулевой оси тензора (формула (A1)), и коэффициенты x_1, x_2 в разложении тензора \mathbf{M}_{DC} (A3) по тензорам специального вида (A4). При таком подходе нелинейными являются лишь два параметра (φ и θ), что существенно снижает вычислительную сложность расчета \mathbf{M}_{DC} .

Относительно ВФИ $f(t)$ мы предполагаем, что ее плотность $\dot{f}(t) \equiv \frac{d}{dt} f(t)$ имеет форму симметричного треугольника, и характеризуем свойства этой функции единственным параметром – ее длительностью τ .

Предполагается также, что географические координаты эквивалентного точечного источника известны заранее и совпадают с координатами эпицентра.

Таким образом, мы задаем эквивалентный точечный источник шестью параметрами, подлежащими определению: углами φ и θ , коэффициентами x_1, x_2 , длительностью τ и глубиной h_e .

Модель среды

Принятая модель среды (табл. 1) состоит из 6 однородных слоев общей толщиной 660 км и подстилающего полупространства. Значения добротностей для P - и S -волн заданы постоянными: $Q_p = 600$, $Q_s = 300$. Скоростной разрез и профиль плотности построены на основе модели *ak135* [Kennett et al., 1995]. В качестве границ раздела выбраны границы *ak135* со скачками скорости. Параметры однородных слоев *ak135* оставлены без изменений. Последовательности градиентных слоев преобразованы в однородные слои, которым приписаны значения скоростей P - и S -волн и плотности, полученные путем усреднения соответствующих величин на границах градиентных слоев. Параметры полупространства получены усреднением данных модели *ak135* для глубин от 660 до 760 км.

Таблица 1. Модель слоисто-однородной среды, использованная для расчета функций влияния

Интервал глубин, км	Плотность ρ , г/см ³	Скорость P -волн, км/с	Скорость S -волн, км/с
0–20	2.720	5.800	3.460
20–35	2.920	6.500	3.850
35–120	3.345	8.045	4.490
120–210	3.398	8.175	4.509
210–410	3.486	8.665	4.696
410–660	3.910	9.780	5.340
660– ∞	4.416	10.990	6.150

Примечания: Плотность и скорости – средние значения усеченного разреза ak135 [Kennett et al., 1995]; значения добротности приняты постоянными: $Q_p = 600$, $Q_s = 300$.

Выражение смещений через характеристики источника

Смещения в точке наблюдения \mathbf{x} в произвольный момент времени t от источника в точке \mathbf{x}_0 представляются в виде линейной комбинации компонент ТСМ [Аки, Ричардс, 1983]:

$$u_n(\mathbf{x}, t) = M_{ij} g_{nij}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_0, t), \quad n, i, j = 1, \dots, 3, \quad (5)$$

где $g_{nij}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_0, t)$ – функция влияния соответствующей компоненты ТСМ на сейсмограмму в точке наблюдения:

$$g_{nij}(\mathbf{x}, \mathbf{x}_0, t) = f(t) * G_{ni,j} = \dot{f}(t) * \int_0^t G_{ni,j} dt, \quad (6)$$

где $G_{ni,j}$ – производная синтетической функции Грина G_{ni} по координате источника x_{0j} . Второе выражение для функций влияния является предпочтительным, так как плотность ВФИ $\dot{f}(t)$ является финитной функцией, т.е. определена на конечном интервале.

Система уравнений относительно компонент ТСМ

Обозначим через \mathbf{V} вектор-столбец неизвестных компонент ТСМ:

$$\mathbf{V} = L\{\mathbf{M}\} \equiv [M_{11}, M_{12}, M_{13}, M_{22}, M_{23}, M_{33}]^T, \quad (7)$$

где $L\{\cdot\}$ – оператор, переводящий 3×3 симметричную матрицу в 6×1 вектор; “ T ” – знак транспонирования.

При фиксированных значениях глубины h_e и длительности τ система уравнений относительно компонент ТСМ, составленная на основе дискретного аналога формулы (5), имеет вид:

$$\mathbf{G}\mathbf{V} = \mathbf{B}, \quad (8)$$

где: \mathbf{B} – вектор размерности $N \times 1$, сформированный из выделенных для инверсии и профильтрованных в некоторой полосе частот сигналов реальных смещений; \mathbf{G} – матрица размерности $N \times 6$,

построенная из функций влияния, которые выделяются и фильтруются точно так же, как и реальные данные.

Формулировка задачи

Введем вектор неизвестных \mathbf{X} , используя для этого матрицу \mathbf{T} такую, что:

$$\mathbf{V} = \mathbf{T}\mathbf{X}. \quad (9)$$

Вид и размерность этой матрицы зависят от ограничений, которые накладываются на компоненты ТСМ. Матрица \mathbf{T} и вектор \mathbf{X} будут конкретизированы в следующем разделе. В отсутствие ограничений \mathbf{T} представляет собой единичную матрицу шестого порядка.

С учетом формулы (9), запишем систему (8) в виде:

$$\mathbf{A}\mathbf{X} = \mathbf{B}, \quad (10)$$

где

$$\mathbf{A} = \mathbf{G}\mathbf{T}. \quad (11)$$

Система (10), также как и (8), является переопределенной. Под ее решением будем понимать вектор $\mathbf{X} = \mathbf{X}_*$, доставляющий минимум функции невязки $\varepsilon(\mathbf{X})$ – нормированной суммы квадратов разности наблюдаемых и модельных данных:

$$\varepsilon(\mathbf{X}) = \|\mathbf{B} - \mathbf{A}\mathbf{X}\|^2 / \|\mathbf{B}\|^2, \quad (12)$$

где символом $\|\cdot\|$ обозначена евклидова норма вектора.

Требуется для каждой пары пробных значений глубины h_i ($i = 1, \dots, n_h$) и длительности τ_j ($j = 1, \dots, n_\tau$) найти вектор $\mathbf{X}_*(h_i, \tau_j)$, доставляющий минимум функции (12), и само минимальное значение невязки $\varepsilon_*(h_i, \tau_j) = \varepsilon(\mathbf{X}_*(h_i, \tau_j))$.

Минимум невязки $\varepsilon_* = \varepsilon_*(h_*, \tau_*)$ по глубине и длительности и доставляющие этот минимум оптимальные значения h_* и τ_* определяются перебором по сетке (h_i, τ_j) .

Оптимальный тензор \mathbf{M}^* конструируется путем обращения оператора $L\{\cdot\}$, заданного формулой (7):

$$\mathbf{M}^* = L^{-1}\{\mathbf{V}_*\}, \quad (13)$$

где $\mathbf{V}_* = \mathbf{T}\mathbf{X}_*(h_*, \tau_*)$.

ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ ОСНОВА РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ РАСЧЕТА ТСМ ПРИ ФИКСИРОВАННЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ГЛУБИНЫ ЭКВИВАЛЕНТНОГО ТОЧЕЧНОГО ИСТОЧНИКА И ДЛИТЕЛЬНОСТИ ВРЕМЕННОЙ ФУНКЦИИ

Используемый нами метод расчета тензора двойного диполя предполагает этап предварительного определения тензора с нулевым следом. Рассмотрим сначала этот этап, а затем перейдем к случаю двойного диполя.

Решение при нулевом следе

Компоненты ТСМ удовлетворяют условию (3). Матрица \mathbf{T} , входящая в формулы (9) и (11), представляет собой прямоугольную матрицу размерности 6×5 , первые пять строк которой совпадают с единичной матрицей 5-го порядка, а 6-я строка задается вектором $[-1, 0, 0, -1, 0]$. Вектор неизвестных \mathbf{X} и матрица \mathbf{A} системы (10) имеют вид:

$$\mathbf{X} = [M_{11}, M_{12}, M_{13}, M_{22}, M_{23}]^T, \quad (14)$$

$$\mathbf{A} = [\mathbf{G}_1 - \mathbf{G}_6, \mathbf{G}_2, \mathbf{G}_3, \mathbf{G}_4 - \mathbf{G}_6, \mathbf{G}_5], \quad (15)$$

где \mathbf{G}_i , ($i = 1, \dots, 6$) – i -тый столбец матрицы \mathbf{G} .

Вектор $\mathbf{X} = \mathbf{X}_*$, доставляющий минимум функции невязки (12), находится по формуле [Худсон, 1970]:

$$\mathbf{X}_* = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} (\mathbf{A}^T \mathbf{B}), \quad (16)$$

а оптимальный тензор с нулевым следом \mathbf{M}_{NT} (“NT” – Null Trace) по формуле:

$$\mathbf{M}_{NT}^* = L^{-1}\{\mathbf{V}_*\}, \quad (17)$$

где $\mathbf{V}_* = \mathbf{T}\mathbf{X}_*$, $L^{-1}\{\cdot\}$ – оператор восстановления ТСМ по 6-компонентному вектору \mathbf{V}_* .

Таким образом, для тензора с нулевым следом непосредственно в результате инверсии находятся пять компонент ТСМ. Шестая компонента определяется из условия нулевого следа (3) по формуле $M_{33} = -(M_{11} + M_{22})$.

Решение для двойного диполя без момента

Компоненты ТСМ удовлетворяют условиям (3) и (4). Воспользуемся описанной в приложении параметризацией тензора ДД. Напомним,

что эта параметризация включает углы φ и θ , задающие ориентацию нулевой оси, и компоненты вектора $\mathbf{x} = [x_1, x_2]^T$ в представлении (A4). В этом случае матрица \mathbf{T} размерности 6×2 зависит от углов φ и θ :

$$\mathbf{T}(\varphi, \theta) = [L\{\mathbf{m}_1(\varphi, \theta)\}, L\{\mathbf{m}_2(\varphi, \theta)\}], \quad (18)$$

где матрицы $\mathbf{m}_1, \mathbf{m}_2$ выражаются по формулам (A4), а оператор L определен формулой (7).

Значения параметров $\varphi, \theta, \mathbf{x}$ находятся в результате минимизации целевой функции:

$$\varepsilon(\varphi, \theta, \mathbf{x}) = \|\mathbf{B} - \mathbf{A}(\varphi, \theta)\mathbf{x}\|^2 / \|\mathbf{B}\|^2, \quad (19)$$

где

$$\mathbf{A}(\varphi, \theta) = \mathbf{G}\mathbf{T}(\varphi, \theta). \quad (20)$$

Минимизация производится в два приема: сначала по \mathbf{x} , а затем по углам φ и θ .

Вектор $\mathbf{x} = \mathbf{x}_*(\varphi, \theta)$, доставляющий минимум функции невязки (19) при фиксированных значениях φ и θ , находится из (10) стандартным способом:

$$\mathbf{x}_*(\varphi, \theta) = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{B}, \quad (21)$$

где матрица $\mathbf{A} = \mathbf{A}(\varphi, \theta)$ выражается по формуле (20).

Заменяя в формуле (19) $\mathbf{A}(\varphi, \theta)$ и $\mathbf{x} = \mathbf{x}_*(\varphi, \theta)$ с помощью формул (20) и (21) соответственно, получим выражение для целевой функции с аргументами φ и θ :

$$\varepsilon(\varphi, \theta) = \|\mathbf{B} - \mathbf{G}\mathbf{V}(\varphi, \theta)\|^2 / \|\mathbf{B}\|^2, \quad (22)$$

где

$$\mathbf{V}(\varphi, \theta) = \mathbf{T}(\mathbf{T}^T \mathbf{G}^T \mathbf{G} \mathbf{T})^{-1} \mathbf{T}^T \mathbf{G}^T \mathbf{B}, \quad (23)$$

$\mathbf{T} = \mathbf{T}(\varphi, \theta)$ определяется формулой (18).

Формула (22) позволяет свести задачу расчета тензора двойного диполя без момента к нелинейной задаче относительно двух неизвестных параметров φ и θ , задающих ориентацию нулевой оси.

Остается найти среди нулевых осей ту, которая доставляет минимум целевой функции (22). Это можно сделать одним из методов нелинейной оптимизации. В данной работе мы воспользовались итерационным методом Левенберга–Марквардта [Press et al., 1986]. В качестве начального приближения выбирали промежуточную ось предварительно рассчитанного ТСМ с нулевым следом.

Обозначим значения углов φ и θ , доставляющих минимум функции (22), через φ_* и θ_* соответственно. Используя выражение (23), получаем формулу для тензора оптимального двойного диполя без момента:

$$\mathbf{M}_{DC}^* = L^{-1}\{\mathbf{V}(\varphi_*, \theta_*)\}. \quad (24)$$

**АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ТСМ
ПРИ ФИКСИРОВАННЫХ ЗНАЧЕНИЯХ
ГЛУБИНЫ ЭКВИВАЛЕНТНОГО ТОЧЕЧНОГО
ИСТОЧНИКА И ДЛИТЕЛЬНОСТИ
ВРЕМЕННОЙ ФУНКЦИИ**

Алгоритм расчета ТСМ состоит из трех шагов: 1) подготовка исходных данных; 2) начальная оценка ТСМ; 3) итерационное уточнение оценки ТСМ. Опишем подробнее каждый из этих шагов.

Шаг 1. Подготовка исходных данных.

1.1. Вычисление эпицентральных расстояний, азимутов из эпицентра на станции и обратных азимутов.

1.2. Расчет функций влияния (ФВ), заданных формулой (6), для каждой из станций и компонент (радиальной, поперечной и вертикальной).

1.3. Определение времен вступления P -волн для исходных сейсмограмм и ФВ.

1.4. Расчет реальных волновых форм смещений грунта для радиальной, поперечной и вертикальной компонент (деконволюция и интегрирование исходных записей велосиграфов; поворот горизонтальных компонент).

1.5. Понижение частоты дискретизации (децимация) реальных волновых форм до значения, использованного при расчете ФВ.

1.6. Синхронизация времен вступления P -волн на волновых формах реальных смещений и на ФВ.

1.7. Полосовая фильтрация записей смещений и ФВ.

1.8. Выделение сегментов профильтрованных записей смещений и ФВ для расчета ТСМ.

1.9. Формирование исходной системы уравнений относительно компонент ТСМ по выделенным сегментам профильтрованных записей смещений и ФВ. При этом учитывается тип тензора.

Шаг 2. Начальная оценка ТСМ.

В случае тензора с нулевым следом начальные оценки для вектора \mathbf{X}_* и тензора \mathbf{M}_{NT} находятся по формулам (16) и (17) соответственно. Обозначим эти оценки через $\mathbf{X}_*^{(0)}$ и $\mathbf{M}_{NT}^{(0)}$. Минимальное значение невязки $\varepsilon(\mathbf{X}_*^{(0)})$ вычисляется по формуле (12).

Для тензора типа *двойной диполь без момента* начальная оценка $\mathbf{M}_{DC}^{(0)}$ строится следующим образом. Сначала рассчитывается оценка тензора $\mathbf{M}_{NT}^{(0)}$ в предположении нулевого следа. Затем тензор $\mathbf{M}_{NT}^{(0)}$ приводится к главным осям. Углы $\varphi_0^{(0)}, \theta_0^{(0)}$, задающие ориентацию главной промежуточной оси, принимаются в качестве начального приближения для углов $\varphi_*^{(0)}, \theta_*^{(0)}$, доставляющих минимум целевой функции (22). Оптимальные

величины $\varphi_*^{(0)}, \theta_*^{(0)}$ определяются с помощью итерационной процедуры Левенберга–Марквардта. Начальная оценка $\mathbf{M}_{DC}^{(0)}$ рассчитывается по значениям $\varphi_*^{(0)}, \theta_*^{(0)}$ с использованием формул (23), (24). Минимальное значение целевой функции $\varepsilon_*^{(0)} = \varepsilon(\varphi_*^{(0)}, \theta_*^{(0)})$, соответствующее этой оценке, вычисляется по формуле (22).

Шаг 3. Итерационное уточнение оценки ТСМ. Обозначим оптимальный тензор, рассчитанный на итерации с номером $k-1$, ($k \geq 1$), через $\mathbf{M}^{(k-1)}$ независимо от его типа. Очередное k -ое приближение $\mathbf{M}^{(k)}$ строится следующим образом. Сначала для всех станций и компонент синтезируются волновые формы от источника с тензором $\mathbf{M}^{(k-1)}$. Далее для каждой станции по положению максимума функции взаимной корреляции определяются временные сдвиги, обеспечивающие наилучшее согласие между реальными и синтетическими волновыми формами. При этом величина сдвига ограничивается сверху общей для всех станций и компонент константой. Для радиальной и вертикальной компонент величина сдвига принята одинаковой и рассчитывается по взаимной корреляции сигналов, полученных путем склейки волновых форм на этих компонентах. Для поперечных компонент сдвиг оценивается независимо. Вычисленные значения сдвигов применяются к функциям влияния. Из сдвинутых функций влияния формируется k -ое приближение $\mathbf{G}^{(k)}$ для матрицы \mathbf{G} , входящей в уравнения (15), (20), (22) и (23). После этого рассчитывается k -тое приближение $\mathbf{M}^{(k)}$ для ТСМ. Метод расчета зависит от типа тензора.

В случае тензора с нулевым следом сначала по матрице $\mathbf{G}^{(k)}$ рассчитывается k -ое приближение $\mathbf{A}^{(k)}$ для матрицы \mathbf{A} . Для этого используется формула (15). Затем по формуле (16) при $\mathbf{A} = \mathbf{A}^{(k)}$ определяется k -ое приближение $\mathbf{X}_*^{(k)}$ для вектора \mathbf{X}_* . Вектор $\mathbf{X}_*^{(k)}$ с учетом условия нулевого следа определяет k -ое приближение $\mathbf{M}_{NT}^{(k)}$ для тензора \mathbf{M}_{NT} . Минимальное значение невязки $\varepsilon(\mathbf{X}_*^{(k)})$ вычисляется по формуле (12) при $\mathbf{A} = \mathbf{A}^{(k)}$.

Для тензора типа *двойной диполь без момента* в качестве начального приближения $\varphi_0^{(k)}, \theta_0^{(k)}$ для углов $\varphi_*^{(k)}, \theta_*^{(k)}$, доставляющих минимум целевой функции (22) при $\mathbf{G} = \mathbf{G}^{(k)}$, используются значения $\varphi_0^{(k)} = \varphi_*^{(k-1)}, \theta_0^{(k)} = \theta_*^{(k-1)}$. Сами оптимальные

значения $\varphi_*^{(k)}, \theta_*^{(k)}$, k -ое приближение $\mathbf{M}_{DC}^{(k)}$ для тензора \mathbf{M}_{DC} и минимальное значение целевой функции $\varepsilon_*^{(k)} = \varepsilon(\varphi_*^{(k)}, \theta_*^{(k)})$ рассчитываются так же как и на *Шаге 2*.

Итерационный процесс заканчивается, когда число итераций достигает заранее установленного максимально допустимого значения k_m . Искомая оптимальная оценка тензора и минимальная невязка в случае нулевого следа — $\mathbf{M}_{NT}^* = \mathbf{M}_{NT}^{(k_m)}$ и $\varepsilon_*^{NT} = \varepsilon(\mathbf{X}_*^{(k_m)})$ соответственно; в случае двойного диполя без момента — $\mathbf{M}_{DC}^* = \mathbf{M}_{DC}^{(k_m)}$ и $\varepsilon_*^{DC} = \varepsilon(\varphi_*^{(k_m)}, \theta_*^{(k_m)})$.

Основанием для применения описанного итерационного алгоритма, опирающегося на сдвиги ФВ, можно считать, по крайней мере, два обстоятельства. Во-первых, положение эпицентра известно с ошибкой. В результате ФВ рассчитываются для эпицентральных расстояний, которые отличаются от истинных значений. Во-вторых, ошибки в расчетах ФВ неизбежно возникают из-за неполной адекватности принятой модели среды. Использование сдвигов позволяет частично скомпенсировать эти два типа ошибок и тем самым повысить качество оценок ТСМ.

На рис. 1 приведен пример расчета ТСМ в варианте двойной диполь без момента.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБРАБОТКА

Исходная выборка из регионального каталога землетрясений Камчатки и Командорских островов³ включала события 2010–2012 гг. с эпицентрами в районе 52.0° – 54.0° с.ш., 153.0° – 170.0° в.д. и с энергетическим классом $K_{S1,2}^{F68} \geq 11.5$. Объем выборки составил 34 землетрясения. ТСМ, длительность τ и глубину h_e эквивалентного точечного источника удалось оценить для 31 события (табл. 2). Карта эпицентров этих толчков показана на рис. 2, гистограммы распределений по энергетическому классу $K_{S1,2}^{F68}$, по локальной магнитуде M_L и по глубине гипоцентра h — на рис. 4. Отметим, что шкала M_L , которая используется в КФ ФИЦ ГС РАН в качестве базовой, не имеет самостоятельной калибровки; значения M_L определяются прямым пересчетом из K_S по формуле [Гордеев и др., 2006]: $M_L = K_{S1,2}^{F68}/2 - 0.75$. Корреляционная связь между M_L и моментной магнитудой M_w для землетрясений вблизи восточного побережья Камчатки в диапазоне $M_L = 3.4$ – 6.4 ($M_w = 3.0$ – 6.0) имеет вид: $M_w = M_L - 0.40$ [Абубакиров и др., 2018].

³ Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, Каталог землетрясений Камчатки и Командорских островов (1962 г.–наст. вр.)

Для расчета ТСМ, h_e и τ были использованы трехкомпонентные волновые формы широкополосных станций, оборудованных велосиметрами: STS-1, STS-2 (Streckeisen, Швейцария); CMG-3TB, CMG-6TD (Güralp, Великобритания); KS-2000 (Geotech Instruments, США); CM3-OC (НПП “Геотех”, Россия). Форма амплитудных передаточных функций этих велосиметров в диапазоне периодов $T = 10$ – 1000 с приведена на рис. 3. Следует отметить, что собственный шум датчика CMG-6TD на периодах более 10 с превышает фоновый шум микросейсм [Шевченко, Яковенко, 2016], что в большинстве случаев не позволяет восстановить истинные движения грунта от землетрясений умеренной силы в представляющем интерес диапазоне периодов от 20 до 50 с. Поэтому записи этих велосиметров использовались в основном для деконволюции достаточно интенсивных сигналов в полосе периодов 16–25 с.

В общей сложности были задействованы материалы регистрации 26 сейсмических станций в диапазоне эпицентральных расстояний до 2500 км. Основная доля использованных записей приходится на 17 станций (рис. 2). Одна из них, а именно “Северо-Курильск” (SKR), входит в состав сейсмической подсистемы Службы предупреждения о цунами (СП СПЦ) на Дальнем Востоке России [Чебров и др., 2012]. Оставшиеся 16 станций — “Апача” (APC), “Беринг” (BKI), “Дальний” (DAL), “Эссо” (ESO), “Институт” (IVS), “Карымшина” (KRM), “Ключи” (KLY), “Крутоберегово” (KBG), “Оссора” (OSS), “Палана” (PAL), “Паужетка” (PAU), “Петропавловск” (PET⁴), “Тиличики” (TL1), “Тумрок” (TUMD), “Ходутка” (KDT), “Шипунский” (SPN) — относятся к Камчатской системе сейсмологических наблюдений [Чебров и др., 2013]. Для наиболее сильных землетрясений к обработке дополнительно привлекались данные станций, входящих в состав: СП СПЦ — “Тымовское” (TYV), “Оха” (OKH), “Южно-Сахалинск” (SSH), “Шумшу” (SK3), “Малокурильское” (SHO); глобальной сейсмической сети GSN⁴ (Global Seismic Network) — “Магадан” (MA2), “Якутск” (YAK), “Matsushiro” (MAJO); сети Национального центра предупреждения о цунами США — “Shemya” (SMY)⁵.

Исходные волновые формы для всех станций, за исключением SMY, отбирали из цифрового архива региональных станций (ЦАРС) [Бахтиярова, 2010; Чемарев, Токарев, 2013]. Для хранения информации в ЦАРС используется формат miniSEED. Записи SMY в этом же формате, а также метаданные этой станции в формате dataless SEED получали через центр управления данными IRIS DMC⁶.

⁴ <https://doi.org/10.7914/SN/IU>

⁵ <http://dx.doi.org/10.7914/SN/AT>

⁶ <https://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/>

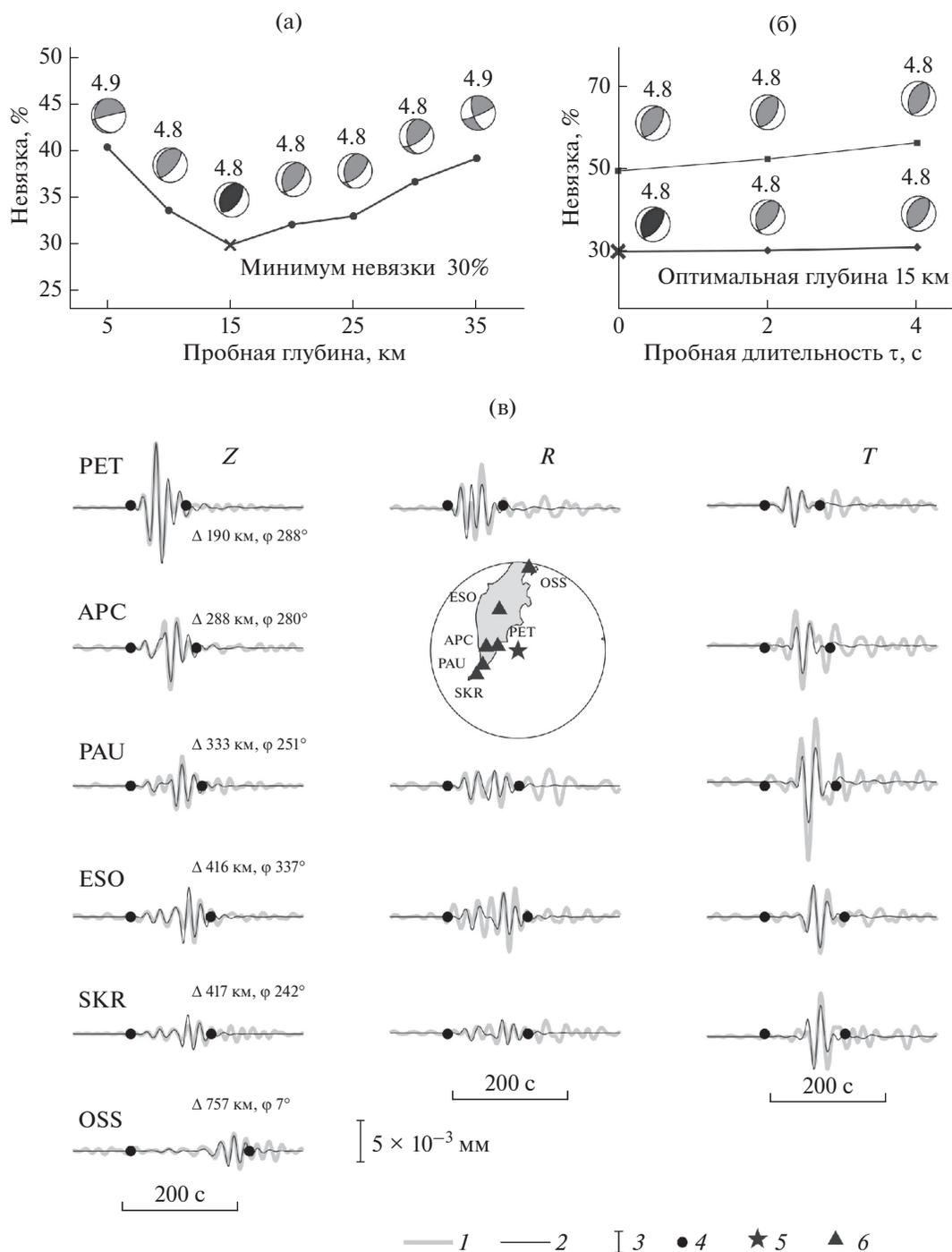


Рис. 1. Пример применения алгоритма к землетрясению 2011/03/06 13:09:23 (№ 16 по табл. 2), $M_w = 4.8$. Приведены кривые невязки в зависимости от пробной глубины (а) и в зависимости от пробной длительности при оптимальной глубине (б). В случае (б) верхняя кривая – невязка для стартовой, а нижняя кривая – для заключительной итераций. Оптимальная длительность $\tau = 0$ с. Показаны диаграммы механизма и значения M_w . На панели (в) дано сравнение наблюдаемых и синтетических сейсмограмм, рассчитанных для оптимальных значений. Сейсмограммы фильтрованы в полосе периодов 20–50 с. Приведены значения эпицентрального расстояния и азимута. Для станций APC (Апача) и OSS (Оссора) зашумленные компоненты не использованы и не приведены. 1 – наблюдаемая, 2 – синтетическая сейсмограммы; 3 – масштаб амплитуды; 4 – отметка начала и конца интервала подгонки; 5 – эпицентр; 6 – сейсмостанция.

Таблица 2. Каталог механизмов и параметров очагов, рассчитанных для ТСМ типа двойной диполь без момента

№	Время в очаге ¹⁾ ГГГГ/ММ/ДД ЧЧ:ММ:СС.С	Координаты гипоцентра ¹⁾			$K_S^{(1)}$	Главные оси механизма				Механизм ²⁾			$h_c^{(3)}$, км	τ , с	M_0 , Н · м	M_w	$K^{(4)}$, °	$\eta^{(5)}$, %	$n^{(6)}$	$m^{(7)}$	$\epsilon^{(8)}$
		lat°	lon°	h , км		T , °	N , °	P , °	Пл. I, d_i	Пл. II, d_{II}	$\phi^\circ/\delta^\circ/\lambda^\circ$										
1	2010/03/13 21:42:37.6	52.70	160.63	49	12.1	295/67	39/6	132/22	37/67/84	233/24/105	15	2	6.88e + 16	5.2	13	14	8	24	18.2		
2	2010/07/15 20:28:04.0	52.22	161.04	45	11.7	23/67	221/22	129/7	57/55/117	196/43/57	15	4	8.94e + 15	4.6	—	—	6	13	20.2		
3	2010/07/30 01:48:41.0	52.30	160.45	44	11.6	133/49	28/13	287/38	209/85/103	321/14/23	10	2	3.56e + 15	4.3	—	—	7	13	21.6		
4	2010/07/30 03:56:10.5	52.22	160.45	38	14.1	283/82	31/2	121/7	29/52/87	214/38/94	20	4	2.61e + 18	6.2	—	—	10	29	16.5		
5	2010/07/30 04:28:00.7	52.21	160.46	40	12.6	256/73	42/14	135/9	33/55/73	241/38/113	25	0	1.41e + 17	5.4	12	16	6	17	15.0		
6	2010/08/15 02:10:35.6	53.25	160.74	56	12.9	306/81	36/0	126/9	36/54/90	217/36/90	45	0	2.10e + 17	5.5	10	42	5	15	10.3		
7	2010/08/21 00:54:15.9	53.61	162.94	84	12.6	33/14	281/57	131/29	265/80/-148	169/59/-12	45	0	5.63e + 16	5.1	9	-7	8	15	22.8		
8	2010/09/03 04:13:15.4	52.84	155.34	528	12.4	14/6	281/25	117/64	263/56/-121	130/45/-53	520	2	9.29e + 15	4.6	—	—	3	6	25.7		
9	2010/12/11 10:49:56.0	52.82	162.45	78	11.8	125/7	216/10	358/78	43/53/-78	204/39/-105	5	4	2.62e + 16	4.9	17	-12	6	13	27.9		
10	2010/12/15 14:38:49.6	53.66	158.71	210	11.5	114/57	15/6	282/32	196/78/96	352/14/66	200	0	1.61e + 16	4.7	22	16	5	14	19.7		
11	2011/02/23 06:48:40.5	53.43	160.83	94	11.5	306/42	153/44	49/14	351/72/137	97/50/24	70	0	5.17e + 15	4.4	—	—	6	9	30.2		
12	2011/02/28 09:36:21.4	52.51	160.18	45	11.5	265/62	40/21	137/18	30/66/67	256/33/131	40	0	5.59e + 15	4.4	—	—	7	11	26.0		
13	2011/03/04 10:55:18.6	52.63	161.36	17	11.6	306/79	36/0	126/11	36/56/90	217/34/90	15	0	1.45e + 16	4.7	—	—	6	17	22.7		
14	2011/03/05 00:31:04.9	52.63	161.29	16	11.6	312/68	212/4	120/22	33/67/94	202/24/80	10	0	1.86e + 16	4.8	22	-11	6	14	23.4		
15	2011/03/05 00:35:30.2	52.71	161.17	16	12.5	311/71	211/4	119/18	32/63/94	204/27/82	10	6	7.96e + 16	5.2	7	4	7	16	19.4		
16	2011/03/06 13:09:23.8	52.53	161.35	16	11.8	334/74	214/8	122/14	39/59/99	201/32/75	15	0	1.98e + 16	4.8	—	—	6	15	29.9		
17	2011/03/06 13:35:09.0	52.66	161.21	17	11.9	323/62	214/10	120/26	37/72/100	188/21/62	15	0	1.35e + 16	4.7	—	—	10	30	20.8		
18	2011/03/08 10:46:21.8	52.61	161.14	16	11.7	315/79	216/2	125/11	37/56/92	213/34/87	15	0	1.54e + 16	4.7	—	—	9	27	16.7		
19	2011/03/08 20:48:04.2	52.52	161.15	16	11.7	299/73	40/3	131/16	39/61/86	226/29/97	15	0	1.56e + 16	4.7	—	—	11	28	15.5		
20	2011/03/08 22:42:33.3	52.52	161.30	15	12.0	313/70	215/3	124/20	36/65/93	209/25/83	10	2	1.01e + 17	5.3	4	9	13	31	17.0		
21	2011/03/17 08:28:12.7	52.39	161.03	47	11.9	249/75	40/13	131/7	30/54/73	237/40/111	15	4	7.07e + 16	5.2	38	7	7	20	16.3		
22	2011/03/27 12:15:09.2	53.67	160.89	54	11.6	269/35	13/19	127/49	196/83/-70	305/21/-159	45	0	6.96e + 15	4.5	—	—	10	19	16.5		
23	2011/07/18 18:15:20.6	52.50	153.56	530	13.2	118/31	18/16	265/54	15/78/-106	249/20/-37	470	0	1.45e + 17	5.4	7	5	11	20	21.0		
24	2011/07/26 06:17:36.3	52.72	160.12	25	12.4	282/69	46/12	140/17	40/63/76	248/30/115	35	0	1.63e + 17	5.4	15	2	8	22	16.5		
25	2011/11/09 22:00:58.3	52.25	160.25	50	13.2	289/27	24/11	135/61	208/72/-79	354/21/-122	20	8	6.51e + 16	5.1	15	17	6	14	15.4		
26	2012/01/14 06:11:39.8	52.55	160.11	40	11.9	252/73	37/14	130/9	27/56/79	236/38/114	50	0	2.48e + 16	4.9	25	11	4	11	13.3		
27	2012/01/27 08:57:27.4	52.04	159.40	40	11.9	267/77	30/7	121/11	25/56/82	220/35/102	45	0	1.97e + 16	4.8	11	-2	11	20	15.3		
28	2012/03/02 12:18:35.4	52.57	160.61	40	12.0	345/79	220/7	129/9	45/55/98	211/36/79	25	0	1.14e + 16	4.6	—	—	13	24	16.6		
29	2012/05/29 02:40:49.5	54.00	168.78	18	13.4	260/35	63/54	165/8	37/72/32	296/60/159	10	0	3.42e + 17	5.6	40	-31	8	13	18.9		
30	2012/06/13 10:31:45.9	53.58	159.27	140	11.6	104/31	217/33	342/41	41/84/-57	139/34/-170	110	4	1.78e + 16	4.8	7	5	7	14	15.9		
31	2012/11/22 05:21:47.0	53.86	168.04	43	12.2	176/18	349/72	85/2	312/79/15	219/76/168	35	2	3.91e + 16	5.0	93	-33	8	18	18.5		

Примечания: ¹⁾ по каталогу [Камчатский филиал ...; 2019]; ²⁾ ϕ , δ — углы простирания и падения плоскости; ³⁾ глубина RSMТ очага; ⁴⁾ угол Катана; ⁵⁾ коэффициент Лодэ—Надаи; ⁶⁾ число станций; ⁷⁾ число компонент; ⁸⁾ остаточная невязка.

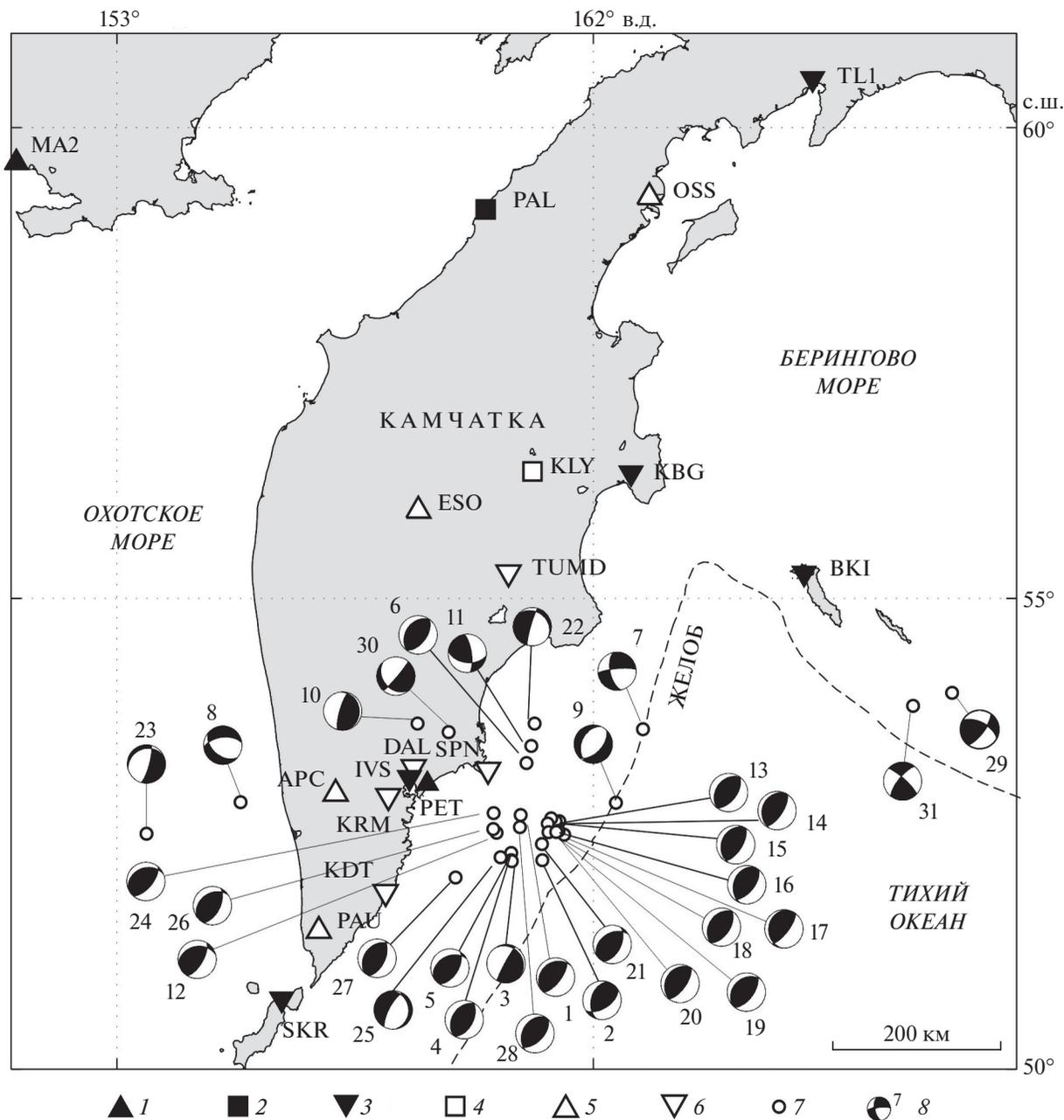


Рис. 2. Сейсмические станции (1–6), эпицентры землетрясений (7) и диаграммы DC-механизмов (8). В 2010–2012 гг. сейсмические станции имели широкополосные каналы: STS-1 (1), STS-2 (2), CMG-3TB (3), KS2000 (4), CM3oc (5) и CMG-6TD (6). Диаграммы механизмов приведены в равноплоской проекции нижней полусферы фокальной сферы (номера по табл. 2).

Предварительную обработку исходных сейсмограмм проводили с помощью программы DIMAS [Дроздин, Дроздина, 2010]. При работе с mini-SEED-файлами эта программа извлекает необходимую дополнительную информацию о регистрирующей аппаратуре из собственной базы данных или из файлов dataless SEED, располагающихся в специально отведенной для этого директории. В ходе предварительной обработки

волновые формы просматривали, проверяя их качество, и сохраняли в ASCII-файлах записи с ясно различимыми вступлениями *P*-волн, а также сопутствующие этим записям метаданные, содержащие необходимые для последующих расчетов сведения о станциях и о сейсмических каналах. Метаданные для каждой из трех компонент содержат, в частности, следующую информацию: дату и время первого отсчета; частоту дискретиза-

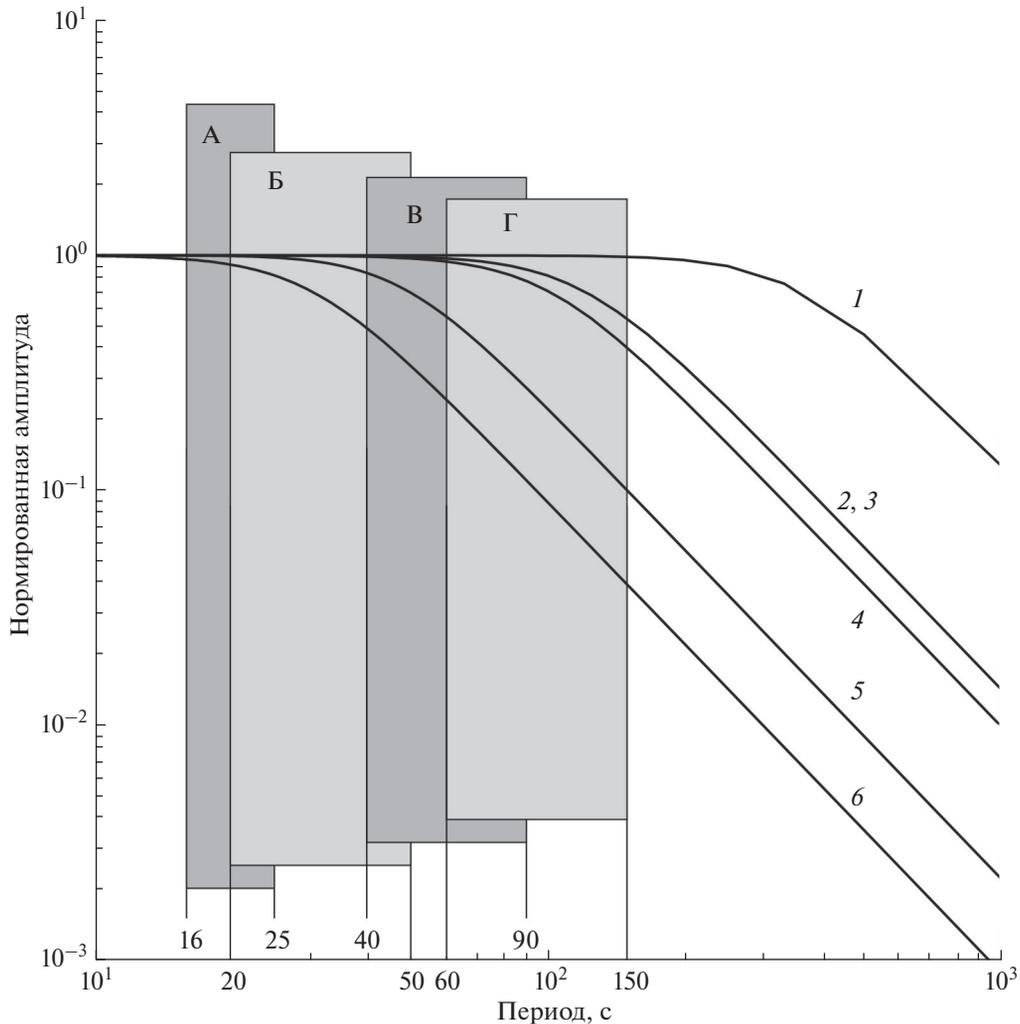


Рис. 3. Форма амплитудно-частотной характеристики (по скорости) широкополосных приборов; по оси абсцисс – период. Номера указывают тип приборов: STS-1 (1), STS-2 (2), CMG-3TB (3), KS2000 (4), CM3-OC (5) и CMG-6TD (6). Показаны полосы фильтрации: 16–25 с (А), 20–50 с (Б), 40–90 с (В), 60–150 с (Г).

ции; число отсчетов в сигнале; передаточную функцию велосиметра, заданную в виде нулей и полюсов; коэффициенты цифровых фильтров; вертикальную и азимутальную ориентацию датчика и его чувствительность.

Подготовка данных для инверсии осуществлялась в соответствии с *Шагом 1* раздела “АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ТСМ ...”.

При вычислении эпицентральных расстояний, азимутов из эпицентра на станции и обратных азимутов использовались координаты эпицентров из регионального каталога.

Функции влияния цилиндрических компонент ТСМ точечного мгновенного источника, зависящие от эпицентрального расстояния и глубины, но не зависящие от азимута, были рассчитаны заранее и сохранены в отдельной директории (“библиотеке”). ФВ рассчитывались с частотой

дискретизации 1 Гц для диапазона глубин от 5 до 700 км (с шагом 5 км в интервале 5–100 км; с шагом 10 км – в интервале 100–700 км) в интервале эпицентральных расстояний от 100 до 4000 км (с шагом 10 км) и сохранялись в библиотеке в виде отдельных файлов на каждую глубину и эпицентрального расстояния. Функции Грина и их производные, необходимые для расчета ФВ, вычислялись по оригинальному алгоритму, изложенному в работе [Павлов, 2013; 2017].

Вступления *P*-волн с исходных широкополосных записей снимались вручную. Для ФВ вступления были рассчитаны заранее и сохранены в библиотеке вместе с ФВ.

Деконволюция проводилась в частотной области. Для полосовой фильтрации реальных волновых форм и функций влияния применялся фильтр Баттерворта 4-го порядка. Использовались 4 вари-

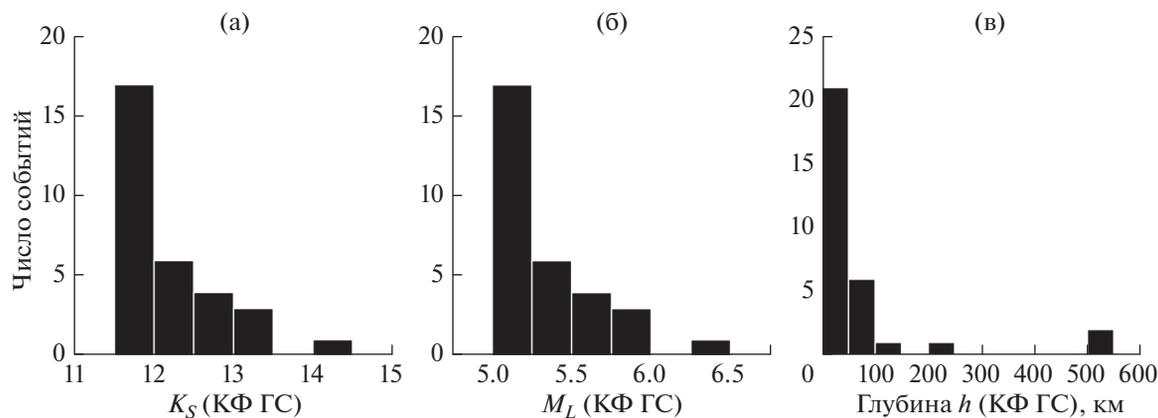


Рис. 4. Гистограммы значений параметров землетрясений (табл. 2): класса $K_{S1,2}^{F68}$ (а), магнитуды M_L (б) и глубины гипоцентра (в).

анта полос периодов: 16–25; 20–50; 40–90; 60–150 с. Положение этих полос относительно амплитудных передаточных функций задействованных сейсмических датчиков приведено на рис. 3. На начальном этапе для всех землетрясений и станций принималась фиксированная полоса пропускания 20–50 с. Далее она выбиралась в зависимости от полученного значения моментной магнитуды: 40–90 с при $5.5 < M_w \leq 6.0$; 60–150 с при $M_w > 6.0$. В отдельных случаях, особенно при $M_w < 5.0$, выбиралась полоса периодов 16–25 с. Для некоторых станций вместо установленной по значению M_w полосы использовали ту, что позволяла уменьшить расхождение между реальными и теоретическими сейсмограммами и/или увеличить отношение сигнал/шум.

При расчете ТСМ допустимая величина временного сдвига для ФВ ограничивалась сверху 5 с, число итераций k_m принималось равным пяти.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оценки ТСМ, глубины h_e эквивалентного точечного источника и длительности τ временной функции источника получены для 31 землетрясения в диапазоне $K_{S1,2}^{F68} = 11.5–14.1$ ($M_w = 4.3–6.2$). Расчеты проводились для ТСМ типа двойной диполь без момента. По ТСМ определены параметры механизмов очагов, а также значения скалярного сейсмического момента $M_0 = (M_3 - M_1)/2$, где $M_1 \leq M_2 \leq M_3$ – главные значения ТСМ, и моментной магнитуды $M_w = (2/3)(\lg M_0 [\text{Н} \cdot \text{м}] - 9.1)$ [Kanamori, 1977]. Полученные оценки сведены в табл. 2 вместе с сопроводительной информацией. Для каждого события приведены следующие данные: характеристики гипоцентра по каталогу КФ ФИЦ ЕГС РАН (дата и время в очаге, координаты

эпицентра и глубина гипоцентра, энергетический класс $K_{S1,2}^{F68}$); угол наклона и азимут главных осей ТСМ; углы, задающие ориентацию нодальных плоскостей и векторов подвижек; глубина эквивалентного точечного источника; длительность ВФИ; скалярный сейсмический момент; моментная магнитуда; число сейсмических станций и компонент, использованных в расчете; остаточная невязка. Кроме этого, для 19 событий, имеющих независимые решения ГСМТ, в табл. 2 дополнительно представлены значения коэффициента Лоде–Надаи $\eta = (2M_2 - M_1 - M_3)/(M_3 - M_1)$, характеризующего отклонение решения ГСМТ от модели двойного диполя, и угла K ($0^\circ \leq K \leq 120^\circ$) [Kagan, 2007; Tare, Tare, 2012] между тройками главных осей тензоров РСМТ и ГСМТ. Для трех землетрясений с $K_{S1,2}^{F68} = 11.5–11.6$ (табл. 3) получить оценки параметров очагов не удалось из-за недостатка исходных данных с приемлемым отношением сигнал/шум.

На рис. 2 приведены диаграммы рассчитанных механизмов.

Качество полученных оценок моментных магнитуд, глубин и механизмов проверяли, сопоставляя их с аналогичными оценками из каталога ГСМТ. Для длительностей ВФИ такое сопоставление неинформативно по двум причинам. Во-первых, в методике ГСМТ длительность ВФИ не определяется непосредственно по волновым формам, а рассчитывается по корреляционной формуле $\tau(\text{ГСМТ}) = 2.1(M_0[\text{Н} \cdot \text{м}] \times 10^{-17})^{1/3}$ [Ekström et al., 2012]. Во-вторых, в методике РСМТ для слабых и умеренной силы землетрясений используются волновые формы с периодами в несколько десятков секунд, для которых форма и амплитуда синтетических сейсмограмм слабо зависят от очаговой длительности. В результате

Таблица 3. Каталог землетрясений, для которых не удалось рассчитать параметры очагов

№	Время в очаге ¹⁾ гггг/мм/дд чч:мм:сс.с	Координаты гипоцентра ¹⁾			$K_S^{1)}$
		lat., °	lon., °	h , км	
1	2011/07/26 06:16:43.5	52.76	160.17	56	11.5
2	2011/12/15 13:18:30.4	52.52	159.90	54	11.6
3	2012/10/28 19:09:27.2	52.79	157.06	240	11.5

Примечание. ¹⁾ по каталогу [Камчатский филиал ..., 2019].

функция невязки оказывается малочувствительной к вариациям τ вблизи ожидаемого значения $\tau(\text{GCMT})$, а сами оценки τ обладают низкой надежностью и их следует рассматривать как сугубо формальные.

На рис. 5а–5в приведено сопоставление полученных оценок M_w с данными каталога GCMT. Максимальное абсолютное значение разности $\Delta M_w = M_w(\text{RSMT}) - M_w(\text{GCMT})$ достигает 0.3 единиц магнитуды, а для большинства событий (в 17 случаях из 19) не превосходит 0.2. Среднее значение $\mu(\Delta M_w) = -0.09$, стандартное отклонение $\sigma(\Delta M_w) = 0.09$. Рис. 5а–5в демонстрируют наличие устойчивой корреляции между парами величин $M_w(\text{RSMT})$ и $M_w(\text{GCMT})$, а также незначительную систематическую недооценку $M_w(\text{RSMT})$ относительно $M_w(\text{GCMT})$. Аналогичная тенденция к занижению региональных оценок M_w относительно $M_w(\text{GCMT})$ наблюдается во многих сейсмоактивных районах мира (см., например, [Bonita et al., 2015; Franco et al., 2020; Konstantinou, Rontogianni, 2011; Kubo et al., 2002; Nakano et al., 2010]). Систематические расхождения между самими региональными оценками M_w , полученными разными агентствами, могут достигать 0.2 единиц магнитуды (см., например, [Gasperini et al., 2012; Pondrelli et al., 2011; Serpetsidaki et al., 2016]). С учетом последнего обстоятельства, полученное нами расхождение $\Delta M_w \approx -0.1$ можно считать вполне приемлемым. Наблюдаемый дефицит $M_w(\text{RSMT})$ может быть обусловлен медленным ростом уровня очагового спектра с увеличением периода [Абубакиров и др., 2018]. Если предположить, что такой рост действительно имеет место в диапазоне периодов от десятка до сотен секунд, то среднепериодная оценка $M_w(\text{RSMT})$ всегда будет меньше более предпочтительной длиннопериодной оценки $M_w(\text{GCMT})$.

На рис. 5г–5е приведено сопоставление оценок глубины h_c эквивалентного точечного источника с глубиной h_c центроида GCMT. Максимальное абсолютное значение разности $\Delta h = h_c(\text{RSMT}) - h_c(\text{GCMT})$ достигает 30 км, а для большинства событий (в 14 случаях из 19) не превосходит 10 км. Среднее значение $\mu(\Delta h) = -8$ км, стандартное отклонение $\sigma(\Delta h) = 11$ км. Схожие результаты полу-

чены в работе [Kubo et al., 2002] для землетрясений вблизи Японии. Наблюдаемое занижение глубин $h_c(\text{RSMT})$ относительно $h_c(\text{GCMT})$ в случае поверхностных землетрясений может быть обусловлено принципиальными трудностями определения глубины по длиннопериодным волновым формам и связанным с ними ограничением в 12 км на минимально допустимую глубину в GCMT. В этом случае оценки $h_c(\text{RSMT})$, по-видимому, являются более реалистичными. Для глубоких землетрясений и землетрясений с промежуточной глубиной, напротив, предпочтение следует отдать оценкам $h_c(\text{GCMT})$, т.к. они обеспечены исходными данными существенно большего объема и с более плотным азимутальным покрытием.

Сопоставление механизмов приведено на рис. 6, где показаны гистограмма и эмпирическая функция распределения угла K – наименьшего угла, на который нужно повернуть оси одного механизма, чтобы совместить их с соответствующими осями другого. Этот угол характеризует различие между механизмами двойных диполей, однако в методике GCMT непосредственно по волновым формам рассчитывается тензор \mathbf{M}_{NT} с нулевым следом, а уже затем по нему конструируется двойной диполь \mathbf{M}_{BDC} , который принято называть наилучшим двойным диполем [Ekström et al., 2012] и использовать для его обозначения аббревиатуру BDC (Best Double Couple):

$$\mathbf{M}_{BDC} = M_0(\mathbf{e}_T \mathbf{e}_T^T - \mathbf{e}_P \mathbf{e}_P^T), \quad (25)$$

где \mathbf{e}_P (ось сжатия), \mathbf{e}_N (промежуточная ось) и \mathbf{e}_T (ось растяжения) – главные оси тензора \mathbf{M}_{NT} , соответствующие главным значениям $M_1 \leq M_2 \leq M_3$, $M_0 = (M_3 - M_1)/2$.

В работе [Henry et al., 2002] показано, что в некоторых случаях \mathbf{M}_{BDC} может заметно отличаться от двойного диполя \mathbf{M}_{DC} , рассчитанного непосредственно по волновым формам. Такого различия можно ожидать, если тензор \mathbf{M}_{NT} , по которому конструируется \mathbf{M}_{BDC} , содержит существенную недипольную компоненту, или, другими словами, если коэффициент Лоде–Надаи для

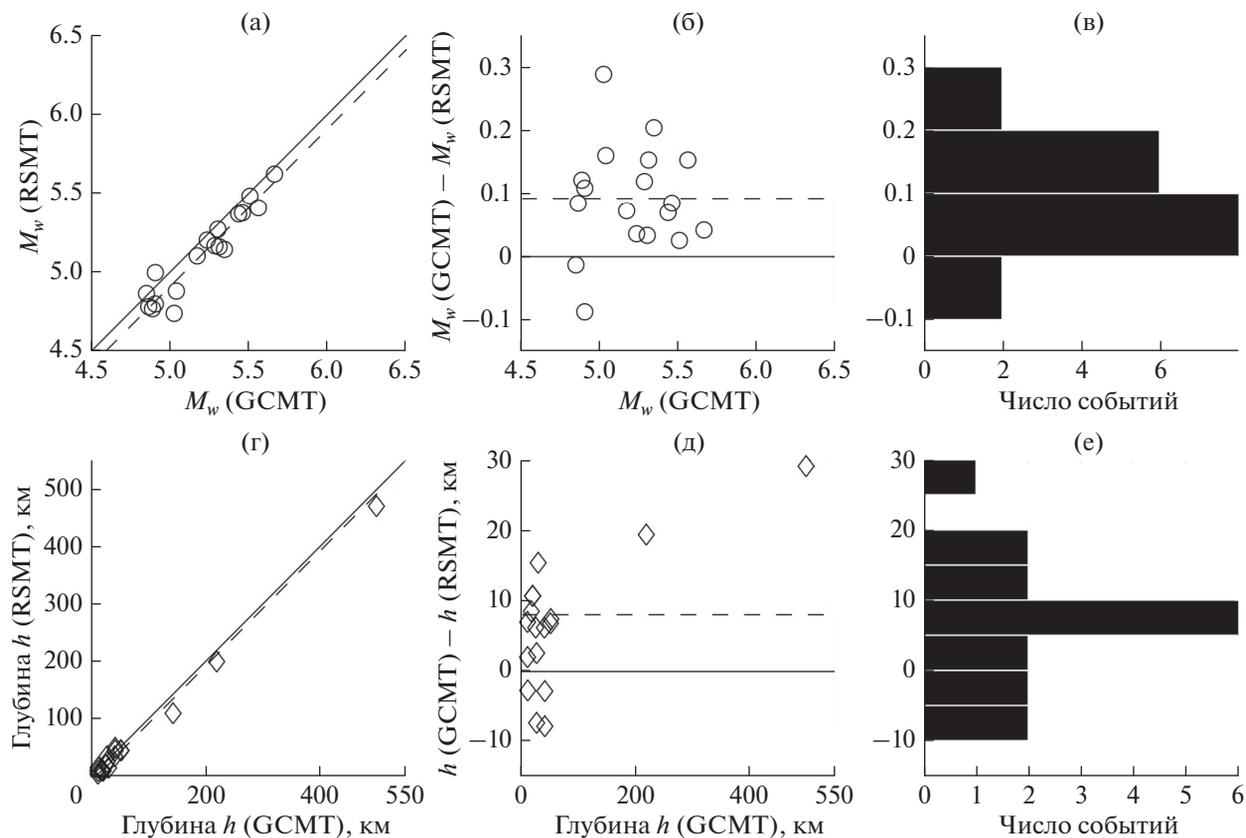


Рис. 5. Сопоставление оценок моментной магнитуды M_w , приведенных в табл. 2 и глобальном каталоге GCMT (а)–(в); аналогично для оценок глубины эквивалентного точечного источника (г)–(е). На панелях (а), (г) сплошная линия отмечает точки, для которых соответствующие оценки совпадают; на (б), (д) нанесены разности, штриховые линии отмечают средние значения: 0.09 для разности магнитуд и 8.0 км для разности глубин (среднеквадратические отклонения составляют 0.09 и 11.0 соответственно). Панели (в) и (е) – гистограммы для зависимостей (б) и (д) соответственно.

M_{NT} сильно отклоняется от нуля. Примерами такого рода при сопоставлении наших оценок M_{DC} с оценками M_{BDC} из каталога GCMT являются события с номерами 29 и 31 в табл. 2, для которых $K = 40^\circ$, $\eta = -31\%$ и $K = 93^\circ$, $\eta = -33\%$ соответственно. К контрпримерам можно отнести землетрясения с номерами 6 ($K = 42^\circ$, $\eta = 10\%$) и 21 ($K = 7^\circ$, $\eta = 38\%$). Таким образом, предположение о связи больших различий между M_{DC} и M_{BDC} с наличием большой недипольной компоненты по нашим данным не подтверждается. По-видимому, большие значения K следует воспринимать как индикатор низкой надежности наших оценок. Для событий 29 и 31, произошедших в районе Алеутской дуги, пониженное качество наших результатов вполне ожидаемо в силу удаленности эпицентров от основной массы станций камчатской сети и плохого азимутального покрытия. В целом, рис. 6 демонстрирует приемлемое согласие с данными каталога GCMT для большинства из рассчитанных механизмов (в 16 случаях из 19 величина K не превосходит 25°).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развернутая в 2006–2010 гг. на Камчатке сеть цифровых сейсмических приборов создала принципиальную возможность для массового расчета тензора сейсмического момента камчатских землетрясений по широкополосным волновым формам региональных станций. Ранее авторами была разработана и успешно опробована на примере нескольких событий Дальнего Востока России с $M_w > 7.5$ методика расчета тензора сейсмического момента для сильных землетрясений [Абубакиров и др., 2015; Павлов, Абубакиров, 2012а; 2012б]. В данной работе вариант этой методики, предполагающий, что тензор имеет тип двойного диполя без момента, адаптирован для камчатских землетрясений умеренной силы.

Адаптированный вариант методики отработан на выборке из 34 землетрясений 2010–2012 гг. с $K_{S1,2}^{F68} \geq 11.5$, произошедших вблизи восточного побережья Камчатки в районе 52.0° – 54.0° с.ш., 153.0° – 170.0° в.д. Для 31 землетрясения с $K_{S1,2}^{F68} = 11.5$ – 14.1 ($M_w = 4.3$ – 6.2) рассчитаны механизм

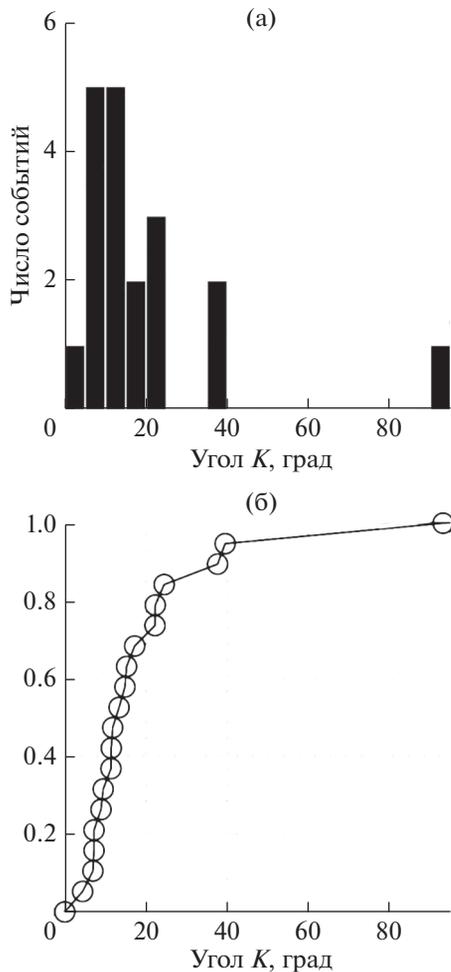


Рис. 6. Гистограмма (а) и статистическая функция распределения (б) для угла K между тройками главных векторов тензоров ODC RSMT и GСMT.

очага, моментная магнитуда и глубина эквивалентного точечного источника; для 3 землетрясений с $K_{S1,2}^{F68} = 11.5-11.6$ получить оценки параметров очагов не удалось из-за недостатка волновых форм с приемлемым отношением сигнал/шум. Проверка качества полученных оценок проведена по выборке из 19 событий, входящих в каталог GСMT. Значения угла K , характеризующего расхождение между механизмом двойного диполя, рассчитанного нами непосредственно по волновым формам, и механизмом *наилучшего* двойного диполя, сконструированного по тензору с нулевым следом из каталога GСMT, для 84% событий находятся в интервале $0^\circ-25^\circ$. Моментная магнитуда занижена относительно значений из каталога GСMT в среднем на 0.09 единиц. Глубина эквивалентного точечного источника меньше глубины центра GСMT в среднем на 8 км. Наблюдаемые расхождения по всем параметрам вполне приемлемы.

Полученные результаты создают методическую основу для создания однородного каталога механизмов землетрясений Камчатки и Командорских островов с $K_S \geq 11.5$ по региональным широкополосным волновым формам как возможной альтернативы или дополнения к существующему каталогу механизмов по знакам первых вступлений.

ПРИЛОЖЕНИЕ А.

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ДВОЙНОГО ДИПОЛЯ БЕЗ МОМЕНТА ПРИ ФИКСИРОВАННОЙ ПРОМЕЖУТОЧНОЙ ОСИ

Зафиксируем промежуточную ось с помощью единичного вектора e_N , направленного в нижнюю полусферу фокальной сферы. При этом:

$$e_N = [\cos \varphi \sin \theta, \sin \varphi \sin \theta, \cos \theta]^T, \quad (A1)$$

где угол φ ($0 \leq \varphi \leq 2\pi$) – азимут, а θ ($0 \leq \theta \leq \pi/2$) – угол с вертикалью. Единичные векторы

$$e_1 = [-\sin \varphi, \cos \varphi, 0]^T, \quad (A2)$$

$$e_2 = [\cos \varphi \cos \theta, \sin \varphi \cos \theta, -\sin \theta]^T$$

взаимно перпендикулярны и лежат в плоскости с нормалью e_N .

Утверждение. Любой тензор M типа двойной диполь без момента, имеющий промежуточную ось e_N , представляется в виде:

$$M = m_1 x_1 + m_2 x_2, \quad (A3)$$

где

$$m_1 = e_1 e_1^T - e_2 e_2^T, \quad m_2 = e_2 e_1^T + e_1 e_2^T, \quad (A4)$$

а x_1, x_2 – некоторые коэффициенты.

Доказательство. Запишем выражение для M в главных осях e_T, e_N, e_P :

$$M = M_0 (e_T e_T^T - e_P e_P^T). \quad (A5)$$

Орты осей растяжения e_T и сжатия e_P выразим через e_1, e_2 по формулам:

$$\begin{aligned} e_T &= \cos \lambda e_1 + \sin \lambda e_2, \\ e_P &= -\sin \lambda e_1 + \cos \lambda e_2, \end{aligned} \quad (A6)$$

где λ – угол между осью сжатия e_P и e_1 , отсчитываемый от e_1 к e_2 ($0 \leq \lambda \leq \pi$).

Подставляя формулы (A6) в формулу (A5), после преобразований получим искомые формулы (A3), (A4). Причем

$$x_1 = M_0 \cos(2\lambda), \quad x_2 = M_0 \sin(2\lambda). \quad (A7)$$

Замечание. Построенная параметризация справедлива и для множества ДД с фиксированной нормалью к плоскости.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-01304-20) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира” (<https://ckp-rg.ru/usu/507436/>).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные вопросы, замечания и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. Т. 1. М.: Мир. 1983. 520 с.
- Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Гусева Е.М., Павлов В.М., Скоркина А.А. Массовое определение моментных магнитуд M_w и установление связи между M_w и M_L для умеренных и слабых камчатских землетрясений // Физика Земли. 2018. № 1. С. 37–51.
- Абубакиров И.Р., Павлов В.М., Титков Н.Н. Механизм глубокого Охотоморского землетрясения 24.05.2013 г. по статическим смещениям и широкополосным сейсмограммам // Вулканология и сейсмология. 2015. № 4. С. 23–39.
- Аптекман Ж.П., Богданов В.И. Определение тензора сейсмического момента из наблюдений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 10. С. 14–24.
- Бахтиярова Г.М. Цифровой архив региональных станций Камчатского филиала ГС РАН. Геофизический мониторинг Камчатки. Материалы научно-технической конференции 17–18 января 2006 г. Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2006. С. 29–31.
- Букчин Б.Г. Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 9. С. 34–41.
- Гордеев Е.И., Гусев А.А., Левина В.И., Леонов В.Л., Чебров В.Н. Мелкофокусные землетрясения п-ова Камчатка // Вулканология и сейсмология. 2006. № 3. С. 28–38.
- Дрознин Д.В., Дрознина С.Я. Интерактивная программа обработки сейсмических сигналов DIMAS // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. № 3. С. 22–34.
- Иванова Е.И., Ландер А.В., Токарев А.В., Чеброва А.Ю., Шевченко С.А. Каталог механизмов очагов землетрясений Камчатки и Командорских островов за период 1980–2007 гг. Труды конференции. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Петропавловск-Камчатский. 2011. С. 74–79.
- Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН. Единая информационная система сейсмологических данных. URL: <http://www.emsd.ru/sdis> (дата обращения: 25.10.2020).
- Костров Б.В. Теория очагов тектонического землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1970. № 4. С. 84–101.
- Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1974. № 1. С. 23–40.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176 с.
- Костюк А.Д. Механизмы очагов землетрясений средней силы на северном Тянь-Шане // Вестник КРСУ. Механика и физика. 2008. Т. 8. № 1. С. 100–105.
- Павлов В.М. Алгоритм расчета синтетических сейсмограмм в слоистом полупространстве с применением матричного импеданса // Физика Земли. 2013. № 1. С. 26–35.
- Павлов В.М. Алгоритмы расчета синтетических сейсмограмм от дипольного источника с использованием производных функций Грина // Физика Земли. 2017. № 4. С. 67–75.
- Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Создание и опробование алгоритма оценки тензора сейсмического момента сильных землетрясений по широкополосным записям региональных сейсмических станций. Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию сейсмологических наблюдений / Под ред. Гордеева Е.И., Чеброва В.Н. Петропавловск-Камчатский: 2012а. С. 380–396.
- Павлов В.М., Абубакиров И.Р. Алгоритм расчета тензора сейсмического момента сильных землетрясений по региональным широкополосным сейсмограммам объемных волн // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012б. № 2(20). С. 149–158.
- Сафонов Д.А., Нагорных Т.В., Коновалов А.В., Степнов А.А. Тензор момента, механизмы очага землетрясения и напряженное состояние территории о. Сахалин // Вулканология и сейсмология. 2017. № 3. С. 59–70.
- Середкина А.И., Мельникова В.И. Тензор сейсмического момента прибайкальских землетрясений по поверхностным волнам // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 1. С. 91–94.
- Сычева Н.А. Применение метода волновой инверсии и сейсмотектонических деформаций для оценки напряженно-деформированного состояния территории Центрального Тянь-Шаня // Вестник КРСУ. Науки о Земле. 2016. Т. 16. № 1. С. 172–177.
- Фатьянов А.Г. Прямые и обратные задачи для тензора сейсмического момента в слоистых средах // Докл. РАН. 1991. Т. 317. № 6. С. 1357–1361.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука. 1972. 117 с.
- Худсон Д. Статистика для физиков. М.: МИР. 1970. 297 с.
- Чебров В.Н., Гусев А.А., Дрознин Д.В., Мишаткин В.Н., Сергеев В.А., Сеницын В.И., Шевченко Ю.В., Чебров Д.В. Развитие сейсмологических наблюдений на Дальнем Востоке России для Службы предупреждения о цунами // Сейсмологические и геофизические исследования на Камчатке. К 50-летию детальных сейсмологических наблюдений. Глава 3. Петропавловск-Камчатский: Холдинговая компания “Новая книга”. 2012. С. 70–104.
- Чебров В.Н., Дрознин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18–40.

- Чемарёв А.С., Токарев А.В.* Подсистема ЕИС для формирования и хранения волновых форм землетрясений. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Четвертой научно-технической конференции. Петропавловск-Камчатский. 29 сентября—5 октября 2013 г. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 359—361.
- Шевченко Ю.В., Яковенко В.В.* Собственный шум сейсмометров на частотах от 0.01 до 0.1 Гц // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 17—28.
- Backus G.E.* Interpreting the seismic glut moments of total degree two or less // *Geophys. J. Int.* 1977. V. 51. P. 1—25.
- Backus G.E., Mulcahy M.* Moment tensors and other phenomenological descriptions of seismic sources — I. Continuous displacements // *Geophys. J. Int.* 1976. V. 46. P. 341—361.
- Bonita J.D., Kumagai H., Nakano M.* Regional moment tensor analysis in the Philippines: CMT solutions in 2012—2013 // *J. Disaster Research.* 2015. V. 10. № 1. P. 18—24.
- Cesca S., Heimann S., Stammer K., Dahm T.* Automated procedure for point and kinematic source inversion at regional distances // *J. Geophys. Res.*, 2010. V. 115. B06304. P. 1—24.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006450>
- Dziewonski A.M., Chou T.-A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86. P. 2825—2852.
<https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>
- Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M.* The global CMT project 2004—2010: Centroid-moment tensors for 13017 earthquakes // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2012. V. 200—201. P. 1—9.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Franco S.I., Iglesias A., Fukuyama E.* Moment tensor catalogue for Mexican earthquakes: almost two decades of seismicity // *Geofis. Int.* 2020. V. 59. № 2. P. 54—82.
- Gasperini P., Lolli B., Vannucci G., Boschi E.* A comparison of moment magnitude estimates for the European—Mediterranean and Italian regions // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 190. № 3. P. 1733—1745.
- Gilbert F.* Excitation of the Normal Modes of the Earth by Earthquake Sources // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1970. V. 22. P. 223—226.
- Henry C., Woodhouse J.H., Das S.* Stability of earthquake moment tensor inversion: effect of the double-couple constraint // *Tectonophysics.* 2002. V. 356. № 19. P. 115—124.
- Kagan Y.* Simplified algorithms for calculating double-couple rotation // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 171. P. 411—418.
- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. № 20. P. 2981—2987.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 122. № 1. P. 108—124.
- Konstantinou K.I., Rontogianni S.* A comparison of teleseismic and regional seismic moment estimates in the European—Mediterranean region // *Seismol. Res. Lett.* 2011. V. 82. № 2. P. 188—200.
- Kubo A., Fukuyama E., Kawai H., Nonomura K.* NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan: quality test and application // *Tectonophysics.* 2002. V. 356. № 1—3. P. 23—48.
- Nakano M., Yamashina T., Kumagai H., Inoue H.* Centroid moment tensor catalogue for Indonesia // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2010. V. 183. № 3—4. P. 456—467.
- Pasyanos M.E., Dreger D.S., Romanowicz B.* Towards real-time estimation of regional moment tensors // *BSSA.* 1996. V. 86. № 5. P. 1255—1269.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Morelli A., Ekström G., Postpischl L., Vannucci G., Boschi E.* European—Mediterranean regional moment tensor catalog: solutions for 2005—2008 // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2011. V. 185. № 3—4. P. 74—81.
- Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., Vetterling W.T.* Numerical recipes. Cambridge University Press, 1986. 823 p.
- Randall, M.J.* Elastic multipole theory and seismic moment // *BSSA.* 1971. V. 61. № 5. P. 1321—1326.
- Serpetsidaki A., Sokos E., Tselentis G.A.* A ten year moment tensor database for Western Greece // *Phys. Chem. Earth, Parts A/B/C.* 2016. V. 95. P. 2—9.
- Sokos E. N., Zahradnik J.* ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data // *Comput. Geosci.* 2008. V. 34. P. 967—977.
- Tape W., Tape C.* Angle between principal axis triples // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 191. № 2. P. 813—831.

Determining the Double Couple Moment Tensor for Kamchatka Earthquakes from Regional Seismic Waveforms

I. R. Abubakirov^a and V. M. Pavlov^{a,*}

^a*Kamchatka Branch, Kamchatka Branch, Federal Research Center “Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences,”
Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

**e-mail: pvm@emsd.ru*

The deployment of digital seismic network in Kamchatka in 2006—2010 created fundamental possibility for calculating seismic moment tensor (SMT) of the Kamchatka earthquakes from broadband waveforms recorded by regional stations. The paper describes the method for calculating SMT for the earthquakes with a no net torque double couple (DC) mechanism based on the DC tensor decomposition and explicit partial linear inversion in two (of four) variables. This allows the least square objective function to be expressed in terms of two angles specifying the orientation of the neutral (zero) axis of the DC tensor. The inversion with respect to the angles is conducted using the Levenberg—Marquardt iterative method. The described technique was used to calculate the focal mechanisms, moment magnitudes, and depths of the equivalent point source for

31 Kamchatka earthquakes with moment magnitudes $M_w = 4.3-6.2$. The obtained estimates were compared to the corresponding GCMT catalog data which exist for 19 events, and the agreement between the results proved to be fairly reasonable. The angle K characterizing the discrepancy between the DC mechanism calculated in our study directly from the waveforms and the best DC mechanism constructed from the zero trace tensor of GCMT catalog is at most 25° for 16 events of 19. The moment magnitudes are underestimated relative to GCMT counterparts by ~ 0.1 units of magnitude, and the depths are underestimated by 8 km on average.

Keywords: seismic moment tensor, focal mechanism, no net torque double couple, regional broadband waveforms

ПАРАМЕТРЫ ИСТОЧНИКОВ РОЯ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ, ИНИЦИИРОВАННЫХ ВЗРЫВОМ НА КОРОБКОВСКОМ ЖЕЛЕЗОРУДНОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

© 2021 г. А. Н. Беседина¹, *, С. Б. Кишкина¹, Г. Г. Кочарян¹

¹Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: besedina.a@gmail.com

Поступила в редакцию 14.09.2020 г.

После доработки 02.11.2020 г.

Принята к публикации 09.12.2020 г.

Несмотря на большое количество исследований, остается открытым вопрос, насколько изучение параметров слабой сейсмичности помогает в интерпретации данных, полученных при средних и сильных землетрясениях. В данной работе проведен анализ сейсмических событий, инициированных взрывами в шахте на Коробковском железорудном месторождении Курской магнитной аномалии (центральная часть Восточно-Европейской платформы). Район исследований характеризуется превышением горизонтальных напряжений над вертикальными и декларируется как потенциально удароопасный массив, хотя горных ударов при проведении горных работ пока не наблюдалось. Для анализа использовались данные сейсмической сети из четырех однокомпонентных горизонтальных акселерометров, установленных в шахте. После обнаружения и локации слабых сейсмических событий с помощью аппроксимации модельным спектром Брюна была проведена оценка параметров источника. Было обнаружено, что источники зарегистрированных сейсмических событий плотно сгруппированы в пространстве вблизи ближайшей взрывной камеры, и большинство находится внутри области с уровнем динамических деформаций от взрывов более 10^{-6} . Рассчитанные значения моментной магнитуды варьируются от -2.7 до -1.4 . Сброс напряжения составил от 0.002 до 0.25 МПа при значениях кажущегося напряжения от 0.0003 до 0.017 МПа. Приведенная сейсмическая энергия E_s/M_0 возрастает от 10^{-8} до 10^{-7} Дж/(Н · м) при изменении сейсмического момента от 1.5×10^5 до 1.5×10^6 Н · м. В диапазоне моментов от 10^6 до 10^7 Н · м такой тенденции не отмечено. Мы полагаем, что этот эффект может быть связан с уменьшением модуля сдвига породы при увеличении размера события. Рассчитанные значения приведенной энергии и скорости распространения разрыва свидетельствуют о том, что промышленный взрыв, вероятно, инициировал серию микроземлетрясений с низкой излучательной эффективностью.

Ключевые слова: индуцированная сейсмичность, очаговые параметры, анализ временных рядов, слабые сейсмические события, объемные волны.

DOI: 10.31857/S0002333721030030

ВВЕДЕНИЕ

Около 40% всех ощущаемых землетрясений, в той или иной мере обусловленных человеческой деятельностью, связаны с извлечением твердых полезных ископаемых, а еще 15% — с добычей нефти и газа [Foulger et al., 2018]. В результате существенного увеличения плотности и качества инструментальных наблюдений на сегодняшний день *in situ* регистрируется множество сейсмических событий, вплоть до столь малых магнитуд, как $M_w = -4.1$ [Kwiatak et al., 2011]. Параметры микро- и наносейсмичности изучаются во многих исследованиях, связанных, прежде всего, с горными работами [Gibowicz, Kijko, 1994; Oye et al., 2005; Yamada et al., 2007; Wesseloo, 2018; Ma et al., 2018; и др.].

Исследования, проведенные в горных массивах с разным напряженным состоянием и тектонической обстановкой, показали, что можно обнаружить два типа сейсмического отклика на проведение горных работ [Кочарян и др., 2018; De Santis et al., 2020]. К первому относятся микрособытия, непосредственно вызванные добычей. Их источники по пространственным и временным параметрам приурочены непосредственно к фронту ведения горнопроходческих работ. Расположение очагов этих событий отмечает либо зоны концентрации напряжений, либо, напротив, разгруженные области массива [Gibowicz, Kijko, 1994; Urbancic, Trifu, 2000; Young et al., 2004; Orlecka-Sikora et al., 2012]. Второй тип — инициированные подвижки по существующим тектоническим нарушениям [Кочарян и др., 2018;

Lu et al., 2018; 2019; Sainoki, 2013]. Такие события могут быть удалены от места проведения работ на несколько километров, могут происходить с задержкой по времени по отношению к производству взрывов. Именно крупные динамические подвижки по разломам — события второго типа — приносят наибольший ущерб [Ловчиков, 2013; Lu et al., 2018].

Анализ очаговых параметров землетрясений, инициированных горными работами, обычно проводится на основе подходов, развитых в “большой” сейсмологии и дает довольно много дополнительной информации для изучения масштабного эффекта землетрясений [McGarr, 1999; Kanamori, Heaton, 2000; Boettcher et al., 2009; Kwiatek et al., 2011]. При этом остается открытым вопрос, насколько изучение параметров слабой сейсмичности помогает интерпретировать данные, получаемые при регистрации средних и крупных коровых землетрясений. В рамках предположения о том, что процесс разрыва самоподобен [Aki, 1967], такие параметры очага, как приве-

денная сейсмическая энергия $e = \frac{E_s}{M_0} (E_s - \text{энергия,}$

излученная при землетрясении, M_0 — сейсмический момент) и кажущееся напряжение σ_a , должны быть одинаковы для землетрясений любого размера. Хотя исследованиями закономерностей сейсмического масштабирования занимались и занимаются многие исследовательские группы, геофизическое сообщество пока не пришло к единому мнению [Walter et al., 2006]. Если в одних случаях авторы подтверждают гипотезу самоподобия и постоянства кажущихся напряжений [Kanamori, Anderson, 1975; McGarr, 1999; Ide et al., 2003; Baltay et al., 2010; и др.], то другие исследования, напротив, свидетельствуют в пользу зависимости величины приведенной сейсмической энергии от размера землетрясения [Abercrombie, 1995; Kwiatek et al., 2011; Кочарян и др., 2016; и др.]. В любом случае, наблюдается очень большой разброс в рассчитываемых величинах e . Так, например, в работе [Кочарян и др., 2016] был проанализирован большой объем наблюдательных данных — более 1500 событий в диапазоне моментных магнитуд от $M_w = -3.5$ до $M_w = 9.2$. Анализ был ограничен землетрясениями, очаг которых располагался на глубине не более 50 км. Были привлечены только надежные оценки сейсмического момента и излученной энергии, а при анализе очаговых параметров землетрясений малых магнитуд либо использовались данные, полученные с использованием высокочастотной регистрирующей аппаратуры, либо проводилась коррекция результатов по методу, предложенному [Ide, Beroza, 2001]. Анализ составленной базы данных показал, что при изменении сейсмического момента на 19 порядков — в диапазоне от 10^3 до 10^{22} Н · м — подавляющее большинство значе-

ний параметра e лежит в диапазоне $e \sim 10^{-6} - 10^{-3}$, а среднее значение составляет $e = 2.82 \times 10^5$. При рассмотрении всего комплекса данных явной зависимости отношения от масштаба землетрясения не обнаруживается: дисперсия очень велика и вариации приведенной энергии при одном и том же значении сейсмического момента превышает 3 порядка. Однако, судя по данным [Кочарян и др., 2016], средняя приведенная энергия неодинакова в разных диапазонах магнитуд. Многими авторами отмечается, что для каждого отдельного подмножества данных, особенно для слабых землетрясений, часто наблюдаются очевидные отклонения от пропорциональной связи сейсмической энергии и сейсмического момента [Walter et al., 2006]. И если авторы ряда исследований последовательностей слабых природных землетрясений склоняются к соотношению $E_s \sim M_0$ [Ide, Beroza, 2001; Matsuzawa et al., 2004], то для рядов наблюдений индуцированной сейсмичности наклон регрессионных зависимостей $E_s(M_0)$ иногда сильно отличается от единицы [Маловичко, Маловичко, 2010; Gibowicz et al., 1991]. Это может означать, что разломная зона или участок массива, к которым приурочено расположение очагов группы слабых землетрясений, определяют свои закономерности масштабирования, определяемые местными условиями [Walter et al., 2006; Беседина и др., 2015; Кочарян, 2016]. При этом совместное рассмотрение большого количества рядов данных, относящихся к разным участкам, создает видимость постоянства величины средней приведенной энергии [Walter et al., 2006; Kwiatek et al., 2011; Кочарян и др., 2016].

Физические причины вариации эффективности излучения сейсмических колебаний с ростом размера землетрясения до сих пор обсуждаются. Среди них рассматриваются зависимость модуля деформаций массива горных пород и жесткости нарушений сплошности от масштаба [Беседина и др., 2013]. Помимо этого, можно выделить также два фактора, приводящих к возникновению зависимости излучательной эффективности сейсмического источника от масштаба события и не связанных с физикой очага. Во-первых, это эффект влияния ограниченной частотной характеристики регистрирующей аппаратуры [Ide, Beroza, 2001]. При использовании недостаточно высокочастотной аппаратуры этот эффект оказывается весьма значительным для событий малой энергии. Второй эффект связан с поглощением и рассеянием высоких частот при распространении колебаний. Для слабых событий наблюдается недооценка рассчитанной сейсмической энергии, быстро увеличивающаяся с ростом расстояния [Беседина и др., 2013].

Несмотря на большое количество данных, до настоящего момента нет единого мнения и о причинах большого разброса значений отношения

Таблица 1. Физико-механические характеристики разрабатываемых кварцитов

ρ , кг/м ³	E , ГПа	ν	μ , ГПа	C_α , м/с	C_β , м/с
3400–3700	0.65–1.16	0.13–0.33	29–48	4400–6300	2900–3600

E_s/M_0 . Хотя, как правило, величина приведенной излученной энергии для индуцированных землетрясений лежит в диапазоне, характерном для “нормальных” природных землетрясений $10^{-6} < e < 10^{-4}$, в некоторых случаях зарегистрированные величины попадают в диапазон $E_s/M_0 < 10^{-6}$, т.е. эффективность подвижки как источника сейсмических колебаний оказывается крайне низкой [Оуе, 2005; Маловичко, Маловичко, 2010; Kwiatek et al., 2011]. Между тем ущерб, наносимый землетрясением, определяется именно величиной излученной энергии, так что важно изучать причины наблюдаемых эффектов.

В этом исследовании мы рассматриваем результаты инструментальных наблюдений слабых сейсмических событий, индуцированных взрывами, проводимыми при разработке месторождения очень прочных кварцитов (Коробковского железорудного месторождения) в тектонически стабильном районе Восточно-Европейской платформы. Особенности обследуемого участка являются наличие крупной разломной зоны и существенное превышение величины горизонтальных напряжений над вертикальными, несмотря на небольшую глубину выработки около 300 м от свободной поверхности. Работы проводятся с целью оценки геодинамической активности массива, в связи с планами разработки более глубоких горизонтов месторождения.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Коробковское железорудное месторождение

Коробковское железорудное месторождение сложено из 8 крутопадающих залежей железистых кварцитов длиной 380–3500 м и горизонтальной мощностью 50–1050 м [Адушкин и др., 2017б]. Согласно результатам измерений, горизонтальные напряжения на глубине 300 м от поверхности составляют 13–15 МПа, превышая примерно в 1.5 раза вертикальные [Адушкин и др., 2017б; Кочарян и др., 2018]. Существенное превышение величины горизонтальных напряжений над вертикальными стало основанием для того, чтобы надзорные органы объявили массив удароопасным, хотя до настоящего времени горных ударов здесь не наблюдалось. Поскольку для небольших глубин, на которых разрабатывается Коробковское месторождение, уровень напряжений достаточно высок, было решено организовать временные сейсмические наблюдения на

участке, который считается наиболее опасным при проведении горных работ.

Разработка Коробковского железорудного месторождения ведется подземным способом. Средние значения физико-механических характеристик разрабатываемых кварцитов (плотность ρ , модуль Юнга E , коэффициент Пуассона ν , модуль сдвига μ и скорость распространения продольных и поперечных волн C_α и C_β соответственно), отобранных в горных выработках Коробковского месторождения, приведены в табл. 1 по [Кочарян и др., 2018].

На шахте применяется этажно-камерная система разработки. Камеры находятся на глубине 245–285 м от дневной поверхности. При подготовке взрывов участок породы шириной 10–15 м внутри камеры разбуривается рядами вертикальных скважин длиной 50–55 м и диаметром 105 мм. При каждом массовом взрыве с интервалом 30–50 с взрываются 3–4 камеры, расположенные на расстоянии около 1 км друг от друга. Применяется короткозамедленное взрывание. Суммарная масса ВВ в камере составляет, в среднем, 10–20 тонн. Внутри каждой камеры последовательно, через определенный интервал времени (~20 мс) взрываются группы скважин, составляющих одну ступень замедления массой 0.5–1.5 т ВВ.

Пример записи вертикальной скорости смещения грунта на свободной поверхности непосредственно над одной из камер показан на рис. 1. При этом взрыве суммарная масса ВВ в камере была 10.3 т, а максимальная масса ВВ в одной ступени замедления составляла 0.518 т. В начале взрыва интервалы замедления между ступенями составляли 20 мс, а в конце 500 мс, так что в конце записи легко выделяются волны от отдельных ступеней замедления. Длительность колебаний от взрыва

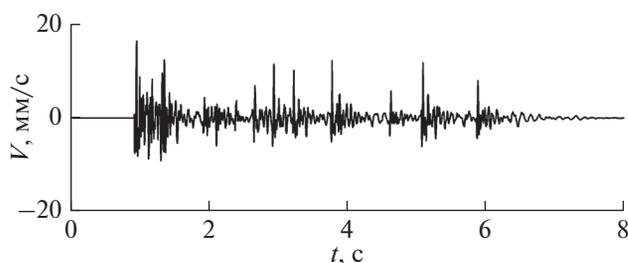


Рис. 1. Запись вертикальной скорости смещения грунта на свободной поверхности непосредственно над одной из камер.

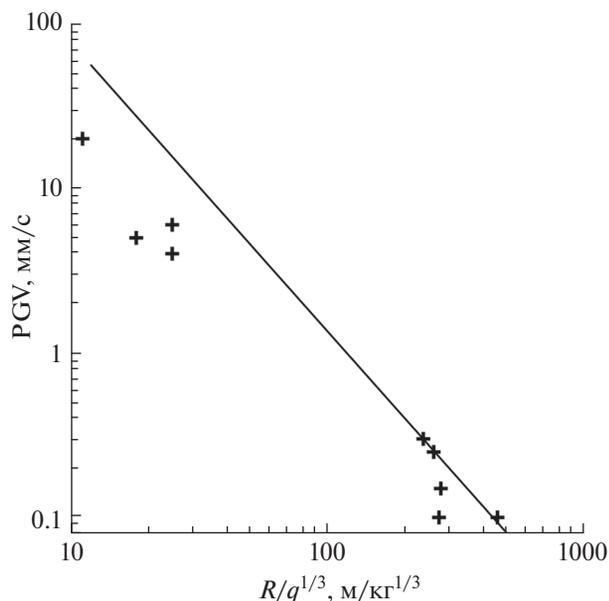


Рис. 2. Зависимость максимальной массовой скорости волны от приведенного расстояния до взрыва. Точки – результаты измерений на глубине 300 м. Линия – эмпирическая зависимость (1), построенная по результатам измерений на свободной поверхности параметров колебаний от взрывов на шахте им. Губкина комбината КМАруда [Кочарян и др., 2019].

одной ступени составляет около 200 мс. Суммарная длительность колебаний не превышает 5–6 с.

Величина максимальной массовой скорости (PGV) при короткозамедленном взрыве определяется суммарным весом заряда в группе определения, расстоянием до взрыва, а на малых расстояниях еще и геометрией заряда. На достаточно большом удалении от взрыва для оценки воздействия на массив можно воспользоваться эмпирической зависимостью, построенной нами для короткозамедленных взрывов на шахте им. Губкина комбината КМАруда [Кочарян и др., 2019]:

$$V_m = 4110 \times \left(\frac{q^{1/3}}{R} \right)^{1.73}, \quad (1)$$

где: V_m – измеряется в мм/с; R – эпицентрального расстояние в метрах, а максимальное количество ВВ в одной ступени q – в кг.

Зависимость величины PGV от приведенного расстояния приведена на рис. 2. Можно видеть, что на малых расстояниях, сопоставимых с длиной скважин, где сказывается геометрия заряда, величина PGV лежит заметно ниже соотношения (1).

Целью наблюдений, описываемых в настоящей статье, являлось изучение сейсмоакустической реакции напряженного массива на воздействие промышленного взрыва. Для Коробковского месторождения это первый опыт многоканальной регистрации с помощью сейсмических станций, организованных по принципу малоапертурной группы. Предварительно в течение года проводились измерения с одной и двумя измерительными точками [Besedina et al., 2018; Besedina, Ostapchuk, 2018; Besedina, 2019].

Измерения проводились 06.07.2019 г. в течение 16 ч в период прекращения горных и строительно-монтажных работ, которые останавливаются примерно за 2 ч до проведения взрыва и возобновляются в полной мере через сутки. Параметры взрывов приведены в табл. 2.

Сейсмическая группа с апертурой ~130 м, состоящая из 4-х акселерометров Briel&Kjaer 8306 (рабочая полоса частот 0.08 Гц–1 кГц), была установлена на глубине около 300 м от поверхности. Три датчика T_1 – T_3 были установлены по профилю вдоль одного орта, четвертый датчик T_4 располагался в соседнем орте (рис. 3). Акселерометры устанавливались на вертикальной стенке выработки. Регистрация велась на 14-разрядное АЦП E14-440 L-Card с частотой опроса 10 кГц. Чувствительность измерительного канала составляла 7.8 (мкм/с²)/отсчет. Дополнительно на отдельный канал велась запись временной метки для контроля частоты опроса АЦП.

Расположение группы было выбрано в окрестности зоны смыкания Главной и Стретенской залежей [Адушкин и др., 20176], которая характеризуется как зона тектонических нарушений общей мощностью около 100 м. В строении участка выделяются четыре зоны дробления с видимой мощностью 13, 34, 3 и 4 м.

Использовалась система координат с началом в точке расположения датчика T_3 и направлением оси ординат на север. Координаты измерительных точек в этой системе координат приведены в

Таблица 2. Параметры взрывов 06.07.2019 г.

№ взрыва	1		2	3
	1.1	1.2	2	3
№ камеры	1.1	1.2	2	3
Масса ВВ в камере Q , кг	10353	2081	5222	4838
Масса ВВ в ступени замедления q , кг	1200	552	864	800
Число ступеней	17	5	6	6
Продолжительность детонации, мс	450	100	125	125
Расстояние до точки $T_3(0,0)$, м	310	100	4380	2500

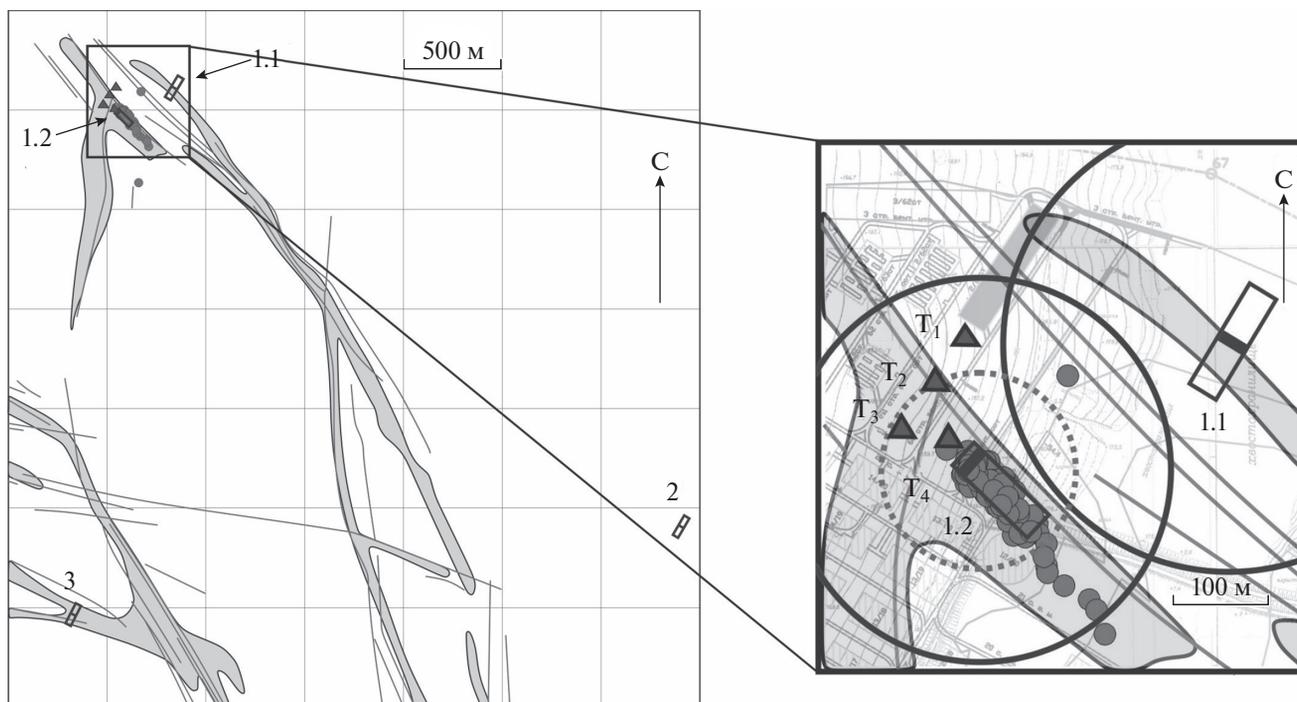


Рис. 3. Схема Коробковского месторождения в зоне смыкания Главной и Сретенской залежей рудных полей и более подробная схема части исследуемой области, оборудованной акселерометрами T_1 – T_4 (треугольники) в разломной зоне шахты. Сплошные линии соответствуют зонам тектонических нарушений. Серым цветом выделены рудные поля. Цифры – номера разрабатываемых камер, подорванных 06.07.2019 г., а их положение показано соответствующими прямоугольниками. Жирные линии внутри прямоугольников соответствуют зонам взрыва. Цифры соответствуют номерам камер в табл. 2. Серые точки – сейсмические события, зарегистрированные после взрывов. Начало координат (0,0) соответствует измерительной точке T_3 . Ось Y направлена на север. Большие круги (сплошная линия) соответствуют динамическим деформациям порядка 10^{-6} от соответствующего взрыва. Маленький круг (пунктирная линия) соответствует динамической деформации примерно 3×10^{-6} .

табл. А1 Приложения. Основные зоны разломов на участке показаны на рис. 3а, 3б.

Обработка данных и локация событий

За два часа до проведения взрывов было зарегистрировано три сейсмических события, которые представляли собой технологические взрывы малой мощности. Сразу после проведения короткозамедленных взрывов, в течение нескольких часов фиксировались волны от множества сейсмических событий разной магнитуды, вне всякого сомнения индуцированных взрывами. Предварительная обработка исходных рядов данных состояла в удалении низкочастотной компоненты и высокочастотных резонансных пиков с помощью полосового фильтра Баттерворта 2-го порядка в диапазоне частот 10 Гц–1 кГц. Обнаружение сигналов проводилось по каждому каналу отдельно. Стандартная методика детектирования сигналов STA/LTA показала много ложных срабатываний из-за постоянно присутствующих техногенных помех. Поэтому в работе использовалась методика выделения, отработанная ранее при проведении предварительных измерений при мониторинге поствзрывной активности в исследуемой

области [Besedina et al., 2018]. С помощью быстрого преобразования Фурье в скользящем окне длительностью 0.05 с и перекрытием 0.025 с рассчитывались спектральные характеристики исследуемого временного интервала. Обнаружение событий производилось по превышению выбранным параметром порогового значения, в качестве которого была выбрана сумма спектров ускорения в скользящем окне в заданном диапазоне частот $\sum_{f_1}^{f_2} |A(f)|$, где $A(f)$ – ускорение, рассчитанное в скользящем окне 0.05 с, а f_1 и f_2 – частоты, определяющие границы частотного диапазона при обнаружении сигнала. Для измерительных каналов T_1 – T_3 $f_1 = 10$ Гц, $f_2 = 1$ кГц. На канале датчика T_4 присутствуют стационарные помехи на частотах 580–740 Гц, так что этот диапазон частот был исключен из анализа; обнаружение сигнала проводилось по параметру $\sum_{f_1}^{f_3} |A(f)| + \sum_{f_4}^{f_2} |A(f)|$, где $f_1 = 10$ Гц, $f_2 = 1$ кГц, $f_3 = 580$ Гц, $f_4 = 740$ Гц.

Для каждого обнаруженного сигнала определялось время прихода волны на станцию. Локация сейсмических событий проводилась с помощью метода засечек по 4 станциям. На рис. 4 в ка-

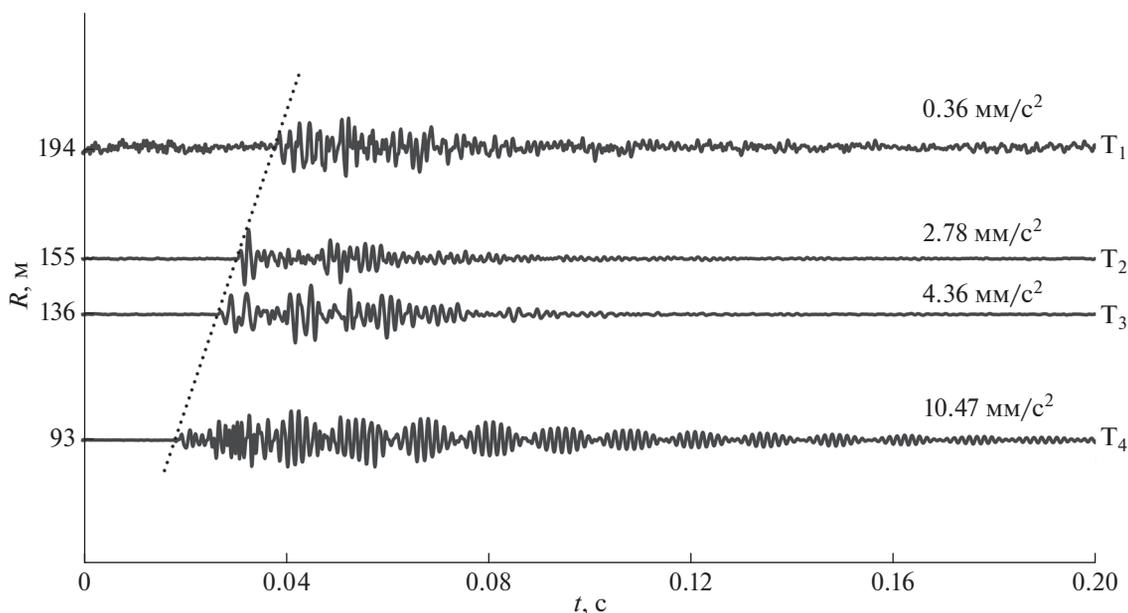


Рис. 4. Волновая форма события № 43 (табл. А2), записанная всеми сейсмическими станциями. Пунктирная линия соответствует первому вступлению сейсмической волны. Максимальные амплитуды для каждой станции указаны над волновой формой в единицах $\text{мм}/\text{с}^2$, тогда как на рисунке приведены сейсмограммы, нормированные на максимальную амплитуду.

честве примера показаны волновые формы одного из выделенных сигналов, зарегистрированных измерительными точками T_1 – T_4 . Пунктирная линия соответствует временам первых вступлений. В финальную выборку вошли 94 из 130 событий (рис. 3б) с эпицентрными расстояниями 25–400 м. Для остальных событий сильная зашумленность одного и/или более каналов не позволила провести локацию.

При локации событий было определено время в очаге, что позволило оценить скорость распространения продольных волн на участке измерений в предположении однородности среды $C_\alpha = 5570 \pm 630$ м/с. С учетом коэффициента Пуассона $\nu = 0.27$ была рассчитана скорость распространения поперечных волн, которая составила $C_\beta = 3130 \pm 630$ м/с. Полученные значения скоростей C_α и C_β находятся в хорошем соответствии со значениями, полученными при оценке свойств отобранных образцов (табл. 1).

Определение параметров источника

Оценка очаговых параметров источника проводилась по результатам анализа параметров низкочастотной области спектра сейсмических колебаний. Для оценки величины скалярного сейсмического момента использовалось соотношение [Кейлис-Борок, 1957] в модификации [Gibowicz, Kijko, 1994]

$$M_0 = \frac{4\pi\rho C^3 R\Omega_0}{F_c R_c S_c}, \quad (2)$$

где: ρ – плотность массива (при расчетах $\rho = 3400$ $\text{кг}/\text{м}^3$); C – скорость распространения волн; R – расстояние от источника до точки наблюдения; Ω_0 – амплитуда “полки” в низкочастотной части спектра смещения, которая оценивается при помощи аппроксимации зарегистрированного спектра одним из модельных; F_c – коэффициент, учитывающий направленность излучения; R_c – коэффициент, определяемый углом выхода луча на свободную поверхность; S_c – станционная поправка. Для большинства событий на малых эпицентральных расстояниях объемные волны не разделяются, поэтому расчет очаговых параметров проводился по всей волновой записи сейсмического сигнала. Как отмечено в работе [Gibowicz, Kijko, 1994], если механизм источника не определен, оценку сейсмического момента можно производить по среднеквадратичному значению коэффициента, учитывающего направленность излучения, рассчитанному исходя из сферичной формы источника, используя значения $F_\alpha = 0.52$ и $F_\beta = 0.63$ [Boore, Boatwright, 1984]. Следуя [Gibowicz, Kijko, 1994], можно пренебречь станционной поправкой и коэффициентом, который учитывает угол выхода луча на свободную поверхность ($R_c = 1$), для датчиков, расположенных в подземных выработках.

Для аппроксимации низкочастотной части спектра смещения мы использовали модель Дж. Брюна [Brune, 1970], которая описывает характеристики сигнала, излучаемого при внезапном высвобождении сдвигового напряжения на

круговой поверхности в упругом изотропном пространстве. Для этой модели спектр смещения описывается функцией:

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{1 + f^2/f_0^2}, \quad (3)$$

где f_0 – угловая частота излучения источника. Построение аппроксимирующего спектра согласно модели производилось при минимуме среднеквадратичных отклонений от исходных данных амплитудного спектра смещения. По значениям сейсмического момента можно оценить моментную магнитуду [Kanamori, 1977; Hanks, Kanamori, 1979]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0 - 9.1). \quad (4)$$

Расчет излученной сейсмической энергии проводился путем интегрирования спектра скорости [Gibowicz, Kijko, 1994]:

$$E_s = 4\pi r C \langle F_c \rangle^2 \frac{\sum_n J_{c_n} R_n^2}{\sum F_{c_n}^2}, \quad (5)$$

где: n – количество точек измерения; J_{c_n} – поток энергии; R_n – расстояние между источником до n -й измерительной станции. Поток энергии определяется как [Gibowicz, Kijko, 1994]

$$J_n = 3 \times 2 \int_{f_1}^{f_2} |V(f)|^2 df, \quad (6)$$

где $f_1 = 10$ Гц, $f_2 = 1$ кГц, $|V(f)|$ – модуль спектра скорости; поскольку система измерений однокомпонентная, использовался множитель “3”. Если механизм очага неизвестен, то коэффициент, учитывающий направленность излучения $\frac{\sum F_{c_n}^2}{4\pi \langle F_c \rangle^2}$ из (5), становится равным $\frac{n}{4\pi}$, и формулу (5) можно переписать в виде:

$$E_s = 4\pi r C \frac{\sum_n J_{c_n} R_n^2}{n}. \quad (7)$$

При расчете излученной энергии использовались значения потока J с учетом потерь энергии за счет ограниченного частотного диапазона измерительной аппаратуры. Как показано в работе [Ide, Beroza, 2001], в тех случаях, когда полоса регистрации обрезана сверху частотой f_M , отношение зарегистрированной энергии E_{reg} к излученной E_s определяется выражением

$$R = \frac{E_{reg}}{E_s} = \frac{2}{\pi} \left[\arctg(f_M/f_0) - (f_M/f_0)/(1 + f_M/f_0)^2 \right], \quad (8)$$

где f_0 – угловая частота спектра излученного сигнала. Для используемой измерительной сети ча-

стота f_M равна 1 кГц для всех датчиков. Данные измерительной точки T_4 , на которой присутствуют стационарные помехи, были исключены из рассмотрения, чтобы не вносить дополнительных инструментальных ошибок.

Для оценки величины сброса напряжения в массиве использовалось соотношение для модели кругового разлома R. Madariaga [Madariaga, 1976]:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} M_0 \left(\frac{2\pi f_0}{KC_\beta} \right)^3, \quad (9)$$

где K принимает значения $K_\alpha = 2.01$ и $K_\beta = 1.32$ для P - и S -волн соответственно. Полученные оценки дают хорошую сходимость с результатами наблюдений в шахтах [Gibowicz et al., 1990; Gibowicz, Kijko, 1994]. Если механизм очага не определен, то могут быть использованы средние значения коэффициентов K_α и K_β [Gibowicz, Kijko, 1994].

Кажущееся напряжение оценивалось по обычному соотношению:

$$\sigma_a = \mu \frac{E_s}{M_0}, \quad (10)$$

где модуль сдвига среды $\mu \approx 33$ ГПа.

Исследования по определению добротности исследуемой области ранее не проводились. Опираясь на данные [Oye et al., 2005], где для рудного месторождения наилучшая сходимость с модельным решением была получена для значения $Q = 350$, нами были рассмотрены две модели среды с добротностью Q равной 200 и 400 путем введения множителя $\exp\left(-\frac{\pi Rf}{QC}\right)$. На рис. 5 представлены спектры смещения для среды с учетом добротности $Q = 200$ и $Q = 400$ и среды без затухания. Эффекты введения затухания видны только на высоких частотах, поэтому далее все расчеты проведены для модели среды без учета затухания.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Кумулятивное число зарегистрированных событий в зависимости от времени после взрыва показано на рис. 6а. Три события, которые были зарегистрированы до проведения короткозамедленных взрывов, были удалены из рассмотрения и не входили в последующий анализ, поскольку, как отмечалось выше, они представляли собой технологические взрывы малой мощности.

После проведения взрывов наблюдался резкий всплеск сейсмической активности. Количество событий, индуцированных за первые 10–15 с после прохождения сейсмических волн от взрыва, неизвестно, поскольку они происходят на фоне колебаний взрыва. Нарастание кумулятивного числа событий со временем хорошо аппроксимируется логарифмической зависимостью

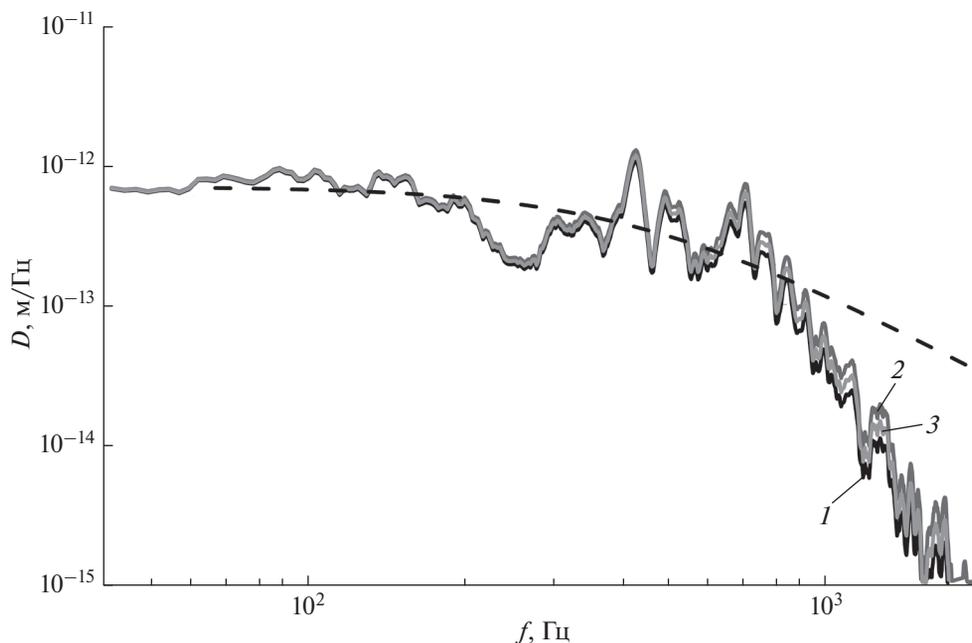


Рис. 5. Амплитудный спектр смещения, рассчитанный для трассы без учета затухания (1) и с постоянными $Q = 200$ (2) и $Q = 400$ (3) для события № 13 (табл. А2). Приближение по модели ω^2 показано пунктирной линией. Эффект Q невелик и наблюдается только на высоких частотах.

$$N = 18 \ln(t + t_0) + 68, \quad (11)$$

с коэффициентом детерминации 0.99, где $t_0 = 0.037$ ч – время, через которое были выделены первые сейсмические события после подрывов в камерах шахты (рис. 6а). Зависимость кумулятивного числа событий от магнитуды M_w и плотность вероятности распределения количества событий по магнитуде показаны на рис. 6б. Большинство событий зарегистрированы в диапазоне магнитуд от -2.5 до -2.0 . Как видно, наблюдается резкий спад количества событий с магнитудами больше -2.0 .

На рис. 7 приведена зависимость магнитуд зарегистрированных событий от расстояния. Линия определяет приблизительный порог чувствительности сейсмической группы. Это означает, что все зарегистрированные события были инициированы, в основном, взрывом в камере 1.2 и, возможно, в камере 1.1. Динамические деформации от взрывов в камерах №№ 2 и 3 были значительно меньше по амплитуде (рис. 8).

Для модели ω^2 проведена оценка моментных магнитуд M_w выделенных событий в диапазоне от -2.7 до -1.4 с угловой частотой от 120 до 760 Гц. Полученные значения магнитуд и угловых частот соответствуют, согласно модели в работе [Madariaga, 1976], радиусам очага в первые метры. Величина сброса напряжения варьируется от 0.002 до 0.25 МПа (рис. 9). Величина рассчитанной сейсмической энергии варьируется от 10^{-3} до 1 Дж при изменении сейсмического момента примерно на два порядка от 10^5 до 10^7 Н · м, что

соответствует вариации кажущегося напряжения от 0.0003 до 0.017 МПа (рис. 10а). Несмотря на значительный разброс, можно отметить близкий к линейному тренд роста средней величины приведенной энергии E_s/M_0 примерно на порядок в диапазоне изменения момента от 1.5×10^5 до 1.5×10^6 Н · м (рис. 10б). При этом в диапазоне M_0 (10^6 – 10^7) такой тенденции не отмечено.

Отношение кажущегося напряжения σ_a к величине сброса напряжения $\Delta\sigma$ можно использовать для оценки скорости распространения разрыва V_r через параметр излучательной эффективности [Husseini, 1977].

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + E_G} = 2 \frac{\sigma_a}{\Delta\sigma}, \quad (12)$$

где E_G – величина энергии, идущей на разрушение контакта (трещинообразование), а E_s – излученная сейсмическая энергия (рис. 11). Для моды II (продольный сдвиг) и моды III (поперечный сдвиг) трещины справедливы соотношения [Venkataraman, Kanamori, 2004]:

$$\eta_R = 1 - \frac{1 - V_r/C_R}{\sqrt{1 - V_r/C_\beta}} \quad (13)$$

и

$$\eta_R = 1 - \frac{\sqrt{1 - V_r/C_\beta}}{1 + V_r/C_\beta} \quad (14)$$

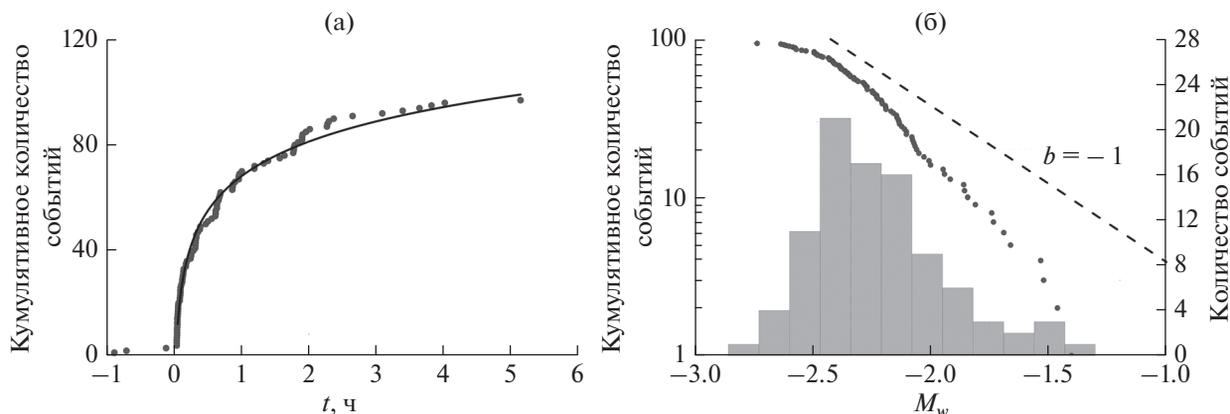


Рис. 6. (а) – Кумулятивное количество событий, обнаруженных до и после взрыва; нулевая точка соответствует времени взрыва; сплошная линия – логарифмическое приближение (11); (б) – взаимосвязь между количеством событий, магнитудой M_w и плотностью вероятности распределения количества событий по магнитуде (гистограмма, серый цвет). Пунктирная линия соответствует параметру b -value, равному 1.

соответственно. Откуда, с учетом $\nu = 0.27$, имеем для скорости Рэлеевских волн $C_R = 0.92C_\beta$ и, учитывая, что η_R изменяется от 0.04 до 0.6, получаем для сдвиговых мод $V_r = (0.1-0.7)C_\beta$. Полученные значения скорости распространения разрыва V_r меньше стандартных $V_r = 0.9C_\beta$ для большинства событий.

Мониторинг динамических перемещений по тектоническим трещинам, проведенный на том же участке, не выявил значимых остаточных смещений, инициируемых взрывами. Методика и результаты этих измерений приведены в работах

[Адушкин и др., 2017а; Кочарян и др., 2019]. Величина относительного смещения берегов трещины после прохождения сейсмических колебаний от взрыва невелика и составляет от единиц до 10–20 мкм.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Расположение очагов зарегистрированных событий показано на рис. 12. Можно видеть, что практически все точки находятся внутри зоны, в которой уровень динамических деформаций от

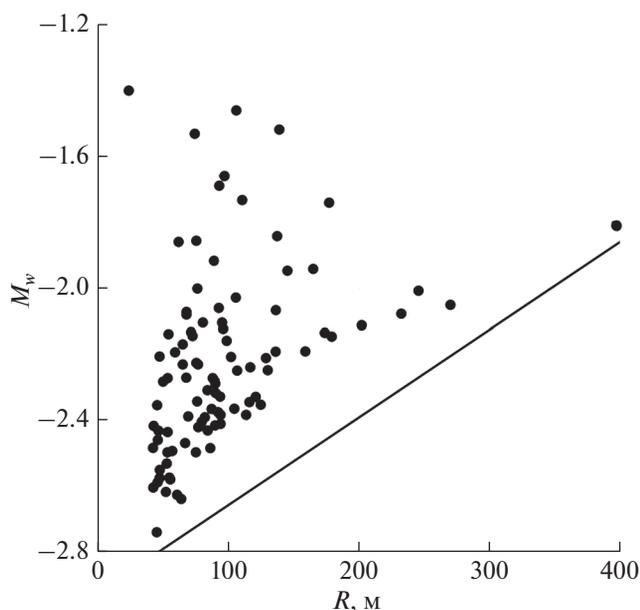


Рис. 7. Магнитуды зарегистрированных событий в зависимости от расстояния до точки T_3 . Прямая линия – оценка порога чувствительности сейсмической сети.

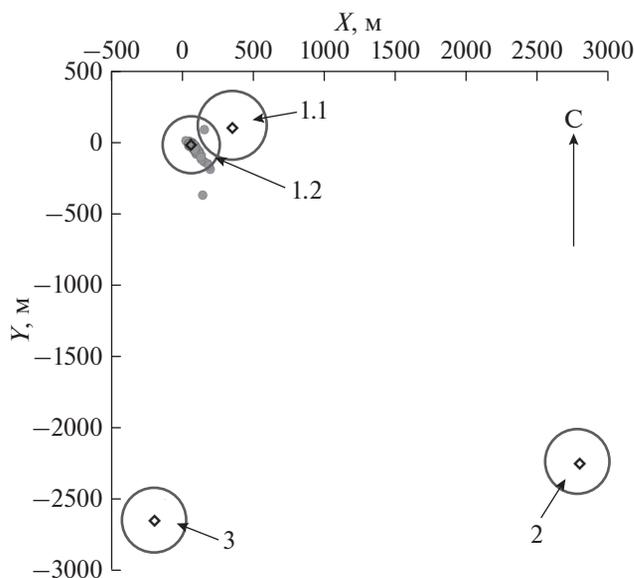


Рис. 8. Схема проведения наблюдений. Серые точки – эпицентры зарегистрированных сейсмических событий, квадраты – взрывы, круги – уровень динамических деформаций 10^{-6} от соответствующего взрыва.

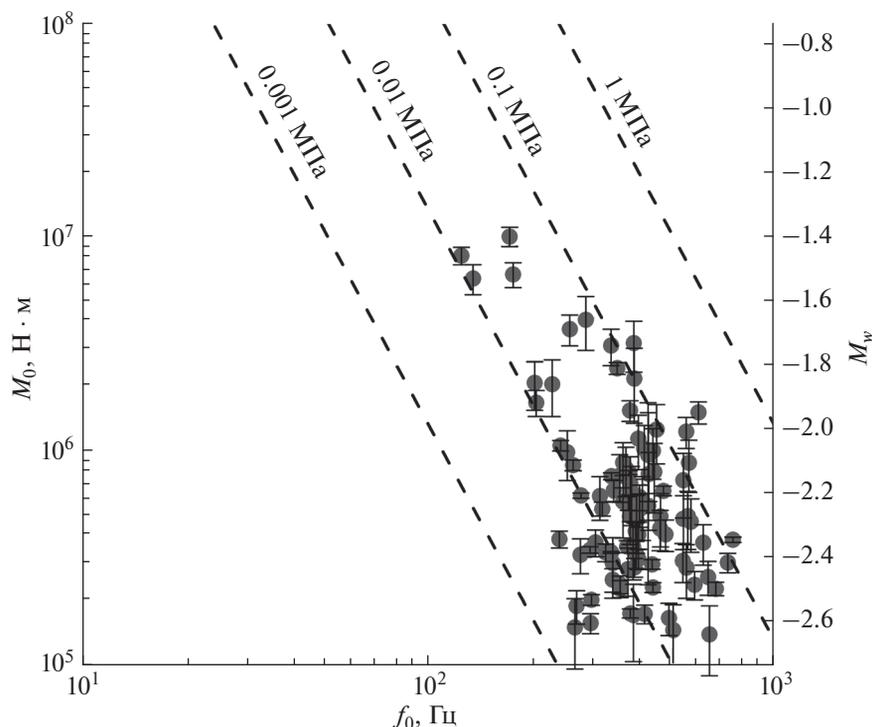


Рис. 9. Соотношение между скалярным сейсмическим моментом M_0 и угловой частотой источника f_0 для зарегистрированных слабых сейсмических событий. Значения постоянного сброса напряжения рассчитаны для модели из источника [Madariaga, 1976].

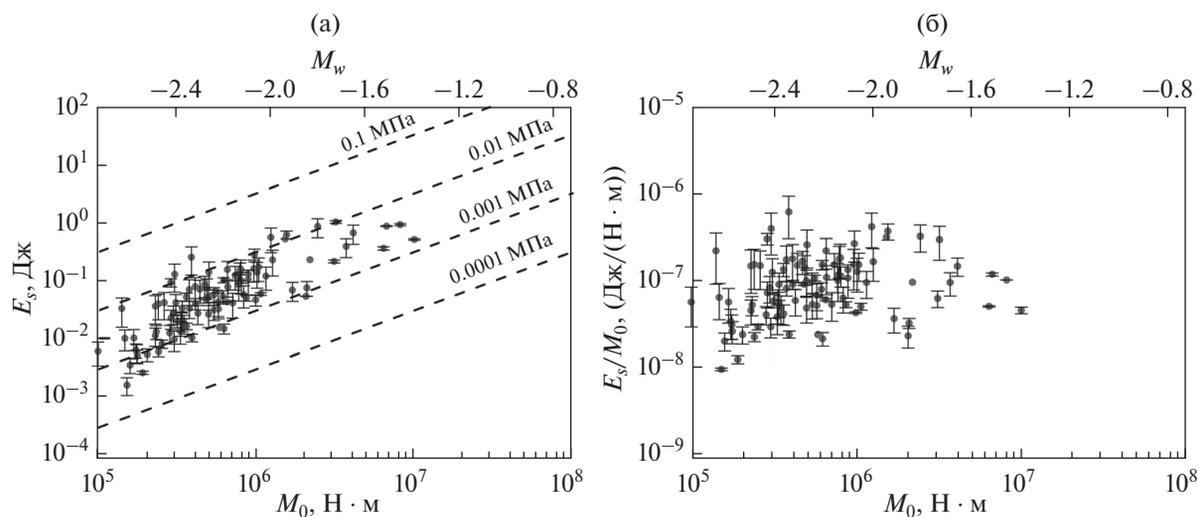


Рис. 10. (а) — Излученная сейсмическая энергия E_s в зависимости от скалярного сейсмического момента M_0 (моментной магнитуды M_w); (б) — приведенная сейсмическая энергия E_s/M_0 в зависимости от скалярного сейсмического момента M_0 . Уровни постоянного кажущегося напряжения σ_a показаны пунктирными линиями с учетом модуля сдвига 33 ГПа.

взрывов достигает величины 10^{-6} . Судя по тому, что до воздействия активность практически отсутствует, все эти события инициированы взрывом. Большая часть очагов приурочена к зоне разгрузки вокруг разрабатываемой камеры (схематически показана прямоугольником на рис. 12).

Результаты мониторинга участка разломной зоны Коробковского месторождения говорят о том, что в массиве наблюдаются только события, связанные с поствзрывной активностью. С учетом предыдущих работ по оценке напряженно-деформированного состояния массива [Кочарян

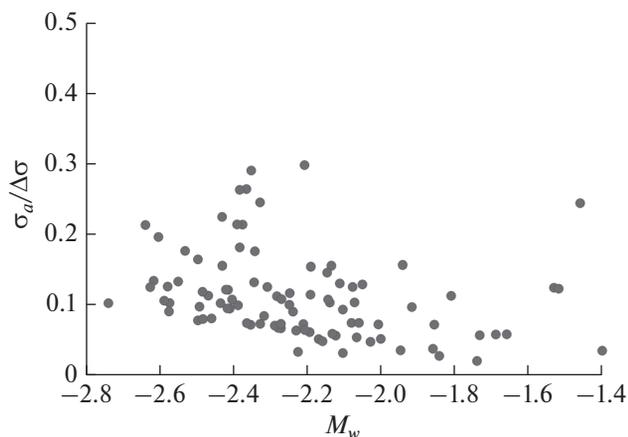


Рис. 11. Соотношение между моментной магнитудой и $\sigma_a/\Delta\sigma$ со средним значением, равным 0.11.

и др., 2018] и по мониторингу сейсмической активности [Besedina et al., 2018], это свидетельствует о спокойной геодинамической обстановке в пределах рудного поля.

Как отмечалось выше, совместное рассмотрение большого количества рядов данных, относящихся к разным участкам, создает видимость по-

стоянства величины средней приведенной энергии [Walter et al., 2006; Kwiatek et al., 2011; Кочарян и др., 2016]. Однако наклон регрессионных зависимостей $E_s(M_0)$ для отдельных рядов наблюдений индуцированной сейсмичности иногда сильно отличается от единицы. Например, на месторождении в Канаде (события с магнитудами от -2.2 до -0.4) [Urbancic, Young, 1993] и при мониторинге наведенной сейсмичности в Китае (магнитуды $0.1-4.2$) [Hua et al., 2013] получены одинаково сильные зависимости для масштабных соотношений $E_s/M_0 \sim M_0^{0.63}$. Обработка результатов наблюдений за микросейсмичностью (155 событий магнитудой от -3.6 до -1.9), проводившихся при проходке участка шахты в граните [Gibowicz et al., 1991], дает соотношение $E_s/M_0 \sim M_0^{0.33}$. В Германии, при анализе индуцированных сейсмических событий с магнитудами от -2 до 0 получены зависимости приведенной энергии от масштаба $E_s/M_0 \sim M_0^{0.90}$ [Jost et al., 1998]. При этом разброс данных, как правило, весьма велик, так, что регрессии отражают лишь общий тренд для каждого ряда. На рис. 13 сопоставлены результаты, полученные нами на Коробковском месторождении, с некоторыми мировыми данными по регистрации слабой сейсмичности.

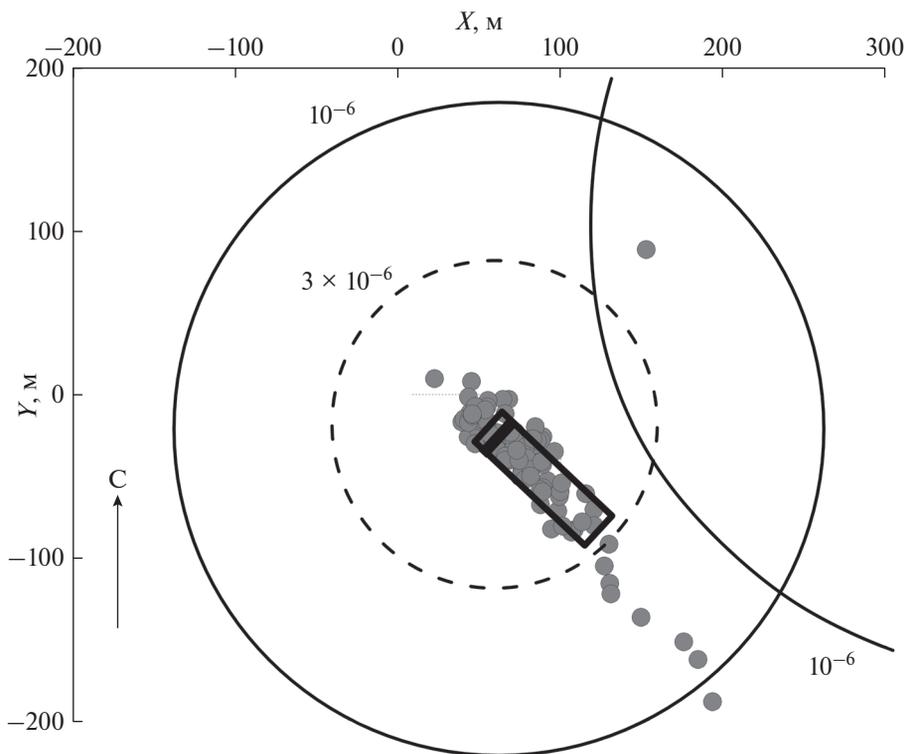


Рис. 12. Расположение очагов зарегистрированных событий. Серые точки – сейсмические события, зарегистрированные после взрывов. Точка (0,0) соответствует измерительной точке T_3 . Прямоугольник – взрывная камера; толстая линия внутри прямоугольника – зона взрывных скважин. Большие круги (сплошная линия) соответствуют уровню динамических деформаций 10^{-6} от взрыва, маленький круг (пунктирная линия) – динамической деформации 3×10^{-6} .

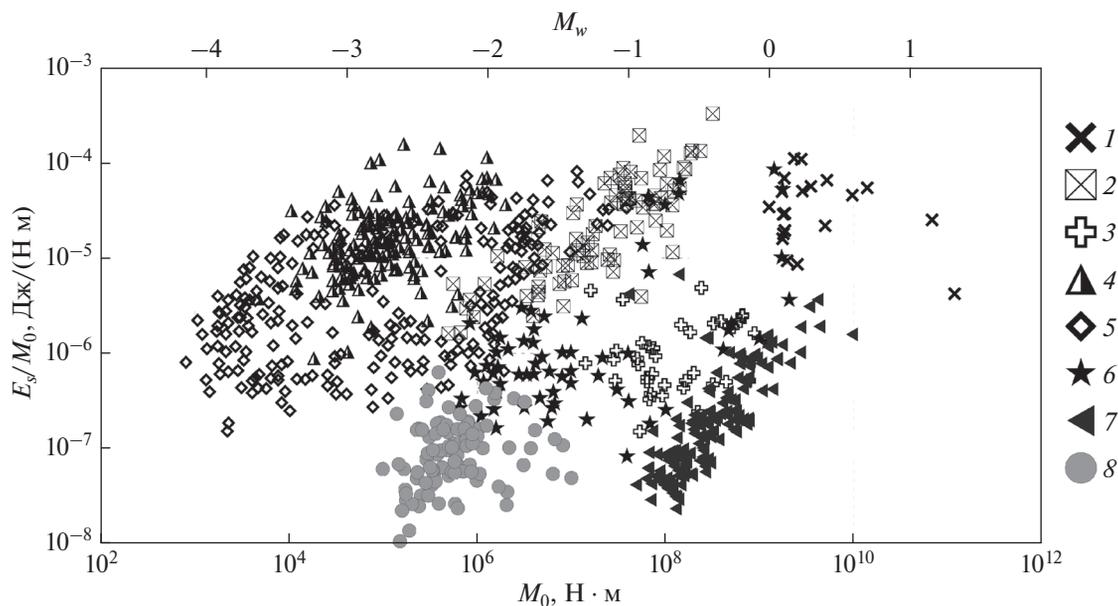


Рис. 13. Зависимость приведенной сейсмической энергии E_s/M_0 от сейсмического момента M_0 : 1 – [Yamada et al., 2007]; 2 – [Urbancic, Young, 1993]; 3 – [Oye et al., 2005]; 4 – [Gibowicz et al., 1991]; 5 – [Kwiatek et al., 2011]; 6 – [Маловичко, Маловичко, 2010]; 7 – [Jost et al., 1998]; 8 – Коробковское месторождение.

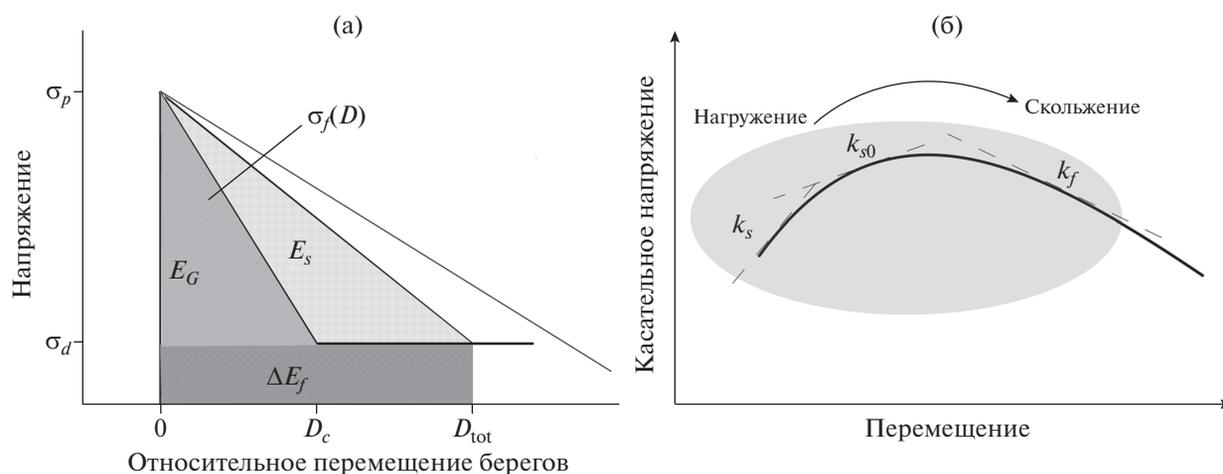


Рис. 14. (а) – Баланс энергии при динамической подвижке по трещине: E_G – энергия, затраченная на трещинообразование, E_s – энергия, излученная сейсмическими волнами, ΔE_f – энергия, диссипированная в процессе скольжения; (б) – трансформация жесткости разломной зоны в окрестности предела прочности.

Некоторые возможные причины отклонения от закона подобия подробно описаны, например, в работе [Беседина и др., 2013], где, наряду с влиянием ограниченной частотной характеристики регистрирующей аппаратуры [Ide, Beroza, 2001], рассматривается эффект, связанный с поглощением и рассеянием высоких частот при распространении колебаний. Эти причины отклонения от закона подобия не связаны с физикой очага динамического события и не отражают эффективность последнего как источника сейсмических колебаний.

Отклонения от закона подобия могут быть связаны и с зависимостью от масштаба модуля деформации массива горных пород и жесткости нарушений сплошности. Это следует из рассмотрения баланса энергии при динамической подвижке по трещине. Рассматривая баланс энергии (рис. 14а), следуя, например, [Kanamori, Brodsky, 2002], предположим для простоты линейный закон фрикционного разупрочнения (рис. 14), т.е. постоянную скорость снижения сопротивления сдвигу в процессе перемещения

$\left| \frac{d\sigma}{dD} \right| = k_f = \text{const}$, где k_f – сдвиговая жесткость разгрузки (скорость снижения сопротивления сдвигу) разломной зоны, D – относительное перемещение берегов, σ – сдвиговое напряжение.

Тогда удельная энергия (на единицу площади), затраченная на трещинообразование в процессе подвижки по трещине, определяется выражением:

$$E_G = \frac{1}{2} \frac{(\Delta\sigma)^2}{k_f}, \quad (15)$$

а энергия, излученная сейсмическими волнами:

$$E_S = \frac{1}{2} \frac{(\Delta\sigma)^2}{\mu/L} - \frac{1}{2} \frac{(\Delta\sigma)^2}{k_f}, \quad (16)$$

где: μ – эффективный модуль сдвига массива; L – длина разрыва; а $\Delta\sigma$ – сброс напряжения. Соответственно, $K = \mu/L$ – жесткость вмещающего массива.

Соответственно, излучательная эффективность подвижки определяется выражением:

$$\eta_R = \frac{E_S}{E_S + E_G} = 1 - \frac{\mu}{Lk_f}. \quad (17)$$

И модуль сдвига, и скорость снижения сопротивления сдвигу могут меняться в довольно широких пределах даже внутри одного участка массива, тем более – в зоне влияния выработки и в окрестности крупной разломной зоны, где и расположено большинство эпицентров.

Одним из условий формирования динамического срыва по существующему разлому является соотношение [Scholz, 1998]:

$$k_f > \frac{\mu}{L}, \quad (18)$$

аналогичное энергетическому критерию развития трещины Гриффитса, т.е. скорость динамического выделения энергии должна быть не меньше удельной энергии разрушения. Если это условие не выполняется, то реализуется условие стабильного скольжения. Таким образом, для динамических срывов величина излучательной эффективности η_R всегда оказывается положительной.

Оценить величину скорости снижения сопротивления сдвигу без проведения специальных измерений можно лишь опосредованно, используя результаты лабораторных [Pugak-Nolte, 1996] и *in situ* [Kocharyan et al., 1997; Кочарян, 2014] экспериментальных определений “динамической” жесткости трещин и разломов по параметрам сейсмических волн, прошедших через нарушение сплошности. В работе [Кочарян, 2014] приводится эмпирическое выражение для оценки сдвиговой жесткости природных трещин и небольших разломов длиной L менее 500–1000 м *in situ*:

$$k_s^{dyn} = 1.5 \times 10^5 / L, \quad (19)$$

где L измеряется в м, а k_s в МПа/м.

Соотношение (19) демонстрирует тот же закон масштабирования, что и многочисленные данные экспериментального определения статической сдвиговой жесткости, согласно которым жесткость обратно пропорциональна размерам образца [Barton, 2007]. При этом, судя по данным лабораторных опытов, динамическая жесткость по крайней мере в несколько раз выше соответствующей величины сдвиговой жесткости при статическом нагружении [Pugak-Nolte, 1987; 1996; Barton, 2007]. Так что для оценок можно полагать, что статическая жесткость для нарушения сплошности исследуемого диапазона описывается соотношением:

$$k_s = 5 \times 10^4 / L. \quad (20)$$

Очевидно, что если определяемая в эксперименте величина $k_s = \frac{d\sigma}{dD}$ относится к восходящей ветви зависимости $\sigma(D)$, то скорость снижения сопротивления сдвигу k_f при скольжении представляет собой абсолютную величину производной на запредельном участке зависимости $\sigma(D)$ после достижения предела прочности (рис. 146). При этом по мере приближения к пределу прочности величина жесткости заметно снижается [Johnson, Xia, 2005; Кочарян и др., 2018]. Опираясь на многочисленные данные лабораторных экспериментов [Martí et al., 2017], можно заключить, что в окрестности экстремума форма зависимости $\sigma(D)$ часто близка к симметричной, так что в грубом приближении $k_f \approx k_{s0} < k_s$.

В соответствии с (20) можно принять:

$$k_f = (10^4 - 5 \times 10^4) / L. \quad (21)$$

Соотношение (21) дает разумную оценку величины сброса напряжения. В самом деле:

$$k_f L = \Delta\sigma \frac{L}{D_{tot}} \approx 10^4 \Delta\sigma. \quad (22)$$

Соответственно, из (21) и (22) имеем $\Delta\sigma \sim 1-5$ МПа.

Преобразуя (17) и (21), имеем:

$$\eta_R = 1 - (0.2-1) \times 10^{-4} \mu, \quad (23)$$

где μ в МПа. Таким образом, величина излучательной эффективности напрямую зависит от величины модуля сдвига участка горной породы, прилегающего к разлому или трещине.

В тех случаях, когда мелкие события связаны с образованием новых трещин, можно считать справедливым приближение Кейлиса-Борока–Эшелби [Keilis-Borok, 1959], согласно которому скачок напряжений при смещении по круговой трещине пропорционален амплитуде смещения Δu и обратно пропорционален радиусу r трещины, что приводит к независимости величины

приведенной сейсмической энергии от масштаба при постоянстве упругих характеристик среды.

Наблюдаемая на шахте им. Губкина комбината КМАруда и на многих других горных предприятиях тенденция к росту среднего значения e (см. рис. 13) с увеличением размера события, возможно, связана с эффектом снижения значения модуля сдвига породы при увеличении характерного размера задачи. Хорошо известно, что на относительно небольших глубинах результаты измерения скорости распространения колебаний *in situ* неизменно зависят от базы измерений. Так, например, результаты измерений скорости распространения поперечных волн в массиве кварцита на глубине около 1000 м демонстрируют устойчивое снижение этого параметра от значения, характерного для измерений на образцах $C_\beta \approx 3000$ м/с, до величины $C_\beta \approx 2600$ м/с, полученной при измерениях на базах 100–500 м [Кочарян, 2013]. В механике горных пород хорошо известен эффект снижения прочностных характеристик и деформационных модулей массива горных пород по сравнению с характеристиками образца, причем эта разница возрастает в зонах влияния выработки и в разломных зонах [Barton, 2007]. Так, по данным [Barton, 1999], на глубине 300 м эффективный модуль деформации ненарушенной породы достигает величины $E \sim 80$ ГПа, модуль горной породы в окрестности мелких разломов $E \sim 20$ ГПа, а в зоне влияния крупного разлома $E \sim 10$ ГПа.

Гипоцентры большинства индуцированных событий, зарегистрированных на шахте Губкина, расположены либо в зоне влияния разрабатываемой камеры, либо в зоне влияния крупного разлома. Чем больше масштаб события (и, соответственно, длина разрыва), тем выше вероятность того, что очаг, либо его значительная часть, расположен на участке с относительно низким эффективным модулем, и, следовательно, эффективность сейсмического источника будет достаточно высокой. Заметим, что при проведении наблюдений в глубоких шахтах ($H \sim 3.5$ км) эффекта увеличения кажущихся напряжений с ростом масштаба обнаружено не было [Kwiatk et al., 2011]. Возможно, из-за большого литостати-

ческого давления величина μ *in situ* достигает значений, близких к наблюдаемым в образцах.

Обращают внимание полученные крайне низкие значения величины приведенной сейсмической энергии $E_s/M_0 \sim 10^{-8} - 5 \times 10^{-7}$. Это позволяет отнести деформационные события в массиве Коробковском месторождении к категории медленных землетрясений [Peng, Gombert, 2010], что подтверждается и приведенной выше оценкой скорости распространения разрыва $V_R \approx (0.1 - 0.7)C_\beta$.

ВЫВОДЫ

Мы рассмотрели результаты мониторинга индуцированной взрывом сейсмичности на Коробковском месторождении Курской магнитной аномалии. Зарегистрированные события с моментными магнитудами от -2.7 до -1.4 оказались сгруппированы вокруг разрабатываемой камеры и в окрестности крупной разломной зоны. Очаги практически всех зарегистрированных событий находятся внутри области с уровнем динамических деформаций от взрывов более 10^{-6} .

Для зарегистрированных событий были определены очаговые параметры и установлены эмпирические корреляционные зависимости между скалярным сейсмическим моментом и излученной энергией. Отмечается близкий к линейному тренд роста средней величины приведенной энергии E_s/M_0 : примерно на порядок в диапазоне изменения момента от 1.5×10^5 до 1.5×10^6 Н·м. При этом в диапазоне M_0 ($10^6 - 10^7$ Н·м) такой тенденции не отмечено. Можно предположить, что этот эффект связан с тенденцией снижения модуля сдвига породы при увеличении размера сейсмического события.

Рассчитанные значения величин приведенной сейсмической энергии $E_\beta/M_0 \sim 10^{-8} - 5 \times 10^{-7}$ и скорости распространения разрыва позволяют предполагать, что промышленный взрыв инициировал рой сейсмических событий с низкой излучательной эффективностью – медленных микроземлетрясений.

ПРИЛОЖЕНИЕ А.

Таблица А1. Координаты измерительных точек $T_1 - T_4$

T_i	X , м	Y , м
T_1	66.3	106.4
T_2	33.3	53.4
T_3	0	0
T_4	45.1	-14.5

Таблица 2А. Очаговые параметры событий в системе координат, аналогичной рис. 3б

№	X, м	Y, м	M_w	$M_0 \times 10^6$, Н · м	f_0 , Гц	E_s , Дж	$E_s/M_0 \times 10^{-7}$, Дж/(Н · м)	$\Delta\sigma$, МПа	σ_a , МПа	$\sigma_a/\Delta\sigma$
1	92	-53	-1.46	8.08	124	0.8748	1.08	0.0118	0.0029	0.24
2	64	-38	-1.53	6.32	134	0.3436	0.54	0.0117	0.0014	0.12
3	120	-70	-1.51	6.61	175	0.8268	1.25	0.0272	0.0033	0.12
4	62	-28	-2.07	0.95	430	0.1544	1.61	0.0582	0.0043	0.07
5	55	-29	-1.86	2.04	227	0.0521	0.25	0.0183	0.0007	0.03
6	53	-27	-2.19	0.64	385	0.0417	0.64	0.0283	0.0017	0.06
7	43	-26	-2.28	0.47	398	0.046	0.96	0.0230	0.0026	0.11
8	68	-3	-2.07	0.98	251	0.0453	0.46	0.0119	0.0012	0.1
9	49	-22	-2.27	0.49	381	0.0257	0.52	0.0209	0.0014	0.06
10	89	-26	-2.05	1.02	419	0.1646	1.6	0.0578	0.0043	0.07
11	130	-115	-2.13	0.79	379	0.1521	1.92	0.0330	0.0051	0.15
12	98	-71	-2.32	0.40	403	0.076	1.87	0.0204	0.0050	0.24
13	89	-57	-2.02	1.14	403	0.1152	1.01	0.0572	0.0027	0.04
14	45	8	-2.35	0.37	621	0.0681	1.82	0.0683	0.0048	0.07
15	88	-28	-2.37	0.34	292	0.0182	0.52	0.0066	0.0014	0.21
16	64	-3	-2.63	0.13	647	0.0322	2.31	0.0289	0.0061	0.21
17	193	-188	-2.05	1.05	240	0.0572	0.54	0.0112	0.0014	0.12
18	66	-12	-2.46	0.25	340	0.008	0.31	0.0075	0.0008	0.11
19	99	-62	-2.23	0.55	430	0.0629	1.13	0.0337	0.0030	0.08
20	72	-23	-1.85	2.06	202	0.0727	0.35	0.0131	0.0009	0.07
21	85	-38	-1.68	3.67	255	0.3711	1.01	0.0467	0.0027	0.05
22	84	-20	-2.48	0.23	586	0.0386	1.62	0.0366	0.0043	0.11
23	76	-31	-2.38	0.32	274	0.0136	0.41	0.0052	0.0011	0.21
24	86	-28	-2.31	0.42	396	0.0267	0.63	0.0201	0.0017	0.08
25	76	-47	-2.27	0.48	544	0.0719	1.49	0.0595	0.0039	0.06
26	115	-61	-2.24	0.53	317	0.0306	0.57	0.0131	0.0015	0.11
27	55	-4	-2.57	0.17	382	0.005	0.28	0.0075	0.0008	0.1
28	46	-13	-2.54	0.18	267	0.0026	0.13	0.0028	0.0004	0.13
29	153	89	-1.74	3.08	336	0.2063	0.66	0.0896	0.0018	0.01
30	82	-46	-2.40	0.30	542	0.0405	1.32	0.0374	0.0035	0.09
31	87	-41	-2.12	0.82	371	0.0557	0.67	0.0323	0.0018	0.05
32	141	-370	-1.81	2.42	350	0.8141	3.36	0.0796	0.0089	0.11
33	43	-2	-2.41	0.29	340	0.0096	0.32	0.0090	0.0008	0.09
34	87	-58	-2.36	0.35	389	0.0161	0.44	0.0162	0.0012	0.07
35	22	10	-1.40	9.93	171	0.4883	0.49	0.0381	0.0013	0.03
36	78	-43	-1.91	1.67	204	0.0664	0.39	0.0109	0.0010	0.09
37	75	-50	-2.28	0.46	572	0.0821	1.76	0.0669	0.0047	0.06
38	121	-80	-1.94	1.51	601	0.4978	3.29	0.2513	0.0087	0.03
39	54	-7	-2.13	0.77	432	0.145	1.85	0.0482	0.0049	0.1
40	52	-13	-2.49	0.22	357	0.0111	0.48	0.0079	0.0013	0.16
41	96	-35	-2.20	0.61	312	0.0986	1.6	0.0143	0.0042	0.29
42	58	-30	-2.16	0.70	382	0.0403	0.57	0.0300	0.0015	0.05
43	108	-83	-2.06	1.00	444	0.1349	1.34	0.0672	0.0036	0.05
44	68	-36	-2.22	0.56	377	0.0317	0.55	0.0234	0.0015	0.06
45	100	-59	-2.34	0.38	757	0.2429	6.31	0.1279	0.0167	0.13
46	107	-84	-2.19	0.65	476	0.1499	2.3	0.0538	0.0061	0.11
47	94	-82	-2.35	0.37	303	0.0325	0.86	0.0080	0.0023	0.28

Таблица 2А. Продолжение

№	X, м	Y, м	M_w	$M_0 \times 10^6$, Н · м	f_0 , Гц	E_s , Дж	$E_s/M_0 \times 10^{-7}$, Дж/(Н · м)	$\Delta\sigma$, МПа	σ_a , МПа	$\sigma_a/\Delta\sigma$
48	80	-41	-2.41	0.30	731	0.1232	4.09	0.0901	0.0108	0.12
49	69	-30	-2.49	0.22	675	0.0355	1.56	0.0536	0.0041	0.07
50	149	-136	-2.11	0.85	261	0.0488	0.57	0.0117	0.0015	0.12
51	89	-43	-2.15	0.72	544	0.1178	1.61	0.0900	0.0043	0.04
52	39	-17	-2.48	0.23	357	0.0059	0.24	0.0083	0.0007	0.07
53	176	-151	-2.07	0.96	431	0.268	2.78	0.0592	0.0074	0.12
54	65	-30	-2.13	0.79	448	0.0962	1.2	0.0550	0.0032	0.05
55	71	-28	-2.34	0.38	238	0.0102	0.26	0.0040	0.0007	0.17
56	88	-67	-1.73	3.16	391	0.9724	3.07	0.1449	0.0081	0.05
57	101	-80	-2.21	0.60	406	0.0516	0.84	0.0312	0.0022	0.07
58	130	-91	-2.19	0.65	342	0.0754	1.15	0.0200	0.0031	0.15
59	131	-122	-2.14	0.76	337	0.0928	1.21	0.0223	0.0032	0.14
60	68	-35	-2.00	1.25	455	0.2183	1.74	0.0906	0.0046	0.05
61	78	-52	-2.32	0.40	483	0.0391	0.96	0.0352	0.0025	0.07
62	47	-30	-2.57	0.17	390	0.0063	0.36	0.0078	0.0010	0.12
63	78	-32	-2.42	0.28	393	0.0221	0.77	0.0133	0.0020	0.15
64	50	-16	-2.61	0.15	264	0.0016	0.1	0.0021	0.0003	0.13
65	44	-11	-2.73	0.09	595	0.006	0.6	0.0159	0.0016	0.1
66	51	-15	-2.53	0.20	295	0.0053	0.26	0.0040	0.0007	0.17
67	79	-39	-2.27	0.49	467	0.0519	1.05	0.0385	0.0028	0.07
68	40	-15	-2.60	0.15	293	0.0035	0.22	0.0030	0.0006	0.19
69	100	-54	-2.38	0.33	324	0.02	0.59	0.0088	0.0016	0.17
70	61	-23	-2.22	0.56	414	0.0416	0.73	0.0310	0.0019	0.06
71	61	-33	-2.38	0.33	397	0.0195	0.59	0.0159	0.0016	0.09
72	47	-7	-2.57	0.17	420	0.0058	0.33	0.0099	0.0009	0.08
73	69	-23	-2.14	0.76	356	0.0818	1.06	0.0265	0.0028	0.1
74	69	-40	-2.40	0.31	403	0.0198	0.63	0.0157	0.0017	0.1
75	55	-16	-2.49	0.23	444	0.013	0.56	0.0155	0.0015	0.09
76	113	-78	-1.84	2.16	392	0.2209	1.01	0.1001	0.0027	0.02
77	127	-105	-1.94	1.54	381	0.59	3.83	0.0653	0.0101	0.15
78	60	-32	-2.26	0.49	560	0.1343	2.7	0.0668	0.0072	0.1
79	66	-37	-2.22	0.57	364	0.0152	0.26	0.0214	0.0007	0.03
80	66	-40	-2.41	0.29	442	0.0263	0.89	0.0196	0.0024	0.12
81	83	-27	-2.36	0.35	374	0.0509	1.42	0.0144	0.0038	0.26
82	44	-14	-2.58	0.16	494	0.0101	0.6	0.0153	0.0016	0.1
83	53	-9	-2.43	0.28	376	0.0123	0.43	0.0114	0.0012	0.1
84	89	-59	-2.24	0.53	406	0.0549	1.02	0.0274	0.0027	0.09
85	43	-17	-2.45	0.25	641	0.0406	1.57	0.0522	0.0042	0.07
86	82	-46	-2.38	0.33	336	0.0324	0.96	0.0098	0.0026	0.26
87	74	-40	-2.30	0.43	466	0.0689	1.58	0.0337	0.0042	0.12
88	184	-162	-2.00	1.22	554	0.5287	4.31	0.1599	0.0114	0.07
89	56	-24	-2.62	0.14	508	0.01	0.68	0.0146	0.0018	0.12
90	45	-13	-2.43	0.28	555	0.0897	3.14	0.0374	0.0083	0.22
91	46	-12	-2.20	0.61	275	0.0146	0.23	0.0099	0.0006	0.06
92	73	-34	-2.10	0.88	364	0.1001	1.13	0.0326	0.0030	0.09
93	88	-41	-1.66	4.06	284	0.6303	1.54	0.0714	0.0041	0.05
94	81	-50	-2.10	0.88	564	0.1247	1.41	0.1211	0.0037	0.03

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят докт. физ.-мат. наук В.Б. Смирнова и анонимных рецензентов за замечания и комментарии, которые помогли значительно улучшить изложение материала.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Концептуализация исследования выполнена Г.Г. Кочаряном и С.Б. Кишкиной при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 19-05-00378). Численный анализ временных рядов был проведен А.Н. Бесединой при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00923).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г.* Новый подход к мониторингу техногенно-тектонических землетрясений // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2017а. № 1. С. 3–14.
- Адушкин В.В., Кишкина С.Б., Куликов В.И., Павлов Д.В., Анисимов В.Н., Салтыков Н.В., Сергеев С.В., Спунгин В.Г.* Построение системы мониторинга потенциально опасных участков Коробковского месторождения Курской магнитной аномалии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2017б. № 4. С. 3–13.
- Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Кочарян Г.Г.* Особенности сейсмического мониторинга слабых динамических событий в массиве горных пород // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 5. С. 20–36.
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г.* Влияние деформационных характеристик нарушений сплошности породного массива на эффективность излучения очагов индуцированной сейсмичности. Ч. I. Результаты натурных наблюдений // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2015. № 4. Р. 83–95.
- Кейлис-Борок В.И.* Исследование механизма землетрясений. М.: изд-во АН СССР. 1957. 148 с.
- Кочарян Г.Г.* Жесткость разломной зоны как геомеханический фактор, контролирующей излучательную эффективность землетрясений в континентальной коре // Докл. РАН. 2013. Т. 452. № 1. С. 87–91.
- Кочарян Г.Г.* Масштабный эффект в сеймотектонике // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 353–385.
<https://doi.org/10.5800/GT2014520133>
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 432 с.
- Кочарян Г.Г., Будков А.М., Кишкина С.Б.* Об инициировании тектонических землетрясений при подземной отработке месторождений // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2018. № 4. С. 34–44.
- Кочарян Г.Г., Иванченко Г.Н., Кишкина С.Б.* Энергия, излучаемая сейсмическими событиями различного масштаба и генезиса // Физика Земли. 2016. № 4. С. 141–156.
- Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Павлов Д.В.* О влиянии массовых взрывов на устойчивость тектонических разломов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2019. № 6. С. 49–58.
- Ловчиков А.В.* Сильнейшие горно-тектонические удары и техногенные землетрясения на рудниках России // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2013. № 4. С. 68–73.
- Маловичко А.А., Маловичко Д.А.* Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий. Методы и системы сейсмореформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов: Т. 2 / Отв. ред. Мельников Н.Н. Новосибирск. 2010.
- Abercrombie R.E.* Earthquake source scaling relationships from -1 to 5 ML using seismograms recorded at 2.5 km depth // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 24015–24036.
- Aki K.* Scaling law of seismic spectrum // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. P. 729–740.
- Baltay A., Prieto G., Beroza G.C.* Radiated seismic energy from coda measurements and no scaling in apparent stress with seismic moment // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. P. B08314.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006736>
- Barton N.* General report concerning some 20th Century lessons and 21st Century challenges in applied rock mechanics, safety and control of the environment. Proc. of 9th ISRM Congress, 3. Paris. Rotterdam: Balkema. 1999. P. 1659–1679
- Barton N.* Rock quality, seismic velocity, attenuation, and anisotropy. London: Taylor & Francis Group. 2007. 729 p.
- Besedina A.N.* Investigation of the preparation process of seismic events with the help of seismic noise analysis // AIP Conference Proceedings. 2019. V. 2167. P. 020034.
- Besedina A.N., Kishkina S.B., Pavlov D.V.* Reaction of the fault zone to periodic seismic impact by example of the Korobkovo ore deposit // AIP Conference Proceedings. 2018. V. 2051. P. 020028.
<https://doi.org/10.1063/1.5083271>
- Besedina A.N., Ostapchuk A.A.* Parametric analysis of the low-frequency seismic noise as the basis for monitoring changes of the stress-strain state of rock // AIP Conference Proceedings. 2018. V. 2051. P. 020030.
<https://doi.org/10.1063/1.5083273>
- Boettcher M.S., McGarr A., Johnston M.J.S.* Extension of Gutenberg-Richter distribution to MW_{1.3}, no lower limit in sight // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. P. 1–5.
<https://doi.org/10.1029/2009GL038080>
- Boore D.M., Boatwright J.* Average body-wave radiation coefficients // BSSA. 1984. V. 74. P. 1615–1621.
- Brune J.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
- De Santis F., Renaud V., Gunzburger Y., Kinscher J., Bernard P., Contrucci I.* In situ monitoring and 3D geomechanical numerical modelling to evaluate seismic and aseismic rock deformation in response to deep mining // Int. J. Rock. Mech. Min. 2020. V. 129. P. 104273.
<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2020.104273>

- Foulger G.R., Wilson M.P., Gluyas J.G., Julian B.R., Davies R.J.* Global review of human-induced earthquakes // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 178. P. 438–514.
- Gibowicz S., Harjes H.-P., Schäfer M.* Source parameters of seismic events at Heinrich Robert mine, Ruhr Basin, Federal Republic of Germany: Evidence for non-double-couple events // *BSSA*. 1990. V. 80. P. 88–109.
- Gibowicz S., Kijko A.* An Introduction to Mining Seismology // *International Geophysics*. V. 55. San Diego: Academic Press. 1994.
- Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D.* Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2 // *BSSA*. 1991. V. 81. № 4. P. 1157–1182.
- Hanks, C., Kanamori H.* A moment magnitude scale // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 2348–2350.
- Hua W., Chen Z., Zheng S.* Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the longtan reservoir area // *Pure Appl. Geophys.* 2013. V. 170. P. 767–783.
- Hussein M.* Energy balance for motion along a fault // *Geophys. J. Int.* 1977. V. 49. № 3. P. 699–714. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1977.tb01313.x>
- Ide S., Beroza G.* Does apparent stress vary with earthquake size? // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 17. P. 3349–3352.
- Ide S., Beroza G.C., Prejean S.G., Ellsworth W.L.* Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108(B5). P. 2271. <https://doi.org/10.1029/2001JB001617>
- Johnson P.A., Jia X.* Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering // *Nature*. 2005. V. 437(6). P. 871–874.
- Jost M.L., Büsselberg T., Jost Ö., Harjes H.-P.* Source parameters of injection-induced microearthquakes at 9 km depth at the KTB DEEP Drilling site, Germany // *BSSA*. 1998. V. 88. № 3. P. 815–832.
- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1977. V. 82. P. 2981–2987. <https://doi.org/10.1029/JB082i020p02981>
- Kanamori H., Anderson D.L.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology // *BSSA*. 1975. V. 65. P. 1073–1095.
- Kanamori H., Brodsky E.E.* The physics of earthquakes // *Rep. Prog. Phys.* 2004. V. 67. P. 1429–1496.
- Kanamori H., Heaton T.H.* Microscopic and macroscopic physics of earthquakes. Geocomplexity and the Physics of Earthquakes / Eds. J.B. Rundle, D.L. Turcotte, W. Klein. Washington, D.C.: AGU. 2000. V. 120. P. 147–163.
- Keilis-Borok V.I.* On the estimation of the displacement in an Earthquake Source and Source Dimensions // *Annals of Geophysics*. 1959. V. 12. P. 205–214.
- Kocharyan G.G., Kulikov V.I., Pavlov D.V.* The structure of various scale natural rock discontinuities and their deformation properties. Preliminary results // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 1997. V. 34(3–4). P. 159.e1–159.e16. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(97\)00061-0](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(97)00061-0)
- Kwiatak G., Plenkers K., Dresen G., JAGUARS Research Group* Source Parameters of Picoseismicity Recorded at Mponeng Deep Gold Mine, South Africa: Implications for Scaling Relations // *BSSA*. 2011. V. 101. № 6. P. 2592–2608. <https://doi.org/10.1785/0120110094>
- Lu C.P., Liu Y., Zhang N., Zhao T.B., Wang H.Y.* In-situ and experiment investigations of rockburst precursor and prevention induced by fault-slip // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 2018. V. 108. P. 86–95.
- Lu C.P., Liu B., Liu B., Liu Y., Wang H. Y., Zhang H.* Anatomy of mining-induced fault-slip and a triggered rockburst // *Bull. Eng. Geol. Environ.* 2019. V. 78. P. 5147–5160.
- Ma X., Westman E., Slaker B., Thibodeau D., Counter D.* The b-value evolution of mining-induced seismicity and mainshock occurrences at hard-rock mines // *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.* 2018. V. 104. P. 64–70. <https://doi.org/10.1016/J.IJRMMS.2018.02.003>
- Madariaga R.* Dynamics of an expanding circular fault // *BSSA*. 1976. V. 66. P. 639–666.
- Marti S., Stünitz H., Heilbronner R., Plümper O., Drury M.* Experimental investigation of the brittle-viscous transition in mafic rocks – Interplay between fracturing, reaction, and viscous deformation // *J. Struct. Geol.* 2017. V. 105. P. 62–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.011>
- Matsuzawa T.A., Takeo T.M., Ide S., Iio Y., Ito H., Imanishi K., Horiuchi S.* S-wave energy estimation of small-earthquakes in the western Nagano region, Japan // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 1. P. L03602. <https://doi.org/10.1029/2003GL018445>
- McGarr A.* On relating apparent stress to the stress causing earthquake fault slip // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 3003–3011. <https://doi.org/10.1029/1998JB900083>
- Orlecka-Sikora B., Lasocki S., Lizurek G., Rudziński Ł.* Response of seismic activity in mines to the stress changes due to mining induced strong seismic events // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 2012. V. 53. P. 151–158. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2012.05.010>
- Oye V., Bungum H., Roth M.* Source Parameters and Scaling Relations for Mining-Related Seismicity within the Pyhasalmi Ore Mine, Finland // *BSSA*. 2005. V. 95. № 3. P. 1011–1026. <https://doi.org/10.1785/0120040170>
- Peng Z., Gombert J.* An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // *Nature geosciences*. 2010. V. 3. P. 599–607. <https://doi.org/10.1038/ngeo940>
- Pyrak-Nolte L.J., Myer L.R., Cook N.G.W.* Transmission of seismic waves across single natural fractures // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 8617–8638.
- Pyrak-Nolte L.J., Myer L.R., Cook N.G.W., Witherspoon P.A.* Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock. Proc. of 6th Int. Cong. Rock Mech. / Eds. G. Herget, S. Vongpaisal, A.A. Rotterdam. Balkema. 1987. V. 1. P. 225–231.
- Sainoki A.* Dynamic behaviour of mining-induced fault slip // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 2013. V. 66. P. 19–29. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2013.12.003>
- Scholz C.H.* The critical slip distance for seismic faulting // *Nature*. 1988. V. 336. P. 761–763.

Urbancic T., Trifu C. Recent advances in seismic monitoring technology at Canadian mines // *J. Appl. Geophys.* 2000. V. 45. P. 225–237.
[https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(00\)00030-6](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(00)00030-6)

Urbancic T.I., Young R.P. Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$ // *BSSA*. 1993. V. 83. P. 378–397.

Venkataraman A., Kanamori H. Observational constraints on the fracture energy of subduction zone earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. B05302.
<https://doi.org/10.1029/2003JB002549>

Walter W.R., Mayeda K., Gok R., Hofstetter A. The scaling of seismic energy with moment: simple models compared with observations, in earthquakes: radiated energy and the phys-

ics of faulting / Eds. R. Abercrombie, A. McGarr, G. Di Toro, H. Kanamori. Washington: AGU. 2006. P. 25–41.

Wesseloo J. The spatial assessment of the current seismic hazard state for hard rock underground mines // *Rock. Mech. Rock. Eng.* 2018. V. 51. № 6. P. 1839–1862.
<https://doi.org/10.1007/s00603-018-1430-4>

Yamada T., Mori J.J., Ide S., Abercrombie R.E., Kawakata H., Nakatani M., Iio Y., Ogasawara H. Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. P. B03305.
<https://doi.org/10.1029/2006JB004553>

Young R.P., Collins D.S., Reyes-Montes J., Baker C. Quantification and interpretation of seismicity // *Int. J. Rock. Mech. Min.* 2004. V. 41. P. 1317–1327.
<https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2004.09.004>

Source Parameters of Microseismic Swarm Events Induced by the Explosion at the Korobkovo Iron Ore Deposit

A. N. Besedina^{a,*}, S. B. Kishkina^a, and G. G. Kocharyan^a

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

**e-mail: besedina.a@gmail.com*

Despite extensive research, it is still unclear to what extent studying the parameters of weak seismicity contributes in the interpretation of the data obtained from the medium and strong earthquakes. In this paper, we analyze seismic events initiated by mine explosions at the Korobkovo iron ore deposit of the Kursk Magnetic Anomaly, central East European platform. The study region is marked by the excess of horizontal stresses over vertical stresses and is declared as a potentially rock-burst prone massif although rock bursts have not been observed during mining operations so far. In this analysis, we use the data from a seismic network of four one-component horizontal accelerometers installed in the mine. After the detection and location of weak seismic events, we estimated their source parameters using the Brune model spectrum approximation. It was established that the sources of the recorded seismic events are densely clustered in space in the vicinity of the closest explosion chamber and most sources are located within the domain where the level of the explosion-induced dynamic strains is higher than 10^{-6} . The calculated moment magnitudes vary from -2.7 to -1.4 . The stress drop is estimated to range from 0.002 to 0.25 MPa with the apparent stress values from 0.0003 to 0.017 MPa. The reduced seismic energy E_s/M_0 increases from 10^{-8} to 10^{-7} J/(N · m) as seismic moment changes from 1.5×10^5 to 1.5×10^6 N · m. This trend is not observed in the interval of the moments from 10^6 to 10^7 N · m. We believe that this effect can probably be associated with the decrease in the shear modulus of the rock with the increase in the event size. The calculated values of the reduced energy and rupture propagation velocity indicate that the industrial explosion has probably initiated a series of microearthquakes with low radiative efficiency.

Keywords: induced seismicity, source parameters, time series analysis, weak seismic events, body waves

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ОБРАЗЦОВ ЕСТЕСТВЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ УГЛЕВОДОРОДОВ МЕТОДАМИ ИНТЕГРАЛЬНОЙ ГЕОМЕТРИИ И ТОПОЛОГИИ

© 2021 г. Д. А. Ивонин¹, *, П. А. Гришин², Е. А. Грачев¹

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, кафедра Математического моделирования и информатики, г. Москва, Россия

²Сколковский институт науки и технологий, территория Инновационного Центра “Сколково”, г. Москва, Россия

*E-mail: ivonin.dmitriy@physics.msu.ru

Поступила в редакцию 05.06.2020 г.

После доработки 13.11.2020 г.

Принята к публикации 03.12.2020 г.

В настоящей статье рассматривается количественный анализ трехмерных пористых сред (природных коллекторов углеводородов) на основе топологических инвариантов – функционалов Минковского (ФМ), а также продемонстрированы решения нескольких прикладных задач с помощью методов интегральной геометрии. Продемонстрирован анализ процесса бинаризации трехмерного изображения песчаника как динамического процесса и доказана устойчивость функционалов Минковского к выбору порога бинаризации. Предложен подход к решению задачи классификации образцов коллекторов углеводородов и поиска образцов-аналогов. Изучены модельные синтетические образцы пористых сред и образцы реальных геологических объектов.

Ключевые слова: интегральная геометрия, функционалы Минковского, цифровой керн, томография.

DOI: 10.31857/S0002333721030066

ВВЕДЕНИЕ

Для решения задач оценки запасов и подбора оптимальной технологии воздействия на коллектор углеводородов с целью их извлечения и оптимизации инженерных решений необходима информация о строении и свойствах порового пространства коллектора. Одной из ключевых характеристик природного коллектора углеводородов является его микроструктура, которая определяет такие ключевые параметры, как пористость (открытая и закрытая), удельная площадь поверхности пор пористого пространства и извилистость поровых каналов. Численное описание параметров, описывающих внутреннюю структуру образцов, позволяет как проводить прямые оптимизационные расчеты, так и подбирать представительные образцы для проведения натуральных экспериментов. Существует ряд прямых экспериментальных методов изучения этой структуры, таких как компьютерная (рентгеновская) томография и электронная микроскопия в различных вариациях.

В настоящий момент наиболее информативным источником данных считается рентгеновская томография [Blunt и др., 2013], дополненная

при необходимости повышения разрешения электронной микроскопией с ионным травлением [Lemmens, Butcher, Botha, 2010]. Однако для “классических” коллекторов, имеющих относительно крупные элементарные объемы, для проведения инженерных оценок достаточно данных только томографии. Вариации свойств поверхности (смачиваемости) в данной задаче не рассматриваются и для простоты рассматривается “классический” гидрофильный коллектор.

Для анализа томографических изображений трехмерных структур в настоящее время все большую популярность приобретают методы интегральной геометрии [Armstrong и др., 2018]. С их помощью исследуется структура почв [Vogel et al., 2010; San José Martínez et al., 2018; Ivonin и др., 2020], осадочных пород [Gong et al., 2020], пен [Gregorová и др., 2018], керамики [Pabst et al., 2018] и композитных материалов [Schröder-Turk и др., 2011; Tsukanov и др., 2020]. Их преимуществом является богатая фундаментальная теория, лежащая в областях статистической физики и топологии [Mecke, 2000]. Существуют исследования, посвященные применению методов интегральной геометрии для анализа искусственно сгенериро-

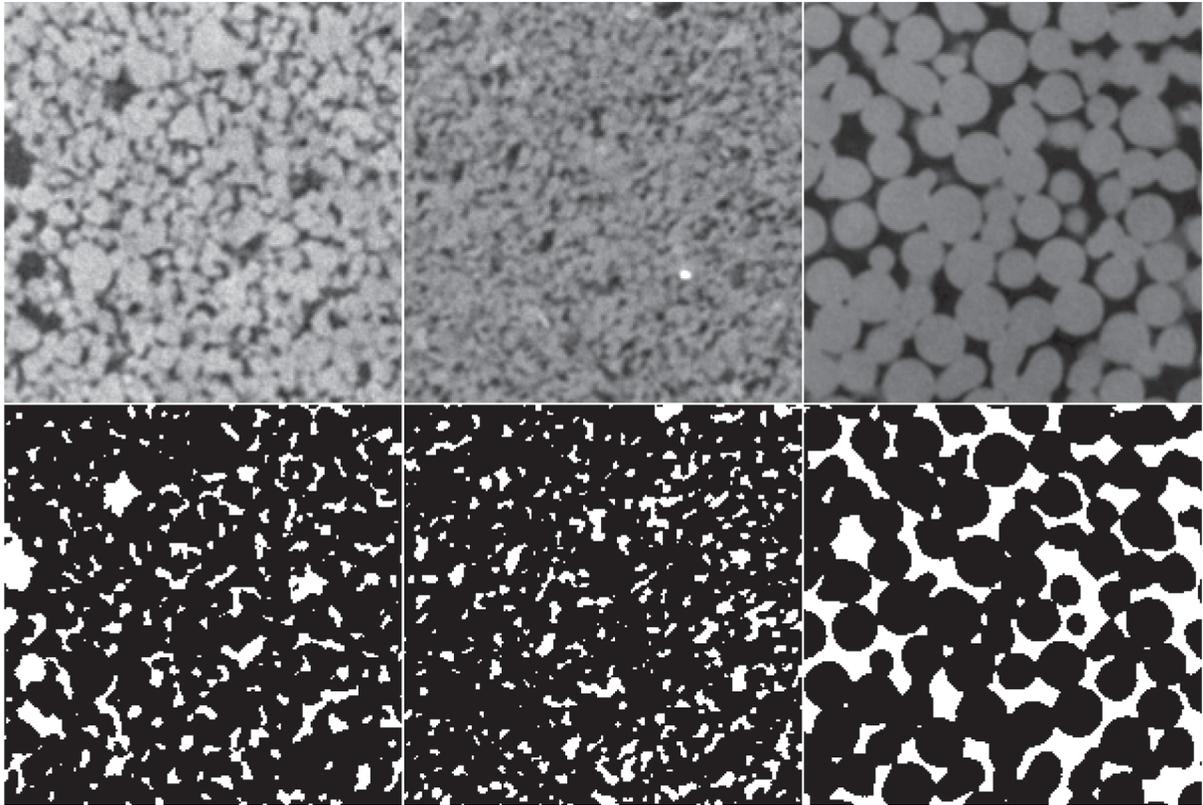


Рис. 1. Томографические изображения (слои) песчаников Бентхаймер (слева), Каслгейт (по центру), а также синтетического образца (справа), полученного путем высокотемпературного спекания сфер диаметром 400–600 мкм. В нижнем ряду представлены сегментированные изображения соответствующих образцов (белым цветом показаны поры, черным – твердая матрица).

ванных сред [Arns et al., 2004; Mecke, Wagner, 1991], трехмерных томографических [Gong et al., 2020] и FIB-SEM изображений [Çeçen и др., 2012].

Авторы предлагают рассмотреть возможность применения функционалов Минковского для анализа томографических изображений образцов коллекторов углеводородов с целью решения ряда прикладных задач, возникающих у исследователей: классификации образцов коллекторов, подбора коллекторов-аналогов из различных регионов или пластов, поиска отличий во внешне схожих образцах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

С целью тестирования предложенных методик и проверки корреляции полученных результатов с традиционными представлениями был применен подход перехода от простых объектов к более сложным. В качестве объектов исследования на первом этапе был выбран синтетический образец, изготовленный путем высокотемпературного спекания стеклянных шариков (дробин). Шарики изготовлены таким образом, чтобы иметь близкую к сфере форму и узкое распределение по размерам.

Полученная таким образом пористая среда является однородной и изотропной с очень узким распределением пустот по размерам и формам (небольшие вариации объекта одной формы и размера) в силу технологии производства. Такая среда является максимальным упрощением терригенного образца и позволяет получить простые аналитические и численные решения, что делает его весьма полезным для сравнения различных методов расчетов. Исходя из этого соображения он и был включен в перечень рассматриваемых объектов. В настоящей работе мы использовали синтетический образец, выполненный из сфер диаметром 400–600 мкм.

На втором этапе были использованы образцы “стандартных” коллекторов (рис. 1). Основные критерии выбора:

- наличие большого объема накопленных данных по данному коллектору;
- его относительная гомогенность и однородность для подтверждения представительности исследуемых образцов;
- его относительная простота для однозначности интерпретации полученных выводов.

Первый выбранный в настоящей работе объект изучения – верхнемеловой песчаник Бентхаймер, наиболее доступные отложения которого встречаются в Нидерландах (месторождение Шенебек) и в Германии (графстве Бад-Бентхайм). Этот песчаник часто используется в лабораториях в качестве природного эталона (из-за его однородности по составу и физическим свойствам) для тестирования и калибровки оборудования и проведения межлабораторных сравнительных исследований [Saenger и др., 2016]. Образец Бентхаймер представляет собой мелко- и среднезернистый богатый кварцем песчаник с пористостью ~ 0.2 – 0.27 и проницаемостью ~ 0.3 – 3 Дарси.

Другой исследуемый образец относится к формации Каслгейт и представляет собой высокопористый песчаник, который также часто применяется в лабораторных исследованиях в качестве аналога пласта-коллектора [DiGiovanni и др., 2007]. Образец Каслгейт представляет собой мелко- и среднезернистый песчаник с преобладающей фазой кварца. Другие второстепенные фазы включают полевой шпат, сидерит и твердые мелкозернистые фрагменты. Средние пористость и проницаемость находятся в том же диапазоне, что и для образцов Бентхаймер.

Для исследований был выбран стандартный типоразмер образцов цилиндрической формы диаметром 3 см и высотой 3 см. В дальнейшем образцы использовались для стандартных петрофизических и фильтрационных исследований. Томографические изображения всех образцов были получены в Центре добычи углеводородов Сколковского института науки и технологий с помощью индустриальной системы компьютерной томографии GENERAL ELECTRIC v|tome|x L240 с пространственным разрешением 20 мкм. Выбор разрешения съемки обусловлен оптимальным соотношением между временем работы томографа и возможностью производить съемку большого объема кернового материала.

ФУНКЦИОНАЛЫ МИНКОВСКОГО

В качестве объекта геометрического исследования может быть выбрано как пустотное пространство, так и различные твердые компоненты породы. Однако в настоящей работе мы предлагаем сосредоточиться на пустотном пространстве, поскольку с точки зрения массопереноса основной интерес представляет именно пустотное пространство, структура которого в первую очередь определяет фильтрационные свойства коллектора.

Пусть X – тело, ограниченное гладкой поверхностью δX в евклидовом d -мерном пространстве $E = R^d$ и соответствующее геометриче-

скому месту пустотного пространства в образце. Для описания геометрических и топологических свойств такого тела интегральная геометрия позволяет определить $d + 1$ топологических инвариантов – функционалов Минковского [Arns et al., 2004; Hadwiger, 1975]. В случае трехмерного пространства эти функционалы с точностью до множителя соответствуют объему пустот, площади поверхности и интегральной средней кривизне поверхности раздела фаз пустоты–матрица, а также характеристике Эйлера–Пуанкаре пустотного пространства.

$$M_0(X) = V(X),$$

$$M_1(X) = \int_{\delta X} dS = S(X),$$

$$M_2(X) = \int_{\delta X} \left(\frac{1}{r_1} + \frac{1}{r_2} \right) dS = C(X),$$

$$M_3(X) = \int_{\delta X} \frac{1}{r_1 r_2} dS = 2\pi\chi(\delta X) = 4\pi\chi(X),$$

где: r_1 и r_2 – главные радиусы кривизны поверхности dS ; а $\chi(\delta X)$ и $\chi(X)$ – характеристики Эйлера–Пуанкаре для поверхности δX и выпуклого тела X соответственно. Для того, чтобы избежать привязки значений функционалов к конкретному образцу, в дальнейшем мы будем использовать их удельные по объему вычислительной области значения [Vogel et al., 2010].

Характеристика Эйлера–Пуанкаре для выпуклого тела X представляет собой интегральную оценку топологической сложности тела и может быть определена как знакопеременная сумма чисел Бетти:

$$\chi(X) = b_0(X) - b_1(X) + b_2(X),$$

где может быть использована следующая интерпретация: b_0 – число несвязанных пор, b_1 – число проводящих каналов, а b_2 представляет собой число кластеров связности твердой фазы (матричных блоков), окруженных пустотным пространством.

К основным свойствам функционалов Минковского можно отнести их аддитивность, непрерывность и инвариантность относительно преобразований сдвига и поворота. Важное значение имеет теорема Хадвигера [Hadwiger, 1975], в соответствии с которой система функционалов Минковского является полной. Это позволяет сформулировать гипотезу о том, что система функционалов Минковского содержит всю необходимую информацию о геометрическом строении пустотного пространства для построения классификатора.

Алгоритм вычисления функционалов Минковского для бинарного изображения

Трехмерное изображение пустотного пространства может быть представлено в виде кубического клеточного комплекса — трехмерной карты, состоящей из вокселей (трехмерных пикселей). Геометрические и топологические свойства кубических комплексов изучает цифровая топология [Kong, 1995; Kong, Rosenfeld, 1989]. В работах [Legland et al., 2011; Michielsen, De Raedt, 2001; Schladitz et al., 2006; Toriwaki, Yonekura, 2002] предлагаются несколько алгоритмов, позволяющих вычислять значения функционалов Минковского. Остановимся на одном из них [Michielsen, De Raedt, 2001], основанном на подсчете числа вершин, ребер, граней и вокселей в кубическом комплексе:

$$\begin{aligned} V(X) &= n_c, \\ S(X) &= -6n_c + 2n_f, \\ 2C(X) &= 3n_c - 2n_f + n_e, \\ \chi(X) &= -n_c + n_f - n_e + n_v, \end{aligned}$$

где: n_c — число вокселей; n_f — число граней; n_e — число ребер и n_v — число вершин в кубическом клеточном комплексе, соответствующем пустотному пространству образца. Аддитивность функционалов Минковского позволяет реализовать комбинаторные алгоритмы их вычисления, которые не требуют значительных вычислительных ресурсов и допускают использование параллельных вычислений в случае, если исходное изображение имеет высокое разрешение.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Процедура бинаризации

Для упрощения последующего анализа структуры пустотного пространства требуется сначала выделить на изображении соответствующие пустотам области, то есть разделить исследуемую среду на две фазы: пустоты и твердая матрица. Выбор порога бинаризации во многом субъективен, зависит от характера поставленной задачи и может быть осуществлен многими различными способами [Wang и др., 2011]. Для построения классификатора необходимо выделить пустотное пространство на всех изображениях с применением одного алгоритма, поскольку применение различных алгоритмов (в том числе и выбор порога бинаризации вручную) неизбежно внесет субъективность в результат.

Отметим, что выбор порога бинаризации для томографических изображений упаковок сфер хорошо изучен и не представляет значительной сложности ввиду мономинеральности образцов и

наличия гладкой границы между твердой матрицей и поровым пространством [Eichheimer и др., 2020]. С другой стороны, выбор порога бинаризации для томографических изображений естественных пористых сред нетривиален ввиду неоднородности химического состава и сложной геометрии внутренней поверхности. Существуют как экспериментальные [Schlüter, Vogel, 2016], так и аналитические подходы, позволяющие определить структуру пустотного пространства. Для исследуемых изображений несколько широко применяемых аналитических методов бинаризации [Li, Tam, 1998; Otsu, 1979] продемонстрировали существенно завышенные значения порога бинаризации.

Методы интегральной геометрии и топологии могут лежать в основе алгоритма определения оптимального порога бинаризации [Pikaz, Averbuch, 1996]. В настоящей работе предлагается выбрать порог бинаризации, соответствующий экстремуму интегральной средней кривизны пустотного пространства (рис. 2). Интегральная средняя кривизна — важная морфометрическая характеристика трехмерных объектов, которая часто используется для описания формы поверхности раздела фаз [Akai и др., 2019; McClure и др., 2020]. Полученная подобным образом конфигурация пустотного пространства представляется нам соответствующей разумным представлениям о ее структуре. Сравнение расчетных и экспериментальных значений пористости позволяет сделать следующие выводы: для изображений песчаников, полученных с разрешением 20 мкм, полученные значения пористости (16.9% для песчаника Бентхаймер и 18.1% для песчаника Каслгейт) ниже, чем экспериментально определенные величины (23 и 26% соответственно). Подобная закономерность может быть объяснена как сравнительно низким разрешением съемки, при котором поверхность пор существенно огрубляется, так и наличием так называемой “неразрешенной пористости” — пор, которые при выбранном разрешении не видны на томографическом изображении. Применение данной методики позволяет одинаковым образом учитывать особенности микроструктуры и проводить бинаризацию томографических изображений в полуавтоматическом режиме. Отметим, что значения функционалов устойчивы к небольшим изменениям порога бинаризации, поэтому возможные незначительные отличия в выборе порога бинаризации не повлияют на решение задачи классификации.

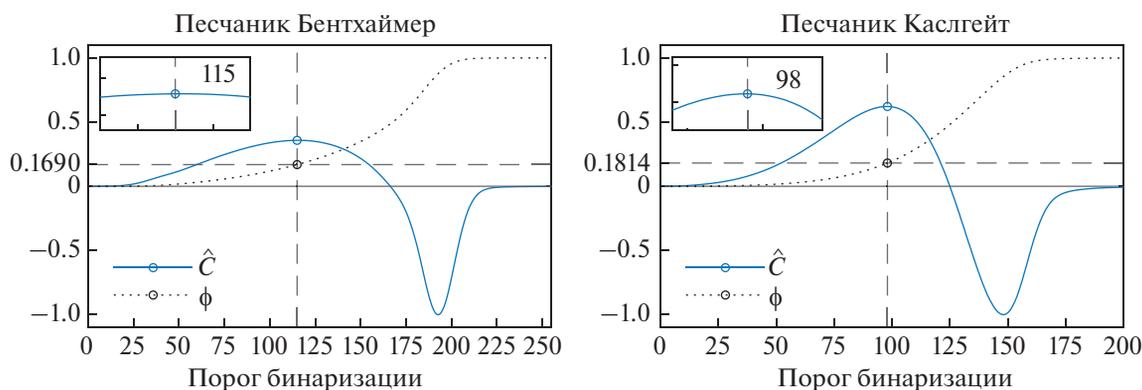


Рис. 2. Зависимости пористости ϕ и интегральной средней кривизны \hat{C} пустотного пространства от порога бинаризации для томографических изображений песчаников Бентхаймер (слева) и Каслгейт (справа) с указанием значений порога бинаризации, соответствующего экстремуму интегральной средней кривизны поверхности. Величина \hat{C} нормирована на отрезок $[-1, 1]$. Для обоих образцов были определены значения пористости при выбранном пороге бинаризации 16.9% для песчаника Бентхаймер и 18.1% для песчаника Каслгейт.

Анализ образцов репрезентативного размера

После определения оптимального порога бинаризации и выделения пустотного пространства был выполнен анализ образцов репрезентативного объема. Отметим, что минимальный репрезентативный объем может быть определен с помощью методов интегральной геометрии путем построения зависимостей значений функционалов Минковского от размера вычислительной области. На рис. 3 приведены зависимости удельных значений функционалов Минковского от линейного размера вычислительной области. Анализ приведенных закономерностей показывает, что для исследуемых в работе структур репрезентативным объемом можно считать объем 200^3 вокселей.

Бинаризованные изображения исследуемых образцов были разделены на серию подобразцов размером 200^3 , после чего для каждого подобразца были вычислены удельные значения функционалов Минковского. На рис. 4 представлены диаграммы рассеяния значений функционалов Минковского для песчаников Бентхаймер, Каслгейт и для синтетического образца.

Точки, соответствующие синтетическому образцу, располагаются на всех диаграммах кучно, поскольку образец имеет сравнительно однородную структуру пустотного пространства. Несмотря на то, что пористость образца варьируется в пределах нескольких процентов (это вызвано незначительными деформациями сфер в процессе спекания), значения интегральной средней кривизны и характеристики Эйлера–Пуанкаре χ практически не меняются.

Для точек, соответствующих песчаникам, наблюдаются более сложные зависимости. Например, можно обнаружить выраженную положительную корреляцию между значениями пористости ϕ и удельной площади поверхности пор S , а также отрицательные корреляции между значениями пористости и характеристики Эйлера–Пуанкаре χ . Также отрицательная корреляция наблюдается для значений удельной площади поверхности пор S и характеристики Эйлера–Пуанкаре χ .

Анализ распределений функционалов, представленных на рис. 4, показывает, что пустотное пространство песчаника Каслгейт имеет более сложную структуру по сравнению с песчаником Бентхаймер: стандартные отклонения для песчаника Каслгейт систематически превышают соответствующие значения для песчаника Бентхаймер (представлены в табл. 1). Особенно наглядно топологическую сложность пустотного пространства песчаника Каслгейт демонстрирует распределение характеристики Эйлера–Пуанкаре, стандартное отклонение которого в несколько раз превышает соответствующую величину для песчаника Бентхаймер. Чем сложнее и разнообразнее геометрическая форма пустотного пространства – тем больше размер соответствующего ему облака точек на диаграммах рассеяния.

Снижение размерности данных и классификация

Отметим, что предлагаемая методология предполагает анализ четырехмерного пространства признаков: (ϕ, S, C, χ) . В случае, если исследуемая структура имеет более сложную геометрию (например, содержит несколько разных масштабов), размерность пространства признаков может быть

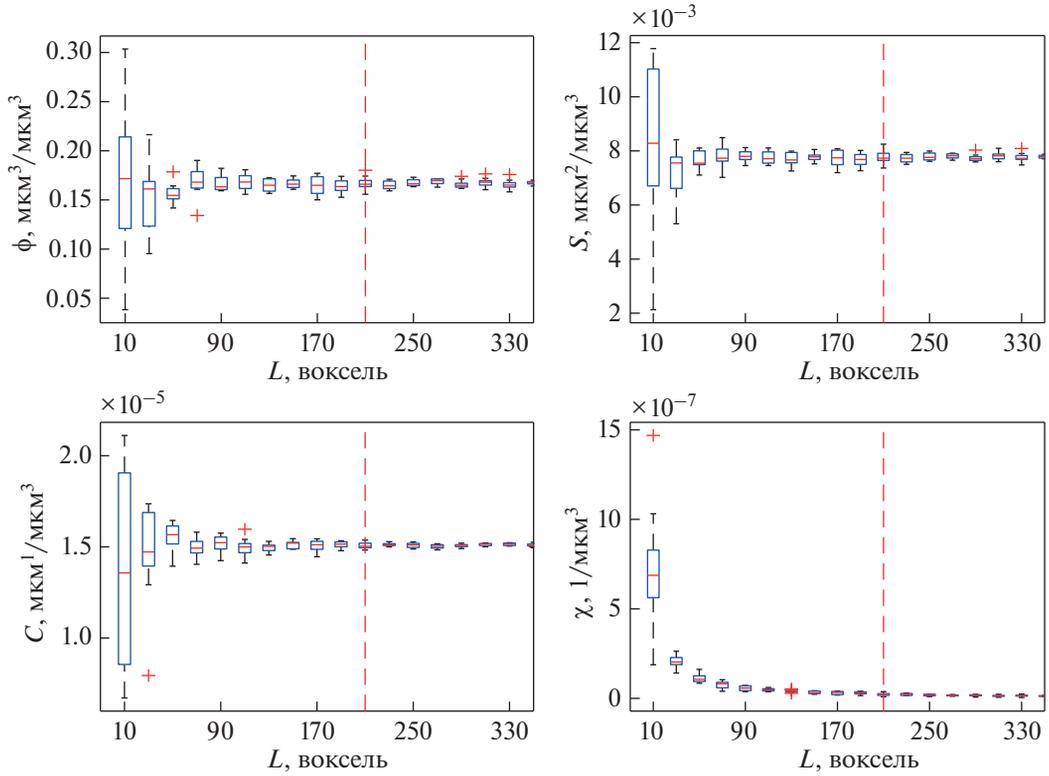


Рис. 3. Зависимость удельных значений функционалов Минковского (ϕ, S, C, χ) от линейного размера вычислительной области L для песчаника Бентхаймер. Для каждого значения L случайным образом были отобраны 10 образцов, после чего были построены диаграммы размаха, отображающие первый и третий квартили выборки, ее дисперсию, а также выбросы при их наличии. Вертикальной чертой показано репрезентативное значение, используемое для последующего анализа.

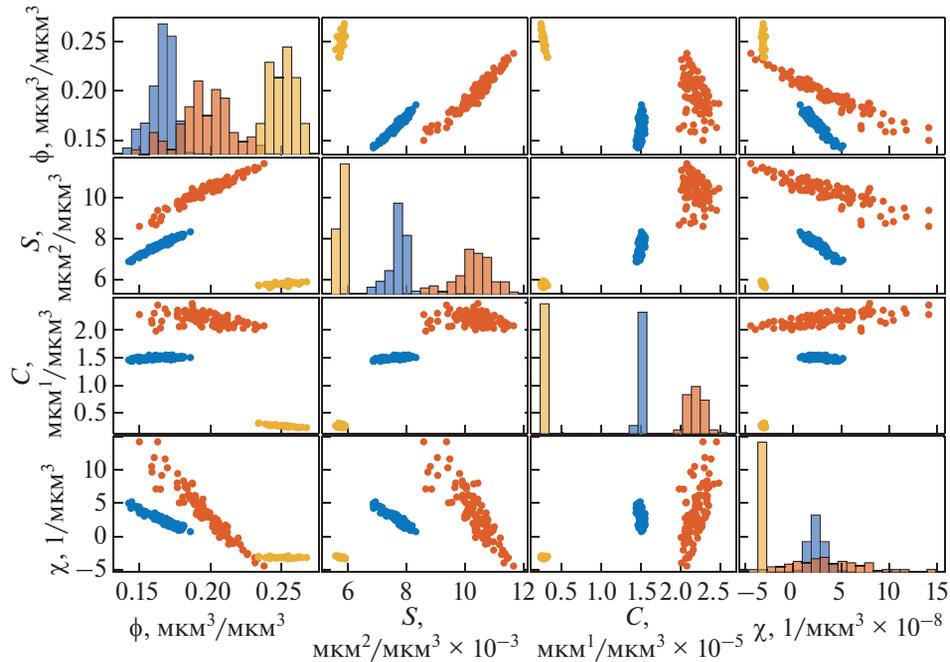


Рис. 4. Диаграммы рассеяния удельных значений (ϕ, S, C, χ) для песчаников Бентхаймер (синий цвет), Каслгейт (красный цвет) и синтетического образца (желтый цвет).

Таблица 1. Характеристики распределений удельных значений функционалов Минковского для песчаников Бентхаймер и Каслгейт

Образец	ϕ	$S, \times 10^{-3}, \text{мкм}^{-1}$	$C, \times 10^{-5}, \text{мкм}^{-2}$	$\chi, \times 10^{-8}, \text{мкм}^{-3}$
Бентхаймер	0.165 ± 0.008	7.7 ± 0.29	1.50 ± 0.02	2.48 ± 0.86
Каслгейт	0.196 ± 0.018	10.3 ± 0.63	2.19 ± 0.11	3.55 ± 3.94
Синтетический образец	0.251 ± 0.009	5.8 ± 0.08	0.026 ± 0.002	-3.17 ± 0.11

увеличена до 6. В таком случае вместо характеристики Эйлера–Пуанкаре возможно рассматривать три числа Бетти как отдельные характеристики. В связи с этим возникает необходимость в снижении размерности данных, которое может быть выполнено с помощью метода главных компонент. Данный метод часто применяется для снижения размерности данных и позволяет перейти к меньшему числу переменных с минимальной потерей информации. При этом новые переменные являются линейными комбинациями первоначальных. Результат применения метода главных компонент к результатам анализа песчаников Бентхаймер и Каслгейт приведен на рис. 5.

Анализируя полученный результат, можно сделать следующие предположения:

- при формировании микроструктуры образца происходило лишь 2 истинно независимых процесса, а остальные процессы являются взаимосвязанными (зависимыми);
- процессы формирования микроструктуры образца песчаника Бентхаймер были гораздо более связанными (выше корреляция) в отличие от песчаника Каслгейт, для которого связь двух независимых процессов менее выражена. В пределе (если допустить причиной разброса данных по образцу экспериментальную погрешность) можно предположить, что за формирование микро-

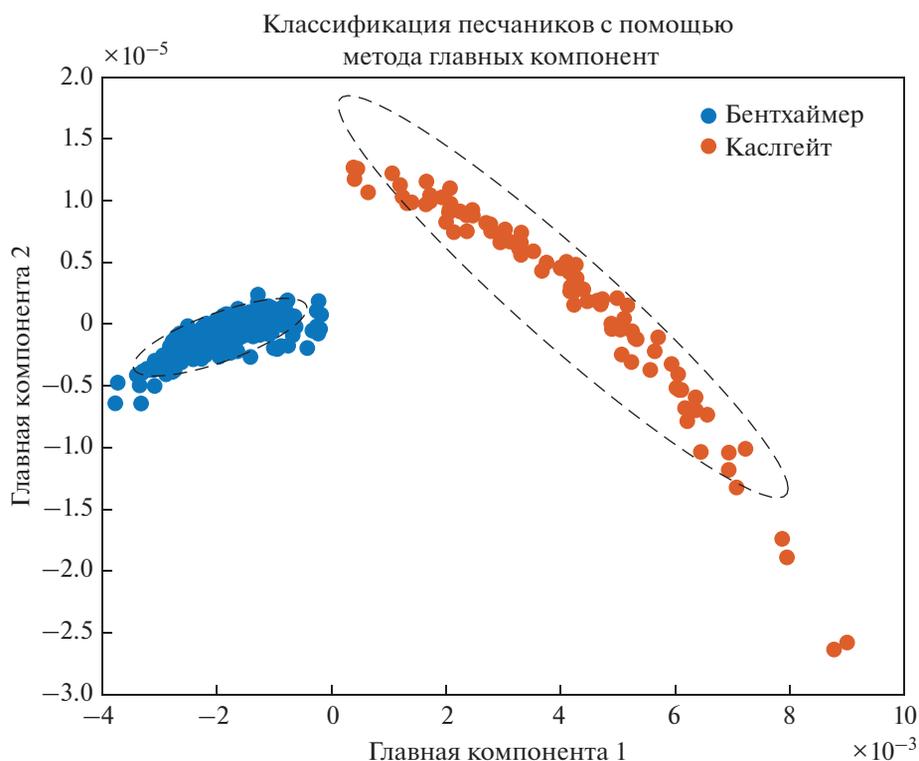


Рис. 5. Классификация песчаников Бентхаймер и Каслгейт с помощью метода главных компонент. Применение метода главных компонент позволило снизить размерность данных: изначальное пространство признаков состояло из 4 признаков: (ϕ, S, C, χ).

Таблица 2. Сравнение значений удельных функционалов Минковского для двух наиболее похожих подобразцов песчаника Бентхаймер

Функционал Минковского	Подобразец 1	Подобразец 2
Удельный объем V (пористость), $\text{мкм}^3/\text{мкм}^3$	0.2763025	0.2760833
Удельная площадь поверхности пор S , $\text{мкм}^2/\text{мкм}^3$	0.01071878	0.01071142
Удельная интегральная средняя кривизна C , $\text{мкм}^1/\text{мкм}^3$	0.12807×10^{-4}	0.12827×10^{-4}
Удельная характеристика Эйлера–Пуанкаре χ , $1/\text{мкм}^3$	-0.10348×10^{-6}	-0.10383×10^{-6}

структуры образцов песчаника Бентхаймер отвечает один “суперпроцесс”;

- восстановив параметры процессов (“суперпроцесса” в отдельных случаях), возможно описать закон формирования микроструктуры, а значит эффективно решить задачу описания микроструктуры коллектора, его перемасштабирования, подбора или создания образцов-аналогов, определения представительности полученных данных.

При проведении исследований зачастую возникает задача определения принадлежности образца к одному из нескольких заранее известных классов (задача классификации), или наоборот — необходим инструмент для распределения серии образцов на несколько групп в соответствии с их свойствами (задача кластеризации). Обе задачи могут быть решены благодаря полноте системы функционалов Минковского. В соответствии с теоремой Хадвигера, геометрические свойства пустотного пространства выбранного образца задаются совокупностью функционалов Минковского однозначным образом. Следовательно, на их основе может быть продемонстрировано как различие между образцами ядерного материала, представляющими различные литотипы или фации, так и сходство двух образцов.

Поиск образцов-аналогов

Немаловажной прикладной задачей является поиск образцов-аналогов на заданном томографическом изображении. Это необходимо как в случае более детального исследования (например, с большим пространственным разрешением), так и для проведения серии сопоставительных исследований, в ходе которых образец разрушается (например, геомеханические или пиролитические исследования). Полнота системы функционалов Минковского позволяет применить их для поиска образцов-аналогов в заданном образце. Под термином “аналоги” в контексте рассматриваемой задачи подразумевается сходство удельных интегральных характеристик образцов. Для

этого исходное томографическое изображение разбивается на образцы репрезентативного размера, после чего для каждого из образцов вычисляются удельные значения функционалов Минковского. Построение матрицы расстояний в четырехмерном пространстве позволяет найти образцы, наиболее близкие по интегральным характеристикам пустотного пространства. Мы применили подобный подход для поиска образцов-аналогов в песчанике Бентхаймер. Удельные значения функционалов Минковского для наиболее схожих образцов приведены в табл. 2. Подобная методика может быть применена для подбора образцов-аналогов и последующего проведения серии сравнительных испытаний, но не гарантирует близость функциональных свойств подобранных образцов. Другим ограничением подобного подхода является недостаточность значений функционалов Минковского для реконструкции структуры пустотного пространства. Поэтому в случае необходимости последующей реконструкции пористой структуры могут быть использованы генеративные состязательные нейронные сети [Mosser et al., 2017] или корреляционные функции [Karsanina и др., 2020]. При этом система функционалов Минковского может быть использована для количественного описания качества реконструкции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрен подход к численному описанию микроструктуры пустотного пространства естественных коллекторов углеводородов с помощью методов интегральной геометрии — функционалов Минковского. Приведены математические определения используемых инвариантов и алгоритм их вычисления для трехмерных томографических изображений, после чего демонстрируется исследование с их помощью образцов песчаников Бентхаймер и Каслгейт, а также синтетического образца, изготовленного путем высокотемпературного спекания стеклянных шариков.

ков различного диаметра. Предложена методика автоматизированного подбора оптимального порога бинаризации томографического изображения песчаников обоих типов. Проведен анализ диаграмм рассеяния значений функционалов Минковского, наглядно продемонстрировавший существенные отличия в структуре пустотного пространства образцов песчаников. Продемонстрирована возможность снижения размерности данных с помощью метода главных компонент. Предложены методики классификации, кластеризации образцов и подбора образцов-аналогов, основанные на применении функционалов Минковского.

Совокупность предложенных методик и подходов позволяет применять подходы интегральной геометрии для решения ряда как инженерных, так и исследовательских задач:

- классификация, типизация и систематизация образцов коллекторов на основе их трехмерных томографических изображений;
- кластеризация серии образцов на несколько классов в соответствии со строением их пустотного пространства;
- поиск отличий во внешне схожих образцах в случае, когда традиционные методы описания структуры пустотного пространства не дают надежного или достаточно быстрого результата;
- поиск образцов-аналогов и оценка качества реконструкции пористых структур.

Отметим, что в данной работе были рассмотрены изображения пористых сред лишь на одном масштабе. Многие естественные пористые среды имеют различную структуру пустотного пространства на разных иерархических уровнях [Karsanina и др., 2018], поэтому схожая методология анализа может быть применена для изображений, полученных при разном разрешении и на разных масштабах. Дальнейшим развитием методов топологического анализа трехмерных структур, содержащих несколько различных масштабов, является применение теории персистентных гомологий [Armstrong и др., 2018; Bazaikin и др., 2017]. Также с помощью методов интегральной геометрии и топологии может быть количественным образом описана анизотропия пористых сред [Klatt et al., 2017; Ohser, Schladitz, 2009; Svitelman, Dinariev, 2013]. К другим перспективным направлениям исследования можно отнести:

- оценку функциональных характеристик пористых сред, зависящих от структуры пустотного пространства (например, проницаемости), с использованием подходов интегральной геометрии [Berg, 2014; Scholz и др., 2012] и их количественное сравнение с результатами, получаемыми прямым численным моделированием [Gerke и др.,

2018; Yazynina и др., 2017] или в результате лабораторных испытаний;

- проведение исследований структуры пустотного пространства естественных сред на разных масштабах [Karsanina и др., 2018];
- классификацию и систематизацию данных по разным регионам и пластам, поиск и создание базы данных “отпечатков пальцев” (“генетических признаков”);
- определение параметров (функционалы Минковского, числа Бетти) для образцов различных песчаников [Lucas-Oliveira и др., 2020];
- изучение внутренней структуры более сложных коллекторов углеводородов, например, карбонатных коллекторов и пород Ачимовской и Баженовской свит;
- анализ физических причин выявленных тенденций в задаче бинаризации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Gerke K.M. et al.* Finite-difference method Stokes solver (FDMSS) for 3D pore geometries: Software development, validation and case studies // *Computers & Geosciences*. 2018. Т. 114. С. 41–58.
- Berg C.F.* Permeability Description by Characteristic Length, Tortuosity, Constriction and Porosity // *Transport in Porous Media*. 2014. V. 103. № 3. P. 381–400.
- Mosser L., Dubrule O., Blunt M.J.* Reconstruction of three-dimensional porous media using generative adversarial neural networks // *Physical Review E*. 2017. V. 96. № 4.
- Akai T. et al.* Quantification of Uncertainty and Best Practice in Computing Interfacial Curvature from Complex Pore Space Images // *Materials*. 2019. V. 12. № 13. P. 2138.
- Armstrong R.T. et al.* Porous Media Characterization Using Minkowski Functionals: Theories, Applications and Future Directions // *Transport in Porous Media*. 2018.
- Arns C.H., Knackstedt M.A., Mecke K.R.* Characterisation of irregular spatial structures by parallel sets and integral geometric measures // *Colloids and Surfaces A: Physicochemical and Engineering Aspects*. 2004. V. 241. № 1–3. P. 351–372.
- Bazaikin Y. et al.* Effect of CT image size and resolution on the accuracy of rock property estimates: Effect of Ct Image Scale // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2017. V. 122. № 5. P. 3635–3647.
- Blunt M.J. et al.* Pore-scale imaging and modelling // *Advances in Water Resources*. 2013. V. 51. P. 197–216.
- Çeçen A. et al.* 3-D Microstructure Analysis of Fuel Cell Materials: Spatial Distributions of Tortuosity, Void Size and Diffusivity // *J. Electrochemical Society*. 2012. V. 159. № 3. P. B299–B307.
- DiGiovanni A.A. et al.* Microscale damage evolution in compacting sandstone // *Geological Society, London, Special Publications*. 2007. V. 289. № 1. P. 89–103.
- Eichheimer P. et al.* Combined numerical and experimental study of microstructure and permeability in porous granular media // *Solid Earth*. 2020. V. 11. № 3. P. 1079–1095.

- Gong L., Nie L., Xu Y. Geometrical and Topological Analysis of Pore Space in Sandstones Based on X-ray Computed Tomography // *Energies*. 2020. V. 13. № 15. P. 3774.
- Gregorová E. et al. Microstructure characterization of mulite foam by image analysis, mercury porosimetry and X-ray computed microtomography // *Ceramics International*. 2018. V. 44. № 11. P. 12315–12328.
- Hadwiger H. Inhalt, Oberfläche und Isoperimetrie // *Vorlesungen Über Inhalt, Oberfläche und Isoperimetrie Die Grundlehren der Mathematischen Wissenschaften* / Ed. H. Hadwiger. Berlin, Heidelberg: Springer. 1975. P. 179–198.
- Ivonin D. et al. Quantitative Analysis of Pore Space Structure in Dry and Wet Soil by Integral Geometry Methods // *Geosciences*. 2020. V. 10. № 9. P. 365.
- Karsanina M.V. et al. Enhancing image resolution of soils by stochastic multiscale image fusion // *Geoderma*. 2018. V. 314. P. 138–145.
- Karsanina M.V. et al. Compressing soil structural information into parameterized correlation functions // *Eur. J. Soil Sci*. 2020.
- Klatt M.A., Schröder-Turk G.E., Mecke K. Mean-intercept anisotropy analysis of porous media. II. Conceptual shortcomings of the MIL tensor definition and Minkowski tensors as an alternative // *Medical Physics*. 2017. V. 44. № 7. P. 3663–3675.
- Kong T.Y. On topology preservation in 2-D and 3-D thinning // *International J. Pattern Recognition and Artificial Intelligence*. 1995. V. 9. № 5. P. 813–844.
- Kong T.Y., Rosenfeld A. Digital topology: Introduction and survey // *Computer Vision, Graphics, and Image Processing*. 1989. V. 48. № 3. P. 357–393.
- Legland D., Kièu K., Devaux M.-F. Computation of Minkowski measures on 2D and 3D binary images // *Image Analysis & Stereology*. 2011. V. 26. № 2. P. 83.
- Lemmens H., Butcher A., Botha P. W. FIB/SEM and Automated Mineralogy for Core and Cuttings Analysis. Society of Petroleum Engineers. 2010.
- Li C., Tam P. An iterative algorithm for minimum cross entropy thresholding // *Pattern Recognit. Lett.* 1998.
- Lucas-Oliveira E. et al. Sandstone surface relaxivity determined by NMR T2 distribution and digital rock simulation for permeability evaluation // *J. Petroleum Science and Engineering*. 2020. V. 193. P. 107400.
- McClure J.E. et al. Modeling Geometric State for Fluids in Porous Media: Evolution of the Euler Characteristic // *Transp Porous Med*. 2020. V. 133. № 2. P. 229–250.
- Mecke K.R. Additivity, Convexity, and Beyond: Applications of Minkowski Functionals in Statistical Physics. *Statistical Physics and Spatial Statistics* / Eds. K.R. Mecke, D. Stoyan. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. 2000. P. 111–184.
- Mecke K.R., Wagner H. Euler characteristic and related measures for random geometric sets // *J. Stat. Phys*. 1991. V. 64. № 3–4. P. 843–850.
- Michielsen K., De Raedt H. Integral-geometry morphological image analysis // *Physics Reports*. 2001. V. 347. № 6. P. 461–538.
- Ohser J., Schladitz K. 3D-Images of Materials Structures: Processing and Analysis. Weinheim, Germany: Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA. 2009.
- Otsu N. A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms // *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*. 1979. T. 9. № 1. C. 62–66.
- Pabst W., Uhlířova T., Gregorová E. Microstructure Characterization of Porous Ceramics Via Minkowski Functionals // *Ceramic Transactions*. 2018. P. 53–64.
- Pikaz A., Averbuch A. Digital image thresholding, based on topological stable-state // *Pattern Recognition*. 1996. V. 29. № 5. P. 829–843.
- Saenger E.H. et al. Analysis of high-resolution X-ray computed tomography images of Bentheim sandstone under elevated confining pressures // *Geophys. Prospect*. 2016. V. 64. № 4. P. 848–859.
- San José Martínez F., Martín L., García-Gutiérrez C. Minkowski Functionals of Connected Soil Porosity as Indicators of Soil Tillage and Depth // *Frontiers in Environmental Science*. 2018. V. 6. C. 55.
- Schladitz K., Ohser J., Nagel W. Measuring Intrinsic Volumes in Digital 3d Images. *Discrete Geometry for Computer Imagery* / Eds. A. Kuba, L.G. Nyúl, K. Palágyi. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. 2006. P. 247–258.
- Schlüter S., Vogel H.-J. Analysis of Soil Structure Turnover with Garnet Particles and X-Ray Microtomography // *PLoS ONE*. 2016. V. 11. № 7. P. e0159948.
- Scholz C. et al. Permeability of Porous Materials Determined from the Euler Characteristic // *Phys. Rev. Lett.* 2012. V. 109. № 26. P. 264504.
- Schröder-Turk G.E. et al. Minkowski tensor shape analysis of cellular, granular and porous structures // *Adv. Mater*. 2011. V. 23. № 22–23. P. 2535–2553.
- Svitelman V., Dinariev O. Geostatistical approach to the anisotropy analysis of 3D rock microtomographic models // *Computers & Geosciences*. 2013. V. 57. P. 116–123.
- Toriwaki J., Yonekura T. Euler number and connectivity indexes of a three dimensional digital picture // *Forma*. 2002. V. 17. P. 183–209.
- Tsukanov A.A. et al. Effect of Cold-Sintering Parameters on Structure, Density, and Topology of Fe–Cu Nanocomposites // *Materials*. 2020. V. 13. № 3. P. 541.
- Vogel H.-J., Weller U., Schlüter S. Quantification of soil structure based on Minkowski functions // *Computers & Geosciences*. 2010. V. 36. № 10. P. 1236–1245.
- Wang W. et al. Comparison of image segmentation methods in simulated 2D and 3D microtomographic images of soil aggregates // *Geoderma*. 2011. V. 162. № 3. P. 231–241.
- Yazynina I.V. et al. Testing a new approach to petrophysical trend determination from X-Ray tomography (Russian) // *Oil Industry J*. 2017. V. 2017. № 02. P. 36–40.

Quantitative Analysis of the Samples of Natural Hydrocarbon Reservoirs by the Methods of Integrated Geometry and Topology

D. A. Ivonin^{a, *}, P. A. Grishin^b, and E. A. Grachev^a

^a*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*Skolkovo Institute of Science and Technology, Moscow, 121205 Russia*

**e-mail: ivonin.dmitriy@physics.msu.ru*

The paper addresses quantitative analysis of three-dimensional (3D) porous media (natural hydrocarbon reservoirs) based on the topological invariants—the Minkowski functionals (MF) and presents the solutions of several applied problems obtained using integral geometry methods. The analysis of binarization of a 3D image of sandstone as a dynamic process is demonstrated and the stability of the Minkowski functionals to the choice of the binarization threshold is proved. The approach to solving the classification problem for the samples of hydrocarbon reservoirs and finding the samples-analogs is proposed. The model synthetic samples of porous media and the samples of real geological objects are studied.

Keywords: integral geometry, Minkowski functionals, digital core, tomography

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ ДОЛИНЫ Р. КУЛЮМБЭ (СЕВЕРО-ЗАПАД СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2021 г. А. В. Латышев^{1,2,*}, А. А. Лапковский³, Р. В. Веселовский^{1,2},
А. М. Фетисова^{1,2}, Н. А. Криволицкая⁴

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет,
г. Москва, Россия

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

³ООО “Норильскгеология”, г. Санкт-Петербург, Россия

⁴Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: anton.latyshev@gmail.com

Поступила в редакцию 04.06.2020 г.

После доработки 19.11.2020 г.

Принята к публикации 03.12.2020 г.

Район р. Кулюмбэ занимает переходное положение в структуре Сибирской трапповой провинции, поскольку располагается в зоне сочленения структур Норильского района и Тунгусской синеклизы. В долине р. Кулюмбэ распространены магматические образования, характерные для обоих районов, при этом вопросы о последовательности формирования интрузивных комплексов и их корреляции с вулканитами до сих пор не решены. В настоящей работе представлены новые палеомагнитные данные по интрузивным телам долины р. Кулюмбэ. Показано, что интрузивный магматизм в рассматриваемом районе продолжался в течение длительного времени, охватывающего по меньшей мере по одному интервалу обратной и прямой полярности. На основании сравнения виртуальных геомагнитных полюсов Силурийская интрузия (норильский комплекс), содержащая сульфидную минерализацию, может быть сопоставлена с мокулаевской–хараелахской свитами и близка по времени формирования к рудоносным интрузиям Норильского района. Формирование Кулюмбинской интрузии (курейский комплекс), а также некоторых других тел курейского и кузьмовского комплексов, скорее всего, отвечает моронговско-мокулаевскому времени и также близко по времени становления к рудоносным интрузиям. Интрузивные тела обратной полярности долины р. Кулюмбэ формировались после завершения основной фазы вулканизма и примерно синхронны далдыканскому комплексу в Норильском районе. Образование интрузий катангского комплекса, как и в центральной части Тунгусской синеклизы, охватывает широкий интервал времени и не может быть сопоставлено ни с одной конкретной свитой. Наконец, на основании детального анализа палеомагнитных данных мы предполагаем, что большая часть интрузий долины р. Кулюмбэ (за исключением части обратно намагниченных тел) сформировалась до окончания основных региональных деформаций, которое примерно совпадает с завершением траппового магматизма.

Ключевые слова: палеомагнетизм, Сибирская трапповая провинция, интрузии, Пермь, триас.

DOI: 10.31857/S000233372103008X

ВВЕДЕНИЕ

Сибирская трапповая провинция считается эталонным примером Крупной Магматической провинции (КМП, Large Igneous Province) и представляет собой одну из крупнейших областей проявления внутриплитного базальтового магматизма в фанерозое. Вулканические толщи мощностью до 3.5 км [Fedorenko et al., 1996] и связанные с ними интрузивные тела заполняют Тунгусскую синеклизу на Сибирской платформе и распространяются за ее пределы. Поскольку Си-

бирские траппы, в отличие от многих других подобных провинций, слабо затронуты последующими деформациями и не разделены на части вследствие раскола континентальных блоков, они представляют собой перспективный объект для исследования крупных магматических провинций, эволюции магматизма в их пределах и тестирования гипотез формирования гигантских областей внутриплитного вулканизма, включая наиболее распространенную концепцию мантийных плюмов [Добрецов и др., 2010; Sobolev et al., 2011; Ernst, 2014]. Кроме того, научный интерес к

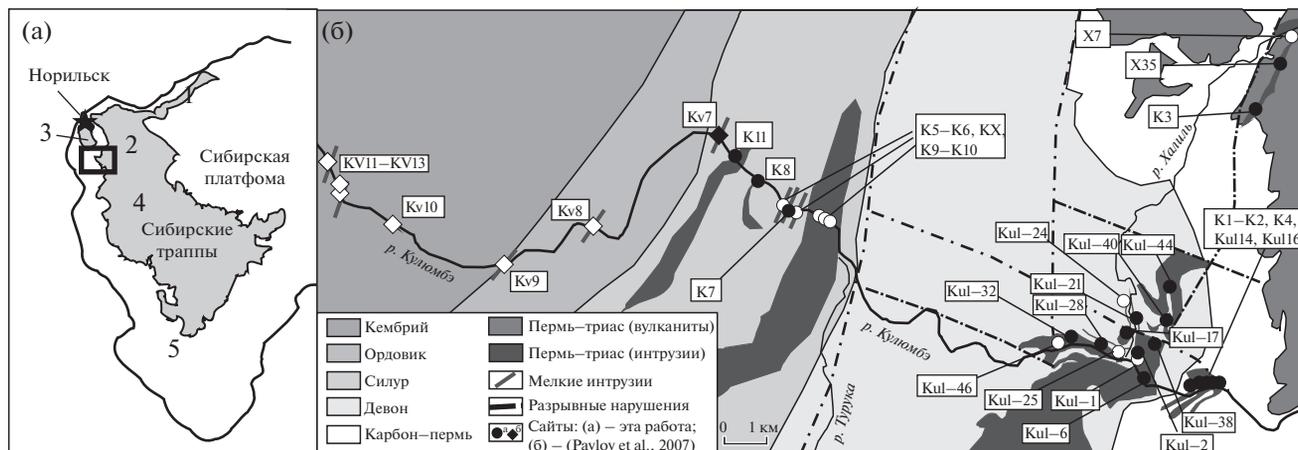


Рис. 1. (а) – Положение района исследований на Сибирской платформе (цифрами показаны районы трапповой провинции: 1 – Маймеча-Котуйский; 2 – Путоранский; 3 – Норильский; 4 – Нижнетунгусский; 5 – Ангаро-Тасеевская впадина); (б) – упрощенная геологическая схема района исследований. На карте показаны только опробованные интрузивные тела без разделения на комплексы. Для сайтов отбора цветом показана полярность: черный – прямая, белый – обратная.

Сибирским траппам связан с наличием уникальных Cu–Ni-платиноидных месторождений Норильского района, приуроченных к трапповым интрузиям, и широко обсуждаемой гипотезой о возможной причинно-следственной связи между катастрофическим магматизмом и глобальным биотическим кризисом на рубеже перми и триаса [Wignall, 2001; Courtillot, Renne, 2003].

На Сибирской платформе в пределах провинции выделяются несколько районов, обладающих различными чертами состава и мощности продуктов магматизма, тектонической структурой и металлогенической специализацией (рис. 1а): Норильский, Маймеча-Котуйский, Путоранский, Нижнетунгусский районы, Ангаро-Тасеевская впадина (например, [Золотухин и др., 1986; Fedorenko, Czamanske, 1997; Ivanov et al., 2013]). Наиболее детально изучен Норильский район, благодаря своему исключительному экономическому значению. В течение последних трех десятилетий по вулканитам и интрузивным телам этого региона был получен значительный объем надежной петрологической и геохимической информации [Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Рябов и др., 2001; Криволюцкая, 2013]. Также достаточно масштабные исследования проводились в Маймеча-Котуйском районе в связи со специфическим составом магматитов, а именно преобладанием щелочных и ультраосновных пород над толеитовыми базальтами [Fedorenko, Czamanske, 1997; Fedorenko et al., 2003]. По остальным районам Сибирских траппов до сих пор имеется лишь фрагментарная информация.

В настоящей работе рассматривается район р. Кулюмбэ, который крайне интересен для реконструкции Сибирского траппового магматизма благодаря своему узловому положению в структу-

ре провинции. С одной стороны, долина р. Кулюмбэ лежит на западной окраине Тунгусской синеклизы, где распространены наиболее типичные вулканогенные и интрузивные образования “платформенной” стадии магматизма [Альмухамедов и др., 2004]. С другой стороны, по геофизическим данным, Кулюмбинский район наложен на ответвление погребенной Норильско-Игарской палеорифтовой системы протерозойского возраста [Долгаль, 2012; Krivolutskaia et al., 2019], к которой приурочены все известные массивы Норильского района с промышленным оруденением. Такая ключевая позиция района р. Кулюмбэ находит свое отражение и в составе продуктов магматизма: среди интрузивных образований здесь описываются комплексы, характерные как для центральной части Тунгусской синеклизы (катангский, кузьмовский), так и для Норильского района (ергалахский, норильский, далдыканский), а также локально распространенный курейский комплекс [Павлов и др., 1988]. К югу от долины р. Кулюмбэ расположен Джалтульский рудоносный массив. Что касается стратифицированных вулканогенных образований, то разрез туфо-лаваовой толщи сложен свитами, типичными для Норильского района – от сыверминской до надеждинской (нижняя часть разреза). Детальная вещественная характеристика интрузивных тел и вулканитов Кулюмбинского района была недавно дана в работах [Krivolutskaia et al., 2020a; 2020b].

Учитывая положение Кулюмбинского района на стыке двух основных регионов трапповой провинции, а также наличие на его территории объектов, перспективных на медно-никелевое и платиноидное оруденение, необходимо составить надежную схему развития магматизма в регионе и

провести корреляцию магматических событий с вулканогенными образованиями и интрузивами соседних регионов. На сегодняшний день обобщенные данные о последовательности формирования интрузивных комплексов и продолжительности магматических событий отсутствуют.

В последние годы в ходе детальных исследований была показана эффективность палеомагнитного метода при изучении крупных магматических провинций, в частности, для выделения основных эпизодов магматизма, оценки их продолжительности и корреляции между собой. Такие данные были получены как для Сибирских траппов [Gurevitch et al., 2004; Heunemann et al., 2004; Павлов и др., 2011; Михальцов и др., 2012; Латышев и др., 2013; Latyshev et al., 2018; Pavlov et al., 2019], так и для других крупных магматических провинций мира [Chenet et al., 2008; 2009; Moulin et al., 2012; Xu et al., 2018]. На Сибирской платформе с использованием палеомагнитных методов были получены следующие важнейшие результаты: 1) на основании анализа вековых геомагнитных вариаций показано, что формирование наиболее мощных вулканогенных разрезов в Норильском и Маймеч-Котуйском районах реализовалось в виде серии кратких интенсивных эпизодов магматизма (“вулканических пульсов”) [Павлов и др., 2011; Pavlov et al., 2019]; 2) рассчитан новый палеомагнитный полюс NМК для рубежа перми–триаса Сибирской платформы [Pavlov et al., 2019]; 3) на основании сравнения палеомагнитных направлений показано, что все основные рудоносные интрузии Норильского района и их сателлиты сформировались в течение относительного узкого временного интервала, синхронно моронговской–мокулаевской свитам Норильского района [Latyshev et al., 2020a].

По Кулюмбинскому району на данный момент имеются относительно немногочисленные и разрозненные палеомагнитные данные [Pavlov et al., 2007; Latyshev et al., 2017]. Цель настоящей работы заключалась в том, чтобы дать детальную палеомагнитную характеристику интрузивных образований Кулюмбинского района и использовать полученные данные для возрастного расчленения интрузивных комплексов, корреляции основных магматических событий с соседними районами Сибирской трапповой провинции и оценки продолжительности магматизма.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Район исследования охватывает среднее и нижнее течение р. Кулюмбэ, к востоку от Хантайского водохранилища (Красноярский край). В геологическом отношении Кулюмбинский район приурочен к зоне сочленения западного

борта Тунгусской синеклизы и Хантайско-Рыбинского вала (рис. 16). Разрез стратифицированных образований включает терригенно-карбонатные толщи кембрия–девона, угленосные терригенные отложения тунгусской серии (средний карбон–пермь) и вулканогенные образования нижней части туфо-лавовой толщи (от сыверминской до надеждинской свиты), как правило, относимые к нижнему триасу (например, [Fedorenko et al., 1996]). Осадочные толщи этого (10–15°) моноклинально погружаются на восток, как и перекрывающие их вулканиты, которые слагают борт Нирунгдинской мульды. Пермо-триасовые интрузивные тела, как правило, представляют собой силлоподобные интрузии долеритов и габбро-долеритов мощностью от 5–6 до 50 м, конформно залегающие среди палеозойских осадочных толщ и, редко, прорывающие низы сыверминской свиты. Релевантные датировки изотопного возраста опробованных интрузивных тел авторам неизвестны, однако, по общепринятому мнению, все интрузии в данном районе отвечают пермо-триасовому трапповому магматизму (например, [Pavlov et al., 2007; Krivolutskaya et al., 2020b]). Тектоническая структура региона осложнена региональной Имангдино-Летнинской зоной разрывных нарушений, которая простирается на северо-восток, ограничивая Хантайско-Рыбинское поднятие.

В настоящей работе используются палеомагнитные результаты по 36 сайтам, представляющим трапповые интрузивные тела, включая новые данные и опубликованные ранее в работах [Pavlov et al., 2007; Latyshev et al., 2017]. По географическому положению опробованные интрузии можно разделить на 5 локаций (районов), краткое описание которых приведено ниже. Принадлежность интрузивных тел к тому или иному комплексу или типу определялась по полевым данным, геологической карте [Павлов и др., 1988] или на основании геохимических характеристик, опубликованных в работах [Krivolutskaya et al., 2020a; 2020b].

1. В 2–3 км выше устья р. Халиль были опробованы 5 близко расположенных сайтов (KUL-14, KUL-16, K1, K2, K4) в локации, известной как “Кулюмбинская интрузия”. Полевые данные не позволяют судить о том, действительно ли изученные обнажения относятся к единому интрузивному телу; тем не менее, судя по геологической карте [Павлов и др., 1988], в районе отбора присутствуют интрузии, представляющие не менее чем три комплекса: ергалахский, курейский и катангский. Более того, на основании геохимических признаков в этом же районе в близлежащих обнажениях авторы статьи [Krivolutskaya et al., 2020b] предложили выделить еще один, новый кулюмбинский комплекс. Таким образом, “Кулюмбинская интрузия”, скорее всего, представ-

ляет собой несколько пространственно близких, но петрографически и геохимически контрастных тел. Все отобранные интрузии внедрены в тунгусскую серию и имеют силлоподобную морфологию.

2. В районе устья р. Халиль были опробованы 12 сайтов, представляющих интрузивные тела катангского комплекса (табл. 1), и еще одно тело, отнесенное к курейскому комплексу, — KUL-40. Силлы локализованы в девонских отложениях и конформно им полого падают на восток.

3. В долине р. Халиль были отобраны образцы из Халильской интрузии в трех сайтах (X-7, X-35, K3). Халильская интрузия по геохимическим данным отнесена к курейскому комплексу [Krivolutskaya et al., 2020a] и субконформно залегает в лавах сыверминской свиты.

4. Ниже устья р. Турука в долине Кулюмбэ опробованию подверглись интрузии Силурийская (K7, норильский тип норильского комплекса), Ильтыкская (K8, круглогорский тип норильского комплекса), а также безымянные силлы далдыканского (K5, K6, KX, K9, K10), катангского (KV7) и кузьмовского (K11) комплексов в общей сложности в 15 сайтах. Интрузивные тела локализованы в силурийских отложениях и полого падают на восток.

5. В нижнем течении р. Кулюмбэ, в отложениях кембрия—ордовика, были опробованы мало мощные интрузивные тела далдыканского комплекса в 6 сайтах: KV8—KV13. Палеомагнитные результаты по этим интрузиям ранее публиковались в работе [Pavlov et al., 2007].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Отбор палеомагнитных образцов производился вручную или с помощью механического пробоотборника Romago Ltd, их ориентировка в пространстве — с помощью магнитного компаса, с постоянным контролем возможного влияния сильно магнитных пород на стрелку компаса. Из каждого сайта было отобрано от 10 до 25 ориентированных образцов. Величина местного магнитного склонения рассчитывалась по модели IGRF. Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка результатов магнитных чисток выполнялись в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Все образцы были подвергнуты ступенчатой температурной чистке до полного размагничивания (10—16 шагов), которое достигалось в большинстве случаев при температурах 520—600°C. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи “ММТД-80” с величиной нескомпенсированного поля не более 5—10 мТл. Остаточная намагниченность образцов измерялась при помощи спин-магнитометра JR-6 AGICO и криогенного

магнитометра 2G Enterprise. Для части образцов, помимо терморазмагничивания, на дублях была проведена также чистка переменным магнитным полем с помощью размагничивающей установки, встроенной в криогенный магнитометр. Чистка переменным полем проводилась до 130 мТл. Обработка измерений остаточной намагниченности выполнялась при помощи пакета программ Enkin [Enkin, 1994], с использованием при выделении компонент намагниченности метода PCA [Kirschvink, 1980]. Анализ полученных данных производился с использованием статистики Фишера [Fisher, 1953].

Температурные кривые намагниченности насыщения $J_s(T)$ снимались при нагреве до 700°C и последующем охлаждении до комнатной температуры на вибромагнитометре РМС MicroMag 3900 в поле 0.4 Тл. Зависимость магнитной восприимчивости от температуры $\chi(T)$ измерялась на каппа-метре МФК-1FA с приставкой для высокотемпературных измерений CS-3 в том же температурном диапазоне. Петли гистерезиса снимались на вибромагнитометре РМС MicroMag 3900 при комнатной температуре с величиной поля насыщения 1 Тл. Доменная структура ферромагнитных зерен оценивалась по диаграмме Дэй—Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002].

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Исследованные интрузии долины р. Кулюмбэ по составу минералов-носителей намагниченности можно поделить на 3 группы. Образцы группы 1 по температурным кривым намагниченности насыщения и магнитной восприимчивости демонстрируют преобладание магнетита с точками Кюри 580—590°C (рис. 2а). По термокривым магнитной восприимчивости также фиксируется присутствие гематита с $T_c \sim 675^\circ\text{C}$ или парамагнитной составляющей (рис. 2б). Большинство образцов этой группы после нагревов демонстрируют исключительно стабильное поведение. Примерами этой группы являются образцы интрузий норильского комплекса: Ильтыкской (сайт K8) и Силурийской (сайт K7), а также интрузии в сайте K11, отнесенной к кузьмовскому комплексу. Устойчивость образцов этой группы к нагревам указывает на вероятное формирование гематита в процессе гетерофазного высокотемпературного окисления при остывании магматического тела и является косвенным свидетельством в пользу первичности остаточной намагниченности.

Группа 2 отличается от группы 1 отсутствием следов гематита по данным термокаппаметрии и несколько более низкими температурами Кюри основной фазы — магнетита или низкотитанистого титаномагнетита ($T_c = 560\text{—}580^\circ\text{C}$) (рис. 2в—2г). Образцы этой группы также устойчивы к нагревам; в некоторых образцах после нагрева при

Таблица 1. Палеомагнитные направления и виртуальные геомагнитные полюсы, рассчитанные по опробованным интрузиям. *N* – число образцов (сайтов), *Dg(s)/Ig(s)* – склонение/наклонение в географической (стратиграфической) системе координат; *K* – кучность, $\alpha 95$ – угол доверия; *Plat(g(s))/Plong(g(s))* – широта/долгота виртуального геомагнитного полюса в географической (стратиграфической) системе координат

Сайт	Комплекс/тип	<i>N</i>	<i>Dg</i> , °	<i>Ig</i> , °	<i>Ds</i> , °	<i>Is</i> , °	<i>K</i>	$\alpha 95$	<i>Plong(g)</i> °	<i>Plat(g)</i> °	<i>Plong(s)</i> °	<i>Plat(s)</i> °	<i>A95</i>
Кулумбинская интрузия													
KUL-14	Каганский	8	338.5	81.3	58	83.3	34.5	9.6	44	81.3	127	71.4	18.6
KUL-16	Курейский	13	337.8	75.8	21.8	80.8	23.2	8.8	342.1	79.7	141	81.6	16.7
K1	Курейский	6	19.4	75.5	55.6	73.6	144.5	5.6	203.8	80.4	171.7	65.0	9.5
K2	Курейский	17	81.5	85.7	106.4	76.3	193.3	2.6	112.3	67.7	132.5	51.9	4.6
K4	Ергалахский	26	30.4	80.4	74.4	75.8	72.7	3.3	148.1	79.1	152.4	60.8	5.8
Среднее направление и полюс для Кулумбинской интрузии		5	7.0	81.1	66.7	79.2	126.9	6.8	112.3	84.5	145.3	67.0	12.7
Район устья р. Халиль													
KUL-2	Каганский	10	148.8	65.3	133.9	59.0	32.7	8.6	112.7	27.7	126.4	23.2	11.1
KUL-6	Каганский	14	106.7	75.2	96.7	50.6	30.8	7.3	133.9	50.3	160.7	26.4	8.1
KUL-17	Каганский	13	39.2	67.9	53.6	60.6	9.2	14.5	201.5	64.5	194.5	51.4	19.3
KUL-21	Каганский	14	119.2	45.6	115.2	36.7	20.2	9.1	143.0	10.0	148.8	10.0	8.1
KUL-28	Каганский	8	57.0	66.0	65.9	57.2	31.8	10.0	185.1	55.9	184.9	43.6	12.5
KUL-32	Каганский	6	48.4	56.9	56.5	48.9	52.0	9.4	203.1	49.6	199.0	39.8	10.1
KUL-38	Каганский	13	100.4	71.9	96.9	62.0	146.3	3.4	142.4	47.7	154.4	37	4.6
KUL-40	Курейский	11	21.6	88.7	83.4	79.5	11.7	13.9	92.3	70.4	137.1	62.2	25.9
KUL-44	Каганский	14	120.0	65.8	112	56.8	92.4	4.2	133.9	34.4	145.1	26.8	5.2
Среднее направление и полюс для прямой полярности <i>in situ</i>		8	84.5	74.0			24.5	11.4	148.1	55.7			19.4
Среднее направление и полюс для прямой полярности (стратиграфическая система координат)		8			86.8	62.1	22.8	11.9			161.6	41.5	17.4
KUL-24	Каганский	6	139.8	-70.1	168.5	-74.6	14.2	18.4	342.9	66.8	310.5	81.6	31.9
KUL-25	Каганский	7	298	-65.3	290.6	-56.2	45.7	9.0	135.7	34.3	146.5	26.7	11.0
KUL-1	Каганский	8	314.9	-68.5	301.8	-60.6	18.5	13.2	121.5	34.4	135.4	27.9	17.6
KUL-46	Каганский	8	274.8	-64.1	273.6	-54.1	15.9	14.3	154.5	40.0	161.8	30.5	16.8

Таблица 1. Продолжение

Сайт	Комплекс/тип	N	Dg, °	Ig, °	Ds, °	Is, °	K	$\alpha 95^\circ$	Plong(g)°	Plat(g)°	Plong(s)°	Plat(s)°	A95°
	Среднее направление и полюс для обратной полярности	3	294.8	-66.8	287.9	-57.5	93.8	12.8	136.8	37.0	147.8	28.8	18.1
Халильская интрузия													
X-7	Курейский	8	289.9	-52.4	291.1	-42.5	21.0	12.4	148.8	23.5	151.1	15.3	12.0
X-35	Курейский	6	29.2	66.5	50.6	64.2	34.2	11.6	217.3	66.1	194.1	56.3	16.6
K3	Курейский	27	113.3	75.5	114.8	65.5	64.1	3.5	129.6	49.1	138.1	35.4	5.1
Район устья р. Турука													
KV7	Катангский	6	31.2	88.3	112.9	70.8	63.0	8.5	94.5	70.8	134.8	42.7	13.8
K7	Норильский	37	52.6	79.7	89.3	71.6	88.9	2.5	148.6	71.6	150.2	50.8	4.1
K8	Круглогорский	31	135.6	82.8	124.2	74.1	88.5	2.8	107.2	56.4	124.2	44.5	4.8
K11	Кузьмовский	19	37.1	80.3	75.0	77.1	154.9	2.7	148.5	76.9	148.2	62.0	4.9
	Среднее направление и полюс для прямой полярности	4	62.7	84.4	101.7	74.2	153.3	4	119.8	70.5	138.1	50.5	13.4
K5	Далдыканский?	56	283.2	-83.2	294.6	-74.7	201.9	1.3	117.7	61.9	129.4	47.6	2.3
KX	Далдыканский?	17	266.9	-84.5	288.9	-75.1	132.5	3.1	116.9	66.1	132.4	49.6	5.4
K6	Далдыканский?	35	266.1	-73.6	287.7	-57	111.9	2.3	149.2	54.3	148.2	28.4	2.9
K9	Далдыканский	39	270.7	-75.3	284.1	-65.3	144.2	1.9	143.1	55.0	146.0	38.4	2.8
K10	Далдыканский	19	311.8	-84.0	304.6	-72.1	102.3	3.3	106.4	58.9	125.7	41.6	5.5
	Среднее направление и полюс для обратной полярности <i>in situ</i>	5	275.2	-80.4			188.3	5.6	128.2	60.3			10.2
	Среднее направление и полюс для обратной полярности (стратиграфическая система координат)	5			290.9	-69.0	98.2	7.8			137.1	41.5	10.9
Нижнее течение р. Кулумбэз (из работы (Pavlov et al., 2007))													
KV8	Далдыканский	10	299.5	-82.1	306.6	-65.2	85	5.3	114.7	57.6	129.0	32.0	7.7
KV9	Далдыканский	7	329.7	-81.2	323.6	-61.2	307	3.6	103.0	52.2	117.5	23.6	4.8
KV10	Далдыканский	7	334.2	-80.5	313	-62.5	96	6.2	101.4	50.6	125.2	27.3	8.6
KV11	Далдыканский	20	319.5	-82.3	308.1	-67.3	78	3.7	106.0	55.2	126.4	34.3	5.6

Таблица 1. Окончание

Сайт	Комплекс/тип	N	Dg, °	Ig, °	Ds, °	Is, °	K	$\alpha 95^\circ$	Plong(g)°	Plat(g)°	Plong(s)°	Plat(s)°	A95°
KV12	Далдыканский	9	317.1	-77.6	306.2	-64.2	372	2.7	112.7	47.6	129.5	30.9	3.9
KV13	Далдыканский	17	306.7	-74.7	309.1	-65.1	96	3.7	121.6	44.9	126.8	31.2	5.4
	Среднее направление и полюс <i>in situ</i>	6	317.0	-79.9			468.2	3.1	110.1	51.6			5.7
	Среднее направление и полюс (стратиграфическая система координат)	6			311.4	-64.4	491.2	3.0			125.6	29.9	4.5
	Среднее направление и полюс <i>in situ</i> по интрузиям обратной полярности в устье р. Турука и нижнем течении р. Кулюмбэ	11	298.7	-80.8			191.9	3.3	117.3	55.9			6.2
	Среднее направление и по интрузиям обратной полярности в устье р. Турука и нижнем течении р. Кулюмбэ (стратиграфическая система координат)	11			303.1	-66.8	115.8	4.3			130.4	35.3	6.4
	Среднее направление и полюс <i>in situ</i> по всем сайтам обратной полярности	14	297.1	-77.8			90.9	4.2	122.7	52.2			7.3
	Среднее направление и полюс по всем сайтам обратной полярности (стратиграфическая система координат)	14			299.0	-65.0	83.4	4.4			134.3	34.1	6.4
	Среднее направление и полюс <i>in situ</i> по всем сайтам прямой полярности	19	65.0	79.7			33.8	5.9	141.6	68.4			11.5
	Среднее направление и полюс по всем сайтам прямой полярности (стратиграфическая система координат)	19			85.8	70.2	30.4	6.2					13.5
	Среднее направление и полюс для сайтов каганского комплекса прямой полярности (<i>in situ</i>)	5	120.4	74.5			48.5	11.1	126.3	47.1			19.5
	Среднее направление и полюс для сайтов каганского комплекса прямой полярности (стратиграфическая система координат)	5			109.8	60.6	56.9	10.2			144.3	31.8	14.0

Средний полюс для всех сайтов, рассчитанный в географической системе координат: N = 33, Plong = 130.9°, Plat = 61.6°, A95 = 7.1°

Средний полюс для всех сайтов, рассчитанный в стратиграфической системе координат: N = 33, Plong = 143.7°, Plat = 44.4°, A95 = 6.9°

Средний полюс, рассчитанный для в географической системе координат для сайтов обратной полярности в районе устья р. Турука и в стратиграфической — для всех остальных сайтов: N = 33, Plong = 143.1°, Plat = 47.4°, A95 = 7.1°

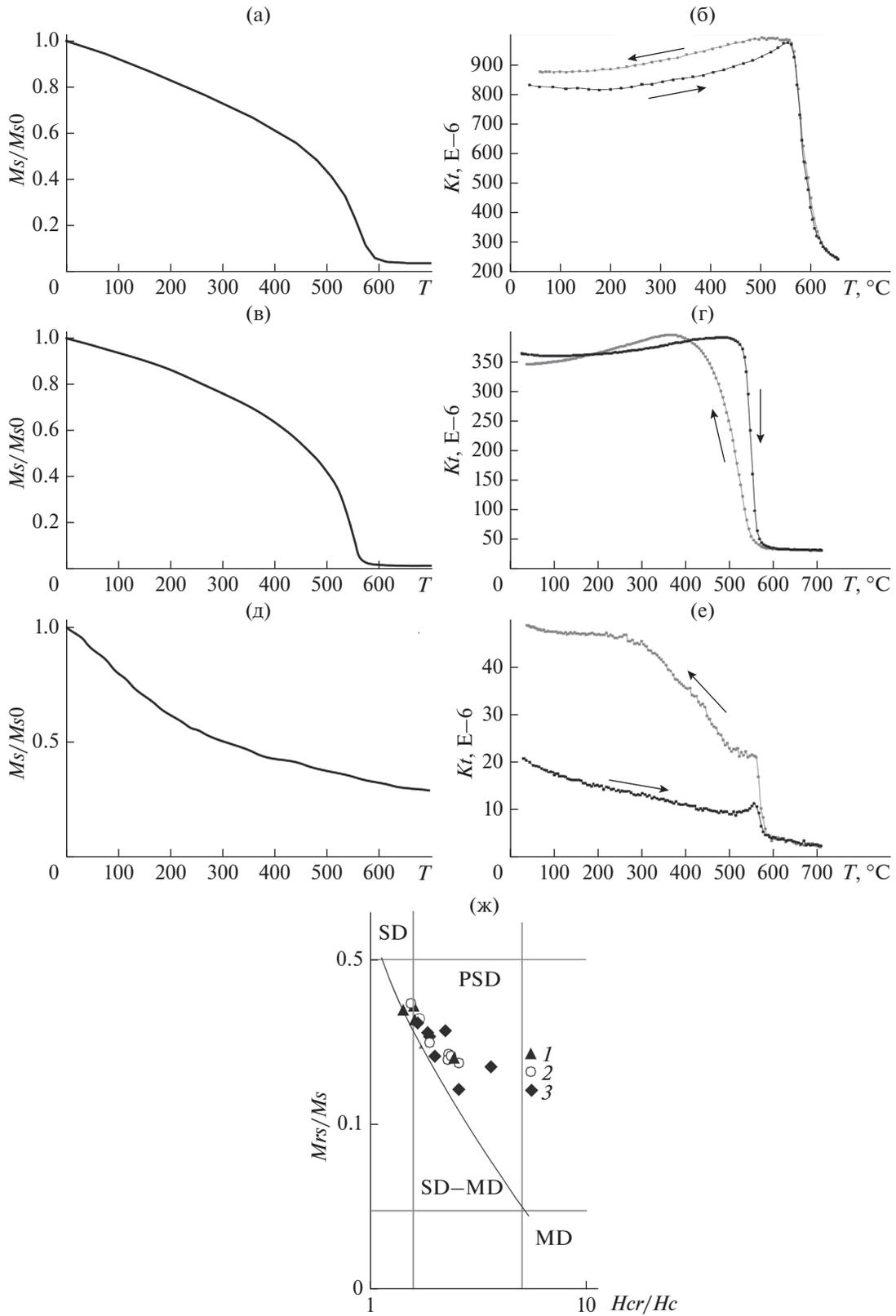


Рис. 2. Магнитная минералогия исследованных интрузивных тел: (а), (в), (д) — кривые температурной зависимости намагниченности насыщения (T — температура ($^{\circ}\text{C}$), M_s — намагниченность насыщения; M_{s0} — намагниченность насыщения при комнатной температуре): (а) — обр. К136, сайт К7, Силурийская интрузия (норильский тип); (в) — обр. К110, сайт К6, далдыканский комплекс; (д) — обр. К1, сайт К1, Кулюмбинская интрузия (курейский комплекс); (б), (г), (е) — кривые температурной зависимости магнитной восприимчивости (K — магнитная восприимчивость; T — температура. Стрелками показаны нагрев/охлаждение): (б) — обр. К136, сайт К7, Силурийская интрузия (норильский тип); (г) — обр. К110, сайт К6, далдыканский комплекс; (е) — обр. К1, сайт К1, Кулюмбинская интрузия (курейский комплекс); (ж) — диаграмма Дяэ–Данлопа. M_s — намагниченность насыщения; M_{rs} — остаточная намагниченность насыщения; H_c — коэрцитивная сила; H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила; SD — область однодоменных частиц; PSD — область псевдооднодоменных частиц; MD — область многодоменных частиц; SD–MD — линия смешения одно- и многодоменных зерен [Dunlop, 2002]; 1 — норильский и кузьмовский комплексы; 2 — далдыканский комплекс; 3 — курейский комплекс.

охлаждении на терموкривых $\alpha(T)$ фиксируется снижение точки Кюри до $500\text{--}550^{\circ}\text{C}$, что может быть связано с гомогенизацией распавшегося титаномагнетита. Эта группа включает образцы интрузий, отнесенных к далдыканскому комплексу, а также Халильской интрузии (К3) и Кулюмбинской интрузии (К2), принадлежащих к курейскому комплексу. Образцы групп 1 и 2, по данным магнитной чистки, в большинстве образцов содержат палеомагнитный сигнал высокого качества.

Группа 3 объединяет образцы из сайтов К1, К4, также представляющих Кулюмбинскую интрузию. На температурных кривых намагниченности насыщения образцы этой группы характеризуются вогнутыми графиками, типичными для парамагнетиков (рис. 2д). По данным термокаппаметрии, несмотря на невысокую величину магнитной восприимчивости в образцах, обнаруживается небольшое количество магнетита с температурами Кюри $580\text{--}600^{\circ}\text{C}$. При охлаждении после нагрева происходит резкий рост магнитной восприимчивости, связанный с новообразованием магнетита (рис. 2е). Описанные магнитные свойства образцов группы 3 объясняют относительно низкое качество палеомагнитной записи в сайте К1 (см. ниже).

Несмотря на различие термомангнитных свойств, значения гистерезисных параметров для всех трех групп довольно близки, попадают в псевдооднодоменную область на диаграмме Дяэ–Данлопа и варьируют в диапазонах: $M_{rs}/M_s = 0.08\text{--}0.27$, $H_{cr}/H_c = 1.4\text{--}3.6$ (рис. 2ж). При этом поле образцов групп 1 и 2 вытянуто вдоль линии смешения однодоменных и многодоменных зерен [Dunlop, 2002], в то время как образцы группы 3 характеризуются более высокими отношениями H_{cr}/H_c и указывают на возможное наличие суперпарамагнитных частиц. Вариации доменного состава образцов, характерные для групп 1 и 2, являются типичными для трапповых интрузий Сибирской платформы (например, [Latyshev et al., 2020a]).

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все образцы были подвергнуты стандартному ступенчатому терморазмагничиванию до температур $540\text{--}600^{\circ}\text{C}$, в редких случаях — до 620°C . Во многих сайтах (К1–К11, табл. 1) было проведено также массовое размагничивание образцов переменным магнитным полем. В некоторых сайтах (KUL-2, KUL-6, KUL-38, KUL-44) производилась выборочная чистка переменным полем для тех образцов, которые показали неудовлетворительные результаты термочистки. В случаях, когда результаты размагничивания переменным полем оказывались более качественными, для этих сайтов средние палеомагнитные направления, приведенные в работе [Latyshev et al., 2017], были пересчитаны с учетом новых данных. В общей сложности в настоящей работе обсуждаются результаты по 24 сайтам с новыми или пересчитанными данными, 5 сайтам, приведенным в статье [Latyshev et al., 2017], и 7 сайтам, приведенным в работе [Pavlov et al., 2007] (табл. 1).

Несмотря на то, что качество палеомагнитной записи в исследованных интрузиях варьирует от отличного до практически неинтерпретируемого, средние палеомагнитные направления были рассчитаны по всем сайтам. Для большинства объектов рассчитанные палеомагнитные направления близки к ожидаемым для пермо-триасовых траппов Сибирской платформы (например, [Pavlov et al., 2019]), отдельные исключения будут обсуждаться ниже. Поскольку опробованные интрузивные тела находятся в пределах области, приуроченной к Имангдино–Летнинской региональной зоне разрывных нарушений, и могут находиться внутри блоков с разным временем дислокаций относительно внедрения интрузий, в первом приближении мы рассматриваем палеомагнитные результаты по каждому из исследованных районов.

В габбро–долеритах “Кулюмбинской интрузии” качество палеомагнитного сигнала варьирует от сайта к сайту. Как правило, в образцах изолируются две компоненты естественной остаточной намагниченности. Низкотемпературная и низкокоэрцитивная компонента разблокируется к $200\text{--}300^{\circ}\text{C}$ и $5\text{--}10$ мТл, а ее направления ха-

отичны. Высокотемпературная компонента прямой полярности размагничивается в основном в температурном интервале 400–580°C (рис. 3а), на диаграммах Зийдервельда [Zijderveld, 1967], приходя в начало координат. При чистке переменным полем выделяется та же компонента с медианным разрушающим полем 15–40 мТл (рис. 3б). При этом в ряде образцов в сайтах KUL-16, KUL-14 эта компонента демонстрирует направления, нехарактерные для трапповых, с аномально низкими наклонениями, а в сайте K1 часто не выделяется из-за шумного сигнала. Скорее всего, это объясняется особенностями магнитной минералогии пород в соответствующих сайтах (см. раздел “Магнитные свойства”). Несмотря на это, средние палеомагнитные направления были рассчитаны для всех опробованных сайтов Кулюмбинской интрузии, и они расположены достаточно близко друг к другу (рис. 4а). Поэтому, несмотря на то, что опробованные сайты были отнесены к разным интрузивным комплексам, можно предположить, что формирование остаточной намагниченности в них происходило в достаточно близкое время.

Габбро-долериты *Халильской интрузии* в целом обладают ясным палеомагнитным сигналом. Помимо низкотемпературной компоненты, которая размагничивается к 250–300°C и характеризуется значительным разбросом, в большинстве образцов выделяется единственная стабильная компонента, разблокируемая в температурном интервале 450–580°C (рис. 3в). В ряде образцов на наиболее высоких температурах (580–600°C) палеомагнитный сигнал становится хаотичным из-за новообразования магнитных минералов. При чистке переменным полем образцов сайта K3 были выделены те же компоненты; медианное разрушающее поле составляет в среднем 15 мТл.

Необходимо отметить, что в сайте X-7 высокотемпературная компонента имеет обратную полярность, а в остальных двух — прямую. При этом сайт X-7 находится практически в экзоконтактовой зоне более молодой интрузии, отнесенной к катангскому комплексу, поэтому следует учитывать возможность перемагничивания пород этого сайта за счет термальной или химической переработки при внедрении позднейшего тела. Что касается средних направлений по сайтам X-35 и K3 прямой полярности, то они значительно удалены друг от друга как в географической, так и в стратиграфической системах координат (рис. 4а, 4б). Для объяснения этого феномена мы должны предположить либо различное время формирования намагниченности в опробованных сайтах *Халильской интрузии*, либо наличие неучтенных тектонических дислокаций. Среднее направление по сайту X-35 рассчитано всего по 6 образцам и характеризуется большим доверительным интервалом ($\alpha_{95} = 11.6^\circ$); кроме того, качество па-

леомагнитного сигнала в образцах сайта X-35 в среднем значительно хуже, чем в сайте K3. В связи с этим при дальнейших расчетах были использованы только данные по сайту K3.

В интрузивных телах *окрестностей устья р. Халиль* качество палеомагнитного сигнала изменяется в разных сайтах от хорошего до крайне шумного. Низкотемпературная компонента выделяется во всех сайтах, разрушаясь к температурам 250–350°C. Направления этой компоненты характеризуются значительным разбросом, но во многих случаях близки к современному полю в районе отбора, поэтому, скорее всего, природа низкотемпературной компоненты вязкая. Высокотемпературная компонента изолируется в большинстве образцов в температурном интервале 500–600°C. В 9 сайтах эта компонента имеет прямую полярность, в 4 — обратную (рис. 3г, 3д). Также во многих сайтах в ряде образцов присутствует среднетемпературная компонента, точный расчет направлений которой часто затруднен из-за перекрытия ее деблокирующих спектров с низко- и высокотемпературной компонентами. Тем не менее, какой-либо закономерности в распределении среднетемпературной компоненты выделить не удалось. Выборочная чистка переменным полем показала, что выделяемая этим способом высококоэрцитивная компонента по направлениям близка к высокотемпературной.

Средние палеомагнитные направления по высокотемпературной компоненте были рассчитаны по всем 13 сайтам. Несмотря на довольно большой внутрисайтовый разброс ($\alpha_{95} > 10^\circ$ в 6 сайтах), направления в основном близки к ожидаемым трапповым (рис. 4в, 4г). Исключения представляют сайты KUL-21 с аномально низким для Сибирских траппов наклонением ($I = 45.6^\circ$ в географической системе координат и 36.7° в стратиграфической) и KUL-24, который характеризуется обратной полярностью и юго-восточными наклонениями, что также нетипично для пермо-триасовых траппов. Учитывая значительный радиус круга доверия для последнего сайта ($\alpha_{95} = 18.4^\circ$), мы считаем результаты, полученные по нему, ненадежными и не используем это направление при дальнейших расчетах. Что касается сайта KUL-21, то низкое наклонение может указывать на его формирование во время инверсии или экскурса геомагнитного поля, что фиксировалось ранее для лавовых потоков Норильского района [Neupenann et al., 2004; Павлов и др., 2011], однако на текущий момент других подтверждений этого у нас нет.

Интрузивные тела *района устья р. Турука*, как правило, содержат ясный и хорошо интерпретируемый палеомагнитный сигнал. Низкотемпературная и низкокоэрцитивная компонента присутствует во всех сайтах, разрушается к 250–

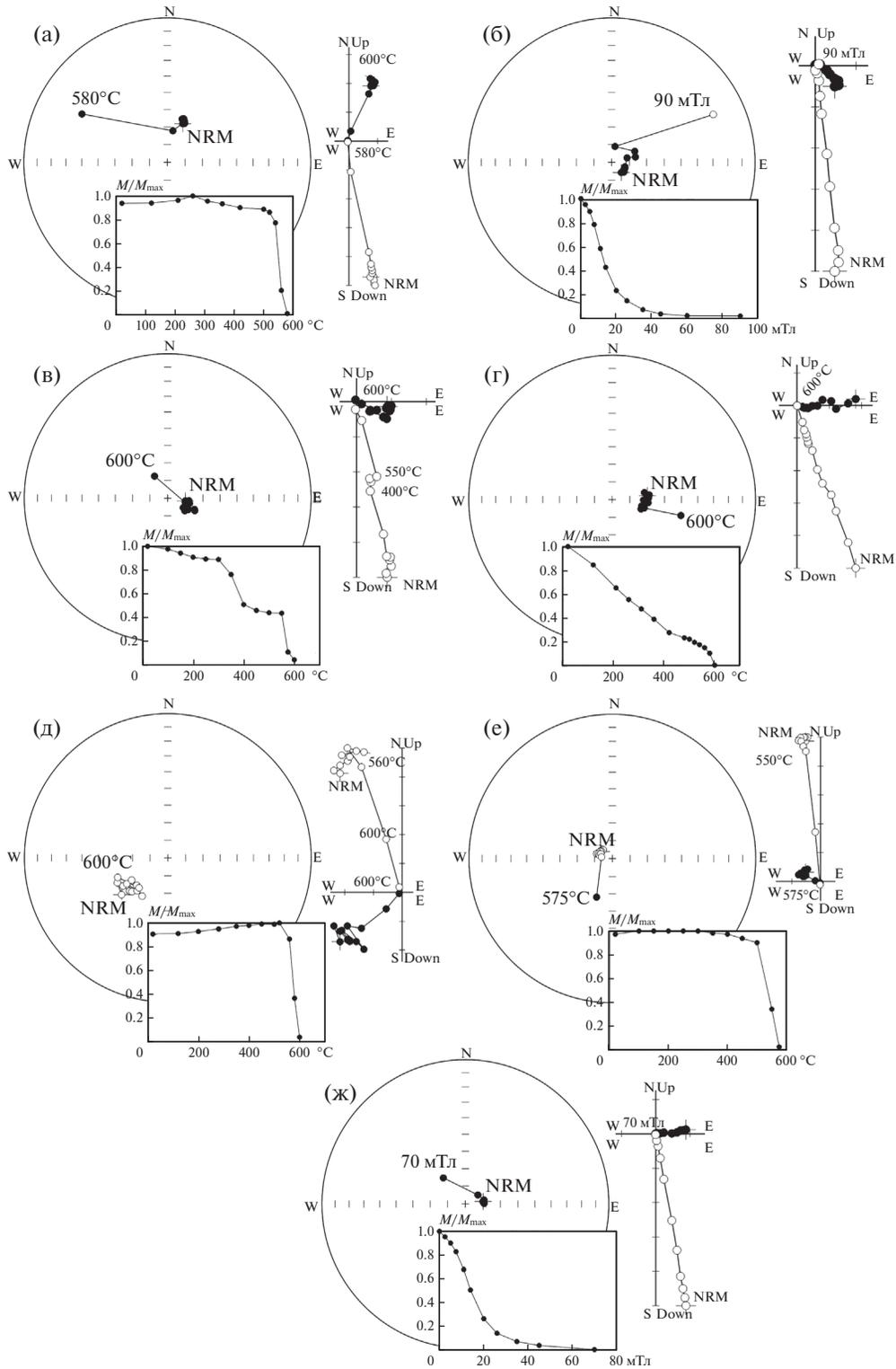


Рис. 3. Результаты магнитной чистки: (а) — обр. 68, сайт KUL-14, Кулюмбинская интрузия, термочистка; (б) — обр. K18, сайт K2, Кулюмбинская интрузия (курейский комплекс), чистка переменным полем; (в) — обр. 33, сайт K3, Халильская интрузия (курейский комплекс), термочистка; (г) — обр. 95, сайт KUL-17, катангский комплекс, термочистка; (д) — обр. 244, сайт KUL-46, катангский комплекс, термочистка; (е) — обр. K89, сайт K5, далдыканский комплекс, термочистка; (ж) — обр. 130, сайт K7, Силурийская интрузия (норильский тип), чистка переменным полем.

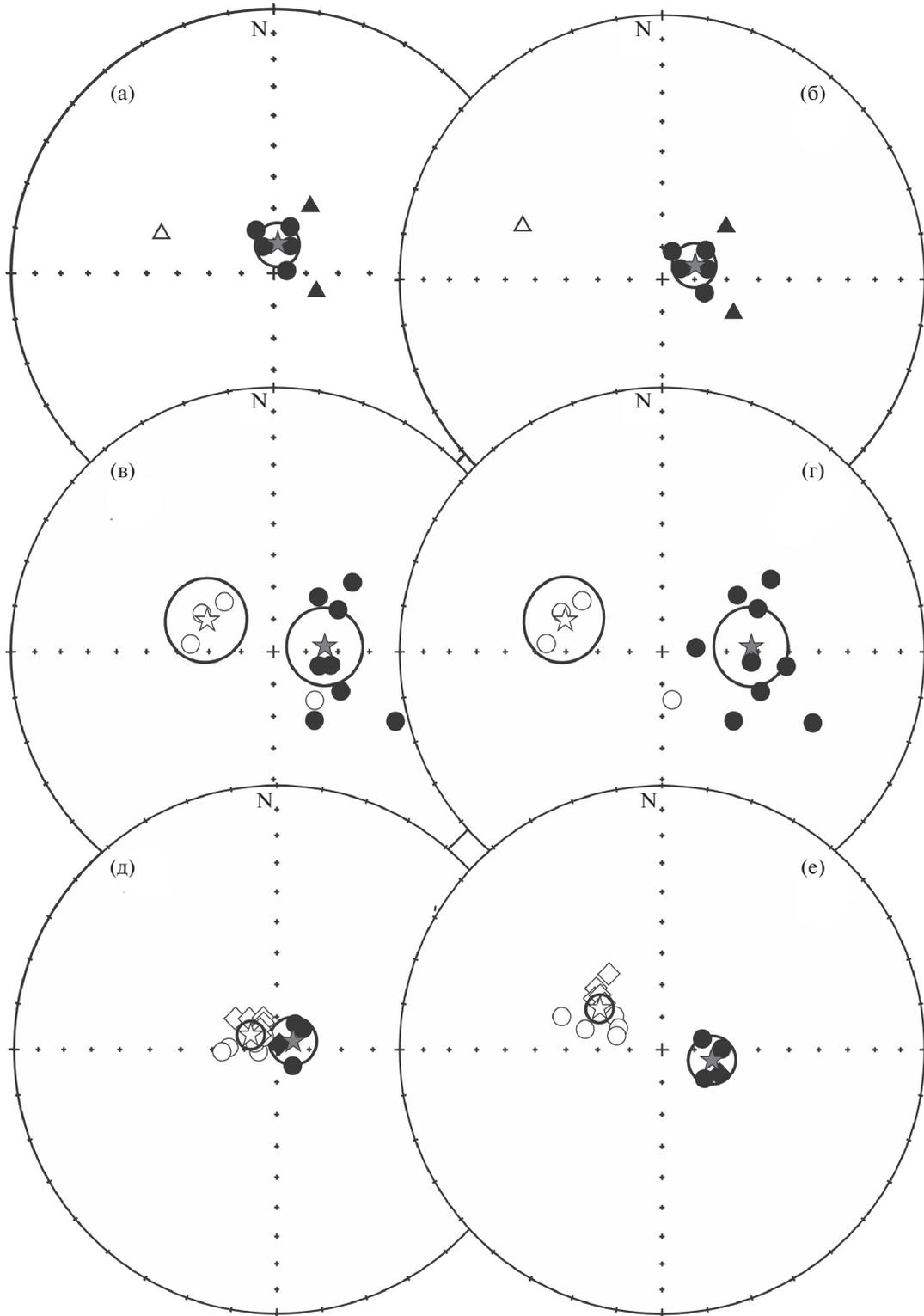


Рис. 4. Распределение средних по сайтам палеомагнитных направлений: (а)–(б) – Стереографическая проекция. Заполненные фигуры – нижняя полусфера; полые – верхняя. Средние направления показаны звездами с доверительным интервалом. Палеомагнитные направления Кулумбинской и Халильской интрузий в географической (а) и стратиграфической (б) системах координат. Сайты Кулумбинской интрузии – круги; Халильской интрузии – треугольники. Звезда с доверительным интервалом – среднее для Кулумбинской интрузии; (в)–(г) – палеомагнитные направления интрузий района устья р. Халиль в географической (в) и стратиграфической (г) системах координат; (д)–(е) – палеомагнитные направления интрузий нижнего течения р. Кулумбэ и района устья р. Турука в географической (д) и стратиграфической (е) системах координат. Ромбы – сайты из работы [Pavlov et al., 2007]; круги – данная работа.

300°C (редко до 400°C) или 5–10 мТл. Направление этой компоненты часто близко к современным, а ее происхождение, скорее всего, вязкое. Наиболее стабильная компонента намагниченности в 5 сайтах, представляющих интрузии далдыканского комплекса, характеризуется обратной полярностью, в остальных сайтах этого района имеет прямую полярность.

В силлах, отнесенных к далдыканскому комплексу, стабильная компонента выделяется при температурной чистке в интервале 450–600°C, а при чистке переменным полем полностью разблокируется к 50–90 мТл (рис. 3е). Медианное разрушающее поле составляет 15–25 мТл. Направление высокотемпературной высококоэрцитивной компоненты тесно сгруппированы внутри сайта, а среднесайтовые направления находятся в области, ожидаемой для траппов обратной полярности, хотя и значимо отличаются от направлений сайтов нижнего течения р. Кулюмбэ (см. далее) (рис. 4д, 4е).

Высокотемпературная компонента прямой полярности была изолирована в сайтах К7 (Силурийская интрузия, норильский тип норильского комплекса), К8 (Ильтыкская интрузия, круглогорский тип норильского комплекса), К11 (интрузия кузьмовского комплекса), а также пространственно близком к ним сайте KV7 из работы [Pavlov et al., 2007]. Во всех указанных сайтах температурный интервал этой компоненты находится в диапазоне 450–600°C. AF-чистка позволяет выделить эту же компоненту намагниченности в полях 10–70 мТл, в некоторых случаях – до 100 мТл (рис. 3ж). В сайте К11 при термочистке в диапазоне 150–500°C также изолируется среднетемпературная компонента, которая, возможно, является результатом перемагничивания при внедрении близлежащих интрузий обратной полярности. Средние по сайтам направления наиболее стабильной компоненты рассчитываются с высокой кучностью, демонстрируют высокие наклонения и восточные либо северо-восточные склонения, что типично для трапповых направлений (рис. 4д, 4е).

Результаты палеомагнитных исследований интрузий нижнего течения р. Кулюмбэ приведены в работе [Pavlov et al., 2007]. Вкратце, во всех 5 сайтах, а также обожженных экзоконтактных зонах силлов уверенно выделяется стабильная компонента обратной полярности. Средние направления по сайтам образуют на стереограмме тесный кластер и близки к другим трапповым направлениям обратной полярности (рис. 4д, 4е).

Таким образом, для каждого из опробованных районов в ряде случаев были получены достаточно надежные палеомагнитные направления. Первичность остаточной намагниченности в исследованных интрузивных телах подтверждается:

1) близостью основной массы рассчитанных направлений к ожидаемым для траппов (например, [Павлов и др., 2011]);

2) положительным тестом контакта: вмещающие раннепалеозойские отложения в некоторых сайтах, опробованных ранее, сохраняют первичную дотрапповую компоненту [Pavlov, Gallet, 1998; Pavlov et al., 2008];

3) наличием направлений прямой и обратной полярности в близко расположенных сайтах (районы устьев рр. Халиль, Турука), что свидетельствует об отсутствии регионального посттраппового перемагничивания;

4) стабильностью магнитных свойств и отсутствием магнитоминералогических изменений при нагревах для большинства образцов.

При этом нужно подчеркнуть, что на основании имеющихся данных мы не можем полностью исключить вероятность локального перемагничивания в отдельных сайтах при внедрении более молодых интрузивных тел. Тем не менее, возраст наложенной компоненты и в этом случае будет отвечать одному из этапов пермо-триасового магматизма.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для дальнейшего анализа данных в первую очередь необходимо определить, следует ли ввести поправку за наклон вмещающих толщ, т.е. произошло ли внедрение интрузий и приобретение остаточной намагниченности в них до или после региональных деформаций. Однозначного ответа на этот вопрос не существует, хотя проблема обсуждалась применительно к траппам долины р. Кулюмбэ и ранее [Pavlov et al., 2007; Latyshev et al., 2017]. Согласно одной из гипотез, формирование пликативных структур Хантайско-Рыбинского вала происходило до начала пермо-триасового магматизма на Сибирской платформе [Кравцов, 1967]. В этом случае внедрение опробованных интрузий происходило уже в полого наклоненные осадочные толщи, и при дальнейших расчетах нам следует использовать палеомагнитные направления *in situ*. С другой стороны, распространена точка зрения, что деформации в исследуемом районе происходили синхронно со складчатостью на Таймыре (поздний триас), то есть после завершения траппового магматизма [Малич, 1975; Никишин и др., 2010]. Тогда при анализе палеомагнитных направлений и полюсов должна использоваться стратиграфическая система координат, с коррекцией за наклон осадочных толщ. Наконец, возможен и вариант, что оба описанных процесса в той или иной степени имели место.

Сначала рассмотрим распределение средних направлений по всем сайтам обратной полярно-

сти, за исключением KUL-24 и X-7, результаты по которым мы считаем не вполне надежными (см. выше). Направления несколько более тесно сгруппированы в географической системе координат, чем в стратиграфической ($K_g = 90.9$; $K_s = 83.4$ – табл. 1); максимальная кучность $K = 95.3$ достигается при 40% распрямлении складки [Watson, Enkin, 1993]. В то же время, если рассмотреть результаты по каждой локации отдельно, это дает несколько иной результат. Для интрузий района устья р. Турука кучность *in situ* существенно выше, чем при введении поправки за наклон вмещающих пород ($K_g = 188.3$; $K_s = 98.2$ – табл. 1), тогда как в остальных локациях направления несколько более тесно сгруппированы в стратиграфической системе координат. Этот факт указывает, что интрузивные тела обратной полярности в районе устья р. Турука, вероятно, внедрились после региональных дислокаций, в то время как в других районах деформации, по крайней мере отчасти, происходили после формирования интрузий. В этом случае обратно намагниченные тела района устья р. Турука отвечают времени формирования далдыканского комплекса в Норильском районе, также имеющего обратную полярность [Lind et al., 1994].

Подобный анализ, проведенный для направлений прямой полярности, также не дает однозначного результата. При рассмотрении направлений по всем сайтам, кроме KUL-21, который характеризуется аномально низким наклоном (см. выше), кучность в географической системе координат незначительно выше, чем в стратиграфической ($K_g = 33.8$, $K_s = 30.4$). Анализ данных отдельно по разным локациям или разным комплексам также не позволяет получить более четкий результат. Следовательно, мы предполагаем “синкладчатый” возраст намагниченности для большинства опробованных интрузий, что может в данном случае быть реализовано двумя способами: 1) силы внедрились уже в частично наклоненные толщи, а затем подверглись деформациям; 2) часть интрузий была сформирована до дислокаций, а часть – после. Исключение составляют тела в районе устья р. Турука, отнесенные к далдыканскому комплексу, которые с большой вероятностью внедрились на постскладчатом этапе. Отметим, что если наша гипотеза верна, то последние значительные деформации в районе исследования происходили непосредственно в процессе пермо-триасового магматизма и, возможно, связаны с компенсационным проседанием в пределах Тунгусской синеклизы из-за опустошения промежуточных или глубинных магматических камер.

Средний виртуальный геомагнитный полюс по всем сайтам, кроме вышеупомянутых X-7, KUL-21 и KUL-24, был рассчитан нами в трех вариантах: 1) в географической системе координат

для всех сайтов; 2) в стратиграфической системе координат для всех сайтов; 3) в географической системе координат для сайтов обратной полярности устья р. Турука и стратиграфической – для всех остальных. Третий вариант расчета позволяет получить средний полюс, который статистически неотличим от палеомагнитного полюса NMK [Pavlov et al., 2019], рассчитанного по вулканитам Норильского и Маймеч-Котуйского районов. Угловое расстояние $\gamma = 5.2^\circ$ несколько ниже критического угла $\gamma_{cr} = 6.3^\circ$, рассчитанного по методике [McFadden, McElhinny, 1990]. Заметим, что средние полюсы, рассчитанные только в стратиграфической и географической системах координат, значимо отличаются от полюса NMK (рис. 5а). Этот результат имеет два важных следствия. Во-первых, это поддерживает нашу гипотезу об относительном возрасте намагниченности и региональных дислокаций, изложенную выше. Во-вторых, совпадение среднего полюса с палеомагнитным указывает на формирование интрузий р. Кулюмбэ в течение довольно продолжительного времени, достаточного для осреднения вековых вариаций геомагнитного поля. Согласно современным оценкам, этот период составляет 10^4 – 10^5 лет [Merrill et al., 1996; Tauхе et al., 2016].

В целом виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП), рассчитанные по сайтам, образуют на стереограмме практически изометричное облако точек (рис. 5б). Несмотря на неравномерную плотность фигуративных точек на диаграмме, в первом приближении не удается выделить какие-либо тесные представительные кластеры близко расположенных ВГП, которые соответствовали бы масштабным кратковременным магматическим событиям, в отличие от других районов Сибирской платформы, например Ангаро-Тасеевской впадины [Latsyshev et al., 2018]. Исключение представляет группа обратно намагниченных интрузий нижнего течения р. Кулюмбэ (сайты KV8–KV13). Выделяется изолированная группа, состоящая из ВГП сайтов KUL-17, KUL-28 и KUL-32 (катангский комплекс), которая существенно отличается по долготе как от основной массы полюсов, так и от палеомагнитного полюса NMK (угловое расстояние от последнего $\sim 30^\circ$). Эта группа может быть свидетельством экскурса геомагнитного поля или являться результатом нераспознанных тектонических дислокаций и, как следствие, некорректной поправки за элементы залегания вмещающих пород.

Для того, чтобы определить место магматических событий района р. Кулюмбэ в эволюции траппового магматизма Сибирской платформы, нами было проведено сравнение виртуальных геомагнитных полюсов по опробованным интрузиям со средними полюсами по вулканическим свитам Норильского района (по данным [Pavlov

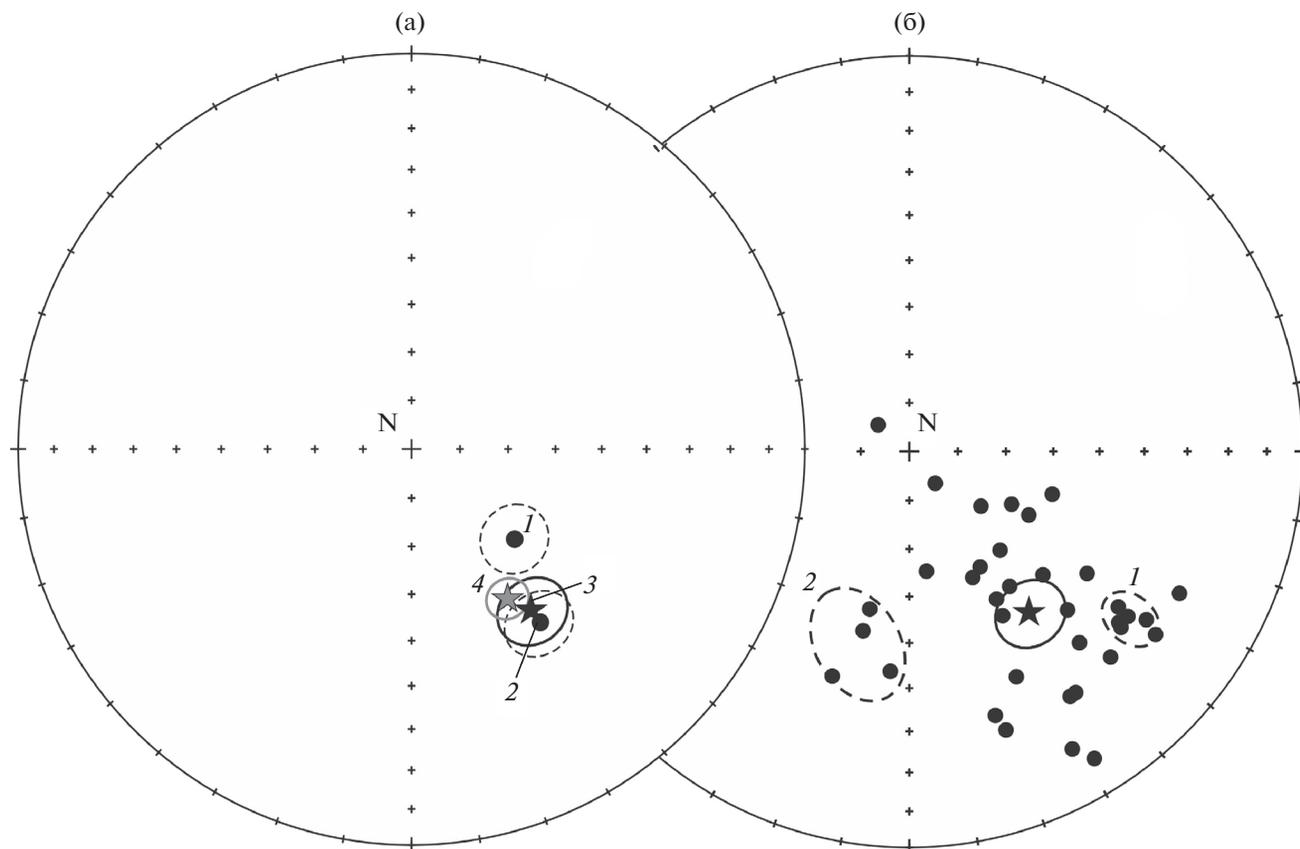


Рис. 5. Виртуальные геомагнитные полюсы, рассчитанные по палеомагнитным направлениям: (а) – сравнение средних полюсов с палеомагнитным полюсом NMK для перми–триаса Сибирской платформы (1 – средний полюс, рассчитанный в географической системе координат; 2 – средний полюс, рассчитанный в стратиграфической системе координат; 3 – средний полюс, рассчитанный по интрузиям обратной полярности в устье р. Турука *in situ* и всем остальным интрузиям – в стратиграфической системе координат; 4 – палеомагнитный полюс NMK [Pavlov et al., 2019]); (б) – распределение средних виртуальных геомагнитных полюсов по сайтам; (средний полюс показан звездой с овалом доверия): 1 – группа полюсов по интрузиям нижнего течения р. Кулюмбэ; 2 – “аномальные” виртуальные геомагнитные полюсы (пояснения см. в тексте).

et al., 2019]). В случае, когда угловое расстояние между полюсами велико, мы можем утверждать, что рассматриваемые магматические события произошли в разное время; если же полюсы совпадают в пределах доверительных интервалов, эти магматические события с большой вероятностью являются одновозрастными. Подобная методика была использована нами ранее при корреляции интрузивных тел Норильского района с вулканитами [Latyshev et al., 2020a]. Поскольку в вулканогенном разрезе Норильского района ранее нами были выделены “вулканические пульсы”, представляющие собой последовательные серии потоков с очень близкими палеомагнитными направлениями, то референтные полюсы для свит были рассчитаны нами в двух вариантах: 1) средние полюсы по потокам (далее – “вариант I”); и 2) средние полюсы по пульсам и индивидуальным направлениям (далее – “вариант II”) (табл. 2). Как будет видно далее, эти два варианта приводят к

несколько, хотя и не принципиально, различной интерпретации.

Поскольку распределение виртуальных геомагнитных полюсов (рис. 5б) практически не обнаруживает тесных кластеров, которые бы могли отвечать интенсивным магматическим событиям, при сравнении полюсов интрузивных тел с вулканогенными свитами далее будет рассмотрено несколько групп, которые объединяют в себе интрузии одного комплекса, близкие по географическому признаку и/или по палеомагнитным характеристикам: 1) интрузии катангского комплекса, распространенные главным образом в районе устья р. Халиль; 2) сайты Кулюмбинской интрузии, пространственно близкие и характеризующиеся сходными палеомагнитными направлениями; 3) обратно намагниченные интрузии. Некоторые интрузивные тела, которые являются единственными опробованными представителями того или иного комплекса или типа (напри-

Таблица 2. Референтные средние виртуальные геомагнитные полюсы для вулканогенных свит Норильского района, рассчитанные по данным работы [Pavlov et al., 2019]

Свита	Среднее по лавовым потокам				Среднее по дирекционным группам и индивидуальным направлениям			
	<i>N</i>	Plong°	Plat	A95°	<i>N</i>	Plong°	Plat	A95°
Ивакинская	3	353.1	−51.1	16.5	2	350.7	−51.7	23.1
Сыверминская	11	112.5	16.5	2.5	5	112.5	15.3	5.3
Гудчихинская	5	140.6	35.3	21.3	4	147.6	38.8	21.7
Туклонская	5	187.6	70.4	12.5	2	181.7	69.5	50.6
Надеждинская	15	214.0	70.5	7.7	7	225.5	65.0	14.3
Моронговская	11	133.1	59.0	6.4	4	128.3	58.2	14.2
Мокулаевская	13	141.4	54.7	7.5	5	143.2	55.6	18.5
Хараелахская	7	156.2	49.1	13.7	4	155.3	49.5	20.4
Кумгинская	6	170.4	63.0	7.0	2	172.8	65.4	34.1

Таблица 3. Угловые расстояния (°) между средними полюсами интрузий Кулюмбинского района и вулканогенных свит Норильского района. Свиты: gd – гудчихинская, tk – туклонская, nd – надеждинская, mr – моронговская, mk – мокулаевская, hr – хараелахская, km – кумгинская. СК – система координат: G – географическая, S – стратиграфическая

интрузии	ск	Средние ВГП по свитам на уровне потоков							Средние ВГП по свитам на уровне пульсов						
		gd	tk	nd	mr	mk	hr	km	gd	tk	nd	mr	mk	hr	km
Силурийская	G	35.9	11.7	20.0	13.8	16.9	22.2	11.5	32.2	10.2	26.6	15.1	14.9	21.4	9.1
	S	15.5	25.7	34.4	12.4	5.7	4.2	16.1	10.1	22.5	39.3	13.9	4.3	3.5	17.8
Ильтыкская	G	30.1	35.1	42.9	13.7	18.9	29.4	31.1	31.0	33.0	49.5	11.1	18.6	28.3	30.8
	S	14.2	39.5	48.3	14.2	14.7	22.0	31.8	17.2	37.3	54.6	12.5	15.2	20.5	32.8
Кулюмбинская	G	49.7	18.3	20.7	25.5	30.2	36.8	24.0	46.6	18.6	27.2	26.1	29.4	35.9	21.0
	S	31.0	13.4	23.3	8.4	11.4	18.1	10.1	27.2	13.2	29.5	11.1	10.8	16.6	10.4
Кузьмовский комплекс	G	41.6	12.0	18.0	18.4	22.1	27.8	15.2	38.0	11.4	25.1	19.7	21.1	27.3	13.3
	S	26.9	17.2	26.1	7.3	7.4	13.3	9.8	23.0	15.0	32.3	10.1	6.1	12.7	10.9
Халильская	G	15.5	33.9	42.6	9.3	8.3	16.9	25.9	16.0	31.7	48.8	8.3	9.8	16.2	27.4
	S	2.0	43.5	52.1	23.4	18.9	18.5	33.7	7.4	41.3	57.0	23.4	20.1	18.5	36.1
Катангский комплекс	G	14.1	36.2	45.1	12.2	11.7	18.5	28.1	15.9	34.0	51.3	10.6	11.3	17.8	29.7
	S	4.7	44.9	53.2	27.6	22.2	18.5	34.8	6.3	42.7	57.6	27.9	23.0	18.5	37.4

мер, Силурийская, Халильская интрузии), рассматривались индивидуально. При этом нужно подчеркнуть, что в последнем случае корреляция представляется нам менее обоснованной.

Наибольший интерес среди опробованных тел долины р. Кулюмбэ представляет Силурийская интрузия (сайт K7, норильский тип), в которой неоднократно обнаруживалась сульфидная минерализация. Виртуальный геомагнитный полюс, рассчитанный для этой интрузии, в географической системе координат лежит далеко от полюсов всех вулканогенных свит Норильского района (рис. 6а, 6б), а в стратиграфической – наиболее близок к полюсам мокулаевской и хараелахской

свит при обоих вариантах расчета средних полюсов по свитам (рис. 6в, 6г, рис. 7; табл. 3). На основании этого можно предположить, что: 1) внедрение Силурийской интрузии, вероятно, было близким по времени к формированию мокулаевской или хараелахской свит; 2) приобретение намагниченности породами Силурийской интрузии произошло до наклона вмещающих пород. Отметим, что близкий возраст формирования предполагается нами для рудоносных интрузий норильского типа, расположенных в Норильской мульде – Норильск-1, Черногорская, Норильск-2 [Latyshev et al., 2020a].

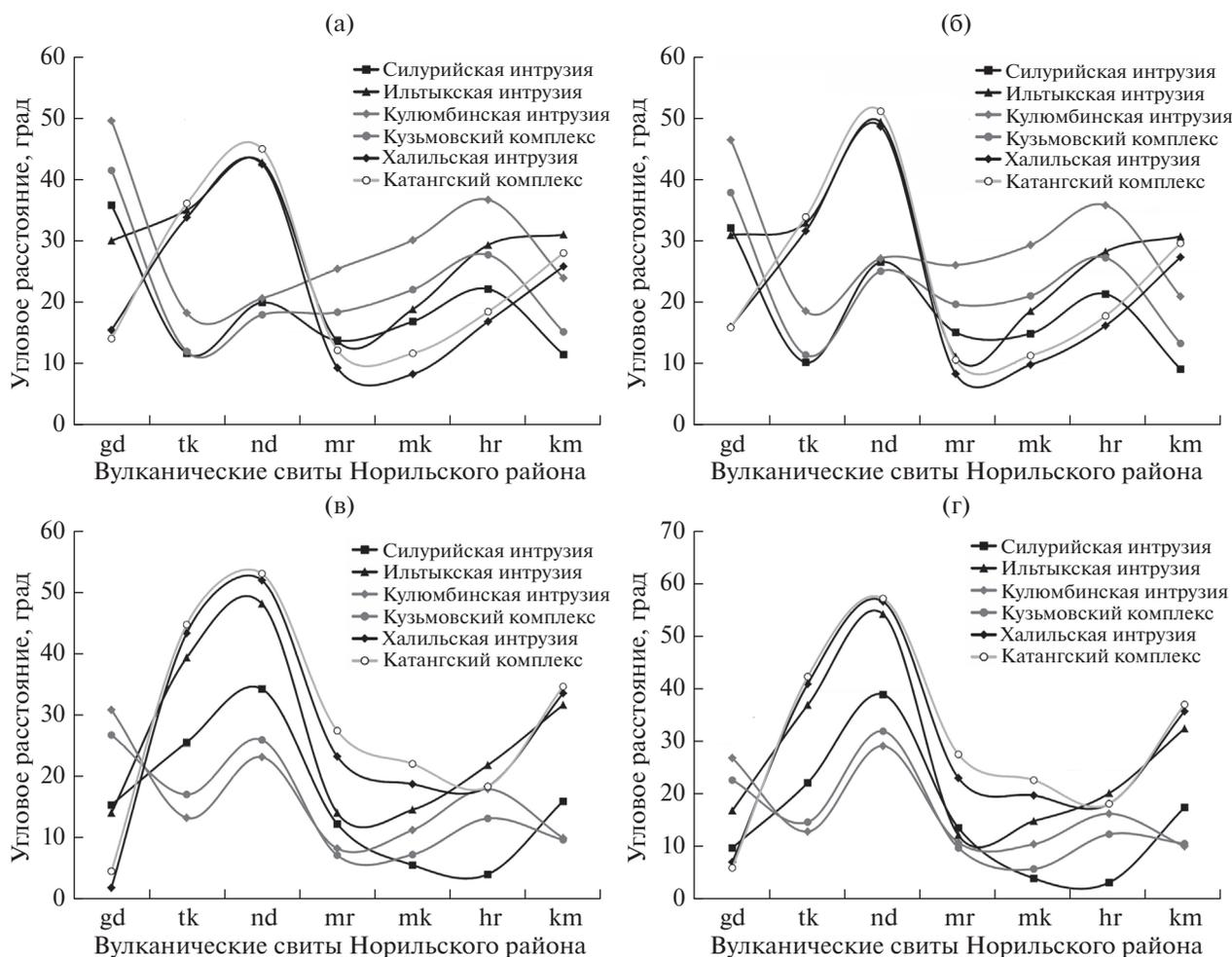


Рис. 6. Сравнение средних полюсов исследованных интрузивных тел с полюсами вулканических свит Норильского района: (а) – полюсы интрузий в географической системе координат; полюсы свит рассчитаны на уровне потоков; (б) – полюсы интрузий в географической системе координат; полюсы свит рассчитаны на уровне пульсов; (в) – полюсы интрузий в стратиграфической системе координат; полюсы свит рассчитаны на уровне потоков; (г) – полюсы интрузий в стратиграфической системе координат; полюсы свит рассчитаны на уровне пульсов. Свиты: gd – гудчихинская, tk – туклонская, nd – надеждинская, mr – моронговская, mk – мокулаевская, hr – хараелахская, km – кумгинская.

Аналогичная процедура была проделана нами для некоторых других интрузивных тел и групп интрузий р. Кулюмбэ. Так, Ильтыкская интрузия (сайт K8, круглогорский тип норильского комплекса) демонстрирует полюс, который значительно удален от всех референтных полюсов в обеих системах координат и при обоих вариантах расчета. Следовательно, Ильтыкская интрузия не может быть напрямую сопоставлена ни с одной из свит Норильского района по палеомагнитным данным. При этом следует подчеркнуть, что результаты по Ильтыкской интрузии получены по единичному сайту, и для надежной корреляции требуется получение более представительных данных.

Средний полюс по сайтам Кулюмбинской интрузии во всех вариантах расчета удален от полюсов вулканических свит Норильского района.

Наименьшее угловое расстояние (8.4° – табл. 3) достигается при сопоставлении с моронговской свитой в варианте I (рис. 6в), следовательно, эта версия корреляции на данный момент представляется нам наиболее предпочтительной. Близкий к Кулюмбинской интрузии полюс интрузива, отнесенного к кузьмовскому комплексу (сайт K11), демонстрирует схожие результаты сравнения и может быть сопоставлен с моронговской–мокулаевской свитами (рис. 6в, 6г). На рис. 7 видно, что полюсы Кулюмбинской интрузии и тела кузьмовского комплекса расположены в области между кумгинской, моронговской и мокулаевской свитами, несколько ближе к двум последним в обоих вариантах кривой опорных полюсов. Таким образом, корреляция Кулюмбинской интрузии и силла кузьмовского комплекса с моронговской–мокулаевской свитами представляется

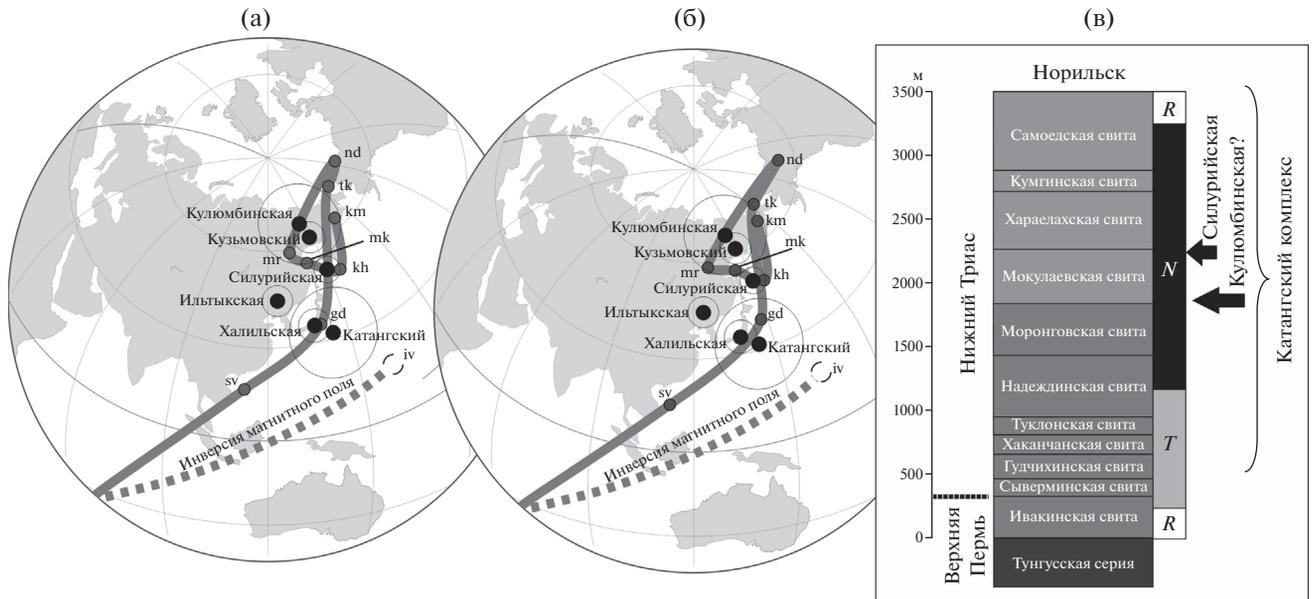


Рис. 7. Корреляция интрузий района р. Куломбэ с туфо-лаваовой толщей Норильского района. (а)–(б) – Положение средних полюсов для исследованных интрузий (стратиграфическая система координат) относительно референтной кривой ВГП по свитам. Средние полюсы по свитам рассчитаны: (а) – на уровне потоков; (б) – на уровне дирекционных групп и индивидуальных направлений. Свиты: iv – ивакинская, sv – сыверминская, gd – гудчихинская, tk – туклонская, nd – надежинская, mg – моронговская, mk – мокулаевская, hg – хараелахская, km – кумгинская. (в) – Корреляция интрузий Куломбинского района с вулканогенным разрезом Норильского района. Магнитостратиграфия туфо-лаваовой толщи показана в работах [Heunemann et al., 2004; Latyshev et al., 2020b]. R – интервал обратной полярности; N – интервал прямой полярности; T – переходный интервал.

наиболее вероятной, хотя нельзя полностью исключить возможность кумгинского возраста этих тел. Кроме того, близость полюсов рассматриваемых интрузий указывает на примерно одинаковое время их формирования, несмотря на отнесение интрузий к разным комплексам (курейский, кузьмовский). В дополнение можно отметить, что ВГП сайта KUL-40, также отнесенного к курейскому комплексу [Krivolutskaya et al., 2020b], несмотря на большой радиус круга доверия, близок к полюсам кузьмовской и Куломбинской интрузий, а также моронговской свиты (табл. 1). В случае сопоставления Куломбинской интрузии и других рассмотренных тел курейского и кузьмовского комплекса с моронговской–мокулаевской свитами формирование этих интрузивов также оказывается близким по времени к внедрению рудоносных интрузий Норильского района [Latyshev et al., 2020].

Поскольку Халильская интрузия характеризуется значимо различающимися палеомагнитными направлениями во всех трех сайтах, для сравнения со свитами Норильского района были использованы результаты только по сайту K3, где направление было рассчитано по большому числу образцов с достаточной точностью. Единственный вариант прямой корреляции ВГП этого сайта – это сопоставление полюса в стратиграфической системе координат с гудчихинской свитой

(рис. 6в, 6г, рис. 7). При этом следует учитывать, что формирование гудчихинской свиты происходило во время инверсии геомагнитного поля, и ее среднее палеомагнитное направление – результат осреднения данных по нескольким вулканическим пульсам и индивидуальным лавовым потокам, направления которых характеризуются значительным разбросом [Gurevitch et al., 2004; Pavlov et al., 2019]. В связи с этим корреляция Халильской интрузии с норильской туфо-лаваовой толщей представляется несколько менее обоснованной, чем для интрузий, рассмотренных ранее.

Средний виртуальный геомагнитный полюс, рассчитанный по интрузивным телам катангского комплекса прямой полярности (без учета “экскурсионных” направлений), при введении поправки на элементы залегания вмещающих пород также оказывается довольно близким к полюсу гудчихинской свиты (рис. 6в, 6г). Помимо высказанных выше соображений, необходимо заметить, что индивидуальные ВГП по сайтам катангского комплекса разбросаны достаточно широко ($A95_s = 14^\circ$ для среднего значения), а петрохимические характеристики катангского комплекса принципиально отличаются от гудчихинской свиты и скорее близки к свитам верхней части Норильской туфо-лаваовой толщи [Krivolutskaya et al., 2020b]. Учитывая эти обстоятельства, мы предпочитаем интерпретацию, что формирова-

ние катангского комплекса было распределенным по времени и охватывало сразу несколько этапов образования вулканогенного разреза. Косвенным подтверждением того, что внедрение катангских интрузий могло начаться в “переходном” интервале от обратной к прямой полярности, который охватывает нижние свиты норильского вулканогенного разреза [Heunemann et al., 2004; Pavlov et al., 2019], является наличие “экскурсионных” направлений в отдельных сайтах, упомянутых выше.

Таким образом, большинство полюсов, рассчитанных для исследуемых интрузивных тел, в географической системе координат значительно удалено от области ВГП вулканитов Норильского района, в то время как в стратиграфической системе координат они оказываются близки к некоторым свитам. Этот факт предоставляет нам дополнительное подтверждение того, что формирование интрузивных тел прямой полярности происходило до окончания региональных деформаций.

Наконец, средний ВГП для интрузий обратной полярности оказывается более чем на 30° удален от полюса единственной обратно намагниченной в норильском разрезе ивакинской свиты. Вкупе с нашей интерпретацией, что как минимум часть обратно намагниченных тел долины р. Кулюмбэ внедрились после основных региональных дислокаций, это указывает на сопоставление интрузий обратной полярности с далдыканским комплексом, представляющим заключительный этап магматизма. Заметим, что среди опробованных тел присутствуют интрузии, по петрохимическим характеристикам сходные с катангским комплексом, – сайты K5-K6, KUL-1, KUL-25 [Krivolutskaya et al., 2020b]. Это указывает на возможность формирования интрузивных тел катангского комплекса как в эпоху прямой полярности, синхронно с вулканической активностью, так и в последующую эпоху обратной полярности. Такая же продолжительность формирования интрузивных тел катангского комплекса была установлена нами ранее для центральной части Тунгусской синеклизы [Latyshev et al., 2018]. Таким образом, хотя время начала формирования катангского комплекса остается неопределенным, внедрение катангских интрузий продолжалось и после завершения основной фазы вулканизма, примерно синхронно с далдыканским комплексом в Норильском районе.

В заключение заметим, что интрузивный магматизм в долине р. Кулюмбэ в разное время локализовался на разных стратиграфических уровнях. Так, в каменноугольно-пермских отложениях тунгусской серии локализованы интрузивные тела прямой полярности (Кулюмбинская интрузия), тогда как в образованиях кембрия–ордови-

ка распространены исключительно обратно намагниченные интрузивы (рис. 1б). Только между ними, в силур-девонских отложениях, чередуются интрузии как прямой, так и обратной полярности, расположенные иногда в пределах сотен метров друг от друга. Впрочем, в последнем случае неоднократное проявление магматизма может быть связано с нахождением в зоне Имангдино-Летнинского разлома, обеспечивающего повышенную проницаемость верхних горизонтов коры.

ВЫВОДЫ

1. На основании детального анализа палеомагнитных данных по интрузивным телам долины р. Кулюмбэ мы предполагаем, что большая часть опробованных интрузий внедрилась до окончания региональных деформаций, которые произошли в начале раннего триаса на завершающих стадиях траппового магматизма. Исключения составляют силлы обратной полярности в районе устья р. Турука, после формирования которых значительных дислокаций не было.

2. Обратно намагниченные интрузии района р. Кулюмбэ, скорее всего, формировались после окончания главной фазы вулканической активности на Сибирской платформе, синхронно далдыканскому этапу магматизма в Норильском районе.

3. Формирование интрузивных тел долины р. Кулюмбэ происходило в течение достаточно длительного времени для осреднения вековых вариаций геомагнитного поля (10–100 тыс. лет) и охватывает по меньшей мере по одному интервалу обратной и прямой полярности на рубеже перми и триаса.

4. Силурийская интрузия (норильский тип) по возрасту может быть сопоставлена с мокулаевской–хараелахской свитами Норильского района (рис. 7в). Это указывает на близкое время формирования интрузивов норильского типа с сульфидной минерализацией в Норильском и Кулюмбинском районах.

5. Формирование Кулюмбинской интрузии, а также некоторых других тел, отнесенных к курейскому и кузьмовскому комплексам, скорее всего, отвечает моронговскому–мокулаевскому времени.

6. Формирование интрузивных тел катангского комплекса происходило в течение достаточно продолжительного времени синхронно основной фазе вулканизма на Сибирской платформе и, возможно, после его окончания. Таким образом, катангский комплекс не может быть напрямую сопоставлен ни с одной конкретной свитой Норильского района.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Д.В. Рудько, В.С. Чмереву за помощь в проведении полевых работ, П.С. Уляхиной и Д.В. Коршунову – за участие в лабораторных исследованиях, В.Э. Павлову – за участие в полевых работах и обработке палеомагнитных результатов, В.А. Радько – за полезное обсуждение результатов, а также двух рецензентов за ценные замечания и комментарии к статье.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке ООО “Норильскгеология” (договор НГ-130/18) и РФФИ (гранты №№ 18-35-20058, 18-05-70094 и 20-05-00573).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Альмухамедов А.И., Медведев А.А., Золотухин В.В.* Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. № 12(4). С. 339–353.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.* Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51(9). С. 1159–1187.
- Долгаль А.С.* Реализация некоторых идей академика В.Н. Страхова в практике интерпретации геопотенциальных полей. Академик В.Н. Страхов – геофизик и математик. 2012. М.: Наука. С. 55–78.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.* Базальты Сибирской платформы. 1986. Новосибирск: Наука. 255 с.
- Криволюцкая Н.А.* Эволюция траппового магматизма и Pt–Cu–Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК. 2013. 306 с.
- Крацов А.Г.* Тектоника междуречья Хантайка–Сигоявая. Геология Северо-Запада Сибирской платформы. Тр. НИИГА. 1967. Т. 133. С. 104.
- Латышев А.В., Веселовский Р.В., Иванов А.В., Фетисова А.М., Павлов В.Э.* Свидетельства кратких интенсивных пиков магматической активности на юге Сибирской платформы (Ангаро-Тасеевская впадина) на основании результатов палеомагнитных исследований // Физика Земли. 2013. № 6. С. 77–90.
- Михальцов Н.Э., Казанский А.Ю., Рябов В.В., Шевко А.А., Куприш О.В., Брагин В.Ю.* Палеомагнетизм траппов северо-западной части Сибирской платформы по результатам исследований керн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1595–1613.
- Малич Н.С.* Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. 1975. Недра. С. 216.
- Павлов В.Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Брусской площади. Отчет Брусской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50000 на Брусской площади и общих поисках на медно-никелевые руды за 1984–1988 гг. Листы R-143-В,Г; Q-45-9-Г; Q-45-10-А-в,г; -Б; -В,Г; Q-45-11-А,Б; -В,Г; Q-45-22-Б; Q-45-23-А,Б. ГСЭ КГУ Красноярск. 1988. ТГФ СФО, инв. № 25000.
- Павлов В.Э., Флутто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В.* Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // Физика Земли. № 5. 2011. С. 35–50.
- Никишин А.М., Соборнов К.О., Прокопьев А.В., Фролов С.В.* Тектоническая история Сибирской платформы в венде-фанерозе // Вест. Московского университета. Серия 4: Геология. 2010. № 1. С. 3–16.
- Рябов В.В., Шевко А.А., Гора М.П.* Магматические образования Норильского района. Петрология траппов. Т. 1. Новосибирск: изд-во “Нонпарель”. 2001. 407 с.
- Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Gerard M., Subbarao K.V.* Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B04101. <https://doi.org/10.1029/2006JB004635>
- Chenet A.L., Courtillot V., Fluteau F., Gerard M., Quidelleur X., Khadri S.F.R., Subbarao K.V., Thordarson T.* Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: 2. Constraints from analysis of eight new sections and synthesis for a 3500-m-thick composite section // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. B06103. <https://doi.org/10.1029/2008JB005644>
- Courtillot V.E., Renne P.R.* On the ages of flood basalt events // Geoscience. 2003. V. 335. P. 113–140.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter. V. 13. 1977. P. 260–267.
- Dunlop D.J.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. P. 1–22.
- Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. P. 16.
- Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Cambridge University Press. 2014. 653 p.
- Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Czamanske G.K., Hawkesworth C.J., Wooden J.L., Ebel D.S.* Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North-Central Siberia // Int. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 99–135.
- Fedorenko V., Czamanske G.* Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maymecha-Kotuy Area, Siberian flood-basalt province, Russia // Int. Geol. Rev. 1997. V. 39. P. 479–531.
- Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T., Budahn J., Siems D.* Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhansky Suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline-ultramafic flood-volcanic rocks // Int. Geol. Rev. 2000. V. 42(9). P. 769–804.
- Fisher R.* Dispersion on a sphere // Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences. 1953. V. 217(1130). P. 295–305.
- Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H.* Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic northwest

- central Siberian Trap Basalts // *Tectonophysics*. 2004. V. 379. P. 211–226.
- Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V.* Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 218. P. 197–213.
- Ivanov A.V., He H., Yan L., Ryabov V.V., Shevko A.Y., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V.* Siberian Traps large igneous province: evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // *Earth-Sci. Rev.* 2013. V. 122. P. 58–76.
- Kirschvink J.L.* The leastsquare line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718.
- Krivolutskaya N.A., Latyshev A.V., Dolgal A.S., Gongalsky B.I., Makarieva E.M., Makariev A.A., Svirskaya N.M., Bychkova Ya.V., Yakushev A.I., Asavin A.M.* Unique PGE–Cu–Ni Noril'sk Deposits, Siberian Trap Province: Magmatic and Tectonic Factors in Their Origin // *Minerals*. 2019. V. 9. № 66.
- Krivolutskaya N., Belyatsky B., Gongalsky B., Dolgal A., Lapkovsky A., Malitch K., Taskaev V., Svirskaya N.* Petrography and Geochemistry of Magmatic Rocks in the Northwestern Siberian Traps Province, Kulyumber River Valley. Part I: Rocks of the Khalil and Kaya Sites // *Minerals*. 2020a. V. 10. № 409.
<https://doi.org/10.3390/min10050409>
- Krivolutskaya N., Belyatsky B., Gongalsky B., Dolgal A., Lapkovsky A., Bayanova T.B.* Petrographical and geochemical characteristics of magmatic rocks in the northwestern Siberian traps province, Kulyumber river valley. part II: Rocks of the Kulyumber site // *Minerals*. 2020b. V. 10. № 415.
- Latyshev A.V., Krivolutsкая N.A., Ulyahina P.S., Bychkova Ya.V., Gongalsky B.I.* Intrusions of the Kulumbe river valley, NW Siberian traps province: paleomagnetism, magnetic fabric and geochemistry. Chapter 6 in: *Recent Advances in Rock Magnetism, Environmental Magnetism and Paleomagnetism*. Eds. D.K. Nurgaliev et al. Springer Geophysics. 2018. P. 67–82.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-90437-5_6
- Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V.* Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian Traps Large Igneous Province: evidence of contrasting styles of magmatism // *Tectonophysics*. 2018. V. 723. P. 41–55.
- Latyshev A.V., Rad'ko V.A., Veselovskiy R.V., Fetisova A.M., Pavlov V.E.* Correlation of the Permian-Triassic ore-bearing intrusions of the Noril'sk region with the volcanic sequence of the Siberian Traps based on the paleomagnetic data // *Economic Geology*. 2020a. V. 115(6). P. 1173–1193.
<https://doi.org/10.5382/econgeo.4746>
- Latyshev A., Fetisova A., Veselovskiy R.* Linking Siberian traps LIP emplacement and end-Permian mass extinction: Evidence from magnetic stratigraphy of the Maymecha-Kotuy volcanic section // *Geosciences*. 2020b. V. 10(295).
<https://doi.org/10.3390/geosciences10080295>
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W.* 1993 Remobilisation of the continental lithosphere by mantle plumes: major-/trace-element and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk district, Siberian Trap, Russia // *Contrib. Mineral Petrol.* 1993. V. 114(2). P. 171–188.
- Lind E., Kropotov S., Czamanske G., Gromme S., Fedorenko V.* Paleomagnetism of the Siberian flood basalts of the Noril'sk area: A constraint on eruption duration. *International Geology Review*. 1994.
<https://doi.org/10.1080/00206819409465508>
- Merrill R., McFadden P., McElhinny M.* *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. San Diego: Academic Press. 1996. 531 p.
- Moulin M., Courtillot V., Fluteau F., Valet J.-P.* The “van Zijl” Jurassic geomagnetic reversal revisited // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. V. 13. P. Q03010.
- Pavlov V.E., Gallet Y.* Upper Cambrian to Middle Ordovician magnetostratigraphy from the Kulumbe river section (north western Siberia) // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1998. V. 108. P. 49–59.
- Pavlov V., Courtillot V., Bazhenov M., Veselovsky R.* Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics*. V. 443. 2007. P. 72–92.
- Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V.* New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 276. № 3–4. P. 229–242.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.021>
- Pavlov V.E., Fluteau F., Latyshev A. V., Fetisova A.M., Elkins-Tanton L.T., Black B.A., Burgess S.D., Veselovskiy R.V.* Geomagnetic Secular Variations at the Permian-Triassic Boundary and Pulsed Magmatism During Eruption of the Siberian Traps // *Geochemistry. Geophys. Geosystems*. 2019. V. 20.
<https://doi.org/10.1029/2018GC007950>
- Sobolev S.V., Sobolev A.V., Kuzmin D.V., Krivolutsкая N.A., Petrulin A.G., Arndt N.T., Rad'ko V.A., Vasil'yev Y.R.* Linking mantle plumes, large igneous provinces, and environmental catastrophes // *Nature*. 2011. V. 477(7364). P. 312–316.
- Tauxe L., Banerjee S.K., Butler R.F., Van der Voo R.* *Essentials of Paleomagnetism*. 4th Web Edition. 2016.
- Watson G., Enkin R.* The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2135–2137.
- Wignall P.B.* Large igneous provinces and mass extinctions // *Earth-Science Reviews*. 2001. V. 53. P. 1–33.
- Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M., King B.-S.W., Knight R.J., Siems D.F.* Isotopic and trace element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 3677–3704.
- Xu Y., Yang Z., Tong Y.-B., Jing X.* Paleomagnetic secular variation constraints on the rapid eruption of the Emeishan continental flood basalts in southwestern China and northern Vietnam // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. V. 123. P. 2597–2617.
- Zijderveld J.D.A.* A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in paleomagnetism* / Eds. D.W. Collinson, K.M. Creer. Amsterdam: Elsevier. 1967. P. 254–286.

Paleomagnetism of the Permian-Triassic Trap Intrusions from the Kulumbe River Valley, Northwestern Siberian Platform

A. V. Latyshev^{a, b, *}, A. A. Lapkovskii^c, R. V. Veselovskiy^{a, b},
A. M. Fetisova^{a, b}, and N. A. Krivolutskaya^d

^aFaculty of Geology, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

^bSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

^cООО Norilskgeologiya, St. Petersburg, 195220 Russia

^dInstitute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: anton.latyshev@gmail.com

The Kulumbe River area has a structurally transitional position in the Siberian trap province due to being located in the junction zone of the Norilsk region and Tunguska syncline. The Kulumbe river valley combines characteristic igneous formations of both regions; however, the formation sequence of the intrusive complexes and their correlation with the volcanics are still unclear. This paper presents new paleomagnetic data on the intrusive bodies of the Kulumbe river valley. It is shown that intrusive magmatism in the region continued for a long time spanning at least one interval of reversed and one interval of normal polarity. Based on the comparison of virtual geomagnetic poles, the Silurian intrusion (Norilsk complex) containing sulfide mineralization can be correlated to the Mokulaeva–Kharaelakh formations and close to the formation time of the ore-bearing intrusions of the Norilsk region. The formation of the Kulumbe intrusion (Kureikan complex) and some other bodies of the Kureikan and Kuzmovka complexes is most likely to correspond to the Morongo–Mokulai age and is also close to the formation time of the ore-bearing intrusions. The reversely magnetized intrusive bodies of the Kulumbe River valley were formed after the completion of the main volcanic phase and are approximately synchronous with the Daldykan complex in the Norilsk region. The formation of the intrusions of the Katanga complex, just as in the central part of the Tunguska syncline, spans a long period of time and cannot be correlated to any particular formation. Finally, based on the detailed analysis of the paleomagnetic data we hypothesize that most of the intrusions of the Kulumbe River valley (except for part of the reversely magnetized bodies) have been formed before the end of the main regional deformations which roughly coincides with the termination of trap magmatism.

Keywords: paleomagnetism, Siberian trap province, intrusions, Permian, Triassic

УДК 550.384

АРХЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБОЖЖЕННЫХ КИРПИЧЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ: НОВЫЕ ДАННЫЕ

© 2021 г. Н. В. Сальная^{1, 2, *}, Д. Д. Елшин^{3, **}

¹Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

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

³Государственный Эрмитаж, г. Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: natalia.salnaia@gmail.com

**E-mail: denis.jolshin@gmail.com

Поступила в редакцию 31.05.2020 г.

После доработки 11.11.2020 г.

Принята к публикации 03.12.2020 г.

Восстановление эволюции геомагнитного поля Европейской части России остается крайне трудной задачей из-за все еще малого количества данных, отвечающих современным критериям качества. В работе представлены результаты археоманитных исследований пяти групп фрагментов обожженных кирпичей, отобранных в Ярославской области из архитектурных памятников XVIII–XIX вв. Определения палеонапряженности были выполнены по методу Триакс, предусматривающему проведение серии непрерывных высокотемпературных измерений. Определения палеонапряженности, отвечающие современным критериям качества, получены по 71 образцу из 19 фрагментов пяти археоманитных групп. В работе приведены результаты сопоставления полученных данных по палеонапряженности с имеющимися определениями по Европейской части России и различными региональными опорными кривыми по Западной и Восточной Европе.

Ключевые слова: археоманитизм, эволюция геомагнитного поля, палеонапряженность, метод Триакс.

DOI: 10.31857/S0002333721030108

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большое внимание уделяется изучению геомагнитного поля исторического периода [Gomez-Raccard et al., 2008; Kovacheva et al., 2014; Genevey et al., 2016; Начасова и др., 2018; Pilipenko et al., 2018; и др.]. Однако многие регионы все еще остаются малоизученными, что создает значительные трудности для реконструкции геомагнитного поля как в планетарном, так и в региональном масштабе.

Восстановление эволюции геомагнитного поля создает предпосылки для выявления пространственно-временных изменений геомагнитного поля путем сравнения данных по различным территориям и позволяет использовать наши знания о геомагнитном поле в качестве инструмента для датирования обожженных археологических находок.

Европейская часть России является перспективным регионом для выполнения археоманитных исследований, поскольку здесь имеется значительное количество архитектурных и археологических памятников разных возрастных эпох, детально изученных с точки зрения археологии.

На настоящий момент для территории России имеется более 200 определений палеонапряженности, приуроченных к историческому периоду времени, большинство из которых получено по территории Европейской части России для эпохи неолита [Начасова и др., 2016; 2018; Pilipenko et al., 2018] и второй половины второго тысячелетия [Начасова, 1970; Бураков, Начасова, 1970; Начасова и др., 2016; Kosareva et al., 2020]. Ряд определений палеонапряженности получен для Сибири [Бураков и др., 2000; Начасова и др., 2015] и Камчатки [Латышев и др., 2017]. Однако, несмотря на довольно большое число имеющихся археоманитных определений, значительные интервалы времени и регионы остаются недостаточно хорошо охарактеризованными в археоманитном отношении и требуют дальнейшего изучения.

В течение последних нескольких лет нами ведутся исследования, направленные на заполнение существующих лакун археоманитной записи, путем изучения хорошо датированных объектов и детальной реконструкции эволюции геомагнитного поля по территории Европейской части России. Данная работа направлена на уточнение поведения древнего геомагнитного поля во втором ты-

Таблица 1. Определения напряженности геомагнитного поля по Ярославской коллекции обожженных глиняных фрагментов

Группа фрагментов	φ , с.ш.	λ , в.д.	Архитектурный памятник	Датировка, г.	$N(n)$	$H_{др\text{ ср}} \pm \sigma H_{др}$, мкТл	ВАДМ $\pm \sigma$ ВАДМ ($\times 10^{22}$ Ам ²)
NIK01	57.9112	38.2940	Никольская церковь в с. Никольском	1764–1776	3(11)	47.5 \pm 0.5	7 \pm 0.1
NEK01	57.9123	37.9956	Троицкая церковь в с. Старый Некоуз	1790	3(11)	48.2 \pm 2.0	7 \pm 0.3
VER01	58.1190	38.2057	Покровская церковь в с. Веретея	1789–1792	4(16)	48.5 \pm 1.4	7.1 \pm 0.2
DMIT01	57.9696	38.0482	Крестовоздвиженская церковь в с. Дмитриевском	1808	4(15)	48 \pm 0.5	7 \pm 0.1
GEOR01	57.2923	38.8869	Георгиевская церковь в с. Георгиевском на р. Лехте	1838	5(18)	47.6 \pm 0.7	7 \pm 0.1

Примечания: Группа фрагментов – краткое название отобранных групп фрагментов; φ , с.ш., λ , в.д. – широта и долгота места отбора групп фрагментов; архитектурный памятник – полное наименование памятников; датировка групп фрагментов, г. н. э.; $N(n)$ – количество фрагментов (образцов); $H_{др\text{ ср}} \pm \sigma H_{др}$ (мкТл) – среднее значение напряженности геомагнитного поля на уровне группы фрагментов в мкТл \pm стандартное отклонение в мкТл; ВАДМ $\pm \sigma$ ВАДМ ($\times 10^{22}$ Ам²) – значения виртуального аксиального дипольного момента, рассчитанные по определениям палеонапряженности, в Ам² \pm стандартное отклонение в Ам², при расчете использовалась средняя широта объектов – 57.8° с.ш.

сячелетии нашей эры и сравнительного анализа с европейскими региональными опорными кривыми с целью оценки вклада недипольных составляющих в главное геомагнитное поле на территории Европы.

АРХЕОМАГНИТНАЯ КОЛЛЕКЦИЯ

Для получения качественных результатов палеонапряженности исторического периода времени крайне важным фактором является выбор объектов исследований – архитектурных или археологических памятников. В первую очередь, архитектурные памятники должны иметь точные датировки, подтвержденные историческими, археологическими или иными источниками. Во-вторых, памятники должны быть минимально затронуты перестройками и реставрационными работами.

Одним из благоприятных районов для выполнения археомагнитных исследований для XVIII–XIX вв. оказалась Ярославская область, на территории которой сохраняется множество недействующих приходских или усадебных церквей, построенных в XVIII–XIX вв. [Стерлина и др., 2016], отвечающих вышеприведенным условиям.

В ходе полевых работ на северо-западе области была отобрана коллекция из руинированных первоначальных кладок основных зданий храмов Некоузского и Борисоглебского районов Ярославской области, состоящая из пяти археомагнитных групп фрагментов обожженных кирпичей (каждая группа была представлена 7–12 фрагментами). Время постройки храмов уточнялось по опубликованным сведениям и архивным документам [Краткие сведения..., 1908; РГИА. Ф. 799. Оп. 33. Д. 2389, 2413]. Возраст храмов (см. табл. 1), из материалов которых осуществлялся отбор археомаг-

нитных групп, соответствует датировке их архитектурных типов и стилям архитектурного декора: провинциальному варианту барокко – Никольская церковь в с. Никольском (группа NIK01), раннему периоду классицизма – Покровская церковь в с. Веретея (VER01) и Троицкая церковь в с. Старый Некоуз (NEK01). К позднему классицизму относятся Крестовоздвиженская церковь в с. Дмитриевском (DMIT01) и Георгиевская церковь в с. Георгиевском на р. Лехте (GEOR01). Размеры кирпичей рассматриваемых памятников практически не имеют существенных отличий, основной формат (26–28 \times 13 \times 7–8 см) характерен для данного периода, за исключением кирпичей церкви Покрова Пресвятой Богородицы в с. Веретея (группа VER01), где они имеют несколько большую, в среднем на 2–3 см, длину.

МЕТОДИКА АРХЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Магнито-минералогические эксперименты играют важную роль в археомагнитных исследованиях для оценки стабильности магнитных минералов образцов к нагревам и доменной структуре зерен магнитных минералов. Результаты компонентного анализа естественной остаточной намагниченности и магнито-минералогических исследований позволяют определять магнитные минералы, являющиеся носителями естественной остаточной намагниченности.

Стабильность магнитных минералов служит критерием отбраковки фрагментов и групп, поскольку изменение магнитных минералов при нагреве до высоких температур делает невозможным их исследование “нагревными” методами определения палеонапряженности, предусматривающими создание термоостаточной намагни-

ченности. Тип доменной структуры магнитных зерен также служит критерием для выбора пригодных фрагментов для определения палеонапряженности. Фрагменты, содержащие преимущественно многодоменные зерна, не подходят для определения напряженности с помощью методов типа Телье [Shcherbakov, Shcherbakova, 2001]. Определение магнитных минералов в археоманитных исследованиях необходимо для выбора оптимального температурного интервала в экспериментах по определению палеонапряженности.

В работе был выполнен комплекс магнито-минералогических исследований, включающий термомагнитный анализ магнитной восприимчивости $K_m(T)$, эксперименты Лаури [Lowrie, 1990], исследование кривых изотермической остаточной намагниченности и петель гистерезиса при различных температурах.

Измерения $K_m(T)$ проводились с помощью каппа-моста MFK-1 с приставкой CS-3 (AGICO, Чехия) на воздухе. Для разделения высококоэрцитивных и низкокоэрцитивных минералов по температурам деблокирования на всех фрагментах коллекции был выполнен эксперимент Лаури [Lowrie, 1990]. Образцы объемом 1 см^3 предварительно намагничивались с использованием импульсного намагничивающего устройства (Impulse Magnetizer, ACS scientific, США) в полях 1.2, 0.4, 0.2 Тл в трех перпендикулярных направлениях, и затем проводилось ступенчатое терморазмагничивание созданной остаточной намагниченности с использованием немагнитной печи MMTD80 (Magnetic Measurements Ltd., Великобритания). Измерения остаточной намагниченности выполнялись с помощью спин-магнитометра JR-6 (AGICO, Чехия).

Определение палеонапряженности осуществлялось по методу Триакс [Le Goff, Gallet, 2004], сочетающему в себе высокотемпературную версию метода Телье [Thellier, Thellier, 1959] и метод Вильсона–Буракова [Wilson, 1961; Бураков, 1973]. Эксперименты по определению палеонапряженности методом Триакс состоят из пяти этапов высокотемпературных измерений:

1. Размагничивание *ЕОН* (естественной остаточной намагниченности) в нулевом поле от комнатной температуры (T_0) до заданной температуры T_2 ;

2–3. Охлаждение образца в нулевом поле до заданной температуры $T_1 \geq T_0$ и последующий нагрев в нулевом поле до температуры T_2 ; на этом этапе фиксируются изменения той части намагниченности, которая остается заблокированной после прогрева образцов до температуры T_2 на этапе 1.

4. Охлаждение образца от температуры T_2 до температуры T_1 в известном лабораторном поле и

создание лабораторной, в общем случае, парциальной термоостаточной намагниченности (*пТОН*). На этой стадии поле задается автоматически в направлении *ЕОН*, рассчитанном на 50° температурном интервале до T_2 . Если угол отклонения между *ЕОН* и лабораторной *пТОН* – γ – превышал 4° , образец вновь нагревался и направление намагничивающего поля корректировалось на угол “ $-\gamma$ ” [Le Goff, Gallet, 2004].

5. Размагничивание *пТОН*, созданной в интервале от T_1 до T_2 .

После завершения пятого этапа, образец охлаждался до комнатной температуры.

Определение палеонапряженности осуществлялось исходя из значений намагниченности, получаемых с шагом в 5° на первом, третьем и пятом этапах эксперимента. Величина палеонапряженности оценивалась с помощью параметра $H_{др(i)}$, который рассчитывается как произведение напряженности лабораторного поля на отношение доли *ЕОН* к *пТОН*, деблокированных в интервале от T_1 до T_i . В расчетах также учитывается доля заблокированной *ЕОН*, получаемой на этапе 3, а именно, из значений *ЕОН* и *пТОН*, измеренных при каждой температуре всего интервала измерений, вычитаются значения, полученные на этапе 3.

Определение палеонапряженности по одному образцу рассчитывается как среднее арифметическое значений $H_{др(i)}$, вычисленных в пределах температур $T_1^* - T_2$, находящихся внутри интервала измерений $T_1 - T_2$.

Критерии качества получаемых данных палеонапряженности аналогичны применяемым в работах [Le Goff, Gallet, 2004; Gallet, Le Goff, 2006]. Основные из них это: однокомпонентный состав *ЕОН* в интервале определения палеонапряженности; прямолинейность графика $H_{др(i)}(T)$, оцениваемая с помощью количественного параметра S [Le Goff, Gallet, 2004]; доля деблокированной части *ЕОН* в интервале $T_1^* - T_2$ должна составлять более 50% от температуры T_1 [Gallet, Le Goff, 2006]. Для определений, полученных на уровне фрагментов и групп фрагментов, стандартное отклонение от среднего не должно превышать 5%. Необходимо отметить, что метод Триакс предусматривает создание *пТОН* в направлении разрушенной *ЕОН*, поэтому корректировки получаемых данных за анизотропию *пТОН* не требуется. Также в работе проводилась оценка зависимости *пТОН* от скорости ее создания (“cooling rate effect”) посредством сравнения определенных палеонапряженности, получаемых из экспериментов с различной скоростью создания термоостаточной намагниченности (25 и $5^\circ\text{C}/\text{мин}$).

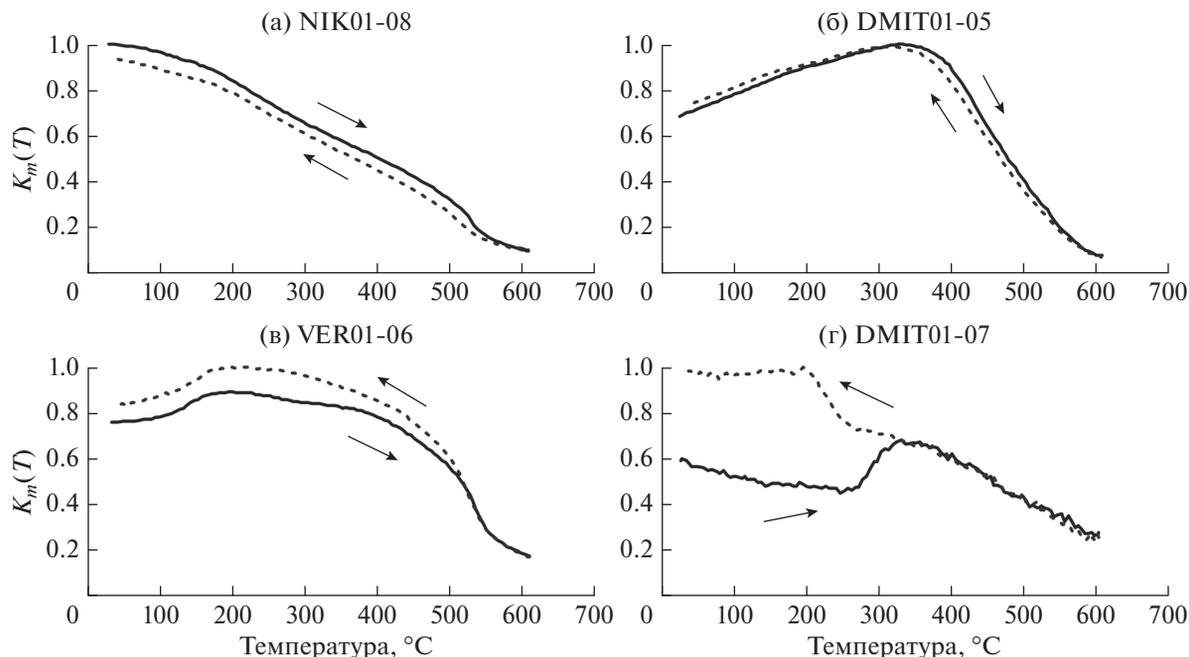


Рис. 1. Результаты термомагнитного анализа $K_m(T)$ при нагреве (сплошная кривая) и охлаждении (пунктирная кривая): (а), (б), (в) – примеры фрагментов, показавших стабильность K_m в ходе термомагнитного анализа и пригодных для экспериментов по определению палеонапряженности; (г) – пример отбракованного фрагмента.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И АРХЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Предварительно, для всех фрагментов кирпичей была исследована стабильность их магнитных свойств к нагревам до высоких температур. Эта характеристика служит одним из критериев для оценки возможности использования фрагментов и коллекций для проведения экспериментов по определению напряженности.

Температурная зависимость $K_m(T)$ определялась на порошкообразных образцах, изготовленных из каждого фрагмента. Нагрев производился до $+520...+600^\circ\text{C}$, т.е. выше максимальной температуры интервала определения палеонапряженности (T_2) (рис.1). Критерием отбраковки образцов, непригодных для дальнейших исследований, считалось расхождение значений K_m , измеренных в ходе нагрева и охлаждения, более чем на 10%. В результате этих экспериментов отобрано 52 фрагмента для проведения дальнейших исследований (рис. 1г) из 55 исследованных. Однако только по 19 из них были получены определения палеонапряженности, удовлетворяющие критериям метода Триакс [Le Goff, Gallet, 2004; Gallet, Le Goff, 2006; Salnaia et al., 2017]. Результаты магнито-минералогических исследований по этим фрагментам приведены ниже.

По результатам экспериментов Лаури [Lowrie, 1990] все изученные фрагменты могут быть разде-

лены на три магнито-минералогические группы (рис. 2). К первой группе (5%) относятся фрагменты, где основным магнитным минералом является низкокоэрцитивный минерал с температурой деблокирования $\sim 540^\circ\text{C}$, предположительно, магнетит с низким содержанием Ti. Для фрагментов этой группы характерны кривые нормального намагничивания, достигающие насыщения в малых полях, гистерезисные петли аналогичны таковым для минералов титаномагнетитового ряда (рис. 2а, 2г, 2ж)

Вторая группа (63%) представлена фрагментами, где наряду с низкокоэрцитивным минералом, выделенным в первой группе, присутствует высококоэрцитивный минерал с низкими температурами деблокирования $+150...+200^\circ\text{C}$ (high coercitivity low temperature – HCLT), являющийся, вероятно, $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$, как показано в работах, включающих результаты исследований, в том числе выборочной части образцов Ярославской коллекции [Kosterov et al., 2021]. Важно отметить, что HCLT – $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$ минерал, довольно распространен в археологических материалах [McIntosh et al., 2011; Lopez-Sánchez et al., 2017]. Однако на результаты определения палеонапряженности наличие HCLT – $\epsilon\text{-Fe}_2\text{O}_3$ минерала зачастую не оказывает существенного влияния, поскольку его температуры деблокирования близки (или ниже) начальных температур (T_1^*) интервала определения палеонапряженности.

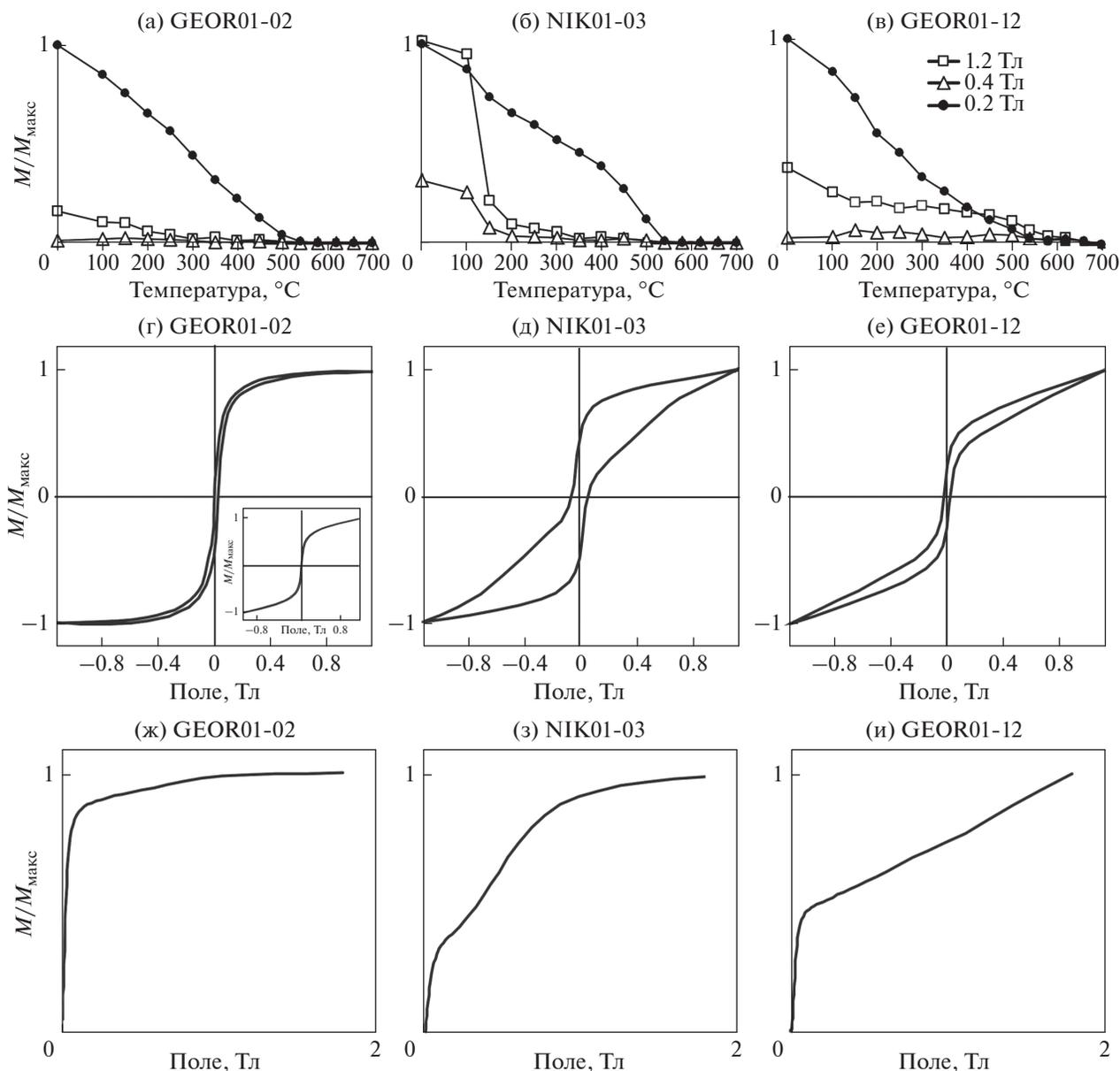


Рис. 2. Экспериментальные результаты для трех различных магнито-минералогических групп (пояснения в тексте): (а), (б), (в) – результаты эксперимента Лаури [Lowrie, 1990] – кривые ступенчатого размагничивания изотермической остаточной намагниченности, созданной по трем осям в различных полях (в условном обозначении указаны поля для создания изотермической остаточной намагниченности); (г), (д), (е) – петли гистерезиса ((г) – петля гистерезиса с учетом парамагнитной составляющей); (д), (е) и вставка (r^*) – петли гистерезиса без коррекции за парамагнитную составляющую; (ж), (з), (и) – кривые изотермической остаточной намагниченности.

Для фрагментов, относящихся к третьей группе (32% всех фрагментов), наряду с магнитными минералами, выявленными во второй группе (НСЛТ и минералов титаномагнетитового ряда), характерно наличие высококоэрцитивного минерала с высокими температурами деблокирования +660...+700°C, предположительно гематита (рис. 2в).

Для фрагментов второй и третьей группы по результатам изучения петель гистерезиса наблю-

дается их перетяжка в малых полях (рис 2д, 2е), что свидетельствует о наличии высококоэрцитивных магнитных минералов. Результаты нормального намагничивания для таких фрагментов свидетельствуют о наличии как минимум двух минералов – низкокоэрцитивного и более высококоэрцитивного, достигающего насыщения (рис. 2з) или нет (рис. 2и) в поле до 1 Тл.

Сложный магнито-минералогический состав фрагментов коллекций не позволяет оценить до-

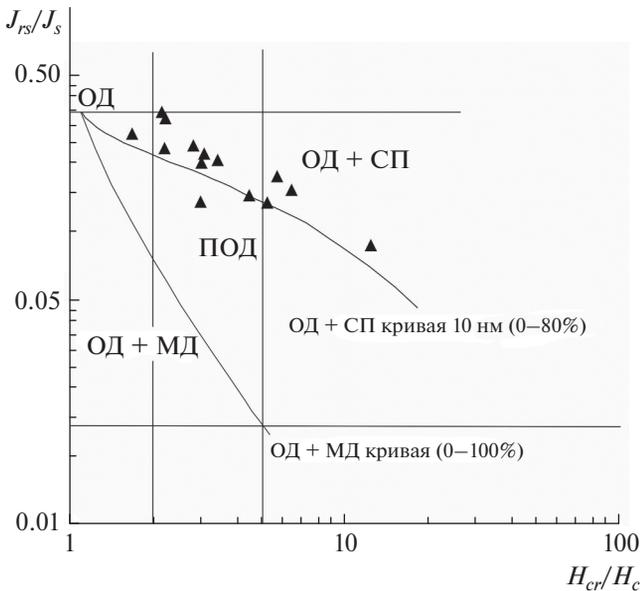


Рис. 3. Диаграмма Дэй–Данлопа для образцов I и II магнито-минералогических групп, параметры J_{rs} , J_s и H_{cr} , H_c определены при 250°C .

менную структуру магнитных зерен минерала, предположительно являющегося магнетитом с низким содержанием Ti при использовании диаграммы Дэй [Day et al., 1977] и ее модифицированной версии [Dunlop, 2002] для фрагментов второй магнито-минералогической группы в силу наличия высококоэрцитивного магнитного минерала с низкими температурами Кюри (T_K). Возможным решением проблемы является измерение и определение гистерезисных параметров при повышенных температурах. Гистерезисные параметры, измеренные при температуре 250°C и нанесенные на диаграмму Дэй–Данлопа, попадают в область псевдооднодоменных с присутствием суперпарамагнитных частиц (рис. 3) [Day et al., 1977; Dunlop, 2002].

Фрагменты третьей группы не исследовались, ввиду отсутствия в них высококоэрцитивных минералов, T_K которых превышают T_K магнетита с низким содержанием Ti, и, следовательно, для них нельзя оценить доменную структуру магнитных зерен с помощью диаграммы Дэй–Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Эксперименты по определению палеонапряженности проводились в температурном интервале $+150\dots+490^\circ\text{C}$ с использованием двух скоростей создания лабораторной $nTOH$ – 25 и $2^\circ\text{C}/\text{мин}$ в лабораторном поле 50 мкТл.

Определения палеонапряженности, отвечающие критериям метода Триакс [Le Goff, Gallet, 2004; Gallet, Le Goff, 2006], получены по 71 образцу, относящемуся к 19 фрагментам из исследованных 129 образцов из 34 фрагментов. Большинство результатов отсеяно из-за вогнутости кривых $H_{dr}(T_i)$, а также вследствие наклона кривой $H_{dr}(T_i)$ – фактора S более 10% (например, рис. 4в).

В процессе эксперимента для всех образцов отмечается сходство кривых размагничивания EOH и созданной $nTOH$ (рис. 4), что является косвенным доказательством термомагнитной природы естественной остаточной намагниченности образцов. По диаграммам Зийдверельда [Zijderveld, 1967] в температурном интервале определения палеонапряженности $175\text{--}220\dots450\text{--}490^\circ\text{C}$ выделяется одна – характеристическая – компонента EOH , идущая в начало координат (см. примеры на рис. 4), что также является необходимым условием для получения качественных определений палеонапряженности. Доля деблокированной EOH в интервале определения палеонапряженности при расчете от начальной температуры этого интервала составила от 63 до 92% (табл. 2) и превышает необходимый порог в 50% [Gallet, Le Goff, 2006].

Средние значения на уровне фрагментов были вычислены по результатам исследования трех–пяти образцов–дублей из одного фрагмента. В свою очередь средние значения на уровне группы фрагментов были определены по трем–семи фрагментам. Таким образом, значения палеонапряженности по группам фрагментов вычислялись на основе $11\text{--}18$ индивидуальных определений по образцам (табл. 2).

Стандартное отклонение (σ) определений палеонапряженности, вычисленных на уровне фрагментов, не превышает 1.3 мкТл (или 3.7%) от среднего (табл. 2). На уровне группы фрагментов минимальное σH_{dr} составляет от ± 0.5 мкТл ($\sim 1\%$, группы NIK01 и DMIT01), максимальное значение отмечено для группы NEK01 – ± 2.0 мкТл ($\pm 4.1\%$) (табл. 1).

Средние значения, полученные из экспериментов с использованием двух различных скоростей – 25 и $2^\circ\text{C}/\text{мин}$ при создании $nTOH$, близки по величине, при этом соответствующие стандартные отклонения от среднего составляют $0.3\text{--}1.8\%$, иными словами, значения статистически не различаются (табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты проведенных магнито-минералогических и археоманитных исследований позволили предположить, что основным магнитным минералом – носителем EOH – является низкокоэрцитивный минерал с температурами дебло-

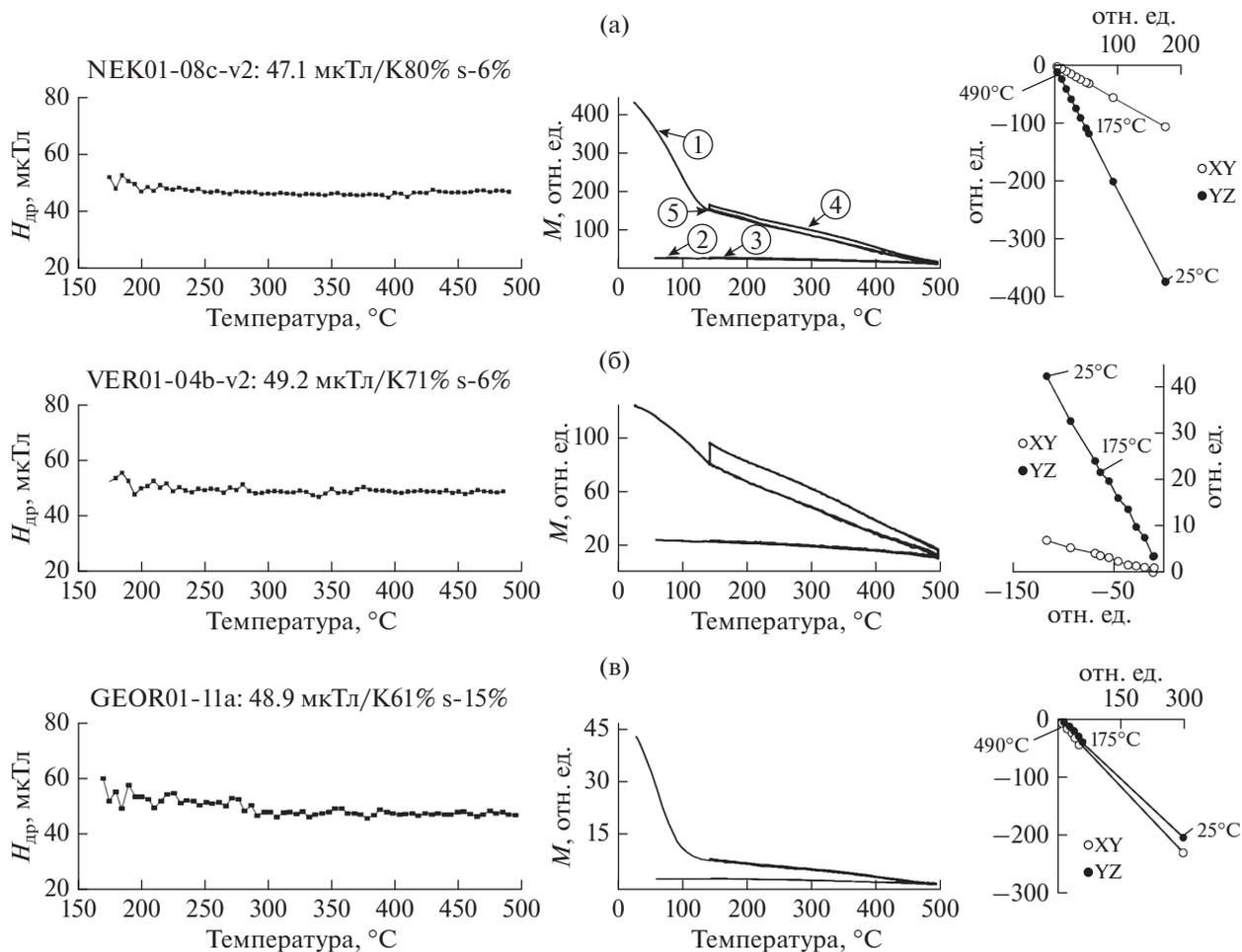


Рис. 4. Примеры получаемых данных по методу Триакс слева направо: график напряженности $H_{др(i)}$ от температуры, график размагничивания EOH от температуры, где на (а) обозначены шаги эксперимента (см. текст), диаграмма Зийдервельда [Zijderveld, 1967] в системе координат образца, (в) – пример результата, не соответствующего критериям метода Триакс [Le Goff, Gallet, 2006].

кирования $\sim 540^\circ\text{C}$, вероятно являющийся магнетитом с низким содержанием Ti . Однако более детальные магнито-минералогические исследования, проведенные на выборочных образцах Ярославской коллекции, предполагают наличие в образцах минерала, близкого к маггемиту, частично замещенному Ti , Mn и/или Al [Kosterov et al., 2021].

По пяти группам фрагментов обожженных кирпичей, точно датированных в пределах 1764–1838 гг., получены средние значения палеонапряженности, имеющие близкие значения от 47.2 ± 0.7 до 48.5 ± 1.4 мкТл. Этот результат указывает на то, что напряженность геомагнитного поля на протяжении рассматриваемого времени значительно не изменилась.

В течение последних нескольких лет на территории Европейской части России по объектам, расположенным не далее чем в 730 км от Москвы, получено 17 новых определений палеонапряженности для периода XII–XIX вв. [Salnaia et al., 2017,

Сальная и др., 2017; Kosareva et al., 2020; данная работа]. В совокупности, эти данные свидетельствуют о тенденции уменьшения виртуального аксиального дипольного момента (ВАДМ) без резких максимумов и минимумов с 9.6×10^{22} по 8.5×10^{22} Ам² во временном интервале XII–XVI вв. нашей эры и о его несущественных изменениях с 7.4×10^{22} по 6.9×10^{22} Ам² с начала XVIII в. по первую треть XIX в.

Как отмечалось выше, довольно большой объем археоманитных исследований на территории Европейской части России был выполнен в 70-х гг. прошлого столетия [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970].

Сводка определений из работ [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970] приведена в археоманитной базе данных GEOMAGIA [Brown et al., 2015]. Стоит отметить, что в первоисточнике, где описаны результаты измерений по памятникам

Таблица 2. Определения палеонапряженности на уровне образцов и фрагментов

<i>N</i>	<i>n</i>	$T_{\text{мин}} - T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$	$H_{\text{лаб}}$	Скорость создания $n\text{ТОН}, ^\circ\text{C}/\text{мин}$	$E\text{ОН}$ дебл от $T_{\text{мин}}, \%$	$S, \%$	$H_{\text{др}}, \text{мкТл}$	$H_{\text{др. фр}} \pm \sigma H,$ мкТл
НИК01, Ярославская область, Церковь Николая Чудотворца, 1764 г. (9/6/3)*								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
НИК01-02	a	175–485	50	25	72	–9	47.4	47.8 ± 0.6
	d	175–490	50	25	73	–6	48.2	
	b-v2	175–490	50	2	72	–8	48.3	
	c-v2	180–475	50	2	68	–6	47.2	
НИК01-03	d	175–490	50	25	70	–10	46.8	46.9 ± 0.1
	b-v2	175–490	50	2	70	–8	47.0	
	c-v2	190–485	50	2	67	–8	47.0	
НИК01-08	a	175–485	50	25	77	5	47.5	47.7 ± 0.1
	d	175–490	50	25	76	5	47.7	
	b-v2	175–480	50	2	76	–2	47.7	
	c-v2	175–480	50	2	78	–2	47.8	
НЕК01, Ярославская область, Церковь Святой Троицы Живоначальной, 1790 г., (9/8/3)								
НЕК01-02	a	175–490	50	25	81	2	51.9	50.5 ± 1.1
	d	180–475	50	25	77	4	50.1	
	b-v2	180–475	50	2	78	–2	50.8	
	c-v2	180–475	50	2	80	3	49.3	
НЕК01-03	a	175–490	50	25	84	3	46.4	47.0 ± 1.3
	c	175–475	50	25	69	1	47.1	
	b-v2	180–475	50	2	79	5	45.8	
	d-v2	175–465	50	2	77	–7	48.8	
НЕК01-08	a	175–490	50	25	79	–6	47.1	47.2 ± 0.2
	b-v2	175–485	50	2	81	–6	47.5	
	c-v2	175–490	50	2	80	–6	47.1	
VER01, Ярославская область, Церковь Покрова Пресвятой Богородицы, 1792–1793 н. э., (16/9/4)								
VER01-04	a	175–490	50	25	70	–3	49.4	48.9 ± 0.4
	e	190–475	50	25	68	–2	48.5	
	b-v2	175–485	50	2	71	–6	49.2	
	c-v2	175–490	50	2	69	–5	48.4	
	d-v2	185–475	50	2	66	–3	48.9	
VER01-06	a	185–480	50	25	76	0	48.3	47.0 ± 1.0
	b-v2	185–480	50	2	80	–7	46.5	
	c-v2	185–475	50	2	79	–9	47.1	
	d-v2	185–485	50	2	80	–4	46.0	
VER01-08	a	175–485	50	25	82	1	50.5	50.2 ± 0.8
	d	175–490	50	25	82	0	50.9	
	b-v2	175–485	50	2	81	–3	50.4	
	c-v2	175–490	50	2	80	2	49.1	
VER01-16	a	175–490	50	25	83	0	48.9	48 ± 0.8
	b-v2	175–485	50	2	82	0	47.6	
	c-v2	175–490	50	2	83	1	47.4	

Таблица 2. Продолжение

<i>N</i>	<i>n</i>	$T_{\text{мин}} - T_{\text{макс}}, ^\circ\text{C}$	$H_{\text{лаб}}$	Скорость создания $nTOH, ^\circ\text{C}/\text{мин}$	EON дебл от $T_{\text{мин}}, \%$	$S, \%$	$H_{\text{др}}, \text{мкТл}$	$H_{\text{др. фр}} \pm \sigma H, \text{мкТл}$
DMIT01, Ярославская область, Церковь Воздвижения Креста Господня, 1808 н. э., (9/6/4)								
DMIT01-04	a	190–480	50	25	65	–1	48.4	48.8 ± 0.7
	b	195–480	50	25	65	3	49.0	
	c-v2	175–480	50	2	67	–3	49.7	
	d-v2	200–480	50	2	65	–2	48.0	
DMIT01-05	a	195–490	50	25	71	3	46.8	47.7 ± 0.6
	b	190–480	50	25	74	–2	48.2	
	c-v2	200–480	50	2	72	–3	47.7	
	d-v2	190–485	50	2	75	–1	48.0	
DMIT01-06	b	175–490	50	25	83	0	46.9	47.9 ± 1.0
	c-v2	175–480	50	2	82	–4	48.0	
	d-v2	175–480	50	2	83	–8	48.9	
DMIT01-08	a	175–490	50	25	75	–4	47.3	47.8 ± 0.8
	b	190–490	50	25	72	–5	47.1	
	c-v2	175–480	50	2	73	–6	48.8	
	d-v2	200–480	50	2	70	–6	47.8	
GEOR01, Ярославская область, Церковь Георгия Победоносца, 1838 н. э., (12/10/4)								
GEOR01-02	a	175–480	50	25	92	4	46.5	47.4 ± 1
	b	175–455	50	25	76	–4	48.4	
	c-v2	175–475	50	2	85	–3	47.2	
GEOR01-04	a	175–480	50	25	80	–2	46.7	46.7 ± 0.8
	c	185–475	50	25	70	5	47.8	
	d-v2	175–475	50	2	73	1	46.0	
	e-v2	175–475	50	2	70	2	46.4	
GEOR01-06	a	175–475	50	25	82	0	48.1	47.7 ± 0.6
	c	175–490	50	25	83	3	48.3	
	b-v2	175–475	50	2	77	–4	47.4	
	d-v2	175–490	50	2	84	–1	47.1	
GEOR01-08	a	175–480	50	25	80	2	47.4	48.1 ± 0.7
	b	170–450	50	25	76	–1	48.7	
	c-v2	170–465	50	2	79	2	48.3	
GEOR01-12	a	195–480	50	25	82	–4	48.8	48.1 ± 0.9
	b	175–455	50	25	63	–5	47.4	
	c-v2	180–475	50	2	65	–5	48.9	
	e-v2	220–475	50	2	78	–6	47.1	

Примечания: (1) *N* – название фрагмента группы; (2) *n* – название образца; (3) $T_{\text{мин}} - T_{\text{макс}}$ ($^\circ\text{C}$) – температурный интервал определения палеонапряженности; (4) $H_{\text{лаб}}$ – лабораторное поле при создании $nTOH$; скорость создания термоостаточной намагниченности ($^\circ\text{C}/\text{мин}$); (5) скорость создания лабораторной $nTOH$; (6) EON дебл от $T_{\text{мин}}$ (%) – доля деблокированной естественной остаточной намагниченности от измеренной при $T_{\text{мин}}$, т.е. при начальной температуре интервала определения палеонапряженности; (7) $S, \%$ – фактор, учитывающий наклон кривой палеонапряженности между начальной и конечной температурами (см. раздел 2.4.); (8) $H_{\text{др}}, \text{мкТл}$ – палеонапряженность на уровне образца; (9) $H_{\text{др. фр}} \pm \sigma H, (\text{мкТл})$ – палеонапряженность на уровне фрагмента, σ стандартное отклонение от среднего; * – здесь и ниже в скобках указано (количество фрагментов группы/количество фрагментов, подходящих по величине намагниченности, для измерений на аппаратном комплексе Триакс/количество фрагментов, по которым получены определения палеонапряженности, соответствующие критериям метода Триакс).

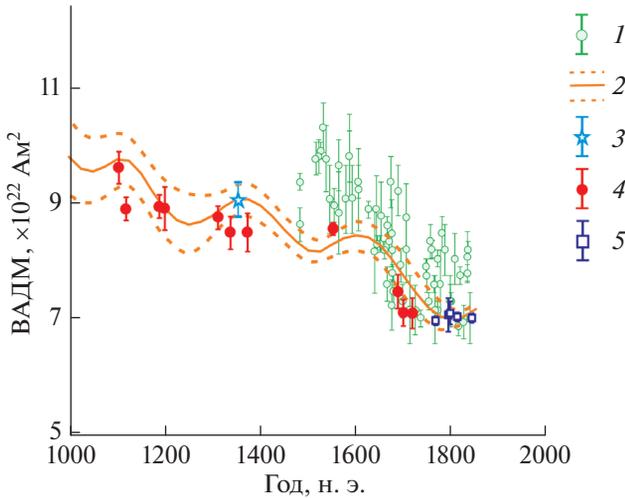


Рис. 5. Сопоставление значений ВАДМ: 1 – выборка из данных по Европейской части России, полученных ранее [Начасова, Бураков, 1970; Начасова, 1970]; 2 – региональной опорной кривой по Франции [Genevey et al., 2016]; определений из работ: 3 – [Kosareva et al., 2020]; 4 – [Salnaia et al., 2017; Сальная и др., 2017]; и 5 – данных, полученных в ходе данной работы.

Нижнего Новгорода и Вологды [Бураков, Начасова, 1970] приводятся значения коэффициента K (тангенс угла наклона прямой EON от $nTOH$ на диаграмме Арай–Нагаты), нормированные на лабораторное поле (48.8 мкТл), т.е. для получения значений древнего поля необходимо указанный коэффициент умножить на значение лабораторного поля. В то же время в базе данных GEOMAGIA [Brown et al., 2015] и сборнике определений [Бурлацкая и др., 1986] для получения значений палеонапряженности те же самые значения коэффициента K умножаются уже на значения современного поля на момент проведения работ (52 мкТл), что приводит к переоценке древней напряженности примерно на 5%. В этой работе данные по Вологде и Нижнему Новгороду (Горькому) приведены из работы [Бураков, Начасова, 1970], исходя из предположения, что в первоисточнике не было допущено ошибки. Также отметим, что в ранних работах не представлены археомагнитные данные для первой половины второго тысячелетия н. э., а большинство определений палеонапряженности получены на основе недостаточного, по современным представлениям, статистического материала – в большинстве случаев средние определения получены по результатам исследований 1–2–3 фрагментов и 1–2–3 образцов соответственно. Все указанные выше обстоятельства обуславливают необходимость постановки исследований для получения новых качественных данных.

Для определений палеонапряженности в работах [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970] характерны существенные различия палеонапря-

женности геомагнитного поля (иногда до 10 мкТл) для близковозрастных определений (рис. 5). С одной стороны, это могло бы указывать на существование короткопериодных высокоамплитудных вариаций геомагнитного поля. Однако для данных, полученных в настоящей работе и ранее [Salnaia et al., 2017; Сальная и др., 2017; Kosareva et al., 2020], такой разброс нехарактерен, что позволяет усомниться в этой гипотезе. С другой стороны, это может являться следствием малого количества качественных данных, не позволяющего зафиксировать короткопериодные вариации палеонапряженности геомагнитного поля, подобные наблюдаемым на территории Юго-Восточной Европы [Kovacheva et al., 2014; Tema et al., 2013].

Чтобы сопоставить данные, полученные в 70-х гг. прошлого века [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970] с определениями, полученными за последние несколько лет, из первых были выбраны данные, соответствующие критериям качества, наиболее приближенными к современным, а именно: 1) средние определения получены на основе исследования трех и более фрагментов/образцов; 2) стандартное отклонение от среднего составляет менее 10%; 3) данные получены по объектам, расположенным не более чем в 730 км от Москвы. Также принималось во внимание, что для всех определений точность датирования составляла до ± 10 лет, что соответствует самым строгим современным требованиям; в экспериментах Телье [Thellier, Thellier, 1959] были выполнены проверки величины термоостаточной намагниченности (pTRM checks). В результате из 134 определений палеонапряженности, полученных в 70-х гг. для второго тысячелетия нашей эры, было отобрано 64, как соответствующие вышеприведенным критериям.

Серия определений, представленных в работах [Salnaia et al., 2017; Сальная и др., 2017; Kosareva et al., 2020; данная статья], указывает на пониженные значения геомагнитного поля по сравнению с результатами исследований 70-х гг. [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970]. Определенной причины такому систематическому несоответствию мы не нашли, однако оно не может быть следствием различий скоростей при создании EON и $nTOH$ для данных исследований [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970], поскольку в них этот эффект был минимизирован с помощью естественного охлаждения образцов в ходе экспериментов [Начасова, 1970].

Для проведения сравнительного анализа были выбраны региональные опорные кривые, построенные на основе определений по территории Франции [Genevey et al., 2016] – следующей версии кривой [Genevey et al., 2013], Греции [De Marco et al., 2008], Болгарии [Kovacheva et al., 2014]. В то

же время использовались опорные кривые, построенные на основе данных с обширных территорий, а именно, по Европе [Gomez-Paccard et al., 2008] и Балканам [Tema, Kondopoulou, 2011], уже частично включающие данные по Франции, Испании, Дании, Норвегии и Болгарии, Греции, Сербии, Южной Италии соответственно.

Для сопоставления были выбраны опорные кривые, которые в сравнении с использованием обычного набора данных по региону, описывают общие тенденции изменения регионального геомагнитного поля, исключая или минимизируя вклад случайных ошибок экспериментальных данных, а также включают лишь определения, которые отвечают современным критериям качества данных, как указано в работах [De Marco et al., 2008; Gomez-Paccard et al., 2008; Tema, Kondopoulou, 2011; Kovacheva et al., 2014; Genevey et al., 2016].

Для проведения сопоставления европейских региональных опорных кривых палеонапряженности геомагнитного поля с данными по территории Европейской части России [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970; Salnaia et al., 2017; Сальная и др., 2017; Kosareva et al., 2020; данная статья] все определения были пересчитаны в значения виртуального аксиального дипольного момента (ВАДМ) через дипольную формулу [Merrill et al., 1996]. Этот способ сравнения данных является единственным возможным для территории Европейской части России. Другой возможный вариант перевода определений палеонапряженности, полученных в разных регионах к определенным координатам, состоит в использовании моделей геомагнитного поля. Подобный вариант, к сожалению, неприменим в данном случае, поскольку модели геомагнитного поля все еще недостаточно точно предсказывают поведение геомагнитного поля на территории Европейской части России, как это было показано ранее в работе [Salnaia et al., 2017].

При этом данные по территории Европейской части России включали определения, полученные по Великому Новгороду, Московской области, Болгару (Татарстан) и Ярославской области [Salnaia et al., 2017; Сальная и др., 2017; Kosareva et al., 2020; данная статья], а также выборку данных, полученных в 70-х гг. прошлого века по Москве, Нижнему Новгороду и Вологде [Начасова, 1970; Бураков, Начасова, 1970] (далее “данные по ЕЧР”). Все объекты, по которым получены данные по ЕЧР, располагаются на расстоянии не более 730 км от Москвы, что соответствует области, где геомагнитное поле может считаться однородным [Tarling et al., 1983], самым удаленным из них является Болгар – ~726 км [Kosareva et al., 2020], далее следует Великий Новгород – ~585 км [Salnaia et al., 2017], Вологда – ~409 км и Нижний

Новгород (Горький) – ~402 км [Бураков, Начасова, 1970], все оставшиеся определения приходятся на Москву и Подмосковье [Начасова, 1970; Сальная и др., 2017].

Проведенный сравнительный анализ показал, что данные [Salnaia et al., 2017; Сальная и др., 2017; Kosareva et al., 2020; данная статья] в рамках погрешностей согласуются с региональной кривой по Франции [Genevey et al., 2016] (рис. 5). В то же время данные по Европейской части России в первой половине второго тысячелетия указывают на относительно спокойное поведение геомагнитного поля, т.е. без резких максимумов и минимумов, которые, напротив, отмечаются на региональной опорной кривой по Франции [Genevey et al., 2016]. Такое несоответствие, однако, может быть связано с малым количеством данных для первой половины второго тысячелетия по Европейской части России.

В свою очередь, региональные опорные кривые по Европе [Gomez-Paccard et al., 2008] и Греции [De Marco et al., 2008], в отличие от региональной кривой по Франции [Genevey et al., 2016], предсказывают иное, относительно стабильное поведение ВАДМ в первой половине второго тысячелетия и полностью согласуются с данными по Европейской части России (рис. 6, рис. 7). Необходимо отметить, что, несмотря на имеющиеся различия в поведении геомагнитного поля (амплитуды максимумов и минимумов, а также само их наличие) рассмотренных выше опорных кривых [Genevey et al., 2016; Gomez-Paccard et al., 2008; De Marco et al., 2008], их значения ВАДМ все же согласуются между собой в рамках своих погрешностей.

При сопоставлении данных по ЕЧР с региональной опорной кривой по Болгарии [Kovacheva et al., 2014] наблюдаются их заметные различия, в особенности в период с XV по XIX вв., достигающие 2×10^{22} Ам², в первую же половину второго тысячелетия определения по Европейской части России лежат в пределах погрешности этой региональной опорной кривой (рис. 8). Региональная опорная кривая по Болгарии [Kovacheva et al., 2014] отличается от рассмотренных выше кривых во второй половине второго тысячелетия, что может свидетельствовать о совершенно ином региональном геомагнитном поле по сравнению с Францией [Genevey et al., 2016], Грецией [De Marco et al., 2008] и Европейской частью России [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970; Сальная и др., 2017; Salnaia et al., 2017; Kosareva et al., 2020; данная статья]. В то же время данные по ЕЧР при сравнении с кривой, основанной на выборке определений по Болгарии, Греции, Сербии и Южной Италии [Tema, E., Kondopoulou, 2011], согласуются между собой, при этом значения ВАДМ по Европейской части России, начиная с

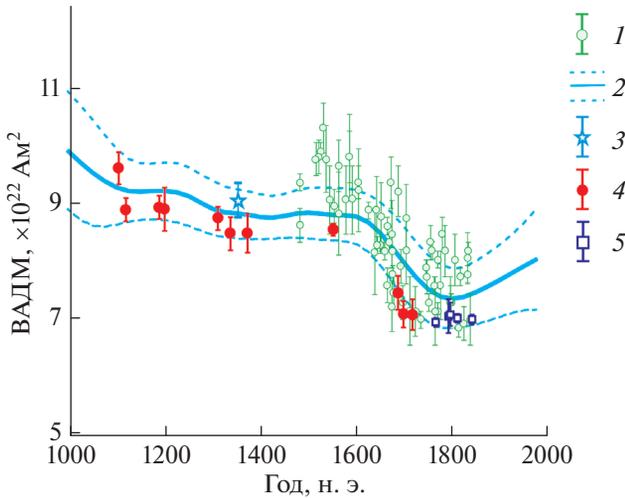


Рис. 6. Сопоставление значений ВАДМ: 1 – выборка из данных по Европейской части России, полученных ранее [Начасова, Бураков, 1970; Начасова, 1970]; 2 – региональной опорной кривой по Европе [Gomez-Raccard et al., 2008]; определений из работ: 3 – [Kosareva et al., 2020]; 4 – [Salnaia et al., 2017, Сальная и др., 2017]; и 5 – данных, полученных в ходе этой работы.

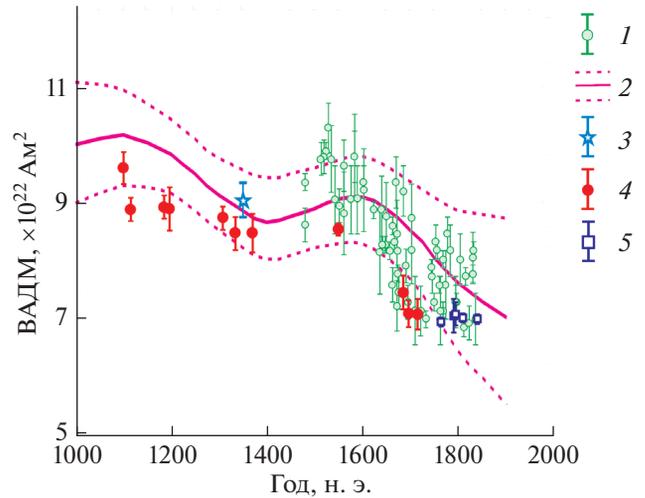


Рис. 7. Сопоставление значений ВАДМ: 1 – выборка из данных по Европейской части России, полученных ранее [Начасова, Бураков, 1970; Начасова, 1970]; 2 – региональной опорной кривой по Греции [De Marco et al., 2008]; определений из работ: 3 – [Kosareva et al., 2020]; 4 – [Salnaia et al., 2017, Сальная и др., 2017]; и 5 – данных, полученных в ходе этой работы.

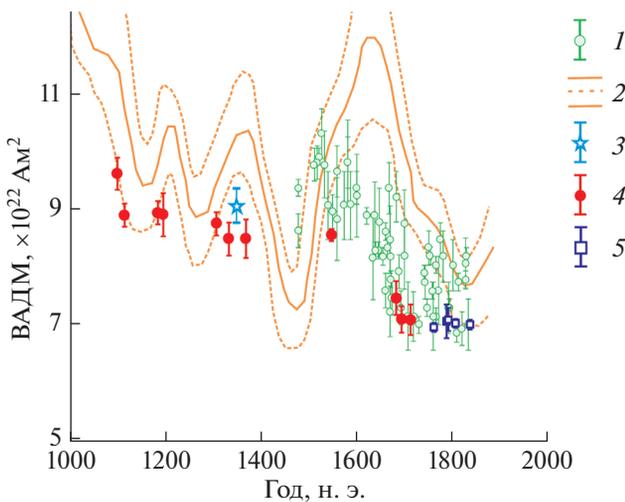


Рис. 8. Сопоставление значений ВАДМ: 1 – выборка из данных по Европейской части России, полученных ранее [Начасова, Бураков, 1970; Начасова, 1970]; 2 – региональной опорной кривой по Болгарии [Kovacheva et al., 2014]; определений из работ: 3 – [Kosareva et al., 2020]; 4 – [Salnaia et al., 2017, Сальная и др., 2017]; и 5 – данных, полученных в ходе этой работы.

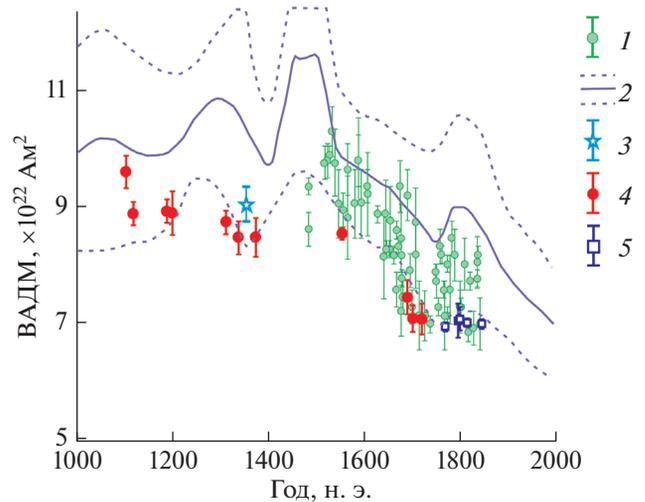


Рис. 9. Сопоставление значений ВАДМ: 1 – выборка из данных по Европейской части России, полученных ранее [Начасова, Бураков, 1970; Начасова, 1970]; 2 – региональной опорной кривой по Балканам [Tema, Kondopoulou, 2011]; определений из работ: 3 – [Kosareva et al., 2020]; 4 – [Salnaia et al., 2017, Сальная и др., 2017]; и 5 – данных, полученных в ходе этой работы.

конца XIV века, располагаются ниже опорной кривой, но в рамках ее погрешностей (рис. 9).

Сравнительный анализ Европейских региональных опорных кривых и данных по территории ЕЧР свидетельствует об отсутствии существенного вклада недипольных источников в главное геомаг-

нитное поле на территории Европы, включая Францию [Genevey et al., 2016], Грецию [De Marco et al., 2008] и территорию Европейской части России, вклад недипольных источников может быть оценен в пределах погрешностей кривых, а также имеющихся данных по Европейской части России [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970;

Salnaia et al., 2017; Сальная и др., 2017; Kosareva et al., 2020; данная статья].

Региональная опорная кривая по Болгарии [Kovacheva et al., 2014] предсказывает иное поведение геомагнитного поля в сопоставлении с рассмотренными региональными опорными кривыми [Genevey et al., 2016; Gomez-Raccard et al., 2008; De Marco et al., 2008] и данными по Европейской части России [Бураков, Начасова, 1970; Начасова, 1970; Salnaia et al., 2017; Сальная и др., 2017; Kosareva et al., 2020; данная статья] лишь в период с XV по XIX вв., что может свидетельствовать и о совершенно ином поведении геомагнитного поля в указанных регионах и Болгарии за этот период.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы изучено пять датированных археоманитных групп фрагментов обожженных кирпичей, отобранных из церквей Ярославской области, построенных в XVIII–XIX вв.

Фрагменты обожженных кирпичей, использованные для определения напряженности древнего магнитного поля, характеризуются стабильностью их магнитных свойств в интервале температур до 600°C. Для фрагментов исследованной коллекции характерен сложный магнито-минералогический состав. На основе проведенных исследований можно предположить, что основным магнитным минералом выступает магнетит с низким содержанием Ti. Гистерезисные параметры, измеренные при температуре 250°C и нанесенные на диаграмму Дэй–Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002], указывают на то, что размер частиц магнетита с низким содержанием Ti отвечает псевдооднодоменному состоянию с присутствием суперпарамагнитных частиц (рис. 3). Согласно результатам исследований [Kosterov et al., 2021], проведенным по выборочным образцам коллекции, основным магнитным минералом выступает магнетит, частично замещенный Ti, Mn и/или Al.

Определения палеонапряженности для пяти археоманитных групп были получены с использованием метода Триакс [Le Goff, Gallet, 2004] на основе результатов исследований 71 образца из 19 фрагментов.

Определения палеонапряженности, полученные в работе, свидетельствуют о стабильности виртуального аксиального дипольного момента геомагнитного поля на территории Европейской части России в период с 1764 по 1838 гг.

Сравнительный анализ данных по Европейской части России и региональных опорных кривых по Франции [Genevey et al., 2016], Греции [De Marco et al., 2008], а также Европе [Gomez-Raccard et al., 2008] и Балканам [Tema, Kondopoulou, 2011] показал их согласованность в пределах погрешностей, что является свидетельством малого

вклада недипольных источников в главное геомагнитное поле, который может быть оценен в пределах погрешностей региональных опорных кривых и имеющихся данных. Другая картина наблюдается при сопоставлении данных по Европейской части России с региональной опорной кривой по Болгарии [Kovacheva et al., 2014], что указывает на то, что поведение геомагнитного поля по территории Болгарии и Европейской части России имело сходный характер в первой половине второго тысячелетия и существенно различалось в период с конца XV по XIX вв.

В дальнейшем планируется получение новых, качественных данных по территории Европейской части России для реконструкции регионального геомагнитного поля исторического периода времени.

БЛАГОДАРНОСТИ

Особую благодарность авторы выражают И. Галле, А. Женевей и М. Ле Гоффу за предоставленную возможность провести исследования в Парижском институте физики Земли и помощь в интерпретации результатов экспериментов по определению палеонапряженности; П.А. Минаеву и Г.П. Маркову за помощь в отборе археоманитной коллекции.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работы проведены в рамках Государственной темы ГИН РАН и, частично, при финансовой поддержке РФФИ, грант № 19-55-18006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бураков К.С. Метод определения напряженности геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания I_n и I_r . Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. Ч. 2. Баку. 1973. С. 56–57.
- Бураков К.С., Начасова И.Е. Историческое магнитное поле Вологды и Горького. Сборник тезисов докладов VIII конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. М. ч. 1. 1970. С. 75–78.
- Бураков К.С., Начасова И.Е., Петрова Г.Н. Напряженность геомагнитного поля в Прибайкалье в последние тысячелетия // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40. № 2. С. 90–95.
- Бурлацкая С.П., Начасова И.Е., Диденко Е.Ю., Шелестун Н.К. Археоманитные определения элементов геомагнитного поля. М.: ВИНТИ. 1986. С. 168.
- Начасова И.Е., Филипенко О.В., Марков Г.П. и др. Напряженность геомагнитного поля в неолите в центре Русской равнины // Геомагнетизм и аэрономия. 2018. Т. 58. № 3. С. 451–468.
- Краткие сведения о монастырях и церквях Ярославской епархии. Ярославль. 1908. 547 с.

- Латышев А.В., Кушлевич Д.О., Пономарева В.В. и др.* Вековые вариации геомагнитного поля последних 4000 лет, записанные в лавах и пирокластике Северной группы вулканов Камчатки: новые данные // *Физика Земли*. 2017. № 5. С. 139–148.
- Начасова И.Е., Бураков К.С., Пилипенко О.В.* Вариации напряженности геомагнитного поля в Сибири в последние тринадцать тысячелетий // *Физика Земли*. 2015. № 1. С. 46–53.
- Начасова И.Е., Пилипенко О.В., Марков Г.П.* Вариации напряженности главного геомагнитного поля в районе Таманского п-ова в последние 13 столетий // *Физика Земли*. 2016. № 6. С. 105–111.
- Начасова И.Е.* Вековые вариации геомагнитного поля с периодами меньше 200 лет (по археомангнитным данным). Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. 1970. 159 с.
- Российский Государственный исторический архив. Ф. 799. Оп. 33. Д. 2389. Страховые документы на церковное имущество по 2-му округу Мологского уезда Ярославской епархии.
- Российский Государственный исторический архив. Ф. 799. Оп. 33. Д. 2413. Страховые документы на церковное имущество по 2-му округу Мышкинского уезда Ярославской епархии.
- Сальная Н.В., Галле И., Женевей А., Глазунова О.Н., Гаврюшкин Д.А.* Первые результаты археомангнитных исследований коллекции изразцов из Новоисерусалимского монастыря // Геофизические исследования. 2017. Т. 18. № 2. С. 83–94.
<https://doi.org/10.21455/gr2017.2-6>
- Стерлина В.В., Графова Е.А., Чижков А.Б., Стародубов Ю.В.* Ярославские усадьбы. Каталог с картой расположения усадеб. М.: 2016. 208 с.
- Brown M.C., Donadini F., Korte M., Nilsson A., Korhonen K., Lodge A., Lengyel S.N., Constable C.G.* GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database // *Earth, Planets Space*. 2015. V. 67. P. 1–31.
<https://doi.org/10.1186/s40623-015-0232-0>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. № 4. P. 260–267.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-x](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-x)
- De Marco E., Spatharas V., Gómez-Paccard M., Chauvin A., Kondopoulou D.* New archaeointensity results from archaeological sites and variation of the geomagnetic field intensity for the last 7 millennia in Greece // *Phys. Chem. Earth (A/B/C)*. 2008. V. 33(6–7). P. 578–595.
- Dunlop D.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc): 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107(B3). P. 2057.
<https://doi.org/10.1029/2001JB000487>
- Gallet Y., Le Goff M.* High-temperature archaeointensity measurements from Mesopotamia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 241. P. 159–173.
- Genevey A., Gallet Y., Jesset S., Thébaud E., Bouillon J., Lefèvre A., Le Goff M.* New archaeointensity data from French Early Medieval ceramic production (6th–10th century AD). Tracing 1500 years of geomagnetic field intensity variations in Western Europe // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2016. V. 257. P. 205–219.
- Gómez-Paccard M., Chauvin A., Lanos P., Thiriot J.* New archaeointensity data from Spain and the geomagnetic dipole moment in Western Europe over the past 2000 years // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. B09103.
<https://doi.org/10.1029/2008JB005582>
- Kosareva L.R., Kuzina D.M., Nurgaliev D.K., Sitdikov A.G., Luneva O.V., Khasanov D.I., Suttie N., Spassov S.* Archaeomagnetic investigations in Bolgar (Tatarstan) // *Stud. Geophys. Geod.* 2020. V. 64. P. 255–292.
<https://doi.org/10.1007/s11200-019-0493-3>
- Kosterov A., Kovacheva M., Kostadinova-Avramova M., Minaev P., Salnaia N., Surovitskii L., Sergienko E., Kharitonovskii P.* High-coercivity magnetic minerals in archaeological baked clay and bricks // *Geophysical J. International*. 2021. V. 224(2). P. 1256–1271.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa508>
- Kovacheva M., Kostadinova-Avramova M., Jordanova N., Lanos P., Boyadziev Y.* Extended and revised archaeomagnetic database and secular variation curves from Bulgaria for the last eight millennia // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014. V. 236. P. 79–94.
- Le Goff M., Gallet Y.* A new three-axis vibrating sample magnetometer for continuous high-temperature magnetization measurements: applications to paleo- and archaeointensity determinations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 229. P. 31–43
- López-Sánchez J., G. McIntosh M.L., Osete A., del Campo J.J., Villalain L. Pérez, Kovacheva M., Rodríguez de la Fuente O.* Epsilon iron oxide: Origin of the high coercivity stable low Curie temperature magnetic phase found in heated archaeological materials // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2017. V. 18. P. 2646–2656.
<https://doi.org/10.1002/2017GC006929>
- Lowrie W.* Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. № 2. P. 159–162.
- McIntosh G., Kovacheva M., Catanzariti G., Donadini F., Lopez M.L.O.* High coercivity remanence in baked clay materials used in archaeomagnetism // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12 (Q02003). P. 1–17.
<https://doi.org/10.1029/2010GC003310>
- Merrill R., McElhinny M., McFadden P.* The Magnetic Field of the Earth, Paleomagnetism, the Core and the Deep Mantle, Academic Press, San Diego, USA. 1996. 531 p.
- Pilipenko O.V., Nachasova I.E., Gribov S.K., Zelentsova O.V.* Archaeomagnetic studies of the material of the archaeological monument Dmitrievskaya Sloboda II of the second millennium B.C. Recent advances in rock magnetism, environmental magnetism and paleomagnetism. International Conference on Geomagnetism, Paleomagnetism and Rock Magnetism (Kazan, Russia, 2018) / D. Nurgaliev, V. Shcherbakov, A. Kosterov, Spassov S. (eds.). Springer Cham. 2019. P. 97–107.
- Salnaia N., Gallet Y., Genevey A., Antipov I.* New archaeointensity data from Novgorod (North-Western Russia) between c. 1100 and 1700 AD. Implications for the European intensity secular variation // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2017. V. 269. P. 18–28.
- Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V.* On the suitability of the Thellier method of palaeointensity determinations on pseudo-single-domain and multidomain grains // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 146. P. 20–30.

Tarling D. Palaeomagnetism Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology. London, New York: Chapman and Hall. 1983. 380 p.

Tema E., Kondopoulou D. Secular variation of the Earth's magnetic field in the Balkan region during the last eight millennia based on archaeomagnetic data // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 186(2). P. 603–614.

Tema E., Morales J., Goguitchaichvili A., Camps P. New archaeointensity data from Italy and geomagnetic field intensity variation in the Italian Peninsula // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 193. P. 603–614.

Thellier E., Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Geophys.* 1959. V. 15. P. 285–378.

Wilson R.L. The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1961. V. 5. № 1. P. 45–58.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x>

Zijderveld J.D.A.A.C. Demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in Palaeomagnetism* / Ed. D.W. Collinson. Amsterdam: Elsevier. 1967. P. 254–286.

Archaeomagnetic Studies of Firebricks in European Part of Russia: New Data

N. V. Salnaya^{a, b, *} and D. D. Jolshin^{c, **}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^b*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

^c*State Hermitage Museum, St. Petersburg, 190000 Russia*

**e-mail: natalia.salnaia@gmail.com*

***e-mail: denis.jolshin@gmail.com*

Reconstructing the evolution of the geomagnetic field in the European part of Russia has been an extremely challenging problem due to the still limited data meeting the up-to-date quality criteria. The paper presents the results of archaeomagnetic studies for five groups of fragments of fired bricks from the architectural monuments of the 18th to 19th centuries in the Yaroslavl region. Paleointensity of the samples was determined by the Triax method involving a series of continuous high-temperature measurements. The paleointensity determinations satisfying the up-to-date quality criteria are obtained from 71 samples of 19 fragments of five archaeomagnetic groups. The obtained paleointensity data are compared with the existing determinations for the European part of Russia and various regional reference curves for Western and Eastern Europe.

Keywords: archaeomagnetism, evolution of the geomagnetic field, paleointensity, Triax method

УДК 550.834

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2021 г. А. Ф. Еманов^{1, *}, П. О. Полянский¹, А. С. Сальников²

¹Алтай-Саянский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
г. Новосибирск, Россия

²Акционерное общество “Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья”, г. Новосибирск, Россия

*E-mail: Emanov@gs.nsc.ru

Поступила в редакцию 11.09.2020 г.

После доработки 30.11.2020 г.

Принята к публикации 16.12.2020 г.

По материалам сейсморазведки методом ОГТ на опорном профиле 3-ДВ с использованием динамического пересчета преломленных волн во временные разрезы получены скоростные разрезы поперек четырех блоков земной коры в приграничной области Сибирской платформы и складчатой области: Нижнеалданская впадина, Предверхоанский краевой прогиб, Сетте-Дабанский блок, Западно-Верхоанская складчатая область. Все четыре структуры граничат друг с другом по зонам разломов с резким изменением скоростной модели на этих границах. В Нижнеалданской впадине построен рельеф двух преломляющих границ: границы фундамента и промежуточной границы в осадочном чехле. В Предверхоанском краевом прогибе построена одна преломляющая граница в чехле, а граница фундамента залегает глубже, чем позволяет изучить система наблюдений. Все границы в этих блоках – литологической природы. В верхах коры Сетте-Дабанского блока и Западно-Верхоанской складчатой области обнаружены пологие преломляющие границы, характеризующиеся скачком скорости и наличием сильных градиентов скорости в подстилающую среду. Особо высокими скоростями сейсмических волн отличается Сетте-Дабанский блок. Преломляющие границы в этих блоках не являются литологическими.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Сетте-Дабанский блок, Западно-Верхоанская складчатая область, Опорный геофизический профиль 3-ДВ, Преломленные волны, Динамические разрезы головных волн, скоростные модели верхов земной коры, когерентные волны.

DOI: 10.31857/S0002333721030054

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмические исследования, выполненные на опорных геофизических профилях по программе, утвержденной Правительством России [Эринчек и др., 2014], существенно изменили представления о строении земной коры территории России. Профиль 3-ДВ выполнялся несколько лет и, начавшись в Магаданской области, достигнув Якутска, развернулся к югу и через Алданский щит дошел до границы с Китаем. В данной работе рассматривается скоростное строение верхней части земной коры в районе Сетте-Дабана и его окружения на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ.

Сейсмические исследования, выполненные на профиле 3-ДВ, по системам наблюдения и методам обработки данных разделяются на три вида: глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), система наблюдений преломленных волн (КМПВ), система наблюдений глубинного метода отра-

женных волн (ОГТ). Информация, полученная на основе всех трех методов, дополняет представление о строении земной коры на всю мощность. Частично результаты публиковались в открытой печати [Сальников и др., 2013; Соловьев и др., 2014; Горошко и др., 2016; Старосельцев, 2015; Суворов и др., 2014; Черкасов и др., 2013].

Система наблюдений ГСЗ выполнена с расстоянием между источниками возбуждения 15–30 км, между приемниками колебаний 4–6 км и с дальностью регистрации опорных волн до удалений в сотни километров. По преломленным и отраженным волнам восстановлена скоростная модель земной коры на всю ее мощность. Однако детальность изучения верхней части земной коры не является достаточной.

Данные системы наблюдения ОГТ ориентированы на селекцию глубинных отраженных волн в коре на всю ее мощность и будучи выполнены по

плотной системе наблюдений позволяют производить селекцию слабых отраженных волн с больших глубин и обеспечивают получение временных и глубинных динамических разрезов земной коры в свете близ вертикальных отражений. Расстояние между источниками по профилю 100 м, между приемниками 50 м, дальность регистрации 10 км.

Данные системы наблюдений КМПВ – промежуточные между ОГТ и ГСЗ по плотности и дальности регистрации. Шаг между пунктами возбуждения 10 км, между сейсмоприемниками 50 м и длина расстановки источник–приемник 40 км. Данные этой системы наблюдений использовались в двух целях: 1. Получить информацию необходимую для обработки ОГТ; 2. Дополнить модель, полученную по системе ГСЗ, более детальными данными по верхней части земной коры. Не трудно понять (из системы наблюдений), что и данных КМПВ недостаточно для построения модели в самых верхах земной коры. Возможность построения разреза верхней коры обеспечивается прямым лучевым трассированием методом подбора модели [Zelt, Smith, 1992]. В этом случае строится модель среды в изолиниях скорости. Чем ближе к дневной поверхности, тем более неоднозначна модель в изолиниях. Метод подбора позволяет для одного и того же волнового поля строить отличающиеся друг от друга модели особенно при выполнении работы разными специалистами [Тулина и др., 2011].

В данной работе для изучения верхней части разреза будут использоваться сейсмограммы ОГТ, в которых присутствуют преломленные волны в самой верхней части разреза. В обработке опорных профилей такая задача не ставилась из-за нереальности обработать такое количество сейсмограмм. В нашем случае применяется автоматизированный подход, который не вошел еще в широкое практическое применение. Исследования верхней части разреза будут выполняться по совершенно другим сейсмограммам, чем в подсистеме КМПВ, и результаты будут дополнять исследования на опорном профиле более детальными данными о строении верхней части разреза. При этом следует отметить, что глубинность исследований будет меньше, чем по данным КМПВ.

Наше внимание к зоне Сетте-Дабана привлек факт отсутствия единого мнения в интерпретации материалов профиля 3-ДВ по вопросу о строении северо-восточного окончания Сибирской платформы [Сальников и др., 2013; Соловьев и др., 2014; Старосельцев, 2015; Суворов и др., 2014]. Обоснованное в работе [Старосельцев, 2015] мнение, что граница Сибирской платформы уходит за Сетте-Дабанский блок имеет как явных противников [Суворов, Мельник, 2019], так и ло-

яльных по особенностям скоростного разреза к данной гипотезе исследователей [Сальников и др., 2013; Черкасов и др., 2013]. Имеются нерешенные вопросы и в геологическом представлении о границе Сибирской платформы и границе Северо-Азиатского кратона [Башарин и др., 2005]. Более детальное строение самой верхней части разреза может дать полезную информацию для решения вопроса о границе Сибирской платформы в сечении профиля 3-ДВ.

ДИНАМИЧЕСКИЙ ПЕРЕСЧЕТ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Метод ОГТ является способом суммирования отраженных волн при системах наблюдений с многократными перекрытиями. При этом отраженные волны суммируются синфазно, а помехи и другие типы волн – не синфазно. В итоге при большой кратности суммирования получаются временные разрезы с отраженными волнами в чистом виде.

Идея синфазного суммирования преломленных волн из данных систем наблюдений с многократными перекрытиями была научно обоснована в работе [Крылов, Сергеев, 1985], а алгоритмы динамического пересчета до уровня практической значимости были доведены [Селезнев, Еманов, 1998; Еманов и др., 2008]. Таким образом, из одних и тех же сейсмограмм при системах наблюдений с многократными перекрытиями можно осуществлять накопление не только отраженных волн, но и преломленных волн во временных разрезах и динамических годографах для изучения преломляющих горизонтов. Во втором случае отраженные волны входят в категорию помех и убираются с сейсмических записей за счет не синфазного их суммирования.

В основе динамического пересчета головных волн положено динамическое спектральное соотношение для спектров головной волны в четырех взаимно увязанных точках, полученное в работе [Крылов, Сергеев, 1985]. В обработке данных головных волн выделяются три этапа: определение областей прослеживания головных волн; сжатие избыточной информации по каждой из областей прослеживания во временном разрезе головных волн; определение параметров среды. Динамический пересчет головных волн во временные разрезы разрабатывался для случая, когда области прослеживания волн уже определены. Он основан на следующих предположениях:

1. Изучаемую среду, на поверхности которой находятся источники и приемники колебаний, рассматривают как линейный преобразователь, свойства которого полностью определяются его спектральной характеристикой. На сейсмический сигнал, распространяющийся в среде, воз-

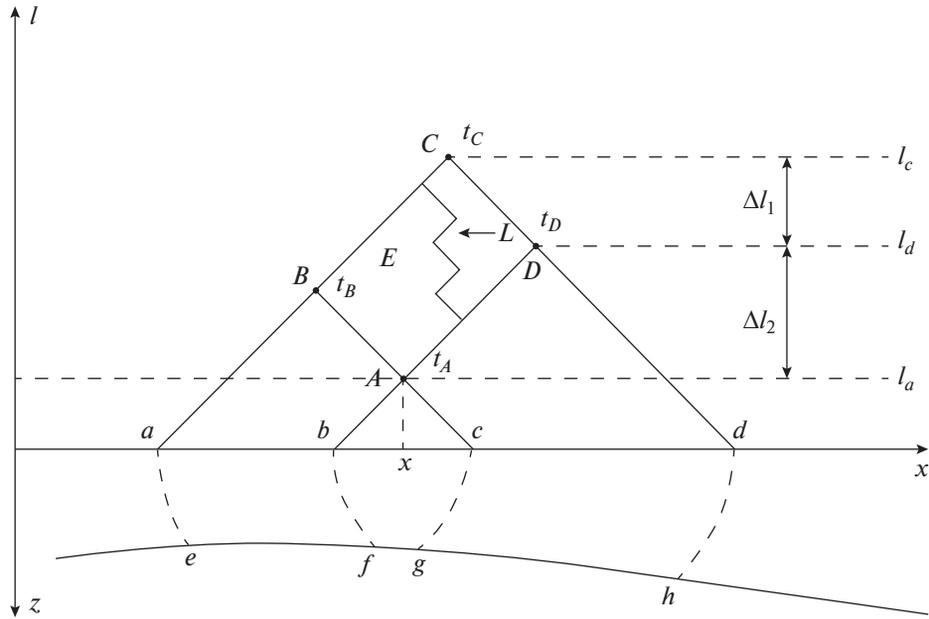


Рис. 1. Элемент системы наблюдений на обобщенной плоскости и лучевая схема [Крылов, Сергеев, 1985].

действуют только те ее участки, через которые проходит луч головной волны.

2. Предполагается, что головные волны скользят по преломляющим поверхностям без проникания в подстилающую среду.

Для элемента системы наблюдений на рис. 1 в работе [Крылов, Сергеев, 1985] была доказана справедливость выражения:

$$F_A(\omega)F_C(\omega) = F_B(\omega)F_D(\omega), \quad (1)$$

где $F_A(\omega)$, $F_B(\omega)$, $F_C(\omega)$ и $F_D(\omega)$ – комплексные спектры головных волн, зарегистрированных в точках A , B , C и D . Согласно выражению (1), по записям головных волн в трех точках системы наблюдений можно рассчитать запись головных волн в четвертой точке. Выражение (1) справедливо для неограниченного количества головных волн на сейсмограмме. В это число входят все волны, головные на выходе (отраженно-головные, кратные на выходе головные, поперечные головные и т.п.). В соответствии с фазовыми характеристиками амплитуды спектральных составляющих всех перечисленных волн раскладываются по временам вступлений. Расчет комплексных спектров выполняется по всей записи сразу.

Для случая присутствия градиента скорости в подстилающей среде выражение (1) преобразуется к виду [Сергеев, 1988]:

$$\begin{aligned} [FA(\omega) \exp(i\omega\tau_A)][FC(\omega) \exp(i\omega\tau_C)] = \\ = [FB(\omega) \exp(i\omega\tau_B)][FD(\omega) \exp(i\omega\tau_D)], \end{aligned} \quad (2)$$

где τ – поправки за рефракцию. Фактически в (2) учитывается изменение времени пробега волн за счет рефракции.

Соотношения (1) и (2) являются фундаментальными для динамического пересчета преломленных волн, но эффективными алгоритмами они не являются, поскольку в них не учтены свойства помех, к которым относятся и отраженные волны.

Алгоритм оптимального фильтра Винера для пересчета головных волн из одной точки обобщенной плоскости в другую [Селезнев, Еманов, 1998; Еманов и др., 2008] основан на использовании в качестве элементарного фрагмента системы наблюдений сейсмограмм двух источников с записями головной волны на параллельных корреляционных ходах (рис. 2).

Пересчет волнового поля из точки (i, j) в точку $(i + 1, j)$ на обобщенной плоскости будет описываться спектральным выражением:

$$\hat{F}'_{i+1,j}(\omega) = \hat{F}_{i,j}(\omega)h_{i+1,j}^{i,j}(\omega), \quad (3)$$

где: $h_{i+1,j}^{i,j}(\omega)$ – частотная характеристика линейного фильтра, обеспечивающего пересчет волнового поля из точки (i, j) в точку $(i + 1, j)$; $\hat{F}_{i,j}(\omega)$ – спектр суммы сигнала и случайной помехи в точке (i, j) ; $\hat{F}'_{i+1,j}(\omega)$ – спектр сейсмограммы, пересчитанной в точку $(i + 1, j)$.

Задача пересчета головной волны сводится к определению частотной характеристики фильтра, обеспечивающего пересчет головной волны

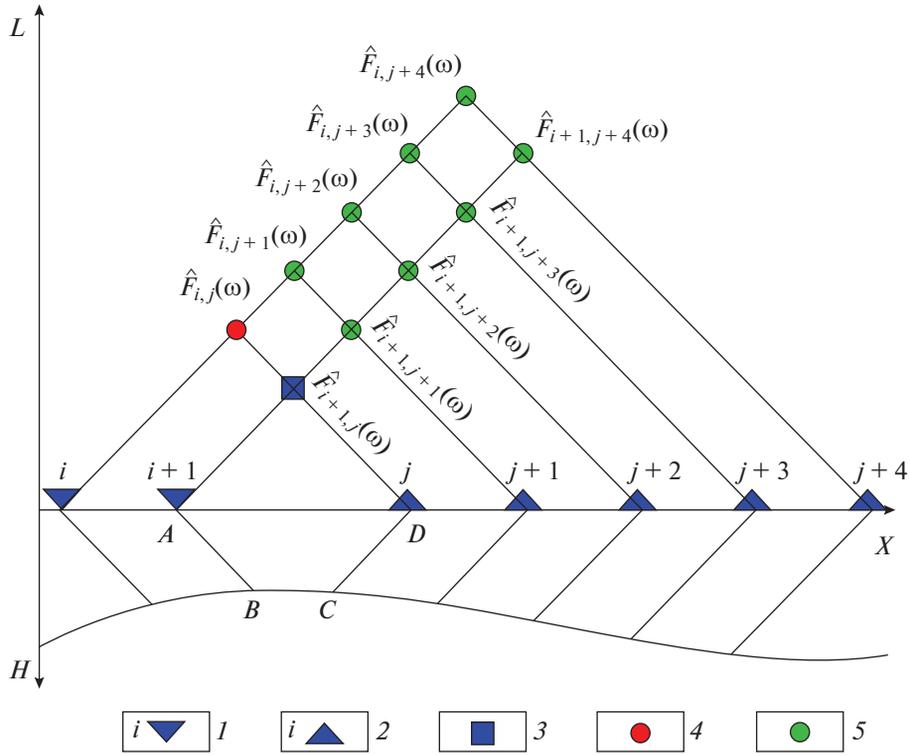


Рис. 2. Элемент системы наблюдений на обобщенной плоскости и лучевая схема [Селезнев, Еманов, 1998]: 1 – i -тый источник; 2 – j -тый приемник; 3 – точка, в которую пересчитывается волна; 4 – точка, из которой пересчитывается головная волна; 5 – точки, сейсмограммы которых используются для построения фильтров Винера.

из одной точки в другую. Для головных волн, согласно (1), можно записать условие равенства фильтров пересчета на нагоняющих корреляционных ходах (рис. 2):

$$\begin{aligned}
 h_{i+1,j}^{i,j}(\omega) &= h_{i+1,j+1}^{i,j+1}(\omega) = \\
 &= h_{i+1,j+2}^{i,j+2}(\omega) = \dots = h_{i+1,j+k}^{i,j+k}(\omega).
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

Это равенство справедливо для случая отсутствия шумов на сейсмограммах. Согласно (4), для пересчета головной волны из точки (i, j) в точку $(i + 1, j)$, мы можем воспользоваться фильтром пересчета, полученным по любому из нагоняющих корреляционных ходов. Выражение (4) указывает на когерентность головных волн по одному из измерений пространства.

С учетом свойства пространственной когерентности оптимальный пересчет головной волны из одной точки обобщенной плоскости в другую осуществляется по формуле [Селезнев, Еманов, 1998]:

$$\hat{F}_{i+1,j}^i(\omega) = \hat{F}_{i,j}(\omega) \frac{\sum_k [\hat{F}_{i+1,j+k}(\omega) \hat{F}_{i,j+k}^*(\omega)]}{\sum_k |\hat{F}_{i,j+k}(\omega)|^2}.
 \tag{5}$$

Рассматривая рис. 2 и формулу (5), можно понять, что для пересчета головных волн из одной

точки обобщенной плоскости в другую используется множество пар сейсмограмм на параллельных корреляционных ходах для уточненного построения фильтра пересчета волн.

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ОБОБЩЕННОЙ ПЛОСКОСТИ ПРИ ПЕРЕСЧЕТЕ ВОЛНОВОГО ПОЛЯ ГОЛОВНОЙ ВОЛНЫ В ТОЧКУ

Согласно (1), нетрудно понять, что данным соотношением связаны все записи профиля, какой бы длины он ни был. Информативность обобщенной плоскости для пересчета поля головных волн в точку определена в работе [Селезнев, Еманов, 1998]. Прежде чем приступить к построению схемы пересчета головных волн в точку, в работе [Селезнев, Еманов, 1998] было выполнено:

1. Определение области обобщенной плоскости, в которой имеется полезная информация для пересчета волнового поля в точку 0 (рис.3);
2. Разделение точек этой области на две совокупности. Одна – с головными волнами, пересчитываемыми в заданную точку, другая – с записями, используемыми для построения фильтров пересчета головных волн.

Раскрашенная фигура на рис. 3 соответствует области точек, в сейсмограммах которых содер-

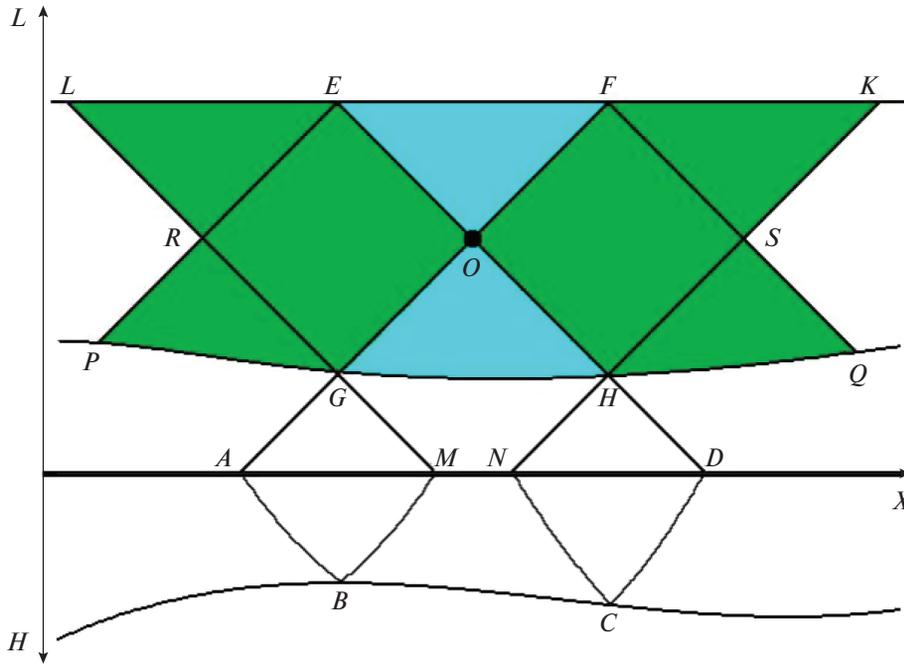


Рис. 3. Информативность обобщенной плоскости при пересечении волнового поля головной волны в точку [Селезнев, Еманов, 1998].

жится информация о линейных преобразованиях на луче $ABCD$, соответствующем головной волне на сейсмограмме в заданной нами точке [Селезнев, Еманов, 1998]. Все точки, находящиеся вне фигуры $LGHK$, не содержат информации о линейных преобразованиях на луче $ABCD$, а в точках внутри фигуры обязательно содержится информация о линейных преобразованиях сигнала хотя бы на небольшом участке рассматриваемого луча. Верхняя граница выделенной области ограничивается либо дальностью регистрации, реализованной в системе наблюдения, либо областью прослеживания обрабатываемой головной волны.

Информация о линейных преобразованиях на отрезках луча AB и CD содержится только в записях для точек, лежащих на прямом и встречном корреляционных ходах GF и HE соответственно. Область $LGHK$ делится этими корреляционными ходами на четыре участка. Область EOF охватывает точки, в каждой сейсмограмме которых содержится полная информация о линейных преобразованиях на отрезке луча BC , а полная информация об этом участке преломляющей границы содержится в сейсмограммах точек, лежащих на любой линии $l = \text{const}$ области GOH .

В двух областях $LGOE$ и $KHOF$ количество информации о линейных преобразованиях сигналов на луче BC убывает по мере удаления точек от корреляционных ходов GF и HE . Размеры этих областей зависят от строения среды, без наличия сведений о разрезе невозможно определить их

границы, т.к. нижние границы указанных областей определяются линией начальных точек.

При пересечении головных волн необходимо устранить информацию о преобразованиях сигнала вне луча $ABCD$. Проведя корреляционные ходы EP и FQ , мы ограничим область $PRLKSO$, в которой сосредоточена вся полезная информация – как извлекаемая, так и та, которую нужно исключить из сейсмограмм, пересчитываемых в точку O . В сейсмограммах точек обобщенной плоскости вне выделенной фигуры для пересчета головных волн в точку O информации нет.

Первую составят точки, сигналы из которых пересчитываются в точку O , а вторую – точки, записи из которых используются для построения фильтров пересчета. Наибольшей информативностью для пересчета в точку O обладают сейсмограммы из точек, лежащих на корреляционных ходах FG и EH . Именно сейсмограммы с этих линий пересчитываются в заданную точку и суммируются в ней с целью селекции головных волн. Все остальные сейсмограммы пригодны для построения фильтров пересчета [Селезнев, Еманов, 1998].

СХЕМА ПЕРЕСЧЕТА ВОЛНОВОГО ПОЛЯ ГОЛОВНОЙ ВОЛНЫ В ТОЧКУ

Рассмотренная информативность системы наблюдений на обобщенной плоскости является основой для разработки схемы пересчета. Если в

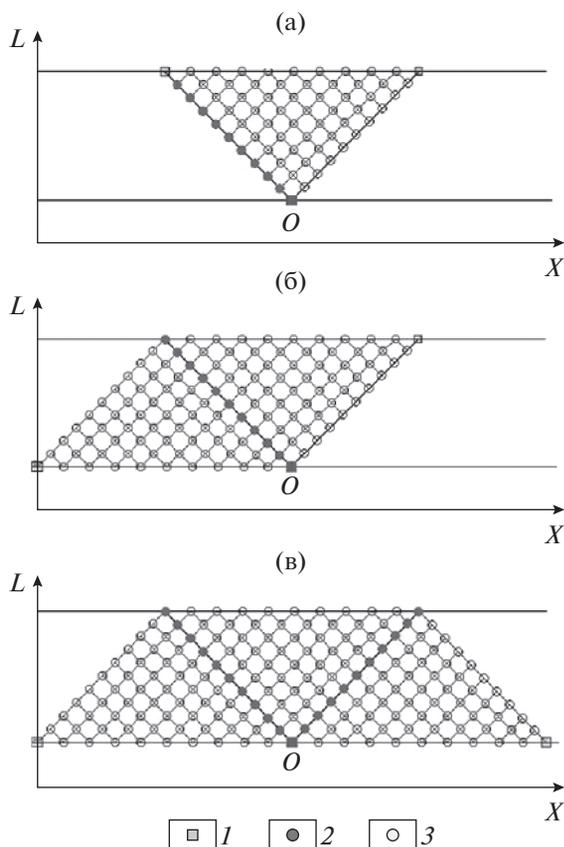


Рис. 4. Схема перерасчета волнового поля головной волны в точку: (а) – треугольная область; (б) – перерасчеты для областей в виде параллелограммов; (в) – трапециевидальная область; 1 – точка, в которую ведется пересчет поля; 2 – точки, из которых пересчитывается головная волна; 3 – точки, сейсмограммы из которых используются для построения фильтров пересчета.

схеме пересчета будет использоваться не вся область полезной информации, то мы не реализуем всех возможностей системы наблюдений для максимального возможного соотношения сигнал/шум, а если захватим в обработку сейсмограммы без нужной информации, то получим дополнительные шумы в результате.

Подробный анализ схем пересчета головных волн имеется в работе [Еманов и др., 2008]. В данной работе приведем одну схему, используемую в обработке данных на опорном профиле.

На рис. 4 представлена схема пересчета поля головной волны в точку в виде трапеции. В каждую точку пересчитываются головные волны с прямых, пересекающихся в заданной точке под углом 45°. Отметим, что отраженные волны суммируются с вертикального сечения. Сейсмограммы всех остальных, отмеченных на системе наблюдений точек пригодны для получения фильтров для пересчета головных волн. Смещение по горизонтали точки 0 на один шаг (рис. 4) позволяет

получать следующую трассу временного разреза. Таким образом, строится временной разрез с постоянной базой регистрации для головных волн. Если точки будут смещаться на один шаг по наклонной линии, то будет получен динамический годограф головных волн.

ВЛИЯНИЕ РЕФРАКЦИИ ПОД ПРЕЛОМЛЯЮЩЕЙ ГРАНИЦЕЙ НА ДИНАМИЧЕСКИЙ ПЕРЕСЧЕТ ГОЛОВНЫХ ВОЛН

Особенностью фильтров Винера, используемых для пересчета волновых полей головных волн, является высокий уровень подавления волн, не обладающих параллельностью нагоняющих годографов, на суммированных записях. Головные на выходе к поверхности волны обладают данным свойством, и все они будут сохранены после пересчета и суммирования в заданную трассу. Рассмотренные в данной работе алгоритмы ориентированы на изучение слоев с резким скачком скорости, но в ряде случаев преломляющая граница подстилается средой с изменением скорости сейсмических волн. В этом случае фильтр Винера, используемый в пересчете волн, приведет к частичному подавлению головной волны. Влияние рефракции на результат описывается соотношением (2), полученным в работе [Сергеев, 1988], а расчеты для разных моделей сред выполнены в работе [Полянский и др., 2018]. Наличие рефракции в подстилающей среде аналогично действию низкочастотной фильтрации. Чем сильнее градиент изменения скорости, тем больше высоких частот из сигнала преломленной волны будет отфильтровано процедурой обработки.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЛАСТЕЙ ПРОСЛЕЖИВАНИЯ ВОЛН

До настоящего момента мы рассматривали динамический пересчет головных волн для случая, когда имеются сейсмограммы с головными волнами от изучаемых границ. Такие ситуации встречаются, когда использована система наблюдений с вынесенными источниками [Селезнев, Еманов, 1998], но в большинстве случаев мы имеем дело с центральной системой наблюдений, применяющейся в методе отраженных волн, и в этом случае области прослеживания головных волн не охватывают всю систему наблюдений хотя бы потому, что с удалением от источника осуществляется смена волн в соответствии с моделью среды.

Динамический пересчет преломленных волн позволяет получать как временные разрезы, так и динамические годографы преломленных волн. На сегодняшний день определение областей про-

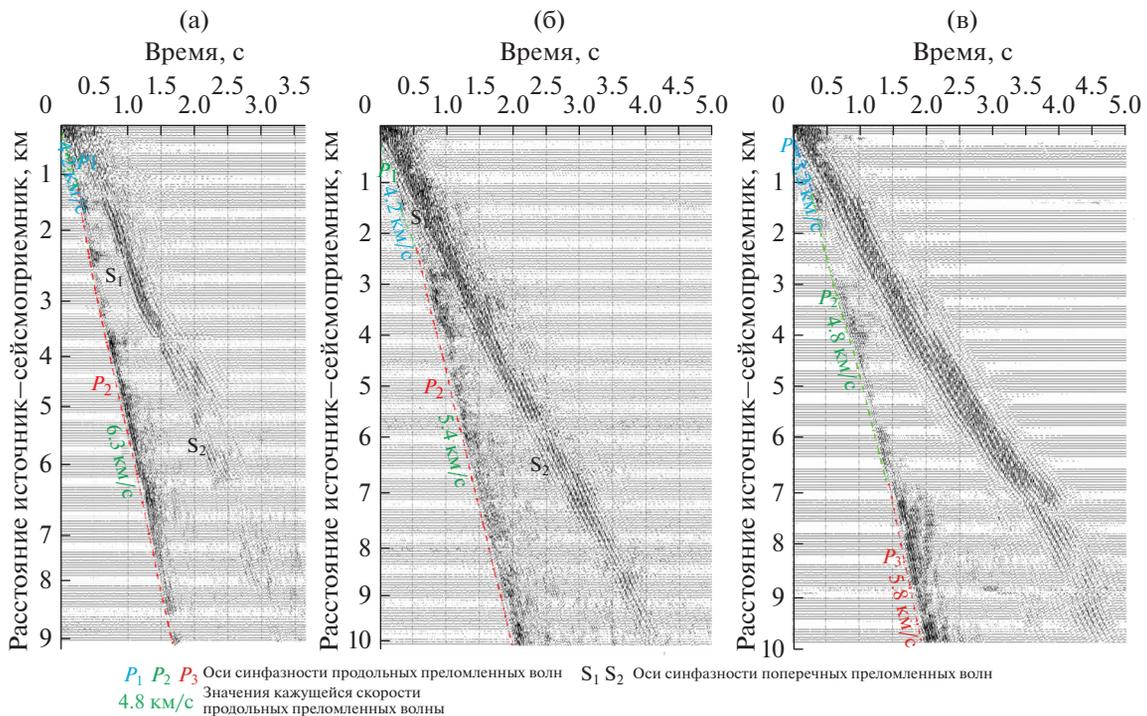


Рис. 5. Примеры волновых полей, зарегистрированных на северо-западном участке профиля 3-ДВ: (а) — в восточной части Сетте-Дабанского блока; (б) и (в) — зарегистрированы в пределах Западно-Верхоянской складчатой области.

слеживания волн осуществляется с сочетанием диалоговых подходов с участием специалиста-геофизика [Гамбурцев и др., 1952; Епинатьева и др., 1990] и автоматических. В диалоговом подходе к обработке строится система параллельных годографов преломленных волн и с использованием анализа по нагоняющим годографам определяются места смены преломленных волн на годографах. В данной работе разделение областей прослеживания волн выполняется на небольшом участке профиля, а далее выполняется автоматическая проверка условий неизменности области прослеживания опорной волны на основе сравнения кажущейся скорости волны между вступлением волн на трех выбранных базах между центром области прослеживания и верхом и между центром и низом области прослеживания. При близких значениях контролируемых величин вдоль профиля двух этих значений мы имеем дело с одной и той же волной в первых вступлениях, а при возникновении устойчивой разности область прослеживания проверяется по динамическим годографам в диалоговом режиме.

На рис. 5 представлены примеры волновых полей в районе с быстрым изменением строения верхней части разреза. Даже в такой ситуации на профиле 3-ДВ обеспечивается достаточно высокая кратность для селекции каждой из преломленных волн.

ПОСТРОЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ РАЗРЕЗОВ И МОДЕЛИ СКОРОСТНОГО РАЗРЕЗА

Поскольку на данном этапе развития технологии цифровой обработки преломленных волн процедура перехода от временных разрезов, получаемых динамическим пересчетом, к глубинным сейсмическим разрезам недостаточно автоматизирована, то для получения моделей верхней части земной коры использовалась модификация метода средних скоростей — способ t_0 [Гурвич, Боганик, 1980]. Значения средней скорости продольных волн в покрывающих толщах определялись по результатам анализа сейсмограмм ОПВ головных волн, полученных при динамическом пересчете (рис. 5). Значения граничной скорости продольных головных волн определялись из временных разрезов, полученных методом динамического пересчета.

Два временных разреза на разных базах $L = \text{const}$, построенные пересчетом трасс, лежащих в области прослеживания одной и той же преломленной волны, позволяют определить значения граничной скорости этой волны. Например, осуществлен динамический пересчет волнового поля преломленной волны (для примера, область прослеживания волны составляет 3–9 км) во временные разрезы на базах $L_1 = 4$ км и $L_2 = 8$ км. Тогда для вычисления граничной скорости этой преломленной волны для каждой (i) трассы вре-

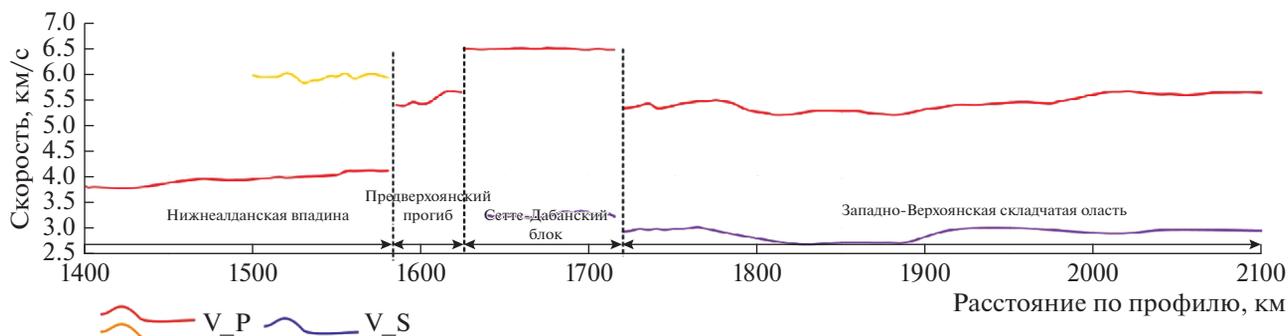


Рис. 6. Латеральное изменение граничной скорости преломленных волн на северо-западном участке профиля 3-ДВ.

менного разреза на базе L_1 фиксируем значения времени пробега преломленной волны (t_1), то же самое проделываем для каждой (i) трассы временного разреза с базой L_2 . Затем разность баз временных разрезов делим на разность времен пробега головной волны [Пузырев и др., 1965], пренебрегая косинусом угла наклона (φ) преломляющей границы:

$$V_{\Gamma} = \frac{L_2 - L_1}{t_2(i) - t_1(i)} \cos \varphi. \quad (6)$$

Для углов наклона, не превышающих 5° – 10° , значения $\cos \varphi$ очень близки к 1, поэтому если множителем-косинусом пренебречь – погрешность определения граничной скорости не превысит 1.5%.

На рис. 6 даны графики граничной скорости продольных и поперечных преломленных волн, зарегистрированных на северо-западном участке профиля 3-ДВ.

Поперечные волны уверенно прослеживаются только в складчатых областях, и граничные скорости для них определены только в Сетте-Дабанском блоке и Западно-Верхоянской складчатой области.

ОЦЕНКА РЕФРАКЦИИ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ УЧАСТКЕ ПРОФИЛЯ 3-ДВ

В результате цифровой обработки методом динамического пересчета из зарегистрированного волнового поля выделяется его когерентная по пространству составляющая – головные волны с параллельными нагоняющими годографами. Как известно [Пузырев, 1987], в случае наличия эффекта проникания, нагоняющий и нагоняемый годографы не параллельны друг другу. Также доказано [Сергеев, 1988], что влияние эффекта рефракции при выделении сигналов преломленных волн из первичного волнового поля эквивалентно низкочастотной фильтрации. В работе [По-

лянский и др., 2018] оценено снижение амплитуд сигналов преломленных волн на разных частотах в зависимости от параметров системы наблюдения и интенсивности эффекта рефракции. Таким образом, в результате динамического пересчета трасс, зарегистрированных в структурах, где градиент скорости в верхней части земной коры отсутствует, ширина спектра исходных трасс и трасс-результатов обработки будет одинаковой. В том случае, когда в среде есть градиент скорости волн, в зависимости от его величины в спектре трасс-результатов пересчета снижаются амплитуды высокочастотных компонент. Преобразование Фурье всех трасс временного разреза позволило оценить изменение частотного состава сигналов выделенных в результате динамического пересчета преломленных волн по всей длине северо-западного участка профиля 3-ДВ. На рис. 7 черными линиями ограничены спектры исходных, зарегистрированных на северо-западном участке профиля 3-ДВ сигналов, а красными линиями ограничены спектры сейсмических трасс, составляющих построенный временной разрез.

В областях Нижнеалданской впадины и Предверхоянского прогиба фиксируется наименьшая разница в значениях “верхних” частот исходного и результирующего спектров – не более 3–5 Гц. В то время как в пределах Сетте-Дабанского блока и Западно-Верхоянской складчатой области наблюдаем значительно большую разницу значений верхних частот – до 15 Гц. Таким образом, рефракция в верхней части коры в этих областях, вероятно, более интенсивна, чем в пределах Нижнеалданской впадины и Предверхоянского прогиба. Теперь получим количественные оценки градиента скорости волн под преломляющими границами в разных частях северо-западного участка профиля.

Для вычисления коэффициентов рефракции волн воспользуемся подходом, обоснованным в исследованиях [Пузырев, 1960]. В случае субгоризонтальной преломляющей границы, залегающей на глубине H , и наличия вертикального гра-

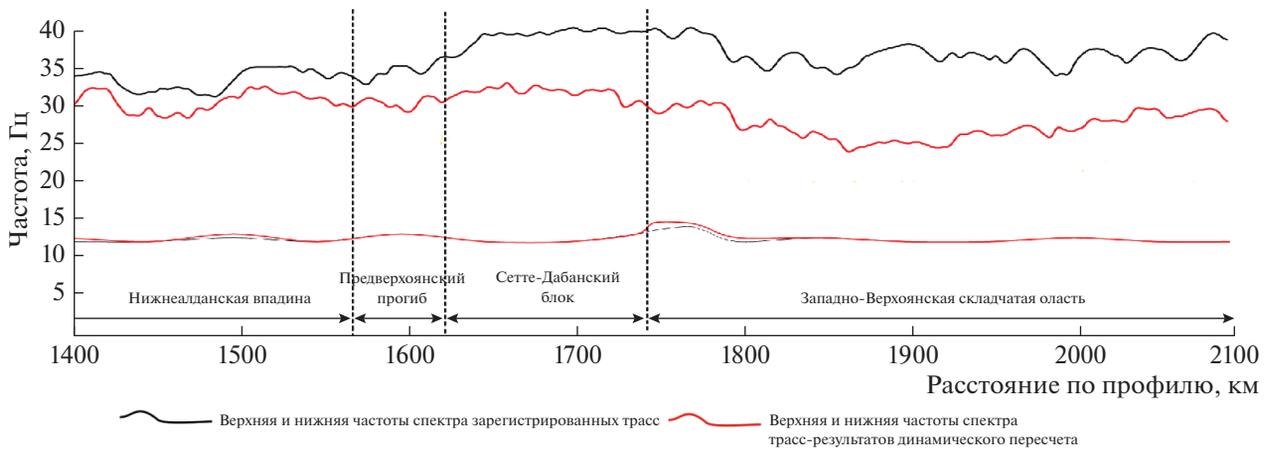


Рис. 7. Изменение частотного состава сейсмических сигналов по латерали на северо-западном участке. Показаны граничные частоты спектров исходных сейсмических трасс (ограничены черными линиями) и трасс-результатов динамического пересчета (ограничены красными линиями).

диента скорости, предполагается, что скорость изменяется с глубиной z по закону:

$$V(z) = V_{\text{гр}}(1 + \gamma(z - H)),$$

где γ — коэффициент рефракции, который может быть вычислен следующим образом:

$$\gamma = 2\sqrt{2bV_{\text{ср}}/(L(x_1 + x_2 - L - 2X_n))},$$

где: $V_{\text{ср}}$ — средняя скорость в покрывающей толще; b — средний наклон линейного тренда графика разности нагоняющих годографов в пределах изучаемого участка; L — расстояние между пунктами взрыва, при воздействии от которых получены анализируемые сейсмограммы; x_1 и x_2 — границы области прослеживания преломленной волны в системе отсчета “нагоняемого” годографа (отметим, что от выбора значения расстояния между анализируемыми пунктами возбуждения результат вычисления γ не изменится, так как изменение значения L будет скомпенсировано за счет изменившихся значений x_1 и x_2); X_n — координата начальной точки годографа преломленной волны (вычисляемая с использованием значений глубины залегания преломляющей границы, средней скорости волн в покрывающей толще $V_{\text{ср}}$, а также значения $V_{\text{гр}}$). При наличии рефракции в среде разность времен нагоняющего и нагоняемого годографа убывает с увеличением расстояния от источника, чем сильнее рефракция, тем быстрее убывают значения разности годографов. На рис. 8 показаны примеры функций разности нагоняющих и нагоняемых годографов, соответствующих волновому полю, полученному в разных тектонических структурах, пересекаемых профилем: на рис. 8а показаны примеры разности нагоняющих и нагоняемых годографов для области Нижнеалданской впадины; зеленая ли-

ния отображает разность нагоняющих годографов для “первой” преломленной волны, а красная линия — для “второй” более высокоскоростной преломленной волны. На рис. 8б изображен пример разности годографов, зарегистрированных в области Сетте-Дабанского блока, а на рис. 8в — в пределах Западно-Верхоянской складчатой области.

Рассмотрим процедуру определения коэффициентов рефракции для волнового поля Нижнеалданской впадины (рис. 8а). График разности нагоняющих годографов “первой” преломленной волны P_1 показан зеленой линией. Абсолютное значение углового коэффициента (b) линии тренда равно 0.0004. Расстояние между пунктами возбуждения (L) составляет 1 км. Значение средней скорости продольных волн в покрывающей толще — 2.2 км/с, граничная скорость — 3.8 км/с, глубина до границы — 0.75 км. Таким образом, коэффициент рефракции под преломляющей границей, которой соответствует волна P_1 , согласно (4), составляет: $\gamma_{P_1} = 0.04 \text{ км}^{-1}$. В результате аналогичных расчетов для волны P_2 в этой же части профиля получаем, что коэффициент рефракции под преломляющей границей составляет 0.05 км^{-1} . Для наглядности поясним физический смысл коэффициента рефракции: при сохранении постоянного значения коэффициента рефракции (например, 0.04 и 0.05 км^{-1}) на интервале глубин 1 км значение граничной скорости преломленных волн P_1 и P_2 увеличивается на 4 и 5% соответственно. Такие значения свидетельствуют о весьма небольшой рефракции в верхней части земной коры Нижнеалданской впадины. На рис. 8б показаны примеры разности нагоняющих годографов преломленных волн для области Сетте-Дабанского блока. Абсолютное значение углового коэффициента (b) линии тренда составляет 0.0097

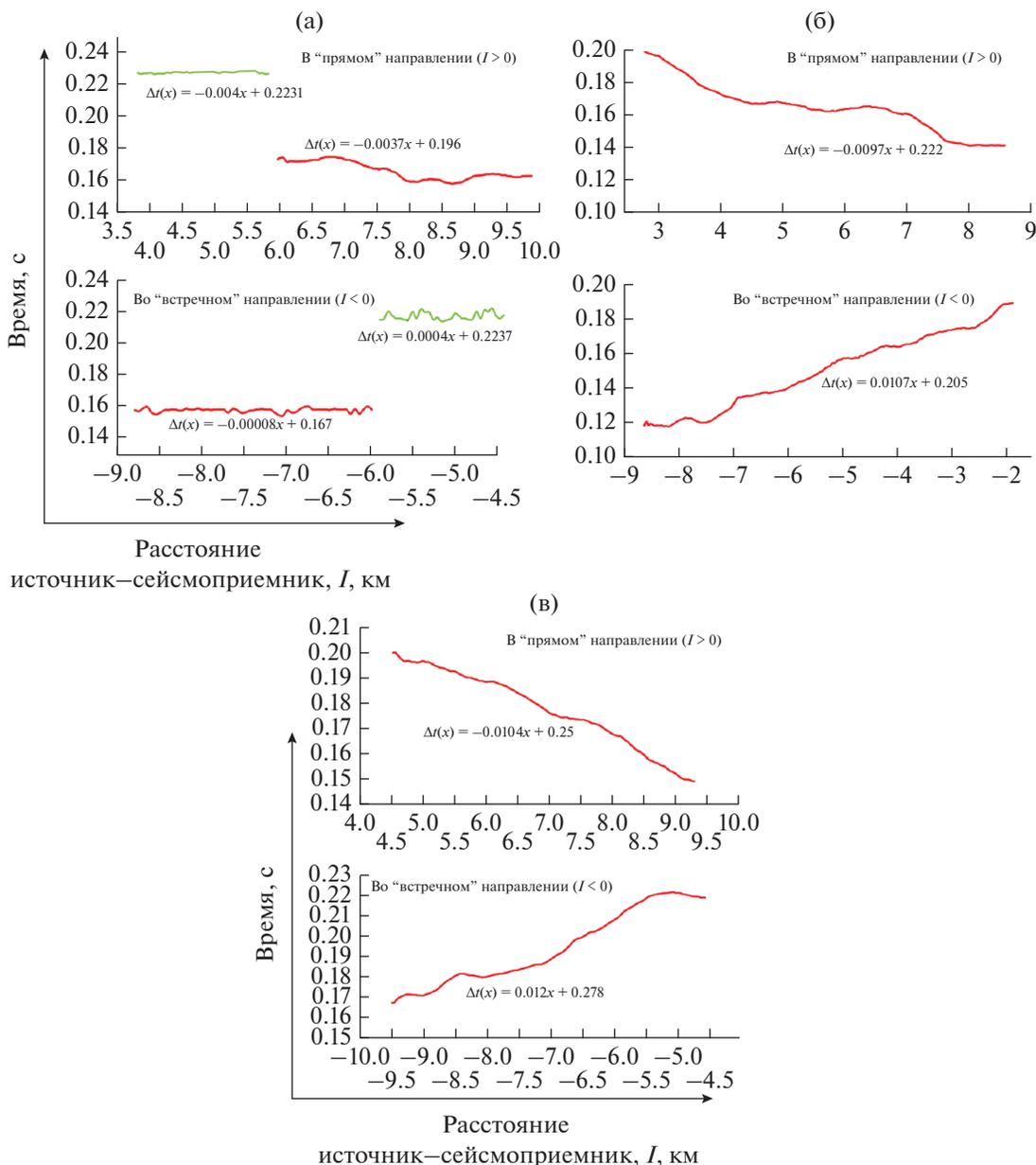


Рис. 8. Примеры графиков разности нагоняющих годографов на северо-западном участке профиля 3-ДВ: (а) – пример разности нагоняющих и нагоняемых годографов для области Нижнеалданской впадины; (б) – пример разности годографов, зарегистрированных в области Сетте-Дабанского блока; (в) – пример разности годографов в пределах Западно-Верхоянской складчатой области.

для “прямого” направления и 0.0107 для “встречного”, расстояние между анализируемыми пунктами возбуждения также возьмем 1 км. Значение средней скорости продольных волн в покрывающей толще – 4.2 км/с, граничная скорость – 6.4 км/с, глубина до границы – 0.6 км. Соответственно, значение коэффициента рефракции составляет 0.19 км^{-1} . Полученное значение свидетельствует о сильной рефракции в пределах Сетте-Дабанского тектонического блока.

МОДЕЛЬ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ГРАНИЦЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С СЕТЕ-ДАБАНСКИМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ БЛОКОМ И ЗАПАДНО-ВЕРХОЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТЬЮ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 3-ДВ

Временные разрезы головных волн на северо-западном участке профиля 3-ДВ опубликованы в работе [Полянский и др., 2017]. В данной работе мы будем рассматривать фрагмент этого профиля, со-

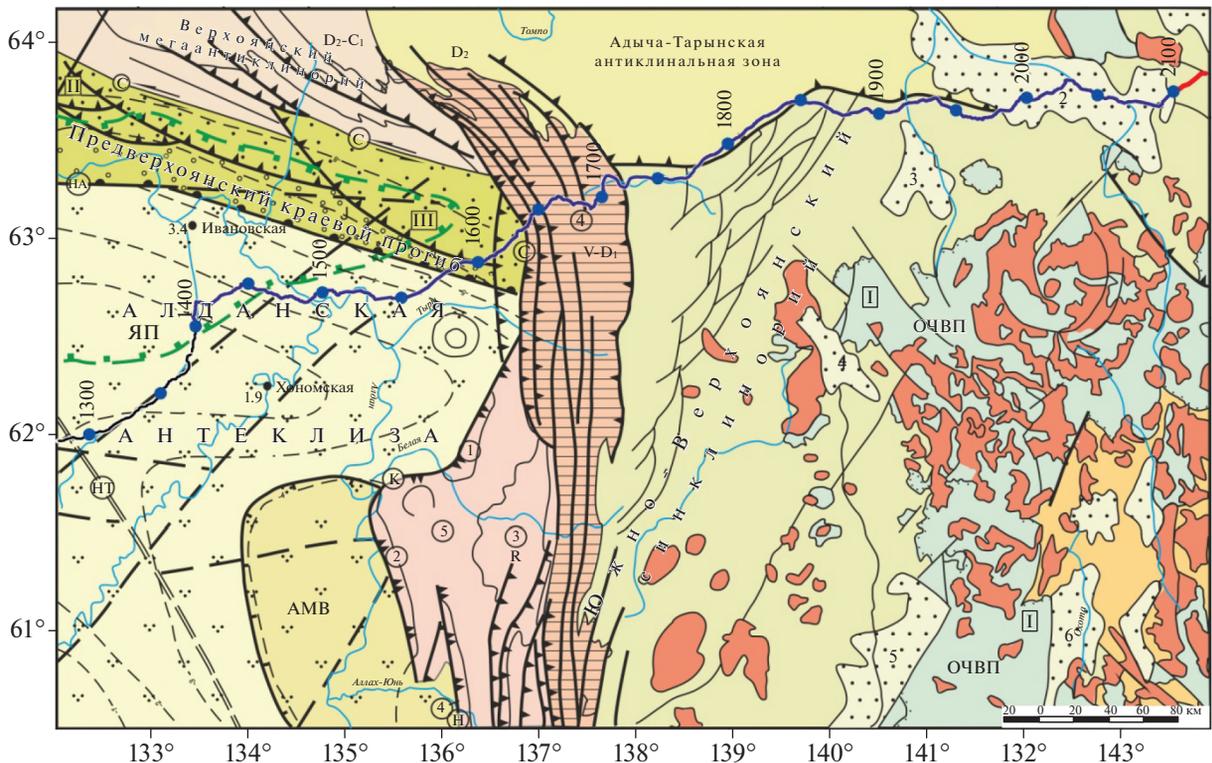


Рис. 9. Тектоническая карта района исследований.

ответствующий границе Сибирского кратона с Сете-Дабанским блоком.

Сейсмические исследования выполнялись вдоль автомобильной дороги (синяя линия, рис. 9). Точки на ней с цифрами — это пикеты, по которым увязывается соответствие линии профиля с разрезом. Следует отметить, что разрез составлен для линии профиля растянутой в прямую линию, и по пикетам выстраивается привязка его на местности.

На рис. 10 даны два представления скоростной модели. Одно представление позволяет количественно оценивать скорости волн и сопоставлять с возможным вещественным составом, а представление в цвете дает наглядное качественное видение строения верхней части разреза. Отметим, что глубинность изучения скоростного строения в подсистеме ОГТ ограничена длиной географов, и в данном случае удается построить скоростной разрез на глубину около 2 км. Метод динамического пересчета волн ориентирован на толстослоистую модель земной коры с выделением границ раздела со скачком скорости. В нашем случае мы имеем пересечение геологических блоков разного строения.

Нижнеалданская впадина и Предверхоанский краевой прогиб являются структурами Сибирского кратона, и преломляющие границы в осадочных породах — вполне нормальная ситуация.

Для складчатых областей рефракция волн в земной коре является распространенным случаем, и до сих пор предпочтение отдавалось моделям земной коры с непрерывным изменением скорости с глубиной. Для составления скоростной модели земной коры по профилю 3-ДВ использовались методы подбора модели под наблюдаемые времена [Zelt, Smith, 1992]. При этом строятся модели в изолиниях скорости и в том числе для данного участка профиля [Сальников и др., 2013; Соловьев и др., 2014; Суворов и др., 2014]. Как во временных разрезах, так и в глубинных в данной работе отчетливо фиксируются преломляющие границы со скачком скорости. Но при этом, данные границы обнаруживаются в среде с сильным градиентом скорости. Как было показано [Сергеев, 1988; Полянский и др., 2018], рефракция в среде влияет на пересчитанные трассы как низкочастотный фильтр. На этом эффекте основано автоматическое определение рефракции в подстилающей среде, как обнаружение отличий спектров зарегистрированных волн от пересчитанных [Полянский и др., 2019]. Совпадение спектров преломленных волн до пересчета и после наблюдается при отсутствии градиента скорости в подстилающей среде. При наличии градиента скорости, чем значительнее различия спектров

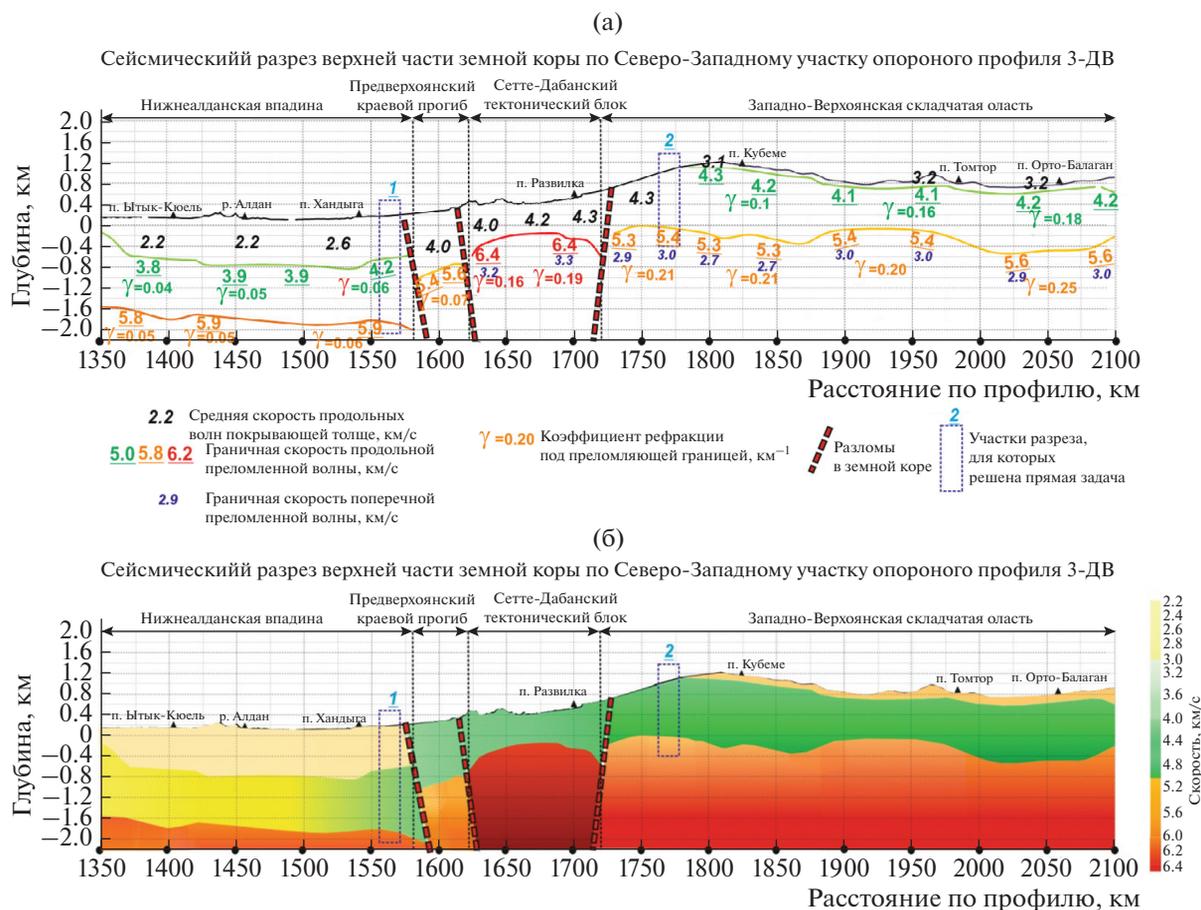


Рис. 10. Модель скоростного строения верхней части земной коры по преломленным волнам для фрагмента профиля 3-ДВ (подсистема наблюдений ОГТ): (а) – модель в значениях скорости; (б) – модель в цвете.

волн со стороны высоких частот, тем более сильный градиент скорости в подстилающей среде.

На опорных профилях появляется уникальная возможность получить данные детальной по кратности сейсморазведки в горных областях и обработать их не на селекцию отраженных волн, а на селекцию преломленных волн. Если среда градиентная, то на трассах временных разрезов мы должны видеть прямые линии без колебаний. На самом же деле на всех временных разрезах головных волн вдоль профиля 3-ДВ в горных областях уверенно прослеживаются преломленные волны на глубинах в первые километры [Полянский и др., 2016; 2017; 2019]. Для них фиксируется при обработке эффект низкочастотной фильтрации. Фактически обнаруженные границы – это не только скачок скорости, но и изменение градиента скорости. Низкие частоты на данной глубине скользят вдоль преломляющей границы, а высокие частоты проникают вниз в соответствии с градиентом скорости в подстилающей среде. Фактически на глубинах 1–2 км в складчатых областях обнаруживается граница со скачком ско-

рости и с сильным градиентом скорости в подстилающей среде. Природа данной границы может быть не обязательно литологической или структурной, а может быть вызвана изменениями пород из-за современных процессов, протекающих в верхней части складчатых областей [Крылов, 1967; Каракин и др., 2003].

На рис. 10 скоростное строение Нижнеалданской впадины двухслойное. Первый слой со скоростью продольных сейсмических волн 2.2–2.6 км наблюдается на глубинах до 600–1000 м от дневной поверхности. На втором слое граничная скорость 3.8–4.2 км/с при наличии слабого градиента скорости в подстилающей среде $\gamma \sim 0.05$. Подошва второго слоя характеризуется граничной скоростью ~5.9 и градиентом скорости ~0.05. Эту границу можно рассматривать как границу фундамента в Нижнеалданской впадине. На стыке впадины с Предверхоанским краевым прогибом выделенные границы имеют тенденцию к инверсии. Верхняя граница поднимается, а нижняя опускается. Второй ярус осадков с приближением к границе Предверхоанского краевого прогиба

характеризуется медленным нарастанием скорости продольных волн в слое в горизонтальном направлении.

Предверхоанский краевой прогиб выделяется как блок, ограниченный с двух сторон разломами и имеющий отличающееся от соседних блоков скоростное строение. В нем удалось выделить только одну преломляющую границу при скорости продольных волн в покрывающей толще 4.0 км/с. Преломляющая граница характеризуется граничной скоростью ~5.5 км/с и градиентом скорости 0.07. Фундамент в этом блоке [Пушаровский, 1959] находится на глубинах недоступных системе наблюдений с базами регистрации до 10 км. Для Предверхоанского прогиба верхний ярус осадков характеризуется скоростями сейсмических волн большими, чем для верхнего яруса соседнего блока Нижнеалданской впадины. Во втором ярусе — высокие скорости, но не соответствующие кристаллическому фундаменту.

Сетте-Дабанский тектонический блок, ограниченный с двух сторон глубинными разломами, отличается высокоскоростным строением верхней части разреза. Скорость в верхнем слое ~4.2 км/с. На глубинах 700–800 м от дневной поверхности преломляющая граница с граничной скоростью 6.4 км/с и большой градиент скорости под ней $\gamma \sim 0.16–0.19$. Начиная с Сетте-Дабанского блока, на временных разрезах выделяются поперечные преломленные волны с граничной скоростью на преломляющей границе в этом блоке 3.3 км/с.

В Западно-Верхоанской складчатой области в самой верхней части на глубинах в десятки метров от дневной поверхности зафиксирована преломляющая граница с граничной скоростью 4.2 км/с при сильном градиенте скорости под ней $\gamma \sim 0.16–0.18$. Скорость в покрывающей среде 3.1–3.2 км/с. Преломляющая граница, характеризующая состояние верхней части складчатой области, прослеживается на глубинах 600–800 м от дневной поверхности. Граничная скорость изменяется в пределах 5.3–5.6 км/с. При этом наблюдается быстрый рост скорости с глубиной $\gamma \sim 0.20–0.25$. Граничная скорость поперечных волн ~3 км/с. Следует признать, что данный блок земной коры существенно отличается от платформенных блоков Нижнеалданской и Предверхоанской впадин.

На рис. 11 показано волновое поле продольных волн, зарегистрированных в Западно-Верхоанской складчатой области (интервал профиля, соответствующий этой сейсмограмме, выделен прямоугольником 2 на разрезе на рис. 10). Для этого участка решена прямая задача на основе полученной модели и на рис. 11 дано сравнение рассчитанных времен с наблюдаемыми временами. Полученные теоретические годографы волн P_1 и P_2 нанесены на сейсмограмму темно-зеленой и синей пунктирными линиями соответственно.

Наблюдаемые годографы этих волн выделены на сейсмограмме светло-зеленой и красной сплошными линиями. Максимальное значение невязки между наблюдаемыми и расчетными временами пробега не превышает 30 мс. В то же время фаза колебаний продольных волн составляет в среднем ~60 мс.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Применение динамического пересчета и суммирования пересчитанных волн во временные разрезы на материалах системы наблюдений ОГТ на опорных геофизических профилях [Эринчек и др., 2014] позволило изучить скоростное строение среды вдоль профиля на глубину в первые километры с высокой детальностью. Учитывая большой объем данных, обработанных на профилях, рассмотренный метод единственный, позволяющий извлечь информацию о строении верхней части земной коры.

В соответствии с системой наблюдений имеется возможность детально изучать скоростное строение земной коры на глубинах до 2–3 км. Все просто в понимании, когда изучаются осадочные бассейны. Преломленные волны в осадочных бассейнах соответствуют литологическим границам. К примеру, в Нижнеалданской впадине изучена поверхность фундамента и литологическая граница внутри осадочной толщи. В Нижнеалданской впадине отмечается латеральное повышение скорости в нижнем ярусе осадков с приближением к границе с Предверхоанским краевым прогибом.

Строение Предверхоанского краевого прогиба по скоростным характеристикам и структуре существенно отличается от граничащих с ним по разломам соседних структур. Глубина до фундамента прогиба возросла так, что обработанные данные сейсморазведки не позволяют увидеть эту границу. На глубине около одного км прослеживается граница, вероятнее всего имеющая литологическую природу. Осадки Предверхоанского прогиба характеризуются более высокими скоростями сейсмических волн, чем осадочный чехол Нижнеалданской впадины. Для нижнего яруса осадков фиксируется очень слабый рост скорости с глубиной, что характерно для осадочных пород.

Сетте-Дабанский тектонический блок ярко выражен как высокоскоростная структура в верхней части земной коры (рис. 10), что отмечалось в работах [Полянский и др., 2017; Суворов и др., 2014]. По данным отраженных волн на профиле 3-ДВ в районе Сетте-Дабанского блока наблюдается быстрое погружение отражающих границ [Черкасов и др., 2013; Старосельцев, 2015], что вполне объясняется надвиговой структурой контакта Сибирской платформы с Верхоанской

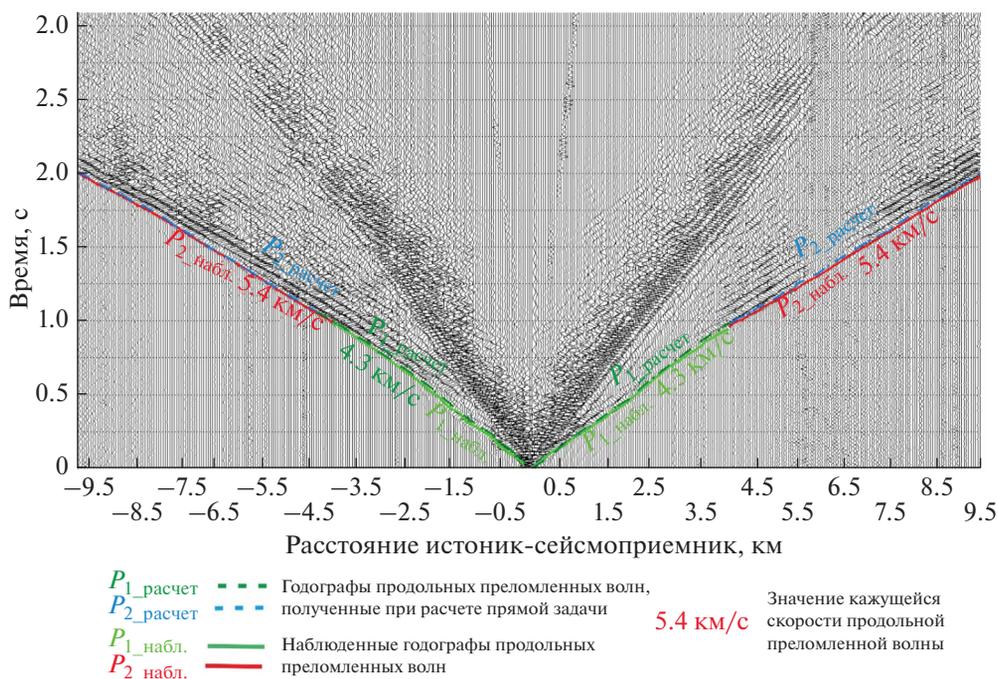


Рис. 11. Сравнение результата решения прямой задачи по построенной модели с экспериментальными данными.

складчатой областью [Горошко и др., 2016; Имаева и др., 2006; 2017; 2018; Константиновский, 2007; Сафонов, 1974]. Поскольку по геологическим данным [Имаева и др., 2018] блок сложен из сильно деформированных пород, то литологические границы должны иметь сложную быстроизменяющуюся геометрию. На самом деле по результатам наших исследований на глубинах около 1.0 км фиксируется скачок скорости продольных волн. Граница раздела порождает головную волну, и отмечается довольно плавная, близкая к горизонтальной, граница раздела.

Обзор случаев существования пологих преломляющих границ в консолидированной земной коре на разных глубинах дан в работах [Крылов, 1967; 1970], рассмотрена возможная природа таких границ. При этом указывается, что природа пологих сейсмических границ в каждом отдельном случае требует доказательства и может быть разной даже на равных глубинах в разных геологических структурах.

Предпочтительное рассмотрение преломленных волн как рефрагированных [Авербух, 1975] получило в практике сейсмических исследований неоднозначную трактовку. Вопрос о разделении преломленных волн на головные и рефрагированные детально рассмотрен в работе [Пузырев, 1987].

На рис. 12 приведены модели границ, на которых образуется разрыв фронта сейсмических волн вдоль границы, и формируется коническая

волна, выходящая на поверхность как головная. Возможно и существование головных волн второго рода, когда нет скачка скорости на границе, а фиксируется изменение градиента [Пузырев, 1987]. Анализ кинематических характеристик головных волн для сложных моделей скоростного строения сред представлен в работе [Гамбурцев, 2003].

Природа пологих границ в коренных породах складчатых областей рассматривалась при сейсморазведке в районе рудных месторождений [Волин, 1969; Караев, Рабинович, 2000], и при этом в ряде случаев фиксировались как литологические границы, порождающие головные волны, так и физические границы, являющиеся результатом дальнейшей переработки состояния вещества. В рудной сейсморазведке исследуется локальная область месторождения до глубин в первые сотни метров, и в этом плане представленные в данной работе результаты отличаются несколько большей глубиной и существенно большей протяженностью профильных исследований.

Важным моментом является анализ исследований на сверхглубоких скважинах для понимания природы преломляющих границ в земной коре [Кольская..., 1998; Караев, Рабинович, 2000]. Установлена сложная картина изменения скорости волн с глубиной. Данные о формировании отраженных волн в земной коре хорошо представлены по материалам вертикального сейсмического профилирования. Для изучения природы пологих преломляющих горизонтов в коренных

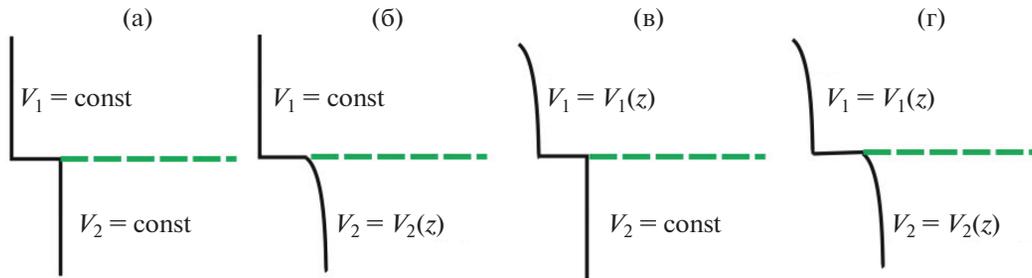


Рис. 12. Модели распределения скоростей на границе первого рода [Пузырев, 1987], при которой образуется головная волна: (а) – скачок скорости при постоянных значениях ее в покрывающей и подстилающей средах; (б) – скачок скорости при постоянном значении ее в покрывающей среде и растущей с глубиной в подстилающем слое; (в) – скачок скорости при растущей скорости с глубиной в покрывающем слое и постоянной скорости в подстилающей среде; (г) – скачок скорости при растущих ее значениях с глубиной и в покрывающей, и в подстилающей средах.

породах большое значение могло бы иметь вертикальное сейсмическое профилирование с серией вынесенных вдоль наземного профиля источников волн. В этом случае интенсивные головные волны опережали бы прямую волну и фиксировались бы меньшие времена прихода первых вступлений выше преломляющих границ на более глубоких датчиках. Таким образом, можно выделить существующие в кристаллических породах границы, формирующие конические волны, на дневной поверхности, регистрируемые как головные. Отсутствие таких наблюдений в районе опорных и сверхглубоких скважин является общим недостатком программы региональных исследований [Эринчек и др., 2014]. Данные сейсмического каротажа сверхглубоких скважин хотя и дают возможность понимать состояние горных пород на разных глубинах, но однозначной интерпретации природы образования головных волн не обеспечивают. Такая же ситуация в ряде случаев формируется и по отраженным волнам [Караев, Рабинович, 2000], но в этом случае данные ВСП скважин хорошо выделяют отражающие горизонты.

В нашем исследовании для пологих преломляющих границ в складчатых областях обосновывается модель (б) и (г) на рис. 12. Рассмотрение природы построенных границ выходит за рамки данной работы. Определены скорости сейсмических волн среды около границ раздела. Для природы границ в верхах коры в работах предшественников высказывались гипотезы [Крылов, 1967; 1970; Каракин и др., 2003; Киссин, 2009], детальный анализ справедливости которых является темой отдельного исследования.

ВЫВОДЫ

- На основе динамического пересчета головных волн во временные разрезы из сейсмограмм системы наблюдений ОГТ на опорном профиле 3-ДВ, дополненного алгоритмами интерпрета-

ции для сред с градиентом скорости в подстилающую среду, создана модель скоростного строения верхов земной коры зоны восточного окончания Сибирской платформы.

- В срезе профиля изучены четыре блока земной коры, резко отличающиеся скоростным строением на глубину в первые километры от дневной поверхности: Нижнеалданская впадина, Предверхоанский краевой прогиб, Сетте-Дабанский блок, Западно-Верхоанская складчатая область. Все четыре структуры граничат друг с другом по зонам разломов с резким изменением скоростной модели на этих границах.

- В Нижнеалданской впадине и Предверхоанском краевом прогибе преломляющие границы являются литологическими. В Нижнеалданской впадине построены граница фундамента и граница внутри осадочной толщи, что подтверждает двухъярусное строение осадочной толщи, известное из геологических данных. В Предверхоанском прогибе, вследствие погружения фундамента, обработанные данные позволяют построить только границу внутри осадков. Под преломляющими границами зафиксирован слабый градиент скорости с глубиной.

- В Сетте-Дабанском блоке на глубине около одного километра от дневной поверхности прослеживается преломляющая граница с высокой граничной скоростью 6.4 км/с и высоким градиентом скорости в нижележащую среду. Данный блок имеет разломные границы со смежными структурами и отличается от них более высокой скоростью продольных сейсмических волн. Преломляющая граница является плавной и секущей литологические границы складок и по своей природе может быть только физической границей, отражающей процесс в земной коре, изменяющий скоростные свойства горных пород.

- В Западно-Верхоанской складчатой области на глубине 1–2 км фиксируется пологая преломляющая граница с граничной скоростью 5.3 км/с

и с большим градиентом скорости с глубиной. Скоростная модель существенно отличается от модели Сетте-Дабанской зоны, но общим является наличие пологой преломляющей границы, секущей складчатые структуры горной области. Объяснение природы существования такой границы следует связывать с процессом в верхах кристаллических пород, изменяющим скоростные свойства горных пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авербух А.Г.* Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами. М.: Недра. 1975. 223 с.
- Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В.* Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 6. С. 3–15.
- Волин А.П.* Применение сейсморазведки при решении задач рудной геологии. Обзор проведенных исследований и анализ современного состояния. М.: Наука. 1969. 80 с.
- Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С., Епина-тьева А.М., Пасечник И.П., Косминская И.П., Карус Е.В.* Корреляционный метод преломленных волн. М.: изд-во АН СССР. 1952. 239 с.
- Гамбурцев Г.А.* Избранные труды. В 3-х томах. Т. 2. Основы сейсморазведки. М.: Наука. 2003. 439 с.
- Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Гильманова Г.З.* Тектоника и металлогения зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 1. С. 15–30.
- Гурвич И.И., Боганик Г.Н.* Сейсмическая разведка. 3-е изд., переработанное. М.: “Недра”. 1980. 551 с.
- Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Коршик Н.А.* Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 10. С. 1031–1045.
- Епинантьева А.М., Голошубин Г.М., Литвин А.Л. и др.* Метод преломленных волн. М.: “Наука”. 1990. 297 с.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Слепцов С.В.* Активные сейсмоструктуры Лено-Алданского междуречья (Центральная Якутия) // Исслед. Земли из Космоса. 2006. № 3. С. 62–67.
- Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Ашурков С.В., Мельникова В.И., Середкина А.И.* Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений Северо-Востока Азии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768.
- Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М.* Сеймотектоническая активизация новейших структур Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. № 6. С. 36–54.
- Караев Н.А., Рабинович Г.Я.* Рудная сейсморазведка. М.: ЗАО “Геоинформмарк”. 2000. 365 с.
- Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И.* Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. ВНИИГеосистем. 2003. 230 с.
- Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты / Отв. ред. Леонов Ю.Г. М.: Наука. 2009. 328 с.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Гл. ред.: Орлов В.П., Лаверов Н.П. М.: МФ “Технонефтегаз”. 1998. 260 с.
- Константиновский А.А.* Структура и геодинамика Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геотектоника. 2007. № 5. С. 3–22.
- Крылов С.В.* О природе сейсмических разделов земной коры // Региональные геофизические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние. 1967. С. 105–122.
- Крылов С.В.* О пологих сейсмических границах внутри фундамента // Геология и геофизика. 1970. № 4. С. 98–110.
- Крылов С.В., Сергеев В.Н.* Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки // Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 92–102.
- Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В.* Временные разрезы головных волн верхней части Земной коры на опорном профиле 3-ДВ (Северо-Восточный участок) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2016. № 2. С. 86–95.
- Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В.* Временные разрезы головных волн верхней части земной коры на опорном профиле 3-ДВ (Северо-Западный участок) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. Т. 30. № 2. С. 112–122.
- Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С., Жабин В.В.* Динамический пересчет головных волн на центральном участке опорного профиля 3-ДВ: Особенности методики и интерпретация временных разрезов // Геофизические исследования. 2018. Т. 19. № 2. С. 5–33.
- Полянский П.О., Еманов А.Ф., Сальников А.С.* Преломляющие границы в верхней части земной коры на южном участке опорного геофизического профиля 3-ДВ // Геофизика. 2019. № 3. С. 80–89.
- Пузырев Н.Н.* Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде // Геология и геофизика. 1960. № 10. С. 120–128.
- Пузырев Н.Н.* К вопросу разделения преломленных волн на головные и рефрагированные // Геология и геофизика. 1987. № 12. С. 65–73.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапов С.В.* Точечные сейсмические зондирования. Методика сейсморазведки. М.: “Наука”. 1965. С. 5–91.
- Пушаровский Ю.М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Труды Геологического института АН СССР, вып. 28. М.: изд-во АН СССР. 1959. 154 с.
- Сальников А.С., Ефимов А.С., Кузнецов В.Л., Еманов А.Ф., Соловьев В.М., Селезнев В.С.* Глубинное строение земной коры Северо-Востока Евразии по данным глубинного сейсмического зондирования. В кн.: “50 лет сейсмологического мониторинга Сибири”. Новосибирск: изд-во Полиграфика. 2013. С. 201–205.
- Сафонов А.Ф.* Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Предверхоанского прогиба. Новосибирск: “Наука”, Сиб. отд-ние. 1974. 112 с.
- Селезнев В.С., Еманов А.Ф.* Пересчет волновых полей головных волн фильтрами Винера // Геология и геофизика. 1998. № 4. С. 536–546.
- Сергеев В.Н.* Учет геометрического расхождения и рефракции при пересчете поля колебаний преломлен-

ных волн // Геология и геофизика. 1988. № 3. С. 93–102.

Соловьев В.М., Сальников А.С., Тимофеев В.Ю., Шибачев С.В., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. Глубинные сейсмические исследования на субширотном трансекте Хандыга–Сусуман–Мякит в области сочленения Евразийской, Североамериканской и Охотоморской континентальных плит // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2014. Т. 2. № 23. С. 61–67.

Старосельцев В.С. Геолого-геофизические предпосылки юго-восточного продолжения Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. Т. 24. № 4. С. 3–10.

Суворов В.Д., Мельник Е.А., Сальников А.С. Строение верхней части земной коры по данным КМПВ вдоль профиля 3-ДВ (Сковородино–Томмот–Якутск–Сусуман–Мякит). Геофизические методы исследования земной коры. Материалы всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения акад. Н.Н. Пузырева (8–13 декабря 2014 г.). Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН. 2014. С. 264–269.

Тулина Ю.В., Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б. К проблеме неоднозначности интерпретации наблюдаемых данных глубинного сейсмического зондирования // Наука и технологические разработки. 2011. Т. 90. № 3. С. 14–39.

Черкасов Н.Г., Сальников А.С., Гошко Е.Ю. Инновационный прогноз нефтеносности Южного Приверхоянья и Сетте-Дабана // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 4. С. 25–33.

Эринчек Ю.М., Липилин А.В., Сержантов Р.Б., Кашибин С.Н., Мильштейн Е.Д. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. Геофизические методы исследования земной коры. Материалы всероссийской конференции, посвященной 100-летию со дня рождения акад. Н.Н. Пузырева (8–13 декабря 2014 г.). Новосибирск: изд-во ИНГГ СО РАН. 2014. С. 282–288.

Zelt C.A., Smith R.B. Seismic travel time inversion for 2D crustal velocity structure // Geophys. J. Int. 1992. № 108(1). P. 16–34.

Upper Crustal Velocity Model for the Southeastern Boundary of the Siberian Platform

A. F. Emanov^{a,*}, P. O. Polyanskii^a, and A. S. Sal'nikov^b

^aAltai–Sayan Branch, Federal Research Center “Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences”, Novosibirsk, 630090 Russia

^bAbAO Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, 630091 Russia
*e-mail: Emanov@gs.nsc.ru

Based on the common-depth point (CDP) seismic data on the 3-DV reference profile, with the dynamic conversion of refracted waves into time sections, the velocity sections are constructed across four crustal blocks in the boundary region of the Siberian platform and folded area: the Nizhnealdansakaya (Lower Aldan) depression, Pre-Verkhoyansk foredeep, Sette-Daban block, and West-Verkhoyansk folded region. The four structures contact each other along the fault zones with the velocity model abruptly changing at these boundaries. Within the Lower Aldan depression, the topography of two refractive discontinuities is constructed: the basement boundary and intermediate boundary in the sedimentary cover. In the Pre-Verkhoyansk foredeep, one refractive discontinuity is constructed in the sedimentary cover, whereas the basement boundary is located at greater depths than the depth interval covered by the observation system. All the discontinuities revealed in these blocks are lithological. In the uppermost crust of the Sette-Daban block and the West Verkhoyansk folded area, gently sloping refractive boundaries characterized by velocity jump and the presence of steep velocity gradients into the underlying medium are detected. The Sette-Daban block is distinguished by particularly high seismic velocities. The refractive boundaries are not lithological.

Keywords: Siberian platform, Sette-Daban block, West Verkhoyansk folded area, 3-DV reference geophysical profile, refracted waves, dynamic sections of head waves, upper crustal velocity models, coherent waves

ПЕРЕХОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ В МАЛОГЛУБИННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЯХ

© 2021 г. П. О. Барсуков¹, *, Э. Б. Файнберг¹, **, Е. О. Хабенский¹, ***

¹Центр геоэлектромагнитных исследований, филиал института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
г. Москва, Россия

*E-mail: pbadger@yandex.ru

**E-mail: fain@igemi.troitsk.ru

***E-mail: khabenskiy@yandex.ru

Поступила в редакцию 11.07.2020 г.

После доработки 09.11.2020 г.

Принята к публикации 03.12.2020 г.

Теоретически и экспериментально исследованы процессы выключения тока в незаземленных антеннах, применяемых в малоглубинных ТЕМ-зондированиях. Одновитковые антенны, лежащие на поверхности земли в форме квадратной петли, анализируются как системы с распределенными электрическими параметрами. В основе теоретических расчетов лежат результаты, вытекающие из теории двухпроводных передающих линий (ДПЛ). В полевых экспериментах исследованы переходные процессы в антеннах размером от $6 \text{ м} \times 6 \text{ м}$ до $50 \text{ м} \times 50 \text{ м}$ и ДПЛ размером $50 \text{ м} \times 1 \text{ м}$ и $100 \text{ м} \times 1 \text{ м}$ в наносекундном и микросекундном диапазоне времен. Показано, что процессы выключения тока в ТЕМ-антеннах протекают так же, как в короткозамкнутых на выходе ДПЛ, без потерь и описываются убывающими во времени ступенчатыми функциями. Длительность ступеней определяется временем пробега электромагнитной волны периметра антенны, а амплитуда ступеней убывает в геометрической прогрессии со знаменателем, зависящим от соотношения сопротивлений демпфирующего входного резистора и входного импеданса антенны Z_0 . По эмпорам выключения напряжений и токов вычислены погонные индуктивности и емкости для антенн из медных проводов площадью сечения $0.35\text{--}1.0 \text{ мм}^2$. Входной импеданс Z_0 достигает $\sim 1000 \text{ Ом}$, если провода антенн и ДПЛ не касаются растительного покрова и почвы, и уменьшается до $Z_0 = 400\text{--}500 \text{ Ом}$ для антенн, лежащих на земле. Длительность фронта выключения тока в квадратных антеннах размером $A \times A \text{ (м} \times \text{м)}$ не превышает $T_{\text{off}} \text{ (нс)} \leq 150A$, что определяет глубину “мертвой зоны” зондирований $H \text{ (м)} \leq 0.25 \times \sqrt{\rho A}$, где $\rho \text{ (Ом} \cdot \text{м)}$ – эффективное сопротивление приповерхностного слоя мощностью H . В пределах этой глубины невозможна послойная интерпретация переходных откликов, однако возможна робастная оценка продольной проводимости $S = H/\rho$. Переходные процессы, измеренные ТЕМ-инструментом в маленьких антеннах после полного выключения тока $t > T_{\text{off}}$, демонстрируют несоответствие между теорией и экспериментом. В антеннах меньше $25 \text{ м} \times 25 \text{ м}$ наблюдаются индукционные эффекты, интенсивность и длительность которых зависят от толщины проводов. Дается физическая интерпретация этих эффектов, связанных с релаксацией индуцированных токов внутри разомкнутого провода. Показано, что в момент выключения трансмиттера убывающее магнитное поле индуцирует в телепровода объемный замкнутый вихрь токов, подобно тому, как имеет место в локальных проводниках (проводящей среде). Постоянная времени релаксации этих токов зависит от проводимости и площади сечения $s \text{ (мм}^2\text{)}$ и для медного провода $\tau_{\text{Cu}} \approx (1.4\text{--}1.6)s \text{ (мкс)}$. Уменьшение влияния эффектов индукции в проводах антенн достигается применением специального многожильного провода (литцендрат). Для совмещенных приемно-генераторных антенн $12 \text{ м} \times 12 \text{ м--}25 \text{ м} \times 25 \text{ м}$, выполненных из 127-жильного литцендрата, глубина “мертвой зоны” не превышает $H \text{ (м)} \leq 1.5 \times \sqrt{\rho A}$.

Ключевые слова: электромагнитные зондирования земли, особенности переходных процессов в антеннах.

DOI: 10.31857/S0002333721030029

ВВЕДЕНИЕ

Свойства приповерхностного слоя земли толщиной в первые десятки метров представляют интерес в самых широких сферах человеческой

деятельности. Инженерные изыскания при проектировании сооружений, решение экологических проблем загрязнения окружающей среды, исследования мерзлотных грунтов и грунтовых

вод, археологические изыскания, оценки оползневой опасности, поиск россыпных месторождений минералов — это далеко не полный список актуальных задач, которые могут возникнуть при исследованиях в этом относительно тонком слое горных пород.

Однако арсенал эффективно работающих геофизических методов при решении таких задач не так уж широк. Прежде всего, это определяется спецификой условий применения геофизических технологий: резкая неоднородность исследуемой среды, вызванная как естественными геологическими процессами, так и деятельностью человека и, пожалуй, главное, ограниченным размером площадок для размещения зондирующих установок. Именно последний фактор резко ограничивает использование методов прикладной геофизики, успешно применяемых при решении глубинных структурных, рудных и нефтяных поисковых задач.

В качестве простого примера можно привести задачу картирования рельефа кристаллического фундамента, перекрытого толщей современных отложений. Для решения, к примеру, можно использовать технологию электрической томографии, позволяющую с хорошей точностью определять мощность покровных отложений, но и разделять ее по литологическому составу. Глубина исследований DR и размер установки M связаны соотношением $M/DR \approx 4.6-5.8$ для Веннера, Шлюмберже и диполь-дипольных установок [Edwards, 1977]. Таким образом, для исследования площадки $100 \text{ м} \times 100 \text{ м}$ на глубину $DR = 30 \text{ м}$ с построением 3D-геоэлектрической модели, необходимо установить сеть электродов на площади, как минимум, $250 \text{ м} \times 250 \text{ м}$. Это не всегда возможно в городских условиях, на территории промышленных предприятий или на сильно пересеченной местности.

Эта же задача может быть решена с помощью радиоманнителлурического метода с контролируемым источником CSRMT (Control Source Radio MagnetoTellurics) в высокочастотном варианте, где в качестве источника электромагнитного поля используется горизонтальный электрический диполь [Saraev et al., 2017]. Так же как и в первом примере, для эффективного использования технологии требуется размещение источника поля в сотнях метров за пределами исследуемой площади. При такой конфигурации геоэлектрические неоднородности и искусственные объекты, возможно присутствующие между источником и приемниками полей, никак не контролируются, что может катастрофически отразиться на результатах интерпретации полученных данных съемки.

Поставленная задача может быть решена методом ТЕМ (Transient ElectroMagnetic) или ЗС

(зондирования становлением поля) с использованием большой незаземленной петли в качестве источника импульсного поля и приемников для синхронных точечных измерений на исследуемой территории. Для эффективной работы этой технологии необходимо, чтобы площадь исследований находилась в центральной части антенны-источника. Использование большой генераторной антенны, к примеру $100 \text{ м} \times 100 \text{ м} - 250 \text{ м} \times 250 \text{ м}$, с длинным фронтом выключения тока ограничивает диапазон измерений на ранних временах, что создает “мертвую зону” на малых глубинах исследований.

Зондирования ТЕМ с совмещенными антеннами или антеннами петля в петле могут решить поставленную задачу на ограниченной площади. Однако для необходимой латеральной и вертикальной детальности исследований требуется использование небольших по размеру антенн с возможностью измерений переходных откликов в диапазоне единиц микросекунд (чтобы максимально сократить “мертвую зону”).

Таким образом, для ТЕМ-технологий, направленных на малоглубинные исследования, актуальной является задача генерации импульсов тока с коротким фронтом выключения в маленьких антеннах и регистрации переходных откликов с минимально возможным начальным временем измерений.

МИНИМАЛЬНАЯ ГЛУБИНА ЗОНДИРОВАНИЙ. МЕРТВАЯ ЗОНА

С появлением быстрых, многоразрядных аналого-цифровых преобразователей (ADC) измерения переходных откликов на ранних временах перестали быть проблемой. В современных ТЕМ-системах имеется возможность регистрации импульсов в наносекундном диапазоне с практически любым временным шагом и достаточной точностью. Проблема возникает при выключении возбуждающего тока в генераторных антеннах. Сигнал, наведенный фронтом выключения тока в генераторной антенне, накладывается на переходной отклик среды и формирует т.н. мертвую зону, т.е. интервал времен, где искажения измеряемых ТЕМ-откликов среды недопустимо велики. Поскольку глубина зондирования h , зависит от времени t , которое отсчитывается от момента выключения возбуждающего тока, длительность мертвой зоны во времени соотносится с мертвой зоной по глубине как:

$$h_t \approx \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}}, \quad (1)$$

где μ и σ — магнитная проницаемость и электропроводность исследуемой среды. Например, при среднем сопротивлении приповерхностных по-

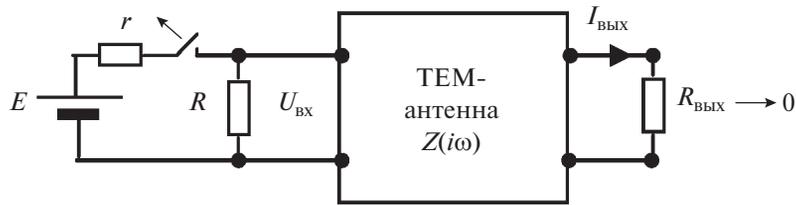


Рис. 1. Схема ТЕМ-антенны с входным импедансом $Z(i\omega)$ при выключении установившегося тока: R – входной резистор; r – внутреннее сопротивление источника E ; $I_{\text{ВЫХ}}$ – выходной ток; $U_{\text{ВХ}}$ – входной напряжение.

род $\rho = 30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ ($\sigma = 1/\rho \approx 0.033 \text{ См/м}$) и при длительности мертвой зоны $t = 10 \text{ мкс}$, минимальная глубина зондирования равна $h_t \sim 20 \text{ м}$. Это означает, что в толще пород в интервале глубин 0–20 м не могут быть выделены контрастные по сопротивлению слои. Единственный устойчивый интегральный параметр, который можно получить из данных ТЕМ, – это суммарная продольная проводимость слоя: $S = h/\rho$. Иногда этого параметра оказывается достаточно для решения конкретных геологических задач, если, к примеру, сопротивление ρ известно и изменяется в узком диапазоне. Однако это скорее исключение, чем правило. В реальных условиях, когда от ТЕМ требуются определения мощности рыхлых отложений с точностью $\pm 1\text{--}2 \text{ м}$, оценка, даже весьма точная, продольной проводимости S не решает поставленной задачи. Именно по этой причине использование технологии ТЕМ с большой генераторной антенной и маленькими приемными датчиками неэффективно при малоуглубинных исследованиях. Мертвая зона, обусловленная длинным фронтом выключения тока в большой антенне, не позволяет зондировать приповерхностные слои с необходимым вертикальным разрешением. Поскольку длительность фронта выключения прямо зависит от размера антенны, возникает естественное желание использовать маленькие антенны, в которых можно реализовать короткие фронты выключения тока. При этом есть надежда на то, что кроме улучшения разрешения по вертикали, возрастет и горизонтальное разрешение зондирования.

ТЕМ-АНТЕННА КАК ДВУХПРОВОДНАЯ ПЕРЕДАЮЩАЯ ЛИНИЯ (ДПЛ)

Незаземленную антенну, выполненную из длинных изолированных проводов и используемую для возбуждения импульсных полей, можно представить в виде линии с распределенными параметрами (индуктивностью – L и емкостью – C). На рис. 1 приведена схема включения антенны с входным импедансом $Z(i\omega)$, с “короткозамкнутым” ($R_{\text{ВЫХ}} \rightarrow 0$) выходом и демпфирующим резистором R на входе.

Для однородной короткозамкнутой на выходе ДПЛ без потерь входной импеданс в частотной области равен [Simonyi, 1956]:

$$Z = Z_0 \frac{Y - 1}{Y + 1}, \quad Y = \exp(2\gamma m), \quad (2.1)$$

$$Z_0 = (L/C)^{1/2}, \quad (2.2)$$

$$\gamma = i\omega(LC)^{1/2}, \quad \omega = 2\pi f, \quad i = \sqrt{-1}. \quad (2.3)$$

Здесь и далее L и C – погонные индуктивность и емкость, m – длина линии.

Опуская известные табличные преобразования Лапласа [Диткин, Прудников, 1974, ф. 9.90], запишем выражение для переходного процесса выключения установившегося тока I_0 в цепи (рис. 1), аппроксимируемого последовательностью ступенек, как:

$$I(t) = I_0 \frac{\beta}{1 + \beta} \left(\frac{\beta - 1}{\beta + 1} \right)^k \quad k\tau_0 < t < (k + 1)\tau_0 \quad (3.1)$$

$$k = 0, 1, 2, \dots,$$

где: $\beta = Z_0/R$, $\tau_0 = 2m\sqrt{LC}$ и k – номер ступени. Амплитуды ступеней в (3.1) убывают по экспоненте:

$$I(t) = I_0 \frac{\beta}{1 + \beta} \exp(-t/\tau), \quad \tau = \tau_0 / \ln \left| \frac{\beta + 1}{\beta - 1} \right|. \quad (3.2)$$

На рис. 2 приведены переходные процессы в ДПЛ, рассчитанные по (3.1) для различных соотношений $\beta = Z_0/R$.

Длительность ступеней равна времени пробега электромагнитной волны периметра линии $2m$ со скоростью $V = 1/\sqrt{LC}$, а амплитуда начальной ступени ($k = 0$ в (3.1)):

$$I(t)/I_0 = K_0 = \frac{\beta}{1 + \beta} = \frac{Z_0}{Z_0 + R}. \quad (3.3)$$

Каждая последующая ступень спада тока отличается от предыдущей в K_1 раз:

$$K_1 = (\beta - 1)/(\beta + 1). \quad (3.4)$$

Выходные токи отличаются от (3.1) сдвигом по оси времен на $\Delta t = \tau_0/2$, т.е. на время пробега по-

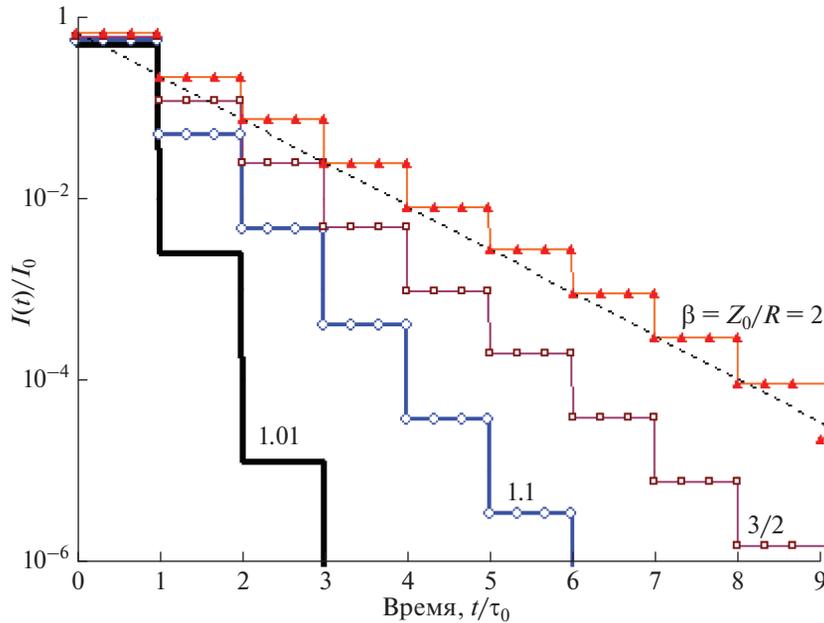


Рис. 2. Переходные процессы выключения тока в ДПЛ в зависимости от соотношений $\beta = Z_0/R$. Пунктиром показана экспоненциальная зависимость (3.2) для $\beta = 2$.

ловины периметра антенны (начиная со ступени $k = 1$).

Представленные соотношения справедливы для однородных линий без потерь (без учета излучения, утечек, падения напряжения на активном сопротивлении проводов, частотной дисперсии индуктивности и емкости).

ТЕМ-антенна размером $A \times A$ (м \times м) представляет собой изолированный одножильный или многожильный провод, лежащий на земле или подвешенный на небольшой высоте над землей. Расстояние между проводами антенны меняется от нуля на входе и выходе до размера диагонали квадрата $D \sim 1.4A$. На низких частотах (в установившемся режиме тока) разность потенциалов между любыми точками в антеннах определяется падением напряжения на сопротивлении проводов (как правило это $\sim 17\text{--}34$ Ом/км). Максимальное напряжение имеет место между входными терминалами. Поэтому реальную антенну лишь в первом приближении можно считать однородной линией без потерь.

Для проверки применимости теории ДПЛ к реальным ТЕМ-антеннам были исследованы два варианта установок: ДПЛ длиной $m = 25, 50$ и 100 м с различными расстояниями d между проводами и квадратные антенны со стороной $A = 6.25, 12.5, 25$ и 50 м. Для уменьшения влияния емкости между проводами антенны при касании почвы и травяного покрова [Kozhevnikov, 2016; Барсуков и др., 2003] провода были подвешены над землей на высоту $h \approx 2$ м и тщательно изолированы от

штанг подвеса. Для измерений наносекундных стадий переходных процессов использовался цифровой осциллограф Tektronix THS720A, с питанием от внутренней батареи. Для генерации импульсов тока и измерений на временах $t \geq 4$ мкс использовался инструмент TEM-FAST 48 [AEMR..., 2020].

На рис. 3 приведены графики процессов спада входного напряжения и выходного тока в ДПЛ и ТЕМ-антенне.

Длительность ступеней в обеих линиях с одинаковыми периметрами 200 м равна $\tau_0 \approx 700$ нс, а импедансы: $Z_0 \approx 1000$ Ом (50 м \times 50 м) и $Z_0 \approx 960$ Ом (100 м \times 1 м). Оценки Z_0 получены по соотношениям амплитуд первых трех ступеней на основе (3.3) и (3.4). Несмотря на некоторые отличия в форме ступеней переходных процессов, оценки первичных параметров $L \approx 3.38\text{--}3.57$ мкГн/м и $C \approx 3.51\text{--}3.66$ пФ/м для обеих установок близки, что говорит о соответствии экспериментальных данных теории ДПЛ.

На рис. 4 представлены экспериментально измеренные процессы выключения входного напряжения в ТЕМ-антеннах разного размера. Хорошо видно, что в антенне 50 м \times 50 м переходный процесс похож на теоретически рассчитанный (рис. 2). В антенне 25 м \times 25 м ступени хотя и сглажены, но все же видны. В антеннах меньшего размера ступеней не наблюдается. Фронт нарастания напряжения на ранних временах (~ 130 нс) ограничен быстродействием токового ключа ТЕМ-инструмента. Это техническое ограничение не поз-

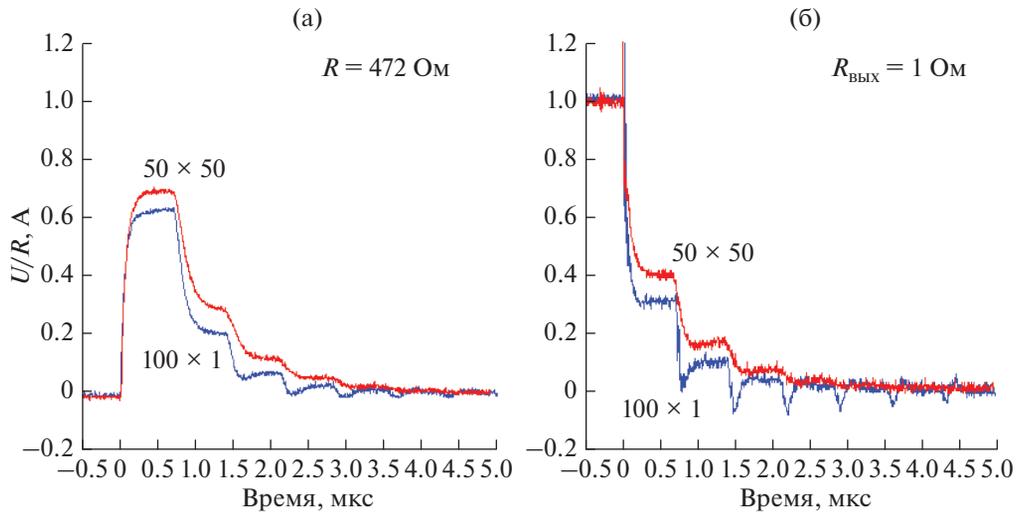


Рис. 3. (а) – Входные напряжения, нормированные на входное сопротивление $R = 472 \text{ Ом}$ для ДПЛ ($m = 100 \text{ м}$, $d = 1 \pm 0.1 \text{ м}$), и ТЕМ-антенны – $50 \times 50 \text{ м}$; (б) – выходные токи. Использовался медный изолированный провод сечением $s = 1 \text{ мм}^2$, подвешенный над землей на высоте $h = 2 \pm 0.15 \text{ м}$.

воляет переходным процессам в маленьких антеннах достичь амплитуды первой ступени (~ 0.7 Ампера).

На рис. 5 представлены процессы выключения входных напряжений (а) и выходных токов (б) в антенне $25 \text{ м} \times 25 \text{ м}$, провода которой приподняты над землей или опущены на землю.

Для антенны, провода которой подвешены над землей ($h = 2 \text{ м}$), первичные параметры равны: $L \approx 3.85 \pm 0.05 \text{ мкГн/м}$ и $C \approx 3.55 \pm 0.05 \text{ пФ/м}$. Для антенны, провода которой касаются почвы и травяного покрова: $L \approx 3.0 \pm 0.05 \text{ мкГн/м}$ и $C \approx 8.0 \pm 0.05 \text{ пФ/м}$. Емкость антенны при касании травы увеличивается более чем в 2 раза, что приводит к уменьшению входного импеданса Z_0 с 1000 до 600 Ом. Добавленная емкость связана не столько с уменьшением расстояния между проводом и проводящей землей до $h \approx 5 \text{ см}$, сколько с аномально большой диэлектрической проницаемостью травяного покрова. Касание проводов стеблей травы, которые на высоких частотах представляют собой хорошие проводники [King, Smith, 1981], эквивалентно уменьшению расстояния между токопроводящей жилой провода и проводящей землей до величины, равной толщине изоляции провода, т.е. $\sim 0.2\text{--}0.5 \text{ мм}$ [Барсуков и др., 2003].

Следует отметить, что если процессы спада в приподнятой антенне хорошо согласуются с теорией ДПЛ без потерь, и мы видим ступени спада тока, то в разложенной на земле антенне переходные процессы существенно отличаются от теоретически предсказанных.

Казалось бы, 2-кратное увеличение емкости должно просто увеличить длительность ступеней

и уменьшить входной импеданс в ~ 1.4 раза, не нарушая ступенчатый характер спада тока. При этом, в силу того, что отношение Z_0/R приближается к 1, соотношение амплитуд ступеней должно увеличиваться (рис. 2). Однако наблюдаемый процесс становится плавным, ступени сглаживаются. На временах $t > 1 \text{ мкс}$ процесс хорошо аппроксимируется экспонентой с постоянной времени $\tau \approx 0.23\text{--}0.25 \text{ мкс}$.

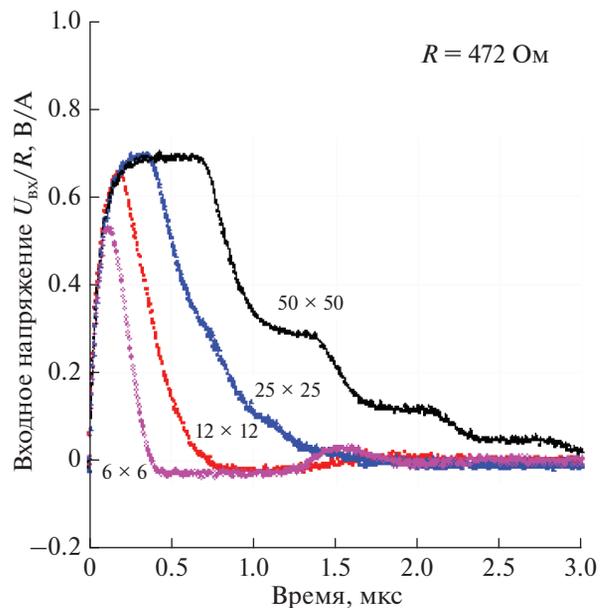


Рис. 4. Выключение тока $I_0 = 1 \text{ А}$ в ТЕМ-антеннах. Входное напряжение $U(t)$ нормировано на сопротивление входного резистора $R = 472 \text{ Ом}$ (рис. 1). Индексы кривых – размер квадратных антенн в метрах.

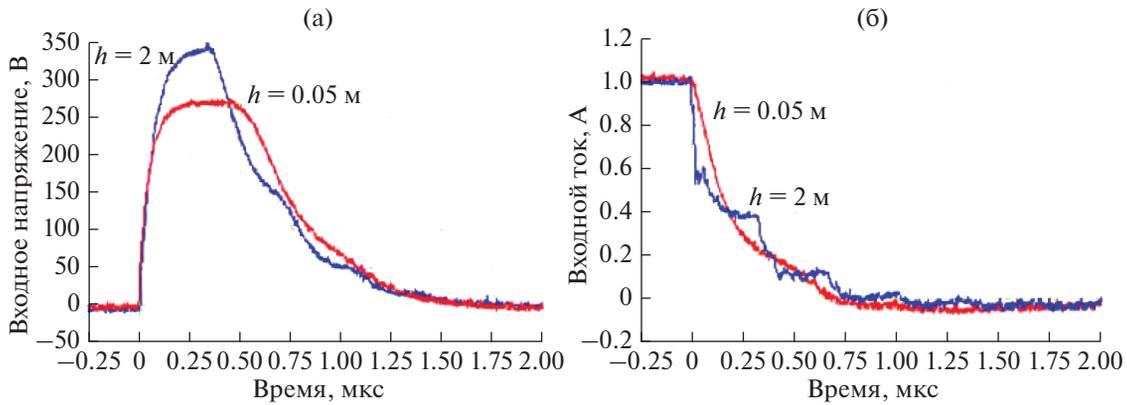


Рис. 5. Входные напряжения (а) и выходные токи (б) в антенне 25 м × 25 м. Индексы кривых – высота проводов над поверхностью земли. Напряжение на (а) нормировано на амплитуду выключаемого тока $I = 1$ А.

Этот эффект можно объяснить тем, что емкость, добавленная в систему “антенна–земля” за счет почвы с биологическим материалом, обладает частотной дисперсией. Относительная диэлектрическая проницаемость ϵ_r биологических тканей и почвы в диапазоне частот $f = 1–100$ кГц достигает величин $\epsilon_r \sim 10^2–10^3$, возрастая с уменьшением частоты до $\epsilon_r \sim 10^5$ [King, Smith, 1981]. Согласно оценкам [Scott, 1971], мнимая часть частотно-зависимой диэлектрической проницаемости формирует эквивалентную проводимость σ_e , которая в диапазоне $f = 10–100$ кГц достигает значений $\sigma_e \sim 10^{-3}$ См/м, что на порядки больше, чем реактивная проводимость $\omega C \approx 10^{-5}$ См/м или активная проводимость утечки проводов $G \sim 10^{-11}$ См/м. При таких параметрах антенны процессы спада тока уже не соответствуют ДПЛ без потерь [Simonyi, 1956].

Отметим, что измерения, результаты которых представлены на рис. 5, проводились в сухую, жаркую погоду. Этот же эксперимент был повторен ранним утром, когда провода антенны и травяной покров были в обильной росе. Эпюры токов и напряжений в приподнятых антеннах не изменились. В разложенных на земле антеннах длительность ступеней спада тока увеличилась до $\tau_0 \approx 1200$ нс, а импеданс упал до $Z_0 \approx 250$ Ом. После 4-часового просыхания проводов и травяного покрова процессы спада в лежащей антенне восстановились к начальной форме.

ВХОДНОЕ НАПРЯЖЕНИЕ ПРИ ВЫКЛЮЧЕНИИ ТОКА

В совмещенной приемно-возбуждающей антенне напряжение на входных терминалах $U(t)$ описывается суммой:

$$U(t) = U_R(t) + U_e(t) = RI(t) + e_\delta(t) * I(t), \quad (4.1)$$

где первое слагаемое – падение напряжения на входном резисторе R , а второе – свертка импульсной характеристики (отклика на дельта-функцию Дирака) зондируемой среды e_δ и тока I .

Для дальнейшего анализа удобно второе слагаемое представить в виде свертки производной тока $I' = dI/dt$ и переходной характеристики среды $e_\theta(t)$ – реакции на ступень выключения тока $I(t) = I_0(1 - \theta(t))$: $\theta(t)$ – функция Хевисайда.

$$U_e(t) = e_\theta(t) * I'(t). \quad (4.2)$$

Функцию $e_\theta(t)$ для плоской совмещенной приемно-генераторной антенны любой формы, лежащей на поверхности земли с проводимостью σ , можно вычислить, взяв за основу производную вертикальной компоненты магнитной индукции, индуцированной при ступенчатом выключении тока в горизонтальном электрическом диполе [Каменецкий, 1997]:

$$B'(t) = \frac{\partial B_z}{\partial t} = \frac{6P_x(y - y_0)}{4\pi\sigma r^5} \times \left[\operatorname{erf}(u) - \sqrt{\frac{2}{\pi}} e^{-u^2/2} u(1 + u^2/3) \right], \quad (5)$$

где: $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}$; $u = r/h_t$; h_t – диффузионная глубина из (1); $\operatorname{erf}(u)$ – интеграл вероятности; (x_0, y_0) – точка расположения диполя с моментом P_x ; (x, y) – точка измерения поля $B'(t)$. Проинтегрировав (5) по периметру контура антенны (т.е. по y_0, x_0), а затем по площади контура (т.е. по y, x), можно найти переходной отклик однородного полупространства $e_\theta(t)$.

Численное интегрирование функции (5) показывает, что для совмещенных антенн любой формы переходной отклик $e_\theta(t)$ на ранних временах пропорционален периметру контура, а на позд-

них – квадрату площади антенны. В частности, для антенны в виде окружности радиуса a асимптоты записываются в виде:

$$e_{\theta}(t) \rightarrow \frac{\mu a I_0}{2t} \text{ при } t \rightarrow 0, \quad (6.1)$$

$$e_{\theta}(t) \rightarrow I_0 \frac{\sqrt{\pi} \mu_0^{5/2} \sigma^{3/2} a^4}{20 t^{5/2}} \text{ при } t \rightarrow \infty. \quad (6.2)$$

С погрешностью не более 5% выражение (6.1) описывает переходный отклик $e_{\theta}(t)$ при $a/h_t > 10$, а (6.2) при $a/h_t < 0.1$. Заметим, что для того, чтобы “убрать” сингулярность при $t \rightarrow 0$ в (6.1), необходимо при интегрировании (5) учесть толщину провода антенны [Lee, 1985]. Чтобы не усложнять задачу, положим $e_{\theta}(t = 0) = e_{\theta}(0)$.

$$\begin{aligned} U_e &= e_{\theta}(t)(1 - K_0) \quad \tau_0 > t \geq 0 \\ U_e &= e_{\theta}(t)(1 - K_0) + e_{\theta}(t - \tau_0)(1 - K_1)K_0 \quad 2\tau_0 > t \geq \tau_0 \\ U_e &= e_{\theta}(t)(1 - K_0) + e_{\theta}(t - \tau_0)(1 - K_1)K_0 + e_{\theta}(t - 2\tau_0)(1 - K_1)K_0 K_1 \quad 3\tau_0 > t \geq 2\tau_0 \\ &\dots\dots\dots \\ U_e &= e_{\theta}(t)(1 - K_0) + e_{\theta}(t - \tau_0)(1 - K_1)K_0 \dots + e_{\theta}(t - n\tau_0)(1 - K_1)K_0 K_1^{n-1} \quad (n + 1)\tau_0 > t \geq n\tau_0. \end{aligned} \quad (8)$$

Поскольку коэффициент отражения $|K_1| = (Z_0 - R)/(Z_0 + R) < 1$, последний член в (8), который в момент времени $t = n\tau_0, n = 1, 2, \dots$ пропорционален значению переходного отклика $e_{\theta}(0)$, убывает во времени, как K_1^n , через некоторое время $t \sim 10\tau_0$ измеряемое напряжение на входе антенны приближается к значениям $U_e = e_{\theta}(t)$.

Таким образом, реакция зондируемой среды на ступенчатый спад тока в антенне (3.1) представляет собой также ступенчатую функцию (8), но уже с негоризонтальными (наклонными) ступенями. В силу того, что токи в каждом участке антенны сдвинуты во времени, осредненная свертка токов с переходной характеристикой среды оказывается достаточно гладкой. Однако первая ступень выключения тока всегда четко прослеживается даже на больших расстояниях от передающей антенны.

Разница между переходными откликами $e_{\theta}(t)$ квадратной антенны $A \times A$ и ДПЛ с периметром $P = 2, m = 4A$ в том, что “эффективное тело” отклика узкого прямоугольника $m \times d (m \gg d)$ сосредоточено только в области ранних времен, а для квадратных антенн – плавно “размыто” по оси времени. Причем для обеих установок с равными периметрами значение $e_{\theta}(0)$ одинаково. Результат свертки (8) можно увидеть на рис. 3. Наблюдаемый переходный процесс после первой ступени

Продифференцировав (3.1) по времени (с учетом инверсии времени в свертке), запишем производную тока в виде:

$$\begin{aligned} \frac{I'(-t)}{I_0} &= (1 - K_0)\delta(t) + \\ &+ K_0(1 - K_1) \sum_{n=1}^{\infty} K_1^{n-1} \delta(t - n\tau_0). \end{aligned} \quad (7.1)$$

Коэффициенты отражения K_0 и K_1 определены в (3.3) и (3.4).

Поскольку сумма “амплитуд” ступеней в (3.1) равна начальному току I_0 , сумма всех коэффициентов при δ -функциях в (7.1) равна 1:

$$(1 - K_0) + K_0(1 - K_1) \sum_{n=1}^{\infty} K_1^{n-1} = 1. \quad (7.2)$$

Свертка (4.2) может быть записана в виде:

спада становится пилообразным для ДПЛ, но остается плавным, без смены полярности для квадратной ТЕМ-антенны.

ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОГО ВХОДНОГО ШУНТА

Согласно (3.1) и (3.2), при $R = Z_0$ переходный процесс выключения как входного, так и выходного тока заканчивается через время пробега волны по периметру антенны τ_0 (рис. 2). Это свойство переходных процессов в ДПЛ без потерь [Simonyi, 1956] принципиально отличается от процессов выключения тока в часто анализируемой в ТЕМ модели антенны с сосредоточенными LC-параметрами [Kamenetsky, Oelsner, 2000]. В модели с сосредоточенными параметрами при сопротивлении входного резистора $R = \frac{1}{2} \sqrt{L_{\Sigma}/C_{\Sigma}}$ имеет место наиболее короткий переходный процесс и входное напряжение U_R представимо в виде:

$$U_R(t) = I_0 \sqrt{\frac{L_{\Sigma}}{C_{\Sigma}}} \left(\frac{t}{\tau}\right) \exp\left(-\frac{t}{\tau}\right), \quad \tau = \sqrt{L_{\Sigma}C_{\Sigma}}, \quad (9)$$

где L_{Σ} и C_{Σ} – индуктивность и емкость антенны. При $t = \tau$ $U_R(t)$ достигает максимума:

$$U_R(\tau) = \frac{2RI_0}{e} \approx 0.74RI_0. \quad (10)$$

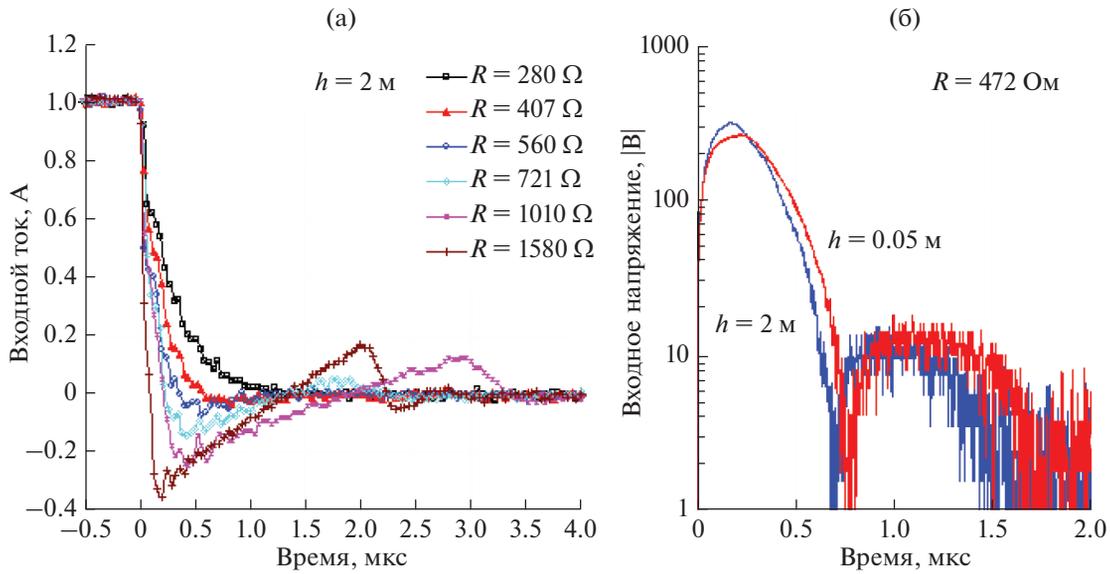


Рис. 6. (а) – Эпюры выключения выходного тока, провода антенны подвешены на высоте $h = 2$ м, индексы кривых соответствуют сопротивлению демпфирующего резистора R ; (б) – эпюры входного напряжения (модуль) в антенне $12.5 \text{ м} \times 12.5 \text{ м}$, резистор $R = 472$ Ом, индексы кривых – высота подвеса проводов.

Заметим, что $U_R(\tau)/R \approx 0.74I_0(10)$ практически совпадает с максимумами, показанными на рис. 3 и рис. 4 (с учетом инерции выключения токового ключа).

На рис. 6 показаны переходные процессы выключения выходного тока и входные напряжения в антенне $12.5 \text{ м} \times 12.5 \text{ м}$.

Несмотря на то, что входной импеданс антенны равен $Z_0 = 1000 \pm 50$ Ом ($h = 2$ м), наиболее короткие переходные процессы наблюдаются при сопротивлениях $R = 560\text{--}407$ Ом. При $R \sim Z_0$ переходные процессы сильно затянуты (до $t \approx 8$ мкс) и представляют собой знакопеременные колебания с периодом в единицы микросекунд.

В реальных условиях провода ТЕМ-антенн всегда касаются травяного покрова и почвы, что приводит к увеличению емкости и, как следствие, увеличению длительности ступеней выключения тока и входного напряжения. Однако вследствие того, что входной импеданс уменьшается, соотношение Z_0/R приближается к 1, и эффективная постоянная времени спада тока (3.2) также падает, сокращая длительность переходного процесса. Таким образом, несмотря на то, что в опущенной на землю антенне емкость в 1.5–2 раза больше, переходные процессы для $h = 2$ м и $h = 0.05$ м практически неразличимы при $t > 1$ мкс (рис. 6б).

Аналогичные исследования были проведены с приподнятыми и опущенными на землю антеннами $25 \text{ м} \times 25 \text{ м}$ и $50 \text{ м} \times 50 \text{ м}$. Во всех случаях входной резистор $R = 472$ Ом обеспечивал наиболее короткие фронты выключения тока.

На рис. 7 приведены переходные отклики, измеренные в $25 \text{ м} \times 25 \text{ м}$ антенне на двух геологических структурах с разными сопротивлениями приповерхностного слоя ($\rho_1 = 300$ Ом \cdot м и $\rho_1 = 60$ Ом \cdot м) примерно одинаковой мощности ($h_1 \approx 24\text{--}26$ м). Ранние стадии ($t < 2$ мкс) измерены осциллографом, поздние ($t > 4$ мкс) – аппаратурой TEM-FAST-48, промежуточные смоделированы по результатам инверсии (рис. 7б).

Индуктивность антенны $25 \text{ м} \times 25 \text{ м}$ из провода $s = 0.5 \text{ мм}^2$ на частоте $f = 100$ кГц равна $L_\Sigma \approx 210$ мкГн [Калантаров, Цейтлин, 1986]. Тогда, согласно (9), емкость антенны: $C_\Sigma = \tau^2/L_\Sigma \approx 230$ пФ, а входной импеданс $\sqrt{L_\Sigma/C_\Sigma} \approx 960$ Ом. Приведем здесь результаты измерений емкости и индуктивности этой антенны LC-метром на частотах $f = 1.66$ и $f = 0.5$ кГц: $L_\Sigma = 200 \pm 10$ мкГн и $C_\Sigma = 230 \pm 10$ пФ. Емкость C_Σ измерялась между сторонами разомкнутой антенны, т.е. при $R_{\text{вых}} = \infty$ (рис. 1). Как видно, измеренные на низкой частоте и рассчитанные по эпюрам спада входного напряжения параметры антенны в пределах погрешностей измерений совпадают.

Переходные отклики среды превышают собственные процессы выключения тока в антенне на временах $t > 2$ мкс. На временах $t \geq 4$ мкс вклад процессов выключения в регистрируемый процесс пренебрежимо мал даже при относительно высоких значениях сопротивлений зондируемой среды.

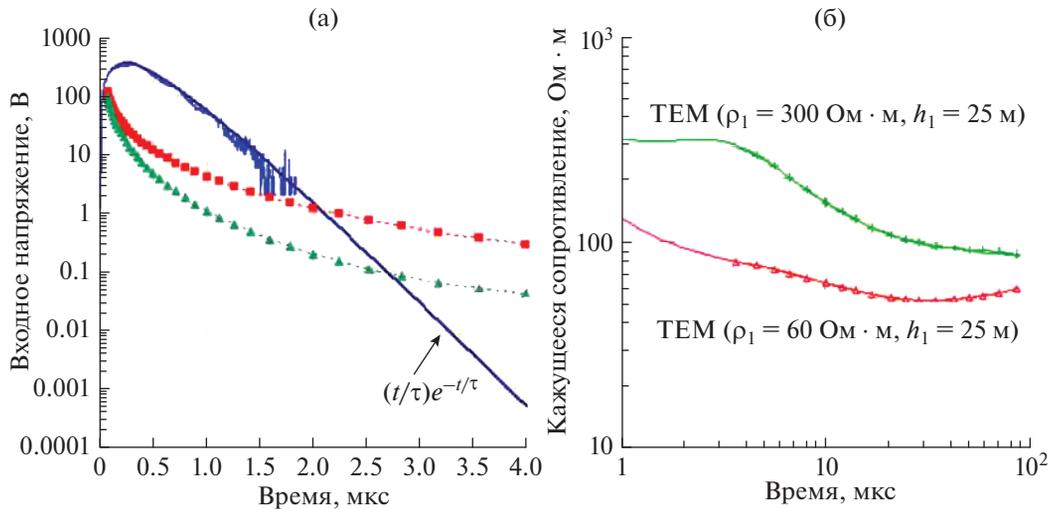


Рис. 7. Переходные отклики (а) и кривые кажущегося сопротивления (б), полученные в совмещенной приемно-генераторной антенне 25 м × 25 м над двумя геологическими структурами с разными сопротивлениями приповерхностного слоя $h_1 \approx 25$ м. Кривые на (б) рассчитаны в соответствии с (11). Сплошные линии соответствуют переходным откликам от 1D-модели среды с параметрами верхнего слоя, указанными в скобках. На (а) приведена кривая, аппроксимирующая ранние стадии переходного отклика экспоненциальной функцией (9) с постоянной времени $\tau = 220$ нс.

ПЕРЕХОДНЫЕ ПРОЦЕССЫ В МАЛЫХ АНТЕННАХ

После того как волновые процессы в антенне полностью закончились, на входных терминалах мы должны наблюдать неискаженный переходной отклик среды $e_0(t)$, как это можно видеть на рис. 7. Для больших антенн (50 м × 50 м–100 с × 100 с) с $\tau_0 = 700\text{--}1800$ нс финальное время полного выключения тока лежит в пределах $T_{\text{off}} = 7\text{--}12$ мкс, а для 25 м × 25 м с $\tau_0 = 330\text{--}350$ нс $T_{\text{off}} = 4\text{--}5$ мкс (в зависимости от сопротивления приповерхностного слоя зондируемой среды). Обнадеживающая тенденция уменьшения длительности “мертвой зоны” прослеживается до размеров антенн ~ 18 м × 18 м. На этом рубеже, вопреки ожиданиям, переходные отклики на ранних временах оказываются искаженными индукционными процессами, параметры которых зависят от проводимости и толщины проводов антенн.

На рис. 8 представлены переходные отклики в совмещенной приемно-генераторных антеннах 12.5 м × 12.5 м, изготовленных из медных проводов разного сечения. Отклики измерены TEM-FAST 48 системой при входном резисторе $R = 472$ Ом. Кривые кажущегося сопротивления $\rho_a(t)$, показанные на рис. 8б, вычислены по формуле для переходных откликов в ближней зоне для антенны размером $A \times A$:

$$\rho_a(t) = \left[\frac{\mu_0^{3/2} A^4 I_0}{20\pi^{3/2} t^{5/2} e_0(t)} \right]^{2/3}. \quad (11)$$

Как можно видеть (рис. 8б), индукционные процессы в проводах антенны создают иллюзию присутствия хорошо проводящего верхнего слоя. При сопротивлениях приповерхностных пород $\rho \sim 1000$ Ом · м индукционный процесс в антеннах 12.5 м × 12.5 м даже при тонких проводах $s = 0.35\text{--}0.5$ мм² искажает переходный отклик до $t \sim 10\text{--}20$ мкс. При сечении проводов $s = 1$ мм² отклик искажается до $t \sim 30\text{--}40$ мкс, что делает практически бесполезным использование столь малых антенн для зондирования малых глубин. Конечно же, эти “паразитные” процессы присутствуют и в антеннах 25 м × 25 м, но вносимые ими искажения не столь “разрушительны”, как в случае малых антенн.

После вычитания из наблюдаемых данных модельных кривых можно оценить постоянные времени экспоненциально затухающих процессов в проводах антенн, которые приведены в виде индексов на рис. 8а.

Значения постоянных времени τ пропорциональны площади поперечного сечения проводов, несмотря на то, что количество токопроводящих жил в них разное (от $N = 1$ до $N = 29$). Исключением является переходный отклик, измеренный в проводе с $N = 127$, где постоянная времени $\tau = 0.45 \pm 0.05$ мкс (точность оценки τ невелика из-за того, что процесс слабо проявлен на $t = 4\text{--}5$ мкс). Главной особенностью этого провода является то, что все $N = 127$ внутренних жил переплетены между собой в виде косы, состоящей из множества более мелких косичек. Такой многожильный провод (литцендрат) с изолированными внутренними токопроводящими жилами (количеством

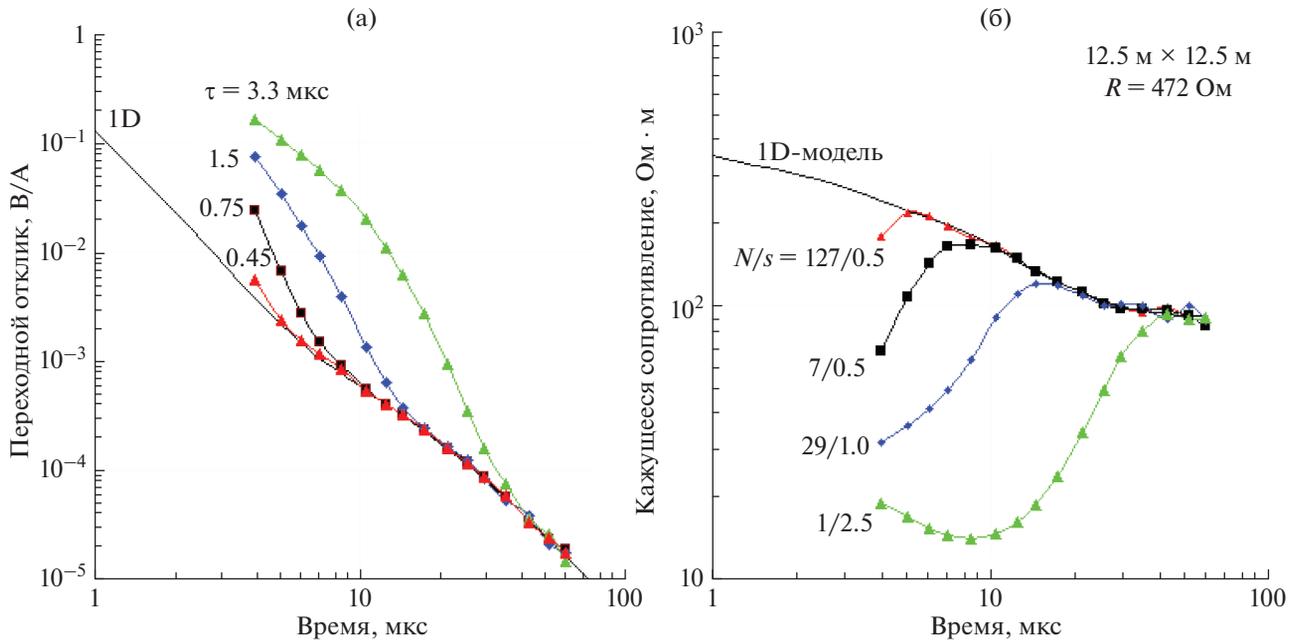


Рис. 8. Переходные отклики в совмещенной приемно-генераторной антенне 12.5×12.5 м, приподнятой над землей на высоту $h = 2$ м: (а) — переходные отклики $e_{\Theta}(t)/I_0$; (б) — кажущиеся сопротивления $\rho_a(t)$, построенные согласно формуле (11). Индексы кривых: (а) — постоянная времени “наложенных паразитных” процессов, (б) N — число жил в проводе; s — сечение медного провода в мм^2 . “1D-model” — переходный отклик среды, построенный по данным зондирований с антенной 25×25 м.

до нескольких тысяч) используется в высокочастотных катушках индуктивности с высокой добротностью. В использованном нами проводе жилы не были изолированы, но внутренняя структура соответствовала намотке типа литцендрат.

ИНДУКЦИЯ В ПРОВОДАХ ПРИ ВЫКЛЮЧЕНИИ ТОКА

Хорошо известно, что индукционные процессы в проводах приводят к увеличению сопротивления. Процесс протекания переменного тока по цилиндрическому проводнику подробно проанализирован, в частности, в работе [Simonyi, 1956]. В качестве физико-математической модели анализируется проводящий круговой цилиндр бесконечной длины. Т.е. предполагается, что протекающие по проводу токи замыкаются в “бесконечности”, а процессы на входных терминалах провода (подключенных к источнику) не оказывают никакого влияния на распределение плотности тока по сечению цилиндра. В такой простой модели при использовании цилиндрической системы координат (z, r, ϕ) имеет место азимутальная симметрия, в которой действуют лишь две компоненты электромагнитного поля E_z и H_ϕ , которые зависят только от радиуса r . Однако эта простая модель адекватно описывает процессы в стационарном режиме протекания переменного

тока, но не применима к описанию переходных процессов выключения тока. Дело в том, что после разрыва электрической цепи (отключения источника постоянного тока) в проводящем цилиндре возникают вихри индуцированных токов, которые замыкаются внутри тела цилиндра. Кольцевые токи возникают исключительно из-за того, что на разорванных концах цилиндра $E_z = 0$, а электромагнитное поле вблизи терминалов имеет четыре E_r -, E_z -, H_ϕ -, H_z -компоненты, которые зависят как от r , так и от z . Понятно, что азимутальная симметрия сохраняется, а компоненты поля вдали от концов цилиндра E_z и H_ϕ по-прежнему зависят только от радиуса r . Разница со стационарным режимом в том, что полный ток, протекающий через поперечное сечение цилиндра, равен нулю так же, как и магнитное поле за пределами цилиндра. Внутри цилиндра образуется объемный вихрь тока, состоящий из двух противоположно направленных потоков. Один поток концентрируется вблизи поверхности цилиндра, а другой, текущий в противоположном направлении, вблизи центра. Оба потока переходят друг в друга вблизи разомкнутых терминалов цилиндра.

Для оценки постоянной времени индукционных процессов в проводах и сравнения их с экспериментальными данными, полученными в ТЕМ-антеннах (рис. 8), рассмотрим модель провода, изображенную на рис. 9 в виде попереч-

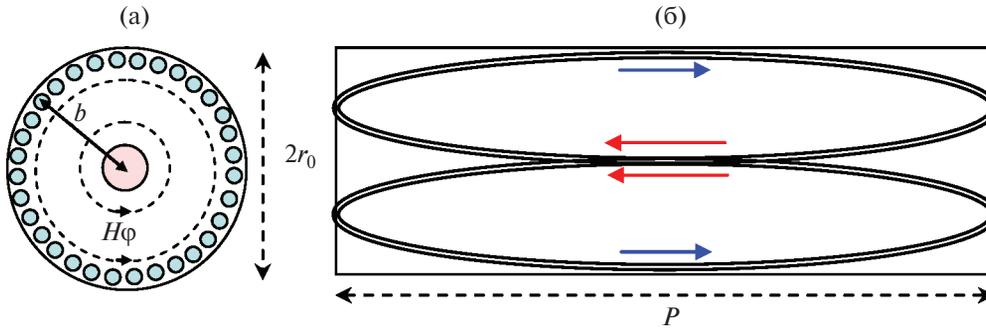


Рис 9. Поперечный (а) и продольный (б) разрезы цилиндра длиной P и радиусом r_0 . Эллипсы со стрелками схематично показывают конфигурацию токовых трубок индукционного вихря, образующегося после выключения тока.

ного и продольного разрезов цилиндра с упрощенной схемой двух потоков объемного индукционного вихря тока.

Токовые трубки, показанные на рис. 9, создают собственное магнитное поле, препятствующее убыванию первичного поля H_ϕ . Магнитный момент токовых трубок определяется произведением их площади на величину тока в них. Можно предположить, что конфигурация токовых контуров должна максимизировать магнитный момент, с тем чтобы максимально замедлить спад магнитного поля. Внутри цилиндра существует оптимальное соотношение между расстоянием между трубками тока (b на рис. 9) и их эффективным сечением, которое определяет величину тока. Т.е. увеличивая сечение токовой трубки, мы увеличиваем ток, но при этом уменьшаем площадь контура.

Площадь токовой трубки примерно равна $S \approx bP$, а ток I можно вычислить следующим образом:

$$I = \frac{U}{R}, \quad U = -S \frac{dB_\phi}{dt}, \quad R \approx \frac{P}{\sigma} \left(\frac{1}{S_1} + \frac{1}{S_2} \right), \quad (12)$$

где: S_1 и S_2 площадь сечения токовых трубок; σ – проводимость цилиндра; $B_\phi = \mu_0 H_\phi$ – магнитная индукция. В предположении, что сечения токовых трубок круглые с радиусами r_1 и r_2 , имеет место равенство:

$$b = r_0 - 2(r_1 + r_2). \quad (13)$$

Предполагая $r_2 = r_1$, магнитный момент M контура трубки можно записать как:

$$M \approx I * S \approx r_1^2 (r_0 - 4r_1)^2 (P\pi\sigma) \frac{-dB_\phi}{dt}, \quad (14)$$

где функция $r_1^2 (r_0 - 4r_1)^2$ достигает максимума при $r_1/r_0 = 1/8$, что соответствует ширине прямоугольного контура. Понятно, что это лишь оценочные приближения, поскольку здесь не учитывается внутреннее индукционное сопротивление трубки. Все токовые контуры имеют одинаковые ра-

диусы эффективного сечения r_1 , периметр $2P$ и площадь S . Эти параметры позволяют вычислить индуктивность контура L , его сопротивление R , и в конечном итоге, постоянную времени $\tau = L/R$.

Для медных проводов с сечением $s = 2.5, 1.0$ и 0.5 мм^2 и периметром $P = 50 \text{ м}$ (антенна $12.5 \text{ м} \times 12.5 \text{ м}$) при $b = r_0/2$ вычисленные постоянные времени равны $\tau_{2.5} \approx 3.3 \text{ мкс}$, $\tau_{1.0} \approx 1.4 \text{ мкс}$ и $\tau_{0.5} \approx 0.8 \text{ мкс}$, что достаточно близко к экспериментальным данным, показанным на рис. 8.

Поскольку погонная индуктивность L токового контура логарифмически зависит от его периметра P и радиуса поперечного сечения r_0 как $L \sim \ln(P/r_0)$ [Калантаров, Цейтлин, 1986], постоянная времени $\tau = L/R$ практически не зависит от длины цилиндра и определяется лишь его проводимостью и сечением. Поэтому длительность индукционных процессов в проводах после выключения тока $E_{wire} \sim \exp(-t/\tau_s)$ для разных по размеру антенн практически одинакова. Амплитуда переходного отклика среды для небольших по сравнению с диффузионной глубиной h_t антенн $A \times A$ ($A/h_t < 1$) даже на ранних временах пропорциональна квадрату их площади $e_\theta(t) \sim A^4$ (6.2), и отношение полезного сигнала к “паразитному” $e_\theta(t)/E_{wire} \sim A^4$ стремительно падает с уменьшением размера антенн.

Значения постоянных времени бесконечного цилиндрического проводника радиуса r_0 и проводимости σ даны в работах [Каменецкий, 1997; Kamenetsky et al., 2010]. При возбуждении полем симметрично расположенной по отношению к оси цилиндра бесконечной двухпроводной линии постоянная времени спада индуцированных в цилиндре токов равна:

$$\tau \approx \frac{\mu\sigma r_0^2}{2.4^2}. \quad (15.1)$$

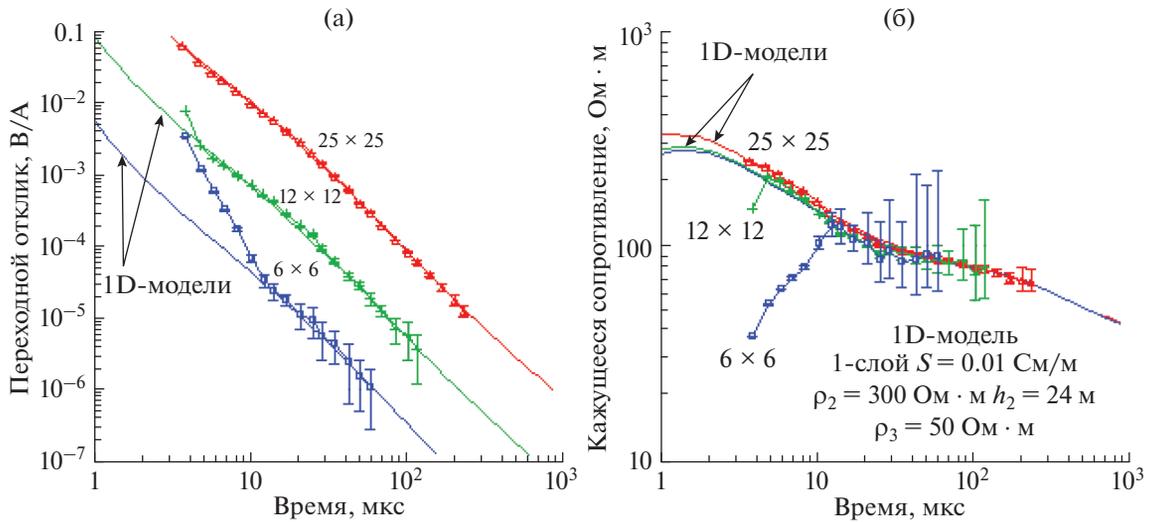


Рис. 10. Переходные отклики (а) и соответствующие им кривые кажущегося сопротивления (б), измеренные в совмещенных в антеннах разных размеров (индексы кривых). Сплошными линиями показаны рассчитанные отклики от единой 1D-модели среды, параметры которой показаны на панели (б).

Медный цилиндр сечением s (мм²) имеет постоянную времени $\tau_s \approx 4s$ (мкс) для однородного возбуждения и $\tau_s \approx 2s$ (мкс) для дипольного [Электроразведка, 1980]. Отметим, что в (15.1) не присутствует длина цилиндра. Если же “урезать” цилиндр до размера шара радиуса r_0 , то при любой структуре возбуждающего поля постоянная времени слабо отличается от (15.1):

$$\tau \approx \frac{\mu\sigma r_0^2}{\pi^2}. \quad (15.2)$$

Отличия в значениях τ_s , полученных экспериментально (рис. 8), от теоретических оценок (15.1), по-видимому, связаны со структурой возбуждающего первичного поля. В частности, при возбуждении однородным полем вихревые потоки внутри цилиндра текут по “эллиптическим орбитам” вблизи поверхности и не проникают в центральную часть. Такая же структура вихрей наблюдается в горизонтальных пластинах конечных размеров и эллиптических телах [Электроразведка, 1980].

На рис. 10 показаны переходные отклики, измеренные с совмещенными антеннами разных размеров над известной геологической структурой.

Пробуренная скважина вскрыла мощный слой песка с гравием и подстилающий слой глин на глубине 25 м. Для всех антенн использовался один и тот же провод с сечением $s = 0.5$ мм² и $N = 127$ проводящих жил и демпфирующий входной резистор $R = 472$ Ом. Данные, полученные в 25-метровой антенне, не искажены индукционными процессами в проводе. В 12.5-метровой антенне искажено лишь начало переходного отклика, а в 6.25 м ан-

тенне индукционный процесс деформирует отклик до времен $t = 12$ мкс. В результате “мертвая зона”, обусловленная искажениями ранних времен в 6-метровой антенне, оказывается больше мощности первых двух слоев (25 м). Весьма узкий интервал времен $t = 12$ –64 мкс измерен с высоким уровнем погрешностей из-за низкого соотношения сигнал/шум в небольших по площади антеннах. Этот интервал можно расширить, увеличивая ток ($I_0 = 10$ –15 А против $I_0 = 1$ А как в нашем эксперименте). Однако в этом случае “мертвая зона” существенно расширится (до 20–30 мкс) из-за замедления фронта выключения тока защитой выходного ключа от перенапряжений ($U_{\max} = 800$ В).

Как показано на рис. 8, длительность индукционных процессов, искажающих переходные отклики среды, пропорциональна сечению проводов. Используя провода с переплетением жил (типа *литцентрат*), можно существенно уменьшить эти искажения. Намотка (переплетение) жил внутри литцентрата обеспечивает равномерное магнитное потокосцепление каждой жилы вдоль периметра провода. Т.е. каждая жила последовательно пронизывает каждую точку площади поперечного сечения провода. Если для простоты рассмотреть только две жилы, соединенные на концах провода, то их бифилярное переплетение создает периодически повторяющиеся т.н. “восьмерки” $\infty \dots \infty$. Если бы эти “восьмерки” были абсолютно идеальными по форме, то при не изменяющемся вдоль провода магнитном поле H_φ (рис. 9) суммарное потокосцепление в них было равно нулю. В реальности же такая намотка жил существенно ослабляет индукцион-

ный эффект, но не исключает его полностью (что можно видеть на рис. 10).

Можно ожидать, что при использовании промышленного литцендрата с $N \sim 1000$ индукционный эффект ослабнет в 2–3 раза, что позволит сузить “мертвую зону” для антенн 6 м × 6 м до $t \approx 6-7$ мкс. Однако вряд ли стоит ожидать существенно большего эффекта для антенн меньше 6 м × 6 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Измерения процессов выключения тока *in situ* в ТЕМ-антеннах показали, что для проводов антенн, подвешенных над поверхностью земли без касания растительного покрова, переходные процессы в наносекундном диапазоне описываются известными математическими выражениями для короткозамкнутой на выходе ДПЛ без потерь. Процесс выключения тока представляется в виде убывающей во времени ступенчатой функции. Длительность ступеней равна времени пробега электромагнитной волны периметра антенны со скоростью $V = (LC)^{-1/2}$, где L и C – погонные индуктивность и емкость антенны. Ступени тока убывают в геометрической прогрессии со знаменателем $k = (Z_0 - R)/(Z_0 + R)$, где $Z_0 = \sqrt{L/C}$ и R – демпфирующий входной резистор. Выключение тока в разных частях антенн происходит асинхронно. В антеннах, провода которых лежат в растительном покрове или касаются почвы, резко возрастает емкость C , часть которой зависит от частоты. Частотная дисперсия в C сглаживает ступенчатый характер выключения тока, и после первых двух ступеней процесс выключения близок к экспоненте с постоянной времени, пропорциональной периметру антенны. Для антенн меньше 25 м × 25 м фронт выключения тока близок к экспоненциальному с самых ранних времен, что соответствует процессам в LCR электрических цепях с сосредоточенными параметрами.

Переходные отклики среды, регистрируемые в совмещенных антеннах на первых микросекундах, осложнены индукционными процессами, протекающими внутри проводов. После выключения тока провод антенн с разомкнутыми концами представляет собой цилиндрический локальный проводник с высокой электропроводностью. Исчезающее магнитное поле индуцирует внутри него замкнутые объемные вихри индукционных токов. Постоянные времени релаксации этих токов пропорциональны площади сечения провода и не зависят от его длины. В маленьких антеннах с короткими фронтами выключения тока процессы релаксации индукционных токов накладываются на измеряемый переходной отклик среды на временах после полного спада тока. Искажения откликов среды на ранних временах ограничивают минимальную глубину ТЕМ-зондирований,

создавая т.н. “мертвую зону”. Для больших антенн индукционный эффект незаметен, поскольку его длительность короче фронта выключения тока.

Для антенн размером $A \times A$ длительность переходных процессов выключения тока $T_{\text{off}} \leq 150A$ (нс), что определяет глубину “мертвой зоны” $H \leq 0.25\sqrt{\rho A}$, где ρ (Ом · м) – эффективное сопротивление приповерхностного слоя пород. Для маленьких антенн индукционный эффект доминирует на ранних временах, ограничивая возможности использования антенн для детальных малоглубинных зондирований.

Для уменьшения амплитуды и длительности индукционных процессов в проводах антенн был использован 127-жильный провод сечением 0.5 мм² со специальной намоткой токопроводящих жил (типа литцендрат). Применение этого провода при зондированиях среды с сопротивлением приповерхностного слоя ~300 Ом · м существенно сократило “мертвую зону” в антеннах 12 м × 12 м–25 м × 25 м до $t = 3-5$ мкс, однако было недостаточным для антенн 6 м × 6 м. Есть основания полагать, что использование промышленных литцендратов с количеством жил $N \geq 1000$ может сузить “мертвую зону” в одновитковых антеннах площадью ~40–50 м² до первых микросекунд.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам за полезные замечания и коррекцию текста статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Диткин В.А., Прудников А.П. Интегральные преобразования и операционное исчисление. М.: Наука. 1974. 542 с.
- Калантаров П.Л., Цейтлин Л.А. Расчет индуктивностей. Справочная книга. Л.: Энергоатомиздат. 1986. 488 с.
- Каменецкий Ф.М. Электромагнитные геофизические исследования методом переходных процессов. М.: ГЕОС. 1997. 162 с.
- Электроразведка. Справочник геофизика. Недра. 1980. 518 с.
- AEMR. Tem-Fast. Tem-Researcher. Manuals. AEMR. 2020. www.aemr.net
- Barsukov P., Fainberg E., Khabensky E. The antenna polarization effect in transient electromagnetic sounding // *Izv., Phys. Solid Earth*. 2003. V. 39 № 11. P. 949–954.
- Edwards L.S. A modified pseudosection for resistivity and IP // *Geophysics*. 1977. V. 42. P. 1020–1036.
- Kamenetsky F.M., Oelsner ChR. Distortions of EM transients in coincident loops at short time-delays // *Geophys. Prospect*. 2000. V. 48. P. 683–993.
- Kamenetsky F.M., Stettler E.H., Trigubovich G.M. Transient geo-electromagnetics. Munich: GEOS. 2010. 304 p.

King R.W.P., Smith G.S. Antennas in Matter: Cambridge: MIT Press. 1981. 875 p.

Kozhevnikov N.O. Current turn-off in an ungrounded horizontal loop: experiment and theory // Russian Geology and Geophysics. 2016. V. 57. P. 498–505.

Lee T.J. Transient electromagnetic waves applied to mineral exploration. Unspecified thesis, University of Tasmania. 1985. 75 p.

Saraev A., Simakov A., Shlykov A., Tezkan B. Controlled source radiomagnetotellurics: A tool for near surface investigation in remote regions // J. Applied Geophysics. 2017. V. 146. P. 228–237.

Scott J.H. Electrical and magnetic properties of rock and soils: Electromagnetic pulse theoretical notes. 1971. AFWL EMP 2-1. 39 p.

Simonyi K. Theoretische Elektrotechnik. Berlin: Web Deutscher Verlag der Wissenschaften. 1956. 766 p.

Transient Processes in Shallow Electromagnetic Soundings

P. O. Barsukov^{a, *}, E. B. Fainberg^{a, **}, and E. O. Khabenskii^{a, ***}

^aGeoelectromagnetic Research Center, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, 108840 Russia

*e-mail: pbadger@yandex.ru

**e-mail: fain@igemi.troitsk.ru

***e-mail: khabenskiy@yandex.ru

The processes of current turn-off in ungrounded antennas used in shallow transient electromagnetic (TEM) soundings are studied theoretically and experimentally. The single-turn antennas in the form of a square loop laid on the Earth's surface are analyzed as systems with distributed electrical parameters. The theoretical calculations are based on the results following from the theory of two-wire transmission lines (TWL). Transient processes in the loops ranging from 6 m × 6 m to 50 m × 50 m and TWLs with sizes of 50 m × 1 m and 100 m × 1 m are studied in the field experiments in the nanosecond and microsecond time gates. It is shown that current turn-off processes in TEM antennas develop in the same way as in the TWLs short-circuited at the output, without losses, and are described by time-decaying step functions. The duration of the steps is determined by the time taken by the electromagnetic wave to travel the antenna perimeter whereas their amplitude exponentially decreases with the denominator depending on resistivity ratio of the damping input resistor and the input antenna impedance Z_0 . Based on the turn-off diagrams of voltages and currents, unit-length inductances and capacitances are calculated for copper wire antennas with a wire cross-section of 0.35–1.0 mm². The input impedance Z_0 reaches ~1000 Ω if the antennas' and TWLs' wires do not contact the vegetation and soil and decreases to $Z_0 = 400–500$ Ω for the antennas located on the ground. The duration of the current turn-off front in the $A \times A$ (m × m) square antennas with at most T_{off} (ns) ≤ 150A which determines the depth of the dead zone of the soundings $H(\text{m}) \leq 0.25 \leq \sqrt{\rho A}$, where ρ (Ω m) is the effective resistivity of the near-surface layer with thickness H . Within this depth, layer-by-layer interpretation of the transient responses is impossible; however, a robust estimate can be obtained for the longitudinal conductance $S = H/\rho$. The transient processes measured by the TEM instrument in the small antennas after the complete turn-off of the current $t > T_{\text{off}}$ demonstrate inconsistency between the theory and experiment. In the antennas smaller than 25 m × 25 m, induction effects with the intensity and duration depending on wire thickness are observed. Physical interpretation of these effects is presented which associates them with the relaxation of the induced currents within an open wire. It is shown that at the moment of the transmitter's turn-off, the decaying magnetic field induces a three-dimensional closed current vortex in the body of the wire similarly to what takes place in the local conductors (conducting medium). The relaxation time of these currents depends on the conductivity and cross-section area s (mm²) and is $\tau_{\text{Cu}} \approx (1.4–1.6)s$ (μs) for a copper wire (μs). The induction effects in the antenna wires can be reduced by using a special stranded wire (litz wire). In the case of 12 m × 12 m to 25 m × 25 m combined receiver–transmitter antennas made of 127-core litz wire, the depth of the dead zone is at most $H(\text{m}) \leq 1.5 \leq \sqrt{\rho A}$.

Keywords: electromagnetic sounding of the Earth, transient processes in antennas